П-146
34

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВНИИгеолнеруд

ВЫПУСК 34

НЕРУДНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Казань 1974

43 —

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВНИИгеолнеруд

ВЫПУСК 34

НЕРУДНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ (вып. 2)

(Геология и генезис месторождений галогенных и карбонатных отложений)

Казань 1974

-146. Д452-0954

Ответственный редактор кандидат геолого-минералогических наук **Е. Ф. Станкевич**

Печатается по разрешению МГ СССР 16/X-1968 г. и 26/III-1974 г.

© ВНИИгеолнеруд 1974

П 81339

Центральная научная БИБЛИОТЕКА Академии наук Кирг. ССР О. Э.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)

№ 34 1974

Ю. В. Баталин, Е. Ф. Станкевич

О РАСПРОСТРАНЕНИИ СОДОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Содоносные отложения образуются преимущественно в континентальной обстановке в аридных условиях. По сравнению с другими типами континентального галогенеза, а тем более морского, содовый галогенез изучен очень слабо. Минерализация содового типа может возникать также при катагенных процессах при воздействии высокощелочных подземных вод на вмещающие породы. Известны и эндогенные проявления содовых минералов в пеплах и лавах вулкана Олдоиньо-Ленгаи, а также в гидротермальных образованиях.

Среди минералов, содержащих карбонаты и бикарбонаты натрия (табл. 1), более распространенными являются натрон, трона, нахколит, пирсонит, гейлюссит и давсонит.

Длительное время считалось, что промышленные скопления природной соды и троны могут быть связаны только с соляными озерами антропогена. Однако в конце 30-х годов нашего столетия были выявлены уникальные по запасам (десятки млрд. *т*) ископаемые залежи троны, нахколита и давсонита в отложениях палеогена Скалистых гор в США (Culbertson, 1966; Hite, Dyni, 1967; Баталин и др., 1971 а), а также проявления содовых минералов в палеозое и мезозое СССР и других стран (Апродова, 1945; Баталин и др., 1971 б; Лю Ин-цзинь, 1954; Плотников, Татарский, 1946). Имеются предположения, что воды первичного океана являлись содовыми (Валяшко, 1967), а «...воды многих докембрийских озер были скорее карбонатно-бикарбонатно-натриевыми, чем хлоридно-натриевыми» (Эйгстер, 1969). Большим распространением пользуются также анальцимовые, цеолитовые и другие породы, возникшие в высокощелочной среде и найденные во многих районах земного шара (Бурьянова, 1960; Кальберг, Левандо, 1963; Левина, 1959; Милтон, 1961; Hay, 1966; Hay, Moiola, 1963). Все это подтверждает вывод Н. М. Страхова, что «...знание химических типов современных внутриконтинентальных озер позволяет с уверенностью предсказать, что среди древ-

Таблица 1

Содовые минералы

Наименование	Формула	Распространение	
		современные отложения	ископаемые отложения
Карбонаты и бикарбонаты Na			
Термонатрит	$Na_2CO_3H_2O$	+	+
Семиводная сода	$Na_2CO_37H_2O$	+	
Природная сода (натрон)	$Na_2CO_310H_2O$	+	+?
Нахколит	$NaHCO_3$	+	+
Вегшейдерит	$Na_2CO_33NaHCO_3$		+
Трона	$Na_2CO_3NaHCO_32H_2O$	+	+
Карбонаты			
Эйтелит	$Na_2CO_3MgCO_3$		+
Шортит	$Na_2CO_32CaCO_3$		+
Бурбанкит	$Na_2CO_34(Ca, Sr, Ba, Ce)CO_3$		+
Пирсонит	$Na_2CO_3CaCO_32H_2O$	+	+
Гейлюссит	$Na_2CO_3CaCO_35H_2O$	+	+
Давсонит	$NaAl(OH)_2CO_3$		+
Сложные соли			
Буркеит	$Na_2CO_32Na_2SO_4$	+	
Нортупит	$Na_2CO_3MgCO_3NaCl$	+	+
Тихит	$2Na_2CO_32MgCO_3Na_2SO_4$	+	+
Ганксит	$2Na_2CO_39Na_2SO_4KCl$	+	

них формаций найдутся отложения, отвечающие водам содового типа...» (Страхов, 1962).

В связи с прогнозной оценкой содоносности территории СССР, выполняемой по заданию Министерства геологии СССР и Министерства химической промышленности СССР, нами собраны материалы, позволяющие судить о пространственном и стратиграфическом положении содоносных отложений, минералов содового типа, парагенных им образований и, частично, содовых вод повышенной минерализации (рис. 1).

В настоящее время по морфогенетическим признакам среди содовых месторождений и проявлений можно выделить 2 типа: I — твердые содоносные отложения и образования и II — содовые воды повышенной минерализации.

Среди I типа различаются:

А. Экзогенные образования и отложения:

— гипергенные — продукты выветривания и преобразования преимущественно щелочных и высокощелочных пород;

— педогенные — почвенные образования (солонцы, солончаки);

— лимногенные — озерные;

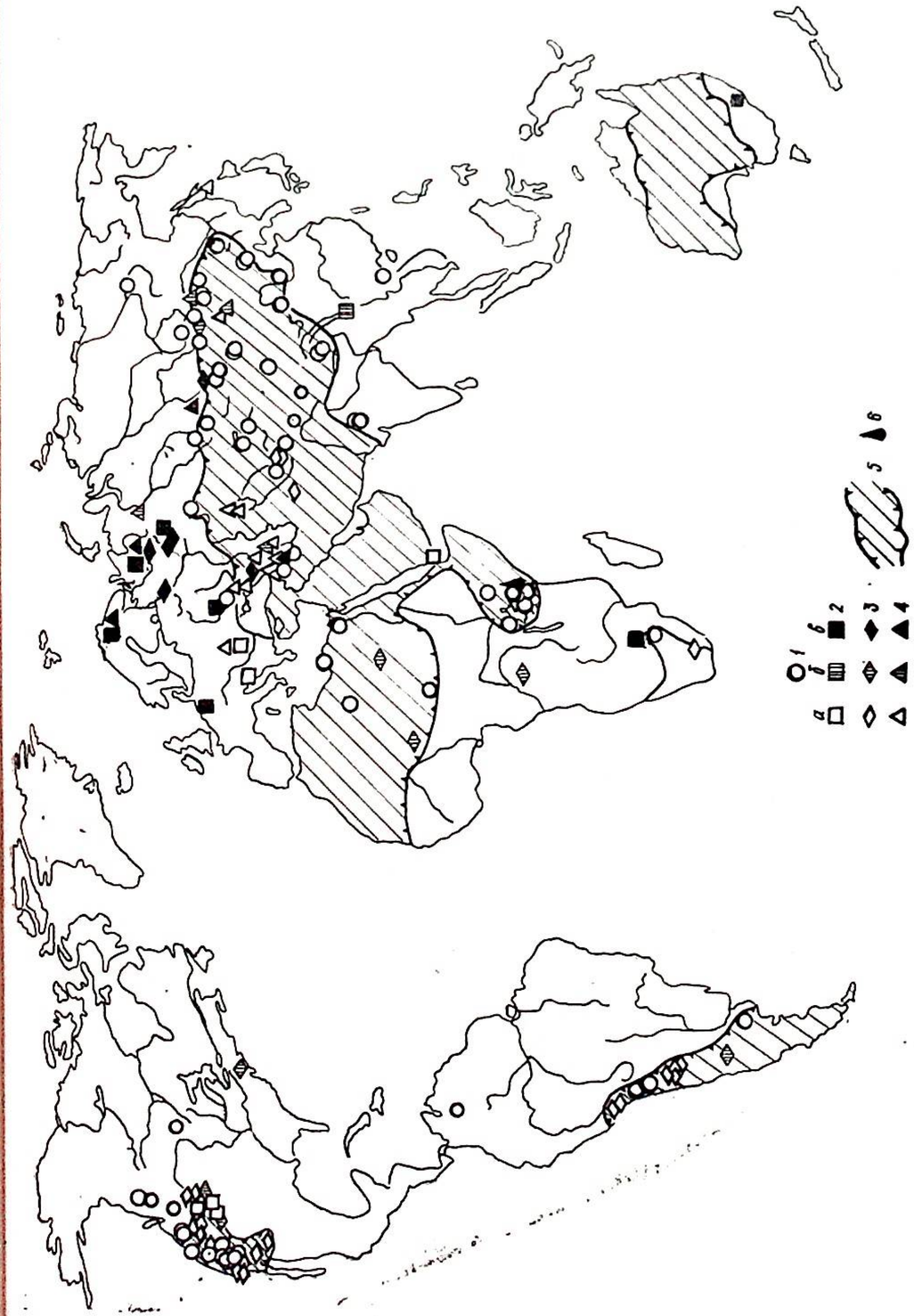


Схема распространения содоносных и парагенных им образований:

1 — соленые озера; *2* — содовые минералы в отложениях: *а*) кайнозойских, *б*) мезозойских, *в*) палеозойских; *3* — парагенные содовым минералы (цеолиты, силикаты, бораты) в континентальных отложениях: *а*) кайнозойских *б*) мезозойских, *в*) палеозойских: *4* — подземные содовые воды с повышенным содержанием $NaHCO_3$ (> 5 г/л) в отложениях: *а*) кайнозойских, *б*) мезозойских, *в*) палеозойских и более древних: *5* — области современного соленакопления; *6* — карбонатитово-содовый вулкан Ол-Доиньо-Ленгаи.

— катагенные — продукты преобразования первоначально несодоносных осадочных пород под воздействием особенно высокоминерализованных содовых вод;

Б. Эндогенные образования и отложения:

— гидротермальные — минеральные образования растворов;

— вулканогенные — лавы, пеплы, вулканические эксгаляции.

Среди лимногенных образований выделяются: а) осадки современных озер и б) ископаемые отложения. Кроме того, среди экзогенных содоносных образований встречаются содовые порошки, сталактиты и т. д., образующиеся при испарении водных брызг и капель, а также криогенные образования типа гуджира — налеты и выцветы на льду содовых озер.

Среди содовых вод повышенной минерализации выделяются: озерные: а) поверхностные воды и рассолы; б) грунтовые (донные) воды и рассолы; и подземные: а) седиментационные; б) инфильтрационные; в) ювенильные (возрожденные).

Наибольший промышленный интерес представляют лимногенные и катагенные образования и современные озерные воды. Требуют выяснения и изучения эндогенные, особенно гидротермальные образования. Не изучены возможности использования подземных вод, так как не разработана технология производства соды и других продуктов из подземных содовых вод.

Большинство кайнозойских и мезозойских содопроявлений и месторождений находится в области распространения соляных озер, т. е. в области современного соленакопления, что соответствует положению аридных и семиаридных зон в кайнозое и мезозое.

По распространению содоносных и парагенных им образований кайнозоя и мезозоя, их геолого-структурному положению и ландшафтно-климатическим условиям образования в пределах материков можно наметить ряд содоносных провинций. Наиболее четко выделяются Западно-Американская и Восточно-Африканская провинции, более условно — Южно-Андийская, Западно-Азиатская и Центрально-Азиатская. К Западно-Американской провинции приурочена эоценовая содоносная формация Грин-Ривер, развитая в крупных межгорных впадинах Грин-Ривер, Уинта, Пайсинес-Крик, Уошаки (Баталин и др., 1971; Милтон, Югстер, 1961; Culbertson, 1966; Bradley, 1964; Hite, Dyni, 1967) в центральной и южной частях Скалистых гор. Эти впадины были сформированы в мезозойско-кайнозойский этап тектогенеза и выполнены мощными толщами преимущественно континентальных терригенно-хемогенных, реже вулканогенных отложений. Промышленные залежи троны (впадина Грин-Ривер), нахколита и давсонита (впадина Пайсинес-Крик) залегают среди глинисто-битуминозных и известково-доломитовых пород, занимая площади в сотни и тысячи кв. *км* при мощности до 1—3, реже 13 *м* (Баталин и др., 1971а; Culbertson, 1966; Hite, Dyni, 1967).

В парагенезисе с промышленными минералами находятся галит, шортит, нортупит, пирсонит, гейлюссит и другие карбонаты, а также аутигенные — калиевый полевой шпат, анальцим, альбит, лафлинит, цеолиты, боросиликаты, кварц и пирит (Баталин и др., 1971; Милтон, Югстер, 1961; Нау, 1966). С формацией Грин-Ривер связаны подземные содовые воды с минерализацией 10—35 *г/л* и более (Feltis, 1968).

В Калифорнийско-Невадийской части провинции в орогенных впадинах, выполненных третичными и антропогенными отложениями, располагается целая система содовых (часто бороносных) озер Сирлс, Оуэнс, Чайна, Сода, Моно, Дип-Спрингс (Haines, 1959; Smith, Haines, 1964; Ver-Plank, 1958), а еще севернее, в Орегоне, озер Саммер, Эйберт и Алкали.

Мощные карбонатно-илистые осадки (до 1100 *м*) находятся в оз. Сирлс, где совместно с галитом, троной, ганкситом и бурой широко представлены гейлюссит, пирсонит, глазерит и аутигенные адуляр, анальцим, сирлезит и другие минералы. С отложениями содовых озер Западно-Американской провинции связаны анальцимовые и цеолитовые породы формаций Хачватер, Чинл, Вагон-Бэд, Хэй Ранч, Эсмеральда и т. д. (Нау, 1966).

Восточно-Африканская провинция чрезвычайно богата карбонатными солями натрия, характерными для большинства современных озер и источников. К депрессиям рифтового пояса приурочены крупные озера, многие из которых соляные и содовые: Рудольф, Стефани, Накуру, Магади, Натрон, Амбосели, Эяси, Маньяра и др. (Горячев, 1968; Милановский, 1969; Нау, 1966). Соляные отложения (трона, гейлюссит, пирсонит и др.) совместно с цеолитами, анальцимом, магадитом и кениаитом известны в озерах Магади и Натрон (Эйгстер, 1969; Нау, 1966). Аналогами этих образований являются плейстоценовые цеолитоносные породы пачки Пенини и ущелья Олдуваи, которые прослежены на больших площадях и достигают мощности 100 *м*.

Вблизи озера Натрон расположен единственный в мире карбонатитово-содовый вулкан Олдоиньо-Ленгаи. Периодические извержения его сопровождаются выбросом огромных количеств пепла и лав, обогащенных карбонатами натрия (Горячев, 1968; Dawson, Bowden, 1968). Содовые озера имеются и в других районах Африки (Египет, Ливия, Чад, ЮАР). В Ливии, Нигере, Конго обнаружены мезозойские толщи анальцимолитов на площадях до нескольких тысяч кв. *км* (Нау, 1966).

Южно-Андийская провинция намечается по серии соленосно-бороносных саларов и соляных озер в пределах высокогорных плато складчатой системы Анд (Орлова, 1961; Ahlfed, 1956). Многие из них содержат карбонатные соли — соду, трону и т. д.

Западно-Азиатская провинция занимает западную часть Альпийской складчатой системы в пределах Азии. Она выделяется по наличию крупных содовых озер Ван (соляное), Севан (пресное), Сасык-Куль, Чукур-Куль (Памир) и других, а также ре-

гиональному распространению подземных содовых вод, особенно в Армении, Азербайджане, Туркмении и соседних районах Турции и Ирана. На некоторых участках высокоминерализованные подземные воды, содержащие повышенные количества углекислого натрия (более 5 *г/л*), приурочены к соленосным отложениям и, возможно, указывают на присутствие минералов содового типа (Армения, район Двина, Птгни, Турция, источник Бура-Хан и др.). Соленосные и бороносные отложения широко распространены в ряде орогенных депрессий.

Центрально-Азиатская провинция охватывает обширную территорию, где развита система крупных наложенных депрессий и межгорных впадин. Многие из них в мезозое и кайнозое занимали крупные озера, осадконакопление в большинстве из которых происходило на фоне устойчивого континентального режима. К ним обычно приурочены и современные озера различных гидрохимических типов, в том числе и содовые, особенно в Тибете, Маньчжурии, Монголии и Забайкалье (Влодавец, 1927; Торгашев, 1927). Размеры некоторых озер достигают сотен кв. *км*, и они обладают крупными запасами солей: Хиргис-Нур, Телмен-Нур, Бон-Цаган-Нур (МНР), Намцо, Селлинг (Тибет), Часунур и др. (Маньчжурия). Для Забайкалья, Монголии и смежных с ними территорий характерно региональное развитие подземных содовых вод. К этой же провинции можно отнести и содовые озера юга Западно-Сибирской низменности (Танатар, Петуховские, Кандаралды и др.), а также проявления соды в мезозойских породах провинции Юньнань в КНР (Лю Ин-цзинь, 1954). Содовые озера известны и в других районах Азии, например в Индии, Индокитае, Якутии, Зауралье. На Аравийском полуострове (у Адена) интересно «...месторождение жирной аморфной массы с мыльным запахом, содержащей около 50% соды» (Влодавец, 1927).

В Европе небольшие содовые озера имеются на юге Украины, в Предкавказье, Венгрии и на Кипре. Отмечены содопроявления на вулканических породах вулканов Везувия и Этны. На территории Европы найдены и проявления содоносных отложений, представленных термонатритом в известково-мергелистых породах верхней перми Предуралья (Апродова, 1945) и зонами псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу в известняках татарского яруса в бассейне реки Мезень (Плотников, Татарский, 1946). О возможности развитии содовых (щелочных) озер в верхнем палеозое на Русской платформе свидетельствуют также находки анальцима в верхнепермских и триасовых красноцветах Вятско-Камской впадины (В. А. Горшкова, Г. Ф. Колобова, 1956) и анальцим-цеолитовых пород нижнего карбона в Иксинской впадине Северо-Онежского бокситоносного района (Кальберг, Левина, 1963). Большой интерес представляют находки давсонита в кварц-полевошпатовых песчаниках карбона на Дружковском-Никитовском проявлении киновари в Донбассе, в нижнем карбоне Припятской впадины и на ртутных проявлениях в известковистых песчаниках Закарпатья (Барышников и др., 1966; Лазаренко, Мельников, 1969; Баталин, Касимов и др., 1971б). Необходимо отметить, что в миоценовых мергелях и сланцевых глинах озерного происхождения в Северной Боснии обнаружены проявления сирлезита в парагенезисе с троной, кальцитом, опалом и пиритом (Barić, 1966). Требуют изучения также эффузивно-осадочная формация нижней перми Северного Кавказа, включающая альбитолиты и карбонатно-фосфатные породы (Левина, 1959), и озерно-лагунные анальцим-цеолитовые отложения Тувы (Бурьянова, 1960).

Изучение распространения содопроявлений и парагенных им образований, а также материалов по палеогеографии, палеоклиматологии и литологии показывает, что на территории СССР континентальные возможно содоносные отложения пользуются широким распространением. В ряде случаев имеются косвенные и прямые показатели присутствия содовой и парагенной ей минерализации. Кроме собственно содовых минеральных образований, являющихся источником получения соды (трона, нахколит, термонатрит, натрон и др.) и алюминия (давсонит), с ними обычно бывают связаны месторождения боратов, цеолитов, лития, вольфрама, меди, урана, фосфоритов и т. д. Поэтому необходима постановка широких прогнозно-ревизионных (в Закавказье, Средней Азии, Забайкалье, Закарпатье, на востоке Русской платформы, в Казахстане), а местами и ревизионно-поисковых работ (в Чусовских городках Пермской области, в верховьях р. Мезени в Коми АССР, в районе сс. Двин и Птгни в Армении, на некоторых ртутных проявлениях в Закарпатье и Донбассе, а также в Припятской впадине).

Подземные содовые воды повышенной минерализации, которые могут представлять интерес как важное сырье для получения соды, генетически не всегда бывают связаны с содоносными образованиями. Они могут формироваться и в несодоносных отложениях. Поэтому изучение закономерностей их формирования и размещения должно проводиться самостоятельно и по иной методике. Технологически вопросы использования подземных содовых вод для этой цели почти не изучены, работ в этом направлении очень мало. Однако имеется много данных, позволяющих считать, что они могут являться хорошим сырьем для получения соды.

Изучение содоносных отложений и поиски месторождений природной соды являются интереснейшей и важной задачей, и, по-видимому, есть все основания для нахождения месторождений природной соды в СССР (Сидоренко, 1970).

ЛИТЕРАТУРА

Апродова А. А. Термонатрит в Прикамье. ДАН СССР, т. 48, № 4, 1945.

Барышников Э. К., Лазаренко Э. А., Теплов В. П. Новое в минералогии Закарпатья. В сб.: Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Изд. Львов. ун-та, Львов, 1966.

Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Геология и минералогия ископаемых содоносных отложений формации Грин-Ривер, США. ВИЭМС, М., 1971а.

Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Давсонит — возможный источник получения алюминия. «Разведка и охрана недр», № 7, 1971б.

Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. Континентальные соленосные отложения и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые (Тезисы докладов к симпозиуму). Изд. «Наукова думка», Киев, 1971.

Бурьянова Е. З. Анальцим- и цеолитсодержащие породы Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1960.

Валяшко М. Г. Основы геохимии природных вод. «Геохимия», № 11, 1967.

Влодавец Н. И. Сода. Нерудные ископаемые, т. III. Изд. АН СССР, Л., 1927.

Горячев А. В. Извержение Олдоиньо-Ленгаи. «Природа», № 7, 1968.

Кальберг Э. А., Левандо Е. П. Об анальцим- и цеолитсодержащих породах из Северо-Онежского района и об их роли в бокситообразовании. Кора выветривания, вып. 5. Изд. АН СССР, М., 1963.

Лазаренко Э. А., Мельников В. А. О давсоните из Закарпатья. Минер. сб. Львов. ун-та, 23, вып. 3, 1969.

Левина С. Д. Об осадочных полевошпатовых породах в отложениях нижней красноцветной толщи перми на Северном Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1959.

Лю Ин-цзинь. Ресурсы полезных ископаемых Китая. Дили Чжиши, № 3, 1954.

Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. Вестн. МГУ, № 1, 1969.

Милтон Ч., Югстер Х. П. Минеральные ассоциации формации Грин-Ривер. Геохим. исследования. Изд. ИЛ, М., 1961.

Орлова В. Е. Особенности геологической обстановки вулканогенно-осадочных месторождений бора на примере бороносных провинций Северной и Южной Америки. Сер. геол., вып. 13, ОНТИ ВИМС, М., 1961.

Плотников М. А., Татарский В. Б. Псевдоморфозы кальцита по гейлюсситу из татарского яруса р. Мезени. Зап. Всерос. минер. о-ва, 2 сер., т, 75. № 3, 1946.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы литологии в связи с развитием минерально-сырьевой базы СССР. В кн.: Состояние и задачи советской литологии, т. 1. Изд. «Наука», М., 1970.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 3. Изд. АН СССР, М., 1962.

Торгашев Б. П. Сода (производство и потребление соды в Китае, Маньчжурии и общее положение содовой промышленности на Дальнем Востоке). Вестн. Маньчжурии, № 1. Харбин, 1927.

Эйгстер Х. П. Условия образования докембрийских железистых формаций. Очерки физ.-хим. петрологии, т. 1. Изд. «Наука», М., 1969.

Ahlfed Fr. Sodaseen in Lipez (Bolivien). Neues jarb. Mineral. Monatssch., N 6—7, 1956.

Barić L. Searlesit von Lopare in Nordostbosnien. Ber. Deutschl. Ges. Geol. Wiss., v. 11. N 4, 1966.

Bradley W. H. Geology of Green River formation and associated Eocene rocks in Southwestern Wyoming and adjacont parts of Colorado and Utah. Geol. Surv. Profess. Paper, 496-A, 1964.

Culbertson W. C. Trona in the Wilkins Peak Member of the Green River formation, Southwestern Wyoming. Geol. Surv. Profess. Paper, 550-B, 1966.

Dawson I. B., Bowden G. C. Activity of the carbonatite volcano Lengai. Geol. Rundschau, v. 57, N 3, 1968.

Fahey I. I. Saline minerals of the Green River formation. Geol. Surv. Profess. Paper, 405, 1962.

Feltis R. D. Preliminary assessment of ground water in the Green River formation, Unita Basin, Utah, Geol. Surv. Profess. Paper, 600-B, 1968.

Haines D. V. Core logs from Searles Lake San Bernardino County California. Geol. Surv. Bull., 1045-E, 1959.

Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in Sedimentarry rock. Geol. Soc. America Spec. Paper, N 85, 1966.

Hay R. L., Moiola R. I. Authigenic silicate minerals in Searles Lake, California. Sedimentology, v. 2, N 4, 1963.

Hite R. I., Dyni I. R. Potential resources of dawsonite and nachcolite in the Piceance Greek Basin, 1967. Northwest Colorado. Quart. Colo. School. Mines, v. 62, N 3, 1967.

Milton Ch. Mineralogy and petrology of the Green River formation of Wyoming, Utah and Colorado. Trans N-Y. Acad. Sci., v. 23, N 7. 1961.

Milton C., Fahey I. I. Classification and association of the carbonate minerals of the Green River formation. Amer. Sour. Science, 258-A, 1960.

Smith G. I., Haines D. V. Character and Distribution Noucklastic minerals in the Searles Lake Evaporite Deposit, Californiy, Geol. Surv. bull., 1181-P, 1964

Ver-Plank W. E. Salt in California. Division of Mines Bull., v. 175, San Francisco, 1958.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)

№ 34 1974

Е. Ф. Станкевич

ИЗУЧЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ СОДОВЫХ ВОД В СВЯЗИ С ОЦЕНКОЙ СОДОНОСНОСТИ

При прогнозно-ревизионных работах на естественную соду необходимо уделять большое внимание изучению распространения и условий формирования подземных содовых вод. Это объясняется следующим:

1. Подземные содовые воды являлись и являются основным поставщиком растворенных минеральных солей (в т. ч. и соды) в бессточные озерные бассейны, в которых в аридных условиях происходит концентрирование и накопление солей в донных осадках.

2. Подземные содовые воды, так же как и рапа некоторых озер, в ряде случаев, вероятно, могут являться сырьем для получения соды.

3. Во время поисково-разведочных работ, по-видимому, можно будет применять гидрохимические поисковые критерии. Однако значение познания закономерностей распространения и формирования подземных содовых вод значительно шире. С поверхностными и подземными содовыми водами бывает связано образование месторождений цеолитов и некоторых металлов. До недавнего времени считалось, что районы распространения щелочных (содовых) вод неблагоприятны для гидрохимических поисков рудных месторождений вследствие низкой растворимости металлов. В последние годы установлено, что растворимость многих элементов, таких как вольфрам, литий, редкие земли (ниобий и др.), берилий, бор и прочие, в щелочных водах повышается. Знание ареалов распространения подземных содовых вод будет способствовать повышению эффективности гидрохимических поисков, так как поможет предварительно учитывать их направленность и устанавливать пределы фоновых и аномальных содержаний. Гидрохимические критерии перспектив нефтегазоносности в первую очередь зависят от химического типа подземных вод изучаемых регионов. Для районов с преимущественным развитием щелочных (содовых или гидрокарбонатно-натриевого типа по Сулину) и жестких (несодовых, хлоркальциевого типа по Сулину) они будут различными. При орошении содовые воды часто вызывают уменьшение и гибель урожая и осолонение почв. В паровых котлах они дают вспенивание и выбросы. Вероятно, содовые воды, способствуя распространению фтора, оказывают влияние на распространение таких болезней, как флюороз и кариес. Есть основание предполагать, что употребление содовых вод, как это установлено в отдельных районах Равнинного Алтая, способствует распространению сердечно-сосудистых заболеваний. Характер агрессивности содовых вод к фундаментам и другим подземным сооружениям будет иным, чем вод иного химического типа. Знание особенностей формирования подземных содовых вод приобретает большое значение при выяснении происхождения подземных вод, стадий и характера эпигенеза вмещающих пород, засоления почв и других вопросов.

Под содовыми водами, как это принято, подразумеваются такие, в которых среди растворенных минеральных веществ имеется углекислый или двууглекислый натрий и калий. Они соответствуют водам I типа классификации О. А. Алекина, водам гидрокарбонатно-натриевого типа Пальмера и В. И. Сулина, рассолам карбонатного типа М. Г. Валяшко, водам типа «А» А. Г. Бергмана, I типа Ю. П. Никольской и т. д.

Из всех гидрохимических классификаций, по нашему мнению, наиболее приемлемой при изучении распределения и условий формирования химического состава вод является классификация О. А. Алекина, так как она отражает химический состав по преобладающим ионам, а также по набору гипотетических солей. Однако она нуждается в расширении и дополнении (например, разделение III класса на 2 подкласса, как это предложил Е. В. Посохов, введение новых групп и классов, уточнение типов и т. д.), что не является темой настоящего сообщения. Большая часть остальных классификаций неудобна тем, что выделяемые типы и классы не отражают преобладания ионов или не дают представления о гидрохимическом типе воды по набору гипотетических солей. Классификация природных вод по химическому составу О. А. Алекина с дополнениями Е. В. Посохова (1966) следующая: по преобладающим анионам выделяются гидрокарбонатный (С), сульфатный (S) и хлоридный (Cl) классы, по катионам — кальциевая, магниевая и натриевая группы. Первый тип вод характеризуется $HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$; второй $HCO_3^- < Ca^{2+} + Mg^{2+} < HCO_3^- + SO_4^{2-}$; третий $Cl^- > Na^+$ (IIIа — $Ca^{2+} + Cl^- < 100\%$; IIIб — $Ca^{2+} + Cl^- > 100\%$); четвертый $HCO_3^- = 0$.

Содовые воды, или воды I типа О. А. Алекина, группируются в 5 самостоятельных видов: C_I^{Ca}, C_I^{Mg}, C_I^{Na}, S_I^{Na}, Cl_I^{Na}. Кроме того, ведущими ионами в содовых водах могут быть фтор

(F), кремнекислота ($HSiO_3^-$, SiO_3^{2-}) и иногда нитраты (NO_3^-). Условия формирования, минерализация, пути метаморфизации и значение в общей системе подземных вод для каждого вида будут различны. Так же различны и ареалы их распространения, как и приуроченность к тем или иным литологическим комплексам, гидродинамическим и гидрохимическим зонам, климатическим поясам и окислительно-восстановительным обстановкам.

Основными задачами изучения подземных содовых вод в связи с прогнозными работами по содоносности территории СССР являются: выяснение распространения содовых вод по площади и разрезу; изучение путей формирования химического состава содовых вод; условия дренирования подземных содовых вод и концентрирование их в бессточных бассейнах и аридных условиях; палеогидрогеологические реконструкции для районов возможно широкого распространения подземных содовых вод в геологическом прошлом.

До настоящего времени изучению распространения подземных содовых вод почти не уделяли внимания. Обычно в региональных работах химический состав вод характеризовался только по преобладающим ионам — поэтому часто, особенно когда не приводится фактический материал, нельзя решить, к какому гидрохимическому типу О. А. Алекина относятся те или иные воды. Ведь даже углекислые минеральные воды далеко не всегда относятся к содовым. Схемы распространения содовых вод встречаются редко и только по отдельным водоносным горизонтам. Наибольшее количество данных о распространении подземных содовых вод приводится в работах гидрогеологов-нефтяников по Предкавказью, Закавказью, Западной Туркмении, Крыму, Западной Сибири, Сахалину. Основное внимание содовым водам было уделено многими исследователями при изучении Кулунды и Барабы, Предкавказья и Кавказа, Украины и Молдавии, Забайкалья и некоторых других районов. Происхождение и распространение подземных содовых вод изучали Е. В. Посохов, С. А. Дуров, М. И. Врублевский, В. И. Сулин, Е. С. Гавриленко, К. Ф. Филатов, Н. И. Базилевич, И. М Буачидзе, С. С. Чихелидзе, Н. М. Страхов, М. С. Гуревич, Н. М. Кругликов, Г. А. Толстиков и др.

Предлагаемая работа является первой попыткой дать обзор распространения подземных содовых вод в СССР как по площади, так и по разрезу. Изучение их велось в основном по опубликованной литературе, в ряде случаев использованы фондовые работы.

Подземные воды содового типа распространены в СССР широко. По крайней мере, трудно найти область или автономную республику, где бы они не встречались, хотя и очень редко. Поэтому картирование и выделение отдельных источников, колодцев и скважин с содовыми водами не имеют смысла. Следует выделять только районы сплошного регионального и очагового (крупно- и мелкоочагового) распространения подземных содовых вод в отдельных водоносных горизонтах, водонасыщенных комплексах, литологических разностях, зонах повышенной трещиноватости. Наиболее часто содовые воды бывают связаны с: а) выходами кислых и щелочных пород; б) полевошпатовыми и глауконитовыми песками и песчаниками; в) песчано-глинистыми породами, обогащенными органическими веществами; г) нефтегазоносными породами; д) участками сильно разбитых метаморфических и изверженных пород вблизи разломов, особенно на участках молодого вулканизма; е) районами содового засоления почв. Вместе с тем они могут быть приурочены к любым литологическим разностям, в том числе и к известнякам (например, к карстующимся юрским известнякам Горного Крыма). Содовыми часто являются атмосферные осадки.

Вмещающие породы содовых вод по возрасту могут быть самыми разнообразными — от докембрия до голоцена. Однако преимущественно они бывают связаны с мезозойскими (в особенности с юрскими, меловыми), палеогеновыми и неогеновыми. Их минерализация колеблется в значительных пределах — от нескольких десятков *мг/л* до 50—55 *г/л*. В аридной зоне содовые озера могут иметь рассолы с минерализацией 100—150 *г/л* и более.

Подземные содовые воды распространены по площади и по разрезу очень неравномерно. В северной половине Союза они встречаются значительно реже, чем в южной. И площади распространения также не одинаковы: в южных областях их заметно больше, чем в северных. То же относится и к частоте встреч по стратиграфическому разрезу и по глубине залегания.

В западной части Причерноморского бассейна в Молдавской ССР и прилегающей к ней территории Украинской ССР подземные содовые воды широко распространены в кембрийских, меловых, сарматских и левантийских отложениях. Их минерализация изменяется обычно в пределах 0,5—2,0 *г/л*, достигая в нижнесарматских 4,0, а в среднесарматских отложениях — 12,3 *г/л*. В песках и песчаниках палеогена они встречаются редко (например, в скважине в районе Горешты). С силурийскими и юрскими отложениями обычно связаны воды повышенной минерализации типа IIIб (содержащие соли хлористого кальция). Основная масса вод I типа относится к гидрокарбонатному, реже хлоридному классам.

Распространение подземных содовых вод среди других гидрохимических типов по стратиграфическому разрезу Крымского полуострова можно проследить по табл. 1, составленной по материалам, приведенным в монографии «Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности» (Гордиевич и др., 1963). Содовые воды особенно широко распространены на Керченском

Таблица 1

Распределение гидрохимических типов подземных вод Крымского полуострова

Возраст вмещающих пород		Всего проб	Гидрохимические типы			
			I	II	IIIа	IIIб
Палеозой		4	2	—	—	2
Таврическая серия		7	1	2	2	2
Юра	Родники	8	1	2	5	—
	Скважины	8	3	3	2	—
Валанжин-готерив	Родники	4	—	3	1	—
	Скважины	3	3	—	—	—
Альб	Родники	3	—	3	—	—
	Скважины	3	1	1	—	1
Верхний мел	Родники	2	—	2	—	—
	Скважины	5	—	4	—	1
Мазанская свита		8	4	4	—	—
Дат-монтский	Родники	3	—	1	2	—
	Скважины	11	7	1	2	1
Эоцен	Родники	4	—	4	—	—
	Скважины	5	3	2	—	—
Майкопский		9	8	—	—	1
Тортонский		13	2	6	2	3
Сарматский		14	3	1	8	2
Понтический и мэотический		14	1	2	9	2
Плиоцен		9	—	2	5	2

полуострове и в полосе, примыкающей с севера к Крымским горам. На севере полуострова они сменяются другими гидрохимическими типами.

Содовые воды иногда бывают связаны с участками распространения солонцов и солончаков в районах современного засоления почв в Причерноморских степях Украины. Севернее они встречаются в трещиноватых породах Украинского кристаллического щита (от Давыдоша через Житомир, Белую Церковь и далее на восток, в районе Хмельника и т. д.). Западнее подземные содовые воды известны в Закарпатье, где они чаще всего представлены углекислыми, иногда термальными разновидностями углекислых (насыщенных свободной углекислотой) вод (Коршев, Барбовцы, Яловичора, Рапачивка, Сойма, Новополянское, Шалы, Свалявка, Кобылецкая Поляна, Ужгород, Поляна Квасова и др.). Довольно часто они появляются в районе серных месторождений Прикарпатья в тортонских и вышележащих отложениях среди сульфатных вод преимущественно II типа (Тлумачское месторождение). В пределах Львовского артезианского бассейна содовые воды приурочены к верхнепротерозойским и нижнекембрийским, сеноманским, реже к турон-сенонским отложениям. В Днепровско-Донецком артезианском бассейне в сеноман-нижнемеловом горизонте на глубинах 100—700 *м* они, про-

слеживаются в широкой полосе по Сумской, Полтавской, Харьковской, Роменской и другим областям. Преобладают воды гидрокарбонатного, реже хлоридного класса кальциевой и натриевой групп.

На северо-западе Белоруссии и юге Литовской ССР содовые воды встречаются на глубине 100—200 *м* в верхнемеловых отложениях. Очаговым распространением они пользуются к юго-западу от озера Ильмень в бассейне Шелони. В Эстонии они редки. Среди трещинных вод Балтийского щита и Кольского полуострова содовые воды встречаются в кислых и щелочных изверженных породах. Сильно минерализованные воды были обнаружены С. Р. Крайновым в нефелиновых сиенитах района Хибин. В их составе содержание натрия чаще всего выше 99%, а карбонатного и бикарбонатного ионов — достигает 50—70%. Количество хлора в них редко превышает 10 *мг* в 1 *л* при исключительно высоком содержании фтора (150—200, в отдельных случаях 6250 *мг/л* — проба № 217) и кремнезема (до 600 *мг/л*). Фтор иногда становится ведущим анионом (до 68,5 *экв.*%). В горных выработках г. Карнасурт Ловозерского щелочного массива на Кольском полуострове на участках капежа высокоминерализованных вод подобного типа образуются силикатно-содовые сталактиты (Дорфман и др., 1967). На выходах нефелиновых сиенитов и на их старых отвалах при выветривании образуются белые налеты содового состава.

Отдельные очаги подземных содовых вод встречаются в Холмогорском районе западнее Архангельска в песчано-глинистых отложениях бореальной трансгрессии, в Малоземельской тундре на выходах коренных пород в низовьях Печоры, в Ухтинском районе на Нижней Печоре, на юге Большеземельской тундры и т. д. Региональное распространение они имеют в Печорском угленосном бассейне, где приурочены к верхней трещиноватой зоне песчано-глинистых пермских отложений, перекрытых мощными четвертичными образованиями ледникового происхождения. Среди межмерзлотных и надмерзлотных вод в водноледниковых песках в пределах распространения пермских угленосных отложений также встречаются содовые воды низкой минерализации. Интересно, что и водные вытяжки из моренных глин востока Большеземельской тундры часто бывают содовыми (Данилов, 1963).

Маломинерализованные гидрокарбонатные, реже хлоридные (при минерализации 1—2 *г/л*) воды преимущественно натриевой группы пользуются очаговым распространением в песчано-глинистых образованиях верхней перми и триаса Пермского Прикамья, Волго-Вятского края, Среднего Поволжья и Оренбургской области. Встречаются они в отдельных скважинах, вскрывших пески в погребенных неогеновых долинах Урало-Поволжья. В Саратовской и Волгоградской областях и на территориях, прилегающих к ним с запада, подземные содовые воды приурочены

Центральная научная библиотека

Таблица 2

Распределение гидрохимических типов подземных вод в бассейне Среднего Дона

(по материалам Н. Д. Козловой, 1965)

Возраст вмещающих пород	Всего проб	Гидрохимические типы				Минерализация, *г/л*
		I	II	IIIа	IIIб	
Девон	5	—	—	—	5	197—244
Карбон нижний	9	—	—	—	9	125—255
Карбон средний (башкирский, верейский, каширский)	12	—	—	—	12	5,7—212
Карбон средний (подольский, мячковский)	15	4	1	6	4	0,6—11,4
Карбон верхний	5	—	4	—	1	0,4—1,0
Пермь нижняя	1	—	—	—	1	—
Юра	9	3	5	1	—	0,4—2,1
Мел нижний	24	9	9	2	4	0,3—4,4
Мел верхний	39	9	20	7	3	0,6—3,5
Палеоген	18	5	7	2	4	0,3—4,2
Неоген	7	4	3	—	—	0,4—1,5

преимущественно к мезозойским и кайнозойским отложениям (табл. 2). Появление в них вод типа IIIб связано, как правило, с загрязнением территории в пределах промышленных центров. В Арчединском бассейне и по Среднему Дону содовые воды могут быть связаны с современным содовым засолонением. Поэтому они часто встречаются среди грунтовых и поверхностных вод (особенно в озерах и прудах). В некоторых случаях вокруг содовых озер и лиманов образуются засоленные почвы, связанные с гидроморфизмом. Содовые воды, вероятно связанные преимущественно с засолением почв, встречаются и выше по Дону в районе Воронежа, на востоке Донбасса, под левобережными высокими надпойменными террасами на левом берегу Волги ниже Волгограда. Их можно встретить также в песках Прикаспийской низменности южнее разливов Узеней на Волго-Уральском междуречье. Несколько восточнее они пользуются широким распространением в юрских и меловых отложениях на северо-востоке Эмбинского нефтеносного района. С возрастанием минерализации по падению пластов в южном и юго-западном направлении они быстро переходят в хлоридно-натриевые воды типа IIIб.

В Предкавказье подземные содовые воды широко распространены почти по всему разрезу. В южной части Ростовской области, в Краснодарском крае они залегают на глубине 50 *м* и больше в неогеновых отложениях под жесткими, преимущественно сульфатно-хлоридными водами и используются для питьевого и технического водоснабжения. Вместе с тем в предлах Предкавказья хлоридно-натриевые и гидрокарбонатно-хло-

ридно-натриевые воды I типа с минерализацией 5—25, а иногда и до 50—55 *г/л* обычны для глубже залегающих нефтеносных отложений (неоген, палеоген, мел, юра). Наибольшим распространением они пользуются в майкопских отложениях. Подземные содовые воды постоянно встречаются на Кавказе и в Закавказье, бывают связаны с породами разного возраста, находящимися в различных условиях, и характерны для горных артезианских бассейнов, районов молодой вулканической деятельности (углекислые термальные воды), нефтеносных отложений молодых межгорных впадин, интрузивных массивов и широко распространенных эффузивно-осадочных пород, озерных отложений и засоленных почв межгорных впадин Закавказья. Их можно встретить по западной окраине Рионской впадины в верхней части разреза нефтеносных отложений. Очень специфичны условия распространения подземных содовых вод в нефтеносных отложениях района Апшеронского полуострова и прилегающей к нему части Прикуринской впадины. Щелочные (содовые) воды относительно незначительной минерализации (5—25 *г/л* и выше) приурочены к нижней части продуктивной толщи. Они относятся к хлоридному, редко гидрокарбонатному (при пониженной минерализации) классам натриевой группы (тип IIIб) с повышенным содержанием кальция. Их минерализация часто превышает 100—150 *г/л*. Воды грязевых вулканов обычно имеют пониженную минерализацию и аналогичны водам нижней части продуктивной толщи. Очень близкая картина характерна и для западной части Туркмении на Каспийском побережье.

К востоку от Каспийского моря, в Каракумах и других пустынях и полупустынях Туркменской ССР воды хлоридного (при минерализации более 1 *г/л*) и гидрокарбонатного (при минерализации менее 1 *г/л*) классов натриевой группы I типа встречаются среди вод сульфатного и хлоридного классов преимущественно натриевой группы II типа, имеющих повышенную минерализацию (более 3—5 *г/л*). Содовые воды обычно залегают на глубине более 5 *м* и представляют крупные и мелкие линзы пресных и слабосолоноватых вод (Ясханская, Чильмамедкумская, Карабильская, Бадхызская и др.), плавающие на поверхности более минерализованных не содовых хлоридно-сульфатных вод.

В горных районах Таджикистана и прилегающих частях Узбекистана и Киргизии подземные содовые воды обычно бывают широко распространены на абсолютных отметках выше+1600—+2000 *м*, реже+1000 *м* (Самарина, 1961). Весьма специфические условия содового засоления, обусловившие появление подземных и поверхностных (бессточные озера с рассолами) содовых вод, имеются на Южном Памире. Воды I типа встречаются, хотя и не так часто, в нефтеносных отложениях Ферганской котловины и других нефтегазоносных бассейнов Средней Азии.

В пределах Казахстана воды гидрокарбонатного и хлоридного классов преимущественно натриевой группы встречаются часто и на значительных площадях. Приурочены они как к изверженным (граниты, порфириты, альбитофиры, змеевики), так и к песчано-глинистым (пески, песчаники, конгломераты, сланцы) и даже карбонатным (известняки) осадочным образованиям. Часто их можно встретить на участках содового засоления почв, а также в районе распространения угленосных пород. Распределение вод I типа среди других гидрохимических типов в Центральном и Среднем Казахстане представлено в табл. 3, составленной по материалам Е. В. Посохова (1966).

Таблица 3

Распределение гидрохимических типов подземных вод в Центральном и Среднем Казахстане

Возраст водовмещающих пород	Всего проб	Гидрохимические типы				Минерализация, *г/л*
		I	II	IIIа	IIIб	
Изверженные породы	163	69	67	18	9	0,05—10,9
Известняковые толщи	80	10	41	24	5	0,2 —10,8
Песчаники, конгломераты, сланцы	65	36	22	8	1	0,2—3.0
Аллювий и воды рек	142	24	93	31	4	0,2—19,1
Озерно-аллювиальные, озерные и соровые отложения, современные озера	51	18	18	13	2	0,3—55,2
Песчаные массивы	48	21	18	8	1	0,1—26,2
Рыхлые третичные отложения	34	14	8	9	3	0,2—20,9
Покровные отложения	34	18	13	2	1	0,1—59,3
Палеозойские артезианские бассейны	117	49	30	15	23	0,1—14,14
Минеральные воды	18	2	10	6	—	0,8—282

В Западной Сибири к северу и северо-востоку от Казахстана, особенно на территории Равнинного Алтая, подземные содовые воды пользуются очень широким распространением. Так, например, в Кулундинской и Барабинской степях наблюдается тесная взаимосвязь между распространением грунтовых и содовых вод и участков содового засоления почв. В табл. 4 приводятся данные об участии содовых вод в формировании поверхностно-склоновых (микроручейковых), почвенно-поверхностных (весеннего половодья), почвенно-грунтовых и озерных вод Северного Казахстана и Равнинного Алтая по данным П. П. Воронкова (1965). Они свидетельствуют о локальности этих вод и большей принадлежности их к гидрокарбонатному классу. Неравномерность распределения подземных содовых вод отличается не только по административным районам, но и по орографически выделяющимся участкам. Это можно хорошо проследить по материалам

Таблица 4

Доля содовых вод среди поверхностно-склоновых, почвенно-поверхностных, почвенно-грунтовых и озерных вод Северного Казахстана и Равнинного Алтая

Области	Почвенно-поверхностные склоновые воды			Почвенно-поверхностные речные воды пика весеннего половодья			Почвенно-грунтовые воды на переходе к летней межени			Грунтовые русловые воды летней межени			Озерные воды		
	всего	гидрокарбонатные	хлоридные и сульфатные	всего	гидрокарбонатные	хлоридные и сульфатные	всего	гидрокарбонатные	хлоридные и сульфатные	всего	гидрокарбонатные	хлоридные и сульфатные	всего	гидрокарбонатные	хлоридные и сульфатные
		в т. ч. содовых			в т. ч. содовых			в т. ч. содовых			в т. ч. содовых			в т. ч. содовых	
Кустанайская	27	2	70	33	2	34	26	10	—	16	5	89	6	29	9	26	7	20	20
Целиноградская	6	—	67	25	—	26	30	5	1	14	3	71	4	18	3	20	1	13	12
Кокчетавская	13	—	57	25	—	20	22	1	1	9	1	58	—	12	6	19	3	14	10
Северо-Казахстанская	14	1	64	14	—	6	7	1	5	5	2	7	—	3	1	40	8	47	45
Павлодарская	29	1	39	16	—	21	15	1	5	1	1	36	4	12	3	29	8	16	14
Северный Казахстан	89	4	297	113	3	107	49	4	23	106	12	261	14	74	22	134	27	110	101
Равнинный Алтай	32	9	125	33	2	9	20	4	19	20	16	55	6	191	155	43	15	58	54

Таблица 5

Распределение гидрохимических типов грунтовых вод в Кулундинской степи

Район распространения	Всего	Гидрохимические типы		
		I	II	III
Алейская древняя долина	115	22	39	54
Между Барнаульской и Касмалинской долинами	53	12	7	34
Между Касмалинской и Верхнекулундинской долинами	128	26	60	42
Между Мостовской и Верхнекулундинской долинами	42	6	20	16
Между Нижнекулундинской и Бурлинской долинами	114	15	40	59
Район Бурлинской долины	38	13	12	13
Южное Прииртышье	215	80	72	63
Северное Прииртышье	182	51	75	56
Центральная Кулундинская депрессия	278	90	119	69

Ю. П. Никольской (1961) на Кулундинской степи (табл. 5). На некоторых участках подземные содовые воды отсутствуют, на других они встречаются довольно часто (более 30% от общего числа проб). В более глубоких отложениях Кулунды подземные содовые воды встречаются также часто. По данным С. Г. Бейрома (Гидрогеология Кулунды ..., 1965) их количество превышает количество вод других типов (табл. 6).

Таблица 6

Распределение гидрохимических типов подземных вод в Кулунде

Возраст вмещающих пород	Всего проб	Гидрохимические типы		
		I	II	IIIа
Меловой	5	3	1	1
Палеогеновый	9	4	3	2
Неогеновый	4	1	2	1
Четвертичный	22	13	8	1

В нижней части бассейна Оби на севере Западно-Сибирской низменности в нефтеносных юрских, нижне- и верхнемеловых отложениях хлоридно- и хлоридно-гидрокарбонатные воды I типа распространены на площади 500 тыс. $км^2$. Их минерализация обычно составляет 5—15 $г/л$. Выше по разрезу и во все стороны по простиранию они замещаются на более высокоминерализованные и метаморфизованные воды типа IIIб. Широким распро-

странением подземные содовые воды пользуются в Зауралье. Там же имеются озера с рассолами содового типа. Отдельные очаги распространения подземных содовых вод встречаются в бассейне Нижнего Енисея, где они связаны с эффузивами или выходами песчано-глинистых, иногда метаморфизованных пород. Вероятно, они обычны и для Тунгузского артезианского бассейна. Однако гидрогеологическая изученность этого района весьма невелика. Южнее, в пределах Енисейского кряжа содовые воды незначительной минерализации пользуются весьма широким распространением, что видно из табл. 7, составленной по материалам М. Е. Королева (1964). Наиболее часто встречаются воды гидрокарбонатного класса кальциевой и натриевой групп. Интересно отметить, что среди водных вытяжек из пород Енисейского кряжа содовые воды играют заметно большую роль, чем среди природных вод. Так, из 52 результатов водных вытяжек, приводимых М. Е. Королевым (1964), 25 содержат растворенный гидрокарбонат натрия.

Таблица 7

Распределение гидрохимических типов подземных вод Енисейского края

Наименование свит, возраст водовмещающих пород	Всего проб	Гидрохимические типы				
		I	II	IIIа	IIIб	IV
Пенченгинская	13	2	8	2	1	—
Горбилокская и удерейская	10	2	-	7	—	1
Погорюйская	11	4	4	3	—	—
Карточки и аладьинская	22	4	12	6	—	—
Потоскуйская	10	—	7	3	—	—
Шунтарская	9	2	7	—	—	—
Киргитейская	78	16	49	10	2	1
Нижнеангарская	23	4	15	3	—	—
Кембрий	12	2	5	5	—	—
Тунгузская	9	9	—	—	—	—
Изверженные породы	8	4	4	—	—	—
Мурожнинская	15	2	8	4	1	—
Кирнаевская	28	7	19	2	—	—
Аллювий	14	3	2	7	1	1

Очаги распространения подземных содовых вод встречаются и южнее, на левом берегу Ангары, в породах тунгузской свиты, в Кузбассе, в Минусинской и соседних с ней межгорных впадинах, в Туве. В Ангаро-Ленском артезианском бассейне они встречаются в юрских угленосных отложениях Иркутской области, иногда попадаются в силурийских породах левобережья Средней Лены. В мезозое Вилюйского артезианского бассейна их постоянно встречают при бурении глубоких скважин. В верхнем водоносном горизонте появление содовых вод, вероятно, связано

с содовым засолением почв. На востоке Якутской АССР известны отдельные небольшие очаги их распространения.

Забайкалье и Прибайкалье являются крупной областью, в которой подземные содовые воды встречаются почти повсеместно. Они бывают приурочены к породам разного возраста и залегают на различной глубине. Их можно встретить среди ультрапресных вод водоразделов и каменистых россыпей, среди минеральных и термальных вод, выходящих в районах тектонических разломов, среди вод, приуроченных к отложениям, заполняющим межгорные депрессии. Содовое засоление почв, как это видно на материале Баргузинской котловины (Ногина, 1956), не всегда ведет к образованию солонцов и солончаков, что очень характерно для более западных районов, особенно для юга Европейской части СССР.

Среди минеральных вод, по которым имеются данные о химическом составе, в Бурятской АССР и Читинской области (Минеральные Воды, 1962) преобладают воды I типа, т. е. содовые (табл. 8). Из них наиболее часто встречаются воды гидрокарбонатного класса кальциевой и натриевой групп, а в Баргузинской впадине и на прилегающих к ней территориях — сульфатного класса натриевой группы. Более подробно о водах Забайкалья сказано в другой статье этого сборника.

Таблица 8

Распределение гидрохимических типов подземных вод в Забайкалье

Район распространения	Всего проб	Гидрохимические типы		
		I	II	IIIa
Бурятская АССР	97	63	30	4
Читинская область	155	135	17	3

Довольно часто подземные содовые воды встречаются севернее Забайкалья на Патомском плоскогорье, в пределах Алданского кристаллического щита. Они приурочены к зоне выветривания кристаллических пород и юрским отложениям. На юге Дальнего Востока подземные содовые воды пользуются региональным распространением в межгорных впадинах и очаговым в гидрогеологических складчатых областях и массивах. Отличительной чертой всех вод в этом районе является их относительно небольшая минерализация. С увеличением глубины в межгорных впадинах наблюдается медленный и незначительный рост минерализации подземных вод. При сохранении I типа воды из гидрокарбонатного класса переходят в хлоридный. Роль натрия среди катионов постоянно увеличивается. На о. Сахалине подземные содовые воды обычно связаны с нефтеносными породами. Условия их залегания очень сложные: сильная тектоническая нарушенность района чрезвычайно затрудняет изучение гидрогеологических условий.

Весьма специфическими гидрогеологическими районами являются Камчатка и Курильские острова, где очень сильно влияние современного вулканизма. Содовые воды среди термальных вод, выходящих вблизи от вулканов, встречаются сравнительно редко. Они формируются при относительно нормальном геотермическом режиме и, как правило, являются углекислыми. Минерализация их может достигать 3—6 *г/л*. В некоторых случаях у грифонов термальных вод (Тымлатские источники) в результате испарения воды образуется белый пушистый осадок, содержащий углекислый натрий (Короткевич, 1966).

На основании приведенных данных можно сделать вывод, что на территории СССР имеются огромные площади, в пределах которых формируются подземные содовые воды, питающие реки и озера. В аридных условиях воды бессточных озер концентрируются иногда в такой степени, что некоторые из них становятся содовыми самосадочными (озера Танатар и Петуховское в Кулунде, Доронинское в Забайкалье). Важно и то, что ареалы распространения содовых озер находятся в пределах распространения подземных содовых вод. Последние могут быть распространены как регионально, так и очагово. В геологическом прошлом существовали условия для формирования подземных содовых вод. В кайнозойское время, вероятно, области распространения подземных содовых вод были примерно такими же, как и в настоящее время. Может быть, они были даже шире. Формировались подземные содовые воды в мезозое и в палеозое. По мнению М. Г. Валяшко (1967), вода первичного океана имела содовый состав. Однако обоснованных данных в пользу этой точки зрения пока еще не приведено. Есть основания думать, что в конце мезозоя и особенно в кайнозое формирование подземных содовых вод происходило на больших площадях в пределах молодых нефтегазоносных бассейнов. При этом огромные их массы изливались на дневную поверхность через грязевые вулканы (Иванчук, 1967). Также можно думать, что формирование подземных содовых вод весьма характерно для первой стадии развития нефтегазоносных бассейнов.

Приведенные данные о распространении содовых вод, а также приуроченность их к отложениям разного возраста и литологии свидетельствуют о разнообразии путей их формирования и метаморфизации. Не ставя перед собой задачу полного обзора данных о происхождении вод содового состава, можно указать основные из них:

1. Растворение минералов, содержащих карбонаты и бикарбонаты натрия, в том числе в почвах содового засоления.

2. Выветривание кислых (полевошпатовых) и щелочных изверженных пород в приповерхностных условиях с переходом в раствор преимущественно карбонатов и бикарбонатов натрия.

3. При взаимодействии подземных вод с песчаными породами полевошпатового или глауконитового состава.

4. При взаимодействии подземных вод с песчано-глинистыми породами при избытке растворенной углекислоты, которая может иметь биохимическое (за счет разложения органического вещества вмещающих пород или принесенного подземными водами), химическое (при действии серной кислоты, образовавшейся при окислении сульфидов или серы, на карбонатные породы) или термометаморфическое происхождение.

5. В связи с преобразованием захороненного органического вещества в нефтепроизводящих толщах в соответствии с эпигенетическими процессами вмещающих пород.

6. При минерализации остатков некоторых ксерофитных растений (солянки, полыни), накапливающих в зольной части повышенное количество натрия.

7. Сульфатредукция в подземных водах, содержащих сульфат натрия.

8. При формировании поровых вод в засушливых районах на участках засоления почв.

Процессы катионного обмена в породах, обменные реакции между карбонатами кальция и магния с сульфатами и хлоридами натрия, адсорбция сульфатного иона, а также щелочноземельных металлов глинистыми породами вероятно не имеют большого значения.

ЛИТЕРАТУРА

Валяшко М. Г. Основы геохимии природных вод. «Геохимия», № 11, 1967.

Воронков П. П. Гидрохимические закономерности процесса рассоления и содового периода гидрокарбонатной стадии водосборов Северного Казахстана и Равнинного Алтая (склоновые, речные и озерные воды). Тр. ГГИ, вып. 119, 1965.

Гидрогеология Кулунды и прилегающих районов. Изд. «Наука», Новосибирск, 1965.

Гордиевич В. А., Куришко В. А., Лычагин Г. А., Ришес Е. А., Ткачук В. Г. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности. Изд. АН Укр. ССР, Киев, 1963.

Данилов И. Д. Некоторые результаты изучения химического состава плейстоценовых отложений Большеземельской тундры. В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд. МГУ, М., 1963.

Дорфман М. Д., Горощенко Л. Г., Сикорская Э. К., Дорфман А. М. О взаимодействии нефелина с водными растворами фтористого натрия и углекислого газа. «Геохимия», № 7, 1967.

Иванчук П. П. Некоторые особенности вертикальной миграции углеводородов при проявлениях гидровулканизма. В кн.: Генезис нефти и газа. Изд. «Недра», М., 1967.

Козлова Н. Д. Геохимия и формирование подземных вод (на примере Среднего Дона). Изд. «Наука», М., 1965.

Короткевич Г. В. Тымлатские термы на Камчатке. В кн.: Вопр. гидрогеологии и гидрохимии. Изд. ЛГУ, Л., 1966.

Королев М. Е. Гидрогеология заангарской части Енисейского кряжа. Изд. Казан. ун-та, Казань, 1964.

Центральная научная
БИБЛИОТЕКА
Академии наук Кирг. ССР
О. Э.

Минеральные воды южной части Восточной Сибири, т. II. Изд. АН СССР, М. — Л., 1962.

Никольская Ю. П. Процесс солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. Изд. СОАН СССР, Новосибирск, 1961.

Ногина Н А. Сухостепные почвы Баргузинской долины. «Почвоведение», № 4, 1956.

Посохов Е. В. Очерки по гидрохимии подземных вод центральных районов Казахстана. Изд. АН СССР, М., 1960.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод (основные факторы). ГиМИЗ, Л., 1966.

Самарина В. С. О гидрохимическом районировании Таджикской депрессии. Вестн. Ленингр. ун-та, № 12, 1961.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)
№ 34
1974

Ю. В. Баталин, У. З. Галиев, Н. Н. Иванов,
Б. С. Касимов, Е. Ф. Станкевич

ВОПРОСЫ СОДОНОСНОСТИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Забайкалье по геологическому развитию и тектоническому строению в известной степени напоминает район месторождений ископаемой соды в Скалистых горах (США, штат Вайоминг). Это и определило выбор его в качестве района для рассмотрения общих перспектив содоносности.

Забайкалье и прилегающие к нему с юга Монголия и Северный Китай находятся в центральной части обширного мезозойско-кайнозойского континента Азии (Косыгин, Лучицкий, 1962). В его пределах в течение мезозоя и кайнозоя возникло большое количество крупных и мелких впадин, к настоящему времени заполненных преимущественно озерно-аллювиальными отложениями. Эпиконтинентальные моря заходили в пределы Забайкалья, Монголии и Северного Китая с востока (Аргунский залив) только в середине мезозоя (Нагибина, 1962).

Описываемый регион представляет собой горную страну, в которой основные орографические элементы имеют простирание с юго-запада на северо-восток. Межгорные впадины обычно соединены между собой и представляют вытянутые четковидные системы. Впадины юго-запада Забайкалья имеют округлые очертания.

Абсолютные отметки горных хребтов в северной части Забайкалья приближаются к 3000 *м*, на юге достигают 1500—2000 *м*. Относительные высоты гор составляют 400—600 *м* и более. На дне межгорных плоских впадин располагаются сухие степи (абс. отметки 500—800 *м*), выше — предгорья и лесостепи, которые сменяются горной тайгой с поясами смешанного и кустоволиственного леса. На абсолютных высотах более 1900 *м* начинаются области гольцов. Среднегодовые температуры отрицательные, от —8° на севере до —2° на юге. Среднегодовое количество осадков сильно колеблется — от 450 *мм* на севере (Ильчир, Бу-

кукун) до 250 *мм* на юге (Улан-Удэ, Борзя) и на дне межгорных впадин (Баргузинская). Наибольшее количество осадков выпадает в летнее время, основное их количество задерживается горами, межгорные понижения получают их значительно меньше. Для северной части Забайкалья характерно распространение многолетнемерзлых пород, для южной — островной мерзлоты мощностью 50—20 *м* и менее. В физико-географическом отношении большая часть района относится к провинции Южно-Сибирской горной области, меньшая, юго-западная,— к провинции Байкало-Джугджурской горнотаежной области и лишь небольшой юго-восточный район Забайкалья — к Центрально-Азиатской пустынно-степной зоне.

По характеру складчатого фундамента, времени заложения и заполнения межгорных впадин на территории Забайкалья выделяются три структурно-фациальные зоны (рис. 1).

К первой зоне относится северо-западная часть территории с архейским, протерозойским и раннепалеозойским фундаментом. В ее пределах в неоген-плейстоцене формировались межгорные впадины байкальского типа, заполненные преимущественно пресноводными озерно-аллювиальными, терригенными, реже угленосными известковистыми осадками миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. И в настоящее время тектоническая активность в этой зоне очень велика, землетрясения здесь достигают силы 8—9, а местами 10—11 баллов (Флоренсов, 1960).

В Восточном Забайкалье (вторая зона) складчатый фундамент слагают породы от позднепротерозойского до раннемезозойского возраста. Межгорные впадины, большая часть которых возникла на месте ранее существовавших синклинальных прогибов, начали формироваться в мезозое. Наибольшее прогибание наблюдалось на первых этапах развития этих впадин, когда шло накопление сравнительно мощных озерно-аллювиальных и преимущественно угленосных и сланцево-битуминозных отложений (верхняя юра — нижний мел). В ряде впадин в нижне- и среднеюрское время аккумулировались морские, прибрежно-морские и континентальные образования. Кайнозойские отложения небольшой мощности, лежащие на размытой поверхности более древних образований, часто заполняют мелкие обособленные депрессии непосредственно в складчатом основании.

Западное и Центральное Забайкалье и Витимское плоскогорье, представляющие третью тектоническую зону, имеют домезозойский (в основном доюрский), вероятно разновозрастный, фундамент складчато-глыбового характера с пестрым петрографическим составом. Формирование межгорных впадин здесь происходило в мезозое (юра, мел) и кайнозое (неоген-плейстоцен). Оно сопровождалось активными интрузивными и экструзивными процессами (щелочные граниты, кислые лавы и туфы в мезозое, платобазальты в кайнозое). В основании впадин обычно зале-

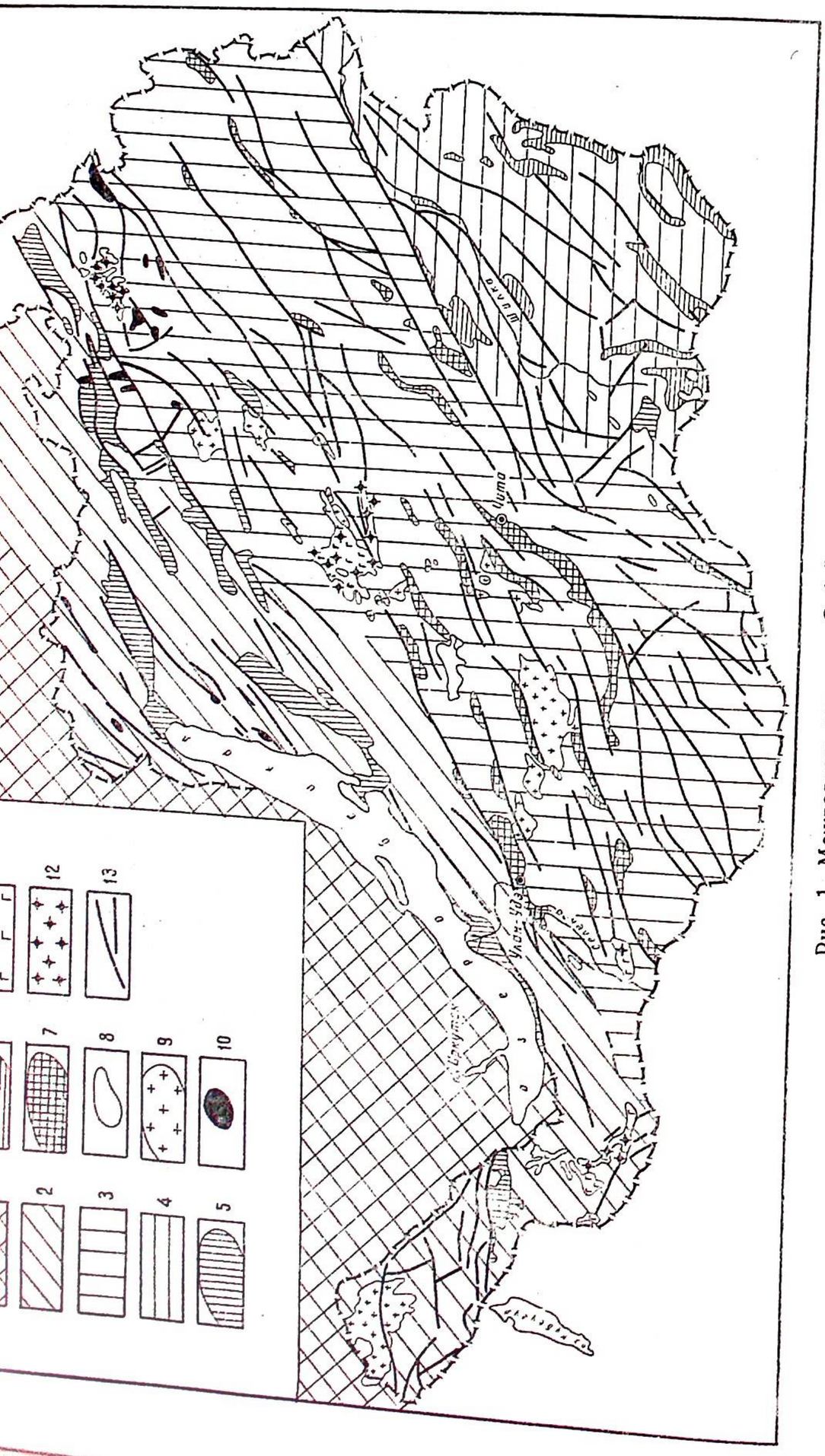


Рис. 1. Межгорные впадины Забайкалья.

гают континентальные, грубообломочные осадочно-вулканогенные породы, сменяющиеся выше средне- и мелкообломочными, углисто-сланцевыми и битуминозными образованиями, местами — озерные хемогенные мергели, известняки и доломиты. Кайнозойские отложения, как правило, встречаются только в пределах распространения мезозойских отложений на участках прогибания межгорных впадин в неоген-плейстоцене.

В гидрогеологическом отношении Забайкалье относится к Витимо-Патомской, Саяно-Байкальской и Даурской гидрогеологическим областям. В пределах каждой из этих областей выделяются многочисленные артезианские бассейны, приуроченные к мелким и крупным межгорным впадинам. Наличие многолетнемерзлых пород и проявление кайнозойского вулканизма, характерные для описываемой территории, обусловливают чрезвычайное разнообразие в характере подземных вод. Встречаются холодные (с температурой 0—2°) и термальные (40—80°) воды; очень широким распространением пользуются углекислые воды (с повышенным содержанием растворенного CO_2).

На площади распространения пород фундамента подземные воды бывают связаны с зоной выветривания, мощность которой обычно не превышает нескольких десятков метров, и с участками трещиноватости по линиям разломов. В межгорных впадинах Прибайкалья Б. Н. Писарский (1968) выделяет три структурных этажа, которые отличаются друг от друга по гидрогеологическим условиям. В верхнем этаже имеется зона активного водообмена мощностью от 35—50 до 400 *м* с гидрокарбонатно-кальциево-натриевыми и кальциевыми водами с минерализацией 0,3—0,4 *г/л*. Зона затрудненного водообмена (вмещающие породы неогенового возраста) мощностью до 2000 *м* не имеет выдержанных горизонтов. Движение воды осуществляется главным образом по вертикали и зонам разломов. Воды имеют гидрокарбонатно-натриевый состав и минерализацию в 1,0—1,5 *г/л*. Средний структурный этаж (грубозернистые, сцементированные породы неогена) мощностью от 100—200 до 500 *м* на поверхность не выходит. Здесь подземные воды в активном водообмене не участвуют. Движение их идет к центрам бассейнов, питаются они за счет глубинных трещинно-жильных вод из фундамента. Обычно они гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией 0,2—0,3 *г/л*, на отдельных участках хлоридно-натриевые с минерализацией 3,0—3,5 *г/л*. Нижний структурный этаж составляют породы складчатого фундамента. Такая принципиальная схема гидрогеологического строения, вероятно, может быть принята и для впадин восточных районов Забайкалья.

Основное питание подземных вод происходит в горах, где, особенно в каменных россыпях, большое значение, кроме атмосферных осадков, имеет и конденсация (Степанов, 1958). По минерализации подземные воды высокогорных областей относятся к ультрапресным. По химическому составу они преимущественно

гидрокарбонатно-натриевые и магниевые первого типа (по Алекину), реже второго типа. Так, из 35 проб воды из горных россыпей и зоны выветривания на Ингодино-Былыринском междуречье (Степанов, Богданова, 1962) к первому типу относится не менее 21 пробы. Обработка данных, приведенных в книге «Минеральные воды южной части Восточной Сибири» (1962), показала, что воды I типа (содовые, т. е. содержащие в своем составе карбонаты или бикарбонаты натрия) преобладают над другими гидрохимическими типами (табл. 1). Однако классы и группы для разных районов заметно отличаются друг от друга. Кроме того, отмечается повышенная минерализация вод Ононо-Борзинского гидрохимического района. Большое влияние на формирование подземных вод и их химического состава оказывают тектонические движения, в результаты которых подновляются разломы. Так, после Муйского землетрясения (27 июня 1957 г.) наблюдалось увеличение температуры и минерализации воды и дебита Верхне-Чарского источника на Кадарском разломе (Орлова, 1966). Важно еще и то, что воды дождевых осадков большей частью являются гидрокарбонатно-натриевыми и относятся к первому типу (Цыганок, 1966). На формирование химического состава вод, кроме литологии вмещающих пород, состава атмосферных осадков и климатических условий, сильно влияет большая насыщенность вод углекислотой. Это обстоятельство способствует в большой степени появлению содовых вод (I тип). Большинство исследователей считает, что углекислота в подземных водах является эндогенной и произошла в результате продолжающейся в настоящее время диссоциации карбонатных пород (Пресняков, 1957, стр. 145). Однако не надо сбрасывать со счета и другие процессы (биохимические, окисление сульфидов и т. п.), ведущие к накоплению углекислоты. Общий водный баланс Бурятской АССР и Читинской области («Водные ресурсы» ..., 1967) свидетельствует о том, что испарение превышает 50% осадков, а доля подземного стока, особенно в Читинской области, очень низка. Значительная часть подземного стока расходуется на питание бессточных бассейнов. Это обусловливает широкое распространение минеральных озер (имеющих воду с минерализацией >1 *г/л*) в межгорных впадинах (табл. 2).

Речные воды проточные, маломинерализованные. Бессточные озера чаще всего бывают минеральными (минерализация воды в них может достигать 100—200 *г/л*). Распределение 91 минерального озера по гидрохимическим типам О. А. Алекина и минерализации представлено в табл. 3, данные которой говорят о том, что большинство озер имеет минерализацию до 10 *г/л*. Озер с рассольной водой мало. По гидрохимическим типам преобладают хлоридно- и гидрокарбонатно-натриевые воды I типа. Самосадочные и корневые озера чаще всего сульфатные. При сравнении химического состава воды бессточных озер с составом подземных вод по различным гидрохимическим районам, выделенным по

Таблица 1

Распределение подземных вод и озер Забайкалья по гидрохимическим типам О. А. Алекина в %

Районы	Число источников, скважин, озер	Минерализация, *г/л*	Воды I типа				Воды II типа				Воды III типа		
			C_{Ca}	C_{Mg}	C_{Na}	S_{Na}	$S_{Mg}+S_{Ca}$	C_{Na}	Cl_{Na}	всего	$C_{Ca}+C_{Mg}$	Cl_{Mg}	всего
Подземные воды													
Гусиноозерский	48	1	31,5	3,5	12,3	—	5,3	1,8	—	29,7	7,1	—	7,1
	9	1—5	1,8	—	10,5	—	—	—	—	3,6	—	—	—
	57	всего	33,3	3,5	22,8	—	5,3	1,8	—	33,3	7,1	—	7,1
Баргузинский	32	1	2,6	2,6	18,0	46,2	12,6	—	—	12,6	—	—	—
	7	1—5	2,6	—	—	—	15,4	—	—	15,4	—	—	—
	39	всего	5,2	2,6	18,0	46,2	28,0	—	—	28,0	—	—	—
Ингодинский	38	1	42,9	4,1	26,5	—	—	—	—	4,1	—	—	—
	11	1—5	14,2	6,1	2,1	—	—	—	—	—	—	—	—
	49	всего	57,1	10,2	28,6	—	—	—	—	4,1	—	—	—
Ононо-Борзинский	54	1	36,0	3	4	—	—	—	—	16	1	—	1
	46	1—5	25,0	1	15	—	—	—	—	4	1	—	1
	100	всего	61,0	4	19	—	—	—	—	14	2	—	2
Озера													
Гусиноозерский	14		—	—	72	14	—	7	—	14	—	—	—
Баргузинский	20		—	—	70	20	10	—	—	—	—	—	—
Ингодинский	8		—	—	87,5	—	12,5	—	—	12,5	—	—	—
Ононо-Борзинский	49		—	—	34,7	2,1	—	10,2	48,8	10,2	2,1	—	2,1
									85,6				4,2

Таблица 2

Водный баланс Забайкалья, *мм*

Область	Осадки	Сток рек			Испарение	Инфильтрация	Коэффициент	Доля подземного стока
		суммарный	поверхностный	подземный				
Бурятская АССР . .	493	232	166	66	261	327	0,47	28
Читинская область .	408	152	149	2,8	256	259	0.37	2

группам минеральных озер (табл. 1, рис. 2), можно заметить их генетическую связь. С увеличением доли сульфатных подземных вод увеличивается доля сульфатных озер. Кроме того, для сульфатных озер при концентрировании воды в озерах повышается относительная роль хлора и натрия. Вековые климатические колебания очень сильно отражаются на размерах озер и минерализации воды (гидрохимический тип, как правило, сохраняется). Некоторые озера в засушливые периоды пересыхают (Шмидберг, 1966; Симонов, 1962), а в более влажные — разливаются, занимая часто площади в сотни *км*² (Барун-Торей, Зун-Торей). Имеются данные о том, что в неоген-четвертичное время на территории Забайкалья и МНР существовали гигантские озера (Селивонов, 1967). По мнению большинства исследователей, происхож-

Таблица 3

Гидрохимические типы минеральных озер Забайкалья

Тип по О. А. Алекину	Минерализация, *г/л*	Классы и группы вод и рассолов								Количество озер по минерализации	Количество озер по типам
		C^{Ca}	C^{Mg}	C^{Na}		S^{Na}		Cl^{Na}			
I	1—10	—	—	—	36	—	2	—	14	52	80
	10—50	—	—	—	9	—	3	—	8	20	
	50—100	—	—	48	3	7	1	25	2	6	
	100	—	—	—	—	—	1	—	1	2	
II	1—10	1	—	—	—	—	2	—	—	3	9
	10—50	—	—	—	—	—	—	—	2	2	
	50—100	—	—	—	—	2	—	6	3	3	
	100	—	—	—	—	—	—	—	1	1	
III	1—10	—	1	—	—	—	—	—	—	1	2
	50—100	—	—	—	—	—	—	1	1	1	
Всего . . .	—	1	1	48	—	9	—	—	32	91	91

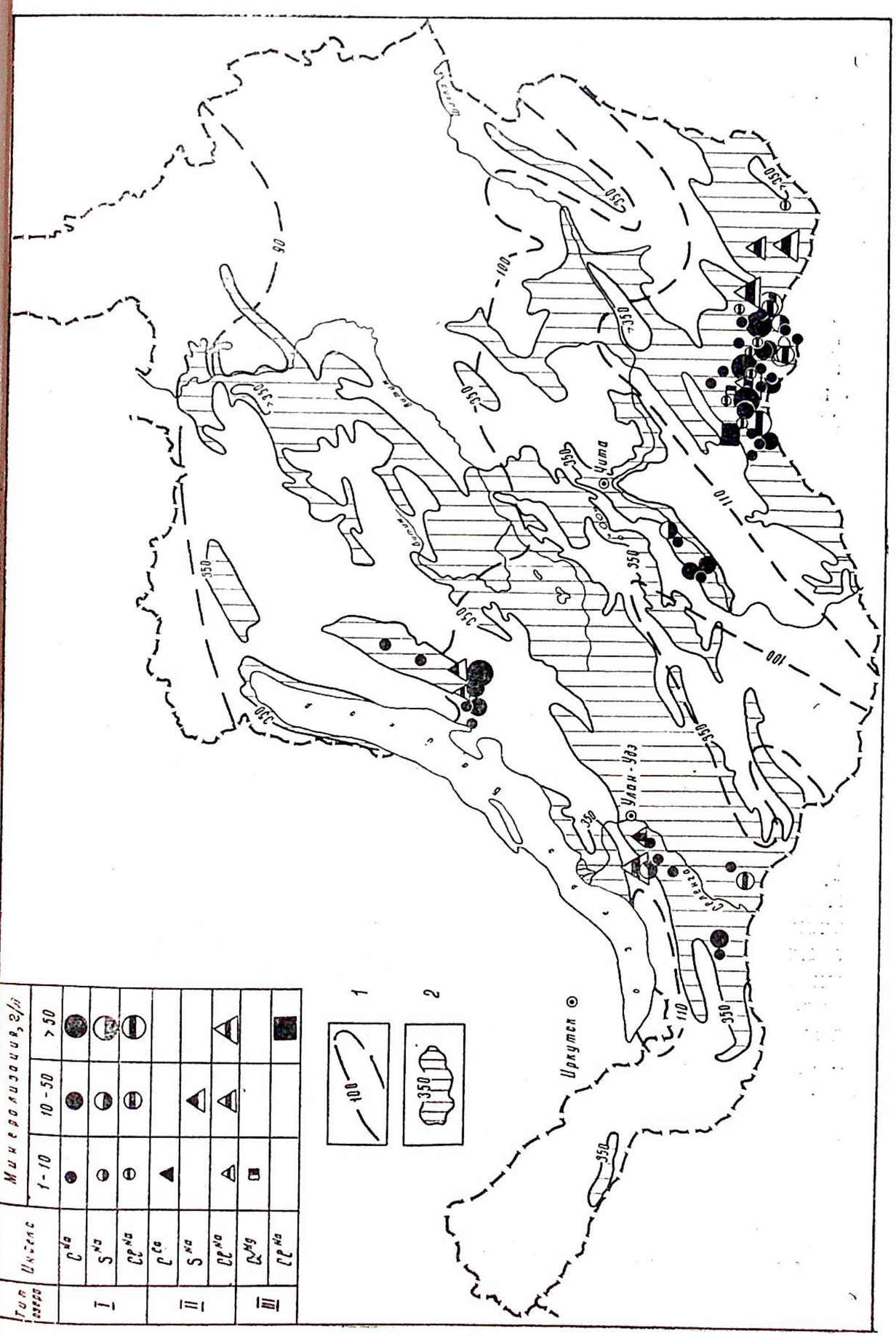


Рис. 2. Гидрохимические типы соляных и солоноватых озер.
1 — изолинии величин суммарной солнечной радиации (в *ккал* на *см*² в год); *2* — зоны с годовой суммой осадков менее 350 *мм*.

дение котловин озер обусловлено тектоническими движениями. Некоторое значение имели мерзлотные и перигляциальные процессы (Симонов, 1962). Питание озер осуществляется за счет атмосферных осадков, временных потоков, рек и подземных вод. Роль этих источников пополнения воды для разных озер неодинакова и меняется во времени.

Условия накопления континентальных озерных отложений межгорных впадин Забайкалья изучены недостаточно. Большей частью это были осадки пресноводных озер. В отдельные периоды, главным образом в периоды относительного тектонического покоя, границы впадин значительно расширялись (Флоренсов, 1960), и внутри их могли возникать бессточные осолоняющиеся и даже соленые озера. Условия, благоприятные для образования крупных бессточных озер, на протяжении континентального этапа развития Забайкалья, вероятно, возникали неоднократно. В настоящее время крупные бессточные озера имеются как на юго-востоке Забайкалья (Барун-Торей, Зун-Торей), так и южнее, в Монголии (Убсу-Нур, Хиргис-Нур, Бон-Цаган-Нур, Буир-Нур) и Северном Китае (Далайнор). Литолого-фациальный характер мезозойских осадков впадин Забайкалья имеет определенное сходство с одновозрастными породами внутриконтинентальных озерных бассейнов Монголии и Китая (Мартинсон, 1966). Палеогеографическая обстановка седиментации их была однотипной. Ксеротермическая фаза климата раннего и среднего триаса региона в позднем триасе и раннем и среднеюрском времени сменилась гумидной. Во многих впадинах интенсивно протекали процессы угленакопления. В поздней юре — раннем мелу вновь произошла аридизация климата, при этом и Забайкалье, и Монголия составляли в этот период внешнюю зону аридной области, т. е. переходную к гумидным поясам (Синицын, 1966). С континентальными озерами связаны осадки, отлагавшиеся в аридных условиях. В них присутствуют остатки умеренно ксерофилизированных типов растительности. Угленосность осадков (главным образом фюзенолиты) впадин Забайкалья и Монголии в целом уменьшилась. В то же время в известково-глинистых разрезах появились широко распространенные битуминозные породы, так называемые «бумажные» и «рыбные» сланцы. Для нижнемеловых осадков части впадин характерно развитие песчаников и алевролитов с известковым цементом; местами встречаются прослои и слои известняков, часто мергелистых и реже доломитизированных. Некоторые бассейны, особенно в пределах Монголии, в этот период осолоняются, о чем свидетельствует появление в осадках аутигенного доломита, хемогенных известняков, более локально — гипса. Интересен разрез (Кузнецова, 1966) озерных осадков Дзун-Баинской депрессии (Восточная Гоби), характеризующийся повышенной карбонатностью и битуминозностью пород дзун-баинской свиты (готерив-альб), залегающих на туфогенно-терригенной цаганцабской свите (валанжин-готе-

рив). В них широко представлены туфовые породы, часто сильно измененные до туфоглин и карбонатизированных туфов. Формирование битуминозных пород связывается с развитием в озерах микроорганизмов и растений, их быстрым захоронением и образованием углеводородов в условиях восстановительной среды (пиритизация, темная окраска пород). В этом отношении нижнемеловые отложения впадин Монголии и Забайкалья сходны с континентальными карбонатно-битуминозными породами впадин Уинта, Пайсинес-Крик, Грин-Ривер и других в Скалистых горах США, которые формировались преимущественно на ранних и заключительных стадиях развития содоносных бассейнов (Bradley, 1964; Лав и др., 1967). Как во внутриконтинентальных впадинах Скалистых гор, так и во впадинах Монголии и Китая с битуминозными породами мезозоя и кайнозоя связаны месторождения нефти и газа. Проявления нефти и газа известны также в мезозойско-кайнозойских отложениях впадин Забайкалья, а некоторые из них (Ононская, Читино-Ингодинская, Еравнинская и др.) рассматриваются как перспективные в отношении нефтегазоносности.

Для мезозойско-кайнозойских впадин Монголии, так же как и для Забайкалья, характерно широкое распространение минерализованных вод разного состава. Среди них значительную роль играют и типично хлоридно-натриевые содовые воды (Попов, Толстихин, 1966). Они широко распространены в Нигилинском, Дзун-Баинском, Тамцагском и других бассейнах и имеют большое сходство с водами меловых отложений района Торейских озер. Пестрота состава и минерализации вод впадин являются следствием их сложной палеогидрогеологической обстановки и пестроты литологического состава водовмещающих пород. Как подчеркивают В. Н. Попов и Н. И. Толстихин (1966), состав вод современных озер МНР изменяется в широких пределах: от пресных гидрокарбонатно-щелочных до содовых горько-соленых и соленых с высокой концентрацией солей, в меловое и более позднее время состав вод озерных бассейнов был достаточно разнообразен. Это, по-видимому, справедливо и для впадин Забайкалья. Таким образом, основной особенностью палеогеографической обстановки Забайкалья и смежных с ним территорий в мезозое и кайнозое являлось широкое развитие внутриконтинентальных бассейнов. В аридных и семиаридных условиях в них накапливались мощные континентальные толщи, для которых характерна значительная литолого-фациальная пестрота состава. Соленосность континентальных отложений изучена крайне недостаточно, хотя несомненно, что условия для существования соляных озер в прошлом, видимо, были более благоприятны, чем в послеледниковую эпоху, с которой связано широкое развитие современных соляных месторождений (особенно в пределах Монголии и Китая).

Все приведенное выше позволяет сделать следующие выводы:

1. Палеогеографические условия и тектоническая обстановка района на протяжении отдельных периодов мезозоя и кайнозоя были благоприятны для развития процессов континентального соленакопления.

2. Подземные содовые воды в Забайкалье пользуются и, вероятно, пользовались в геологическом прошлом очень широким распространением, так как геолого-тектоническая обстановка, палеогеографические, палеоклиматические и палеогидрогеологические условия были в определенное время очень сходны с современными.

3. Имеются основания считать, что по химическому составу воды многих внутриконтинентальных озер в мезозое и кайнозое были содовыми.

4. Наиболее благоприятные условия для накопления солей могли возникать в замкнутых межгорных депрессиях или в конечных пунктах стока вод озерных систем.

5. Район заслуживает более детального изучения в отношении соленосности и содоносности мезозойско-кайнозойских отложений.

6. Территория Монголии и смежных районов Китая, прилегающая с юга к Забайкалью, представляет с ними единую внутриматериковую область и также должна быть изучена в отношении перспектив содоносности.

ЛИТЕРАТУРА

Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. Гидрометиздат, Л., 1967.

Дзенс-Литовский А. И., Микицинский В. В. Соляные озера аридной зоны Центральной Азии. В кн.: Озера полуаридной зоны. Изд. АН СССР, М.—Л., 1963.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. В сб.: Тектоника Сибири, т. I. Изд. СОАН СССР, Новосибирск, 1962.

Кузнецова М. М. Новые данные о нижнемеловых отложениях Дзун-Баинского района в Восточной Гоби. В кн.: Мат. по геологии МНР. Изд. «Недра», М., 1966.

Лав Дж. Д., Мак-Грю П. О., Томас Х. Д. Связь верхнемеловых и третичных пород штата Вайоминг с формированием нефти и газа. В кн.: Кордильеры Америки. «Мир», 1967.

Мартинсон Г. Г. О сопоставлении мезозойских континентальных отложений Монголии с другими районами Азии. В кн.: Мат. по геологии МНР. «Недра», М., 1966.

Минеральные воды южной части Восточной Сибири, тт. 1, 2. Изд. АН СССР, М.—Л., 1961, 1962.

Нагибина М. С. Формации и тектоника мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса. В кн.: Тектоника Сибири, т. 1. Изд. СОАН СССР, Новосибирск, 1962.

Орлова Л. М. Термы Читинской области. Изв. Забайкал. филиала Геогр. о-ва СССР, т. II, вып. 3, 1966.

Писарский Б. И. Взаимосвязь гидродинамической и геохимической зональностей межгорных артезианских бассейнов Прибайкалья. В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов (тезисы докладов). Л., 1968.

Попов В. Н., Толстихин Н. И. Минеральные воды МНР и их аналоги в СССР. В кн.: Мат. по геологии МНР. «Недра», М., 1966.

Пресняков Е. А. Геологические условия диссоциации карбонатов в Забайкалье. В кн.: Мат. по подземным водам Восточной Сибири. Иркутск, 1957.

Селиванов Е. Н. Неоген-четвертичные озера-гиганты в Забайкалье и Северной Монголии. ДАН СССР, т. 177, № 1, 1967.

Симонов Ю. Г. О формировании озерных котловин в современных перигляциальных условиях Юго-Восточного Забайкалья на примере Агинского района. В кн.: Вопросы географического мерзлотоведения перигляциальной морфологии. Изд. МГУ, 1962.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Мезозой. Изд. МГУ, 1966.

Степанов В. М. Некоторые вопросы формирования подземных вод Забайкалья. Тр. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, сер. геол., вып. 15, 1958.

Степанов В. М., Богданова Л. М. Гидрогеологические условия Ингода-Былыринского междуречья Сибири и Дальнего Востока. Мат. комиссии по изуч. подземных вод Сибири и Дальнего Востока, вып. II. М., 1962.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд. АН СССР, М.—Л., 1960.

Цыганок В. И. О формировании химического состава подземных вод зоны выветривания горных районов Забайкалья. Изв. Забайкал. филиала Геогр. о-ва СССР, т. II, вып. 3, 1966.

Шмидберг Н. А. Солезой состав вод озер Торейской группы (Читинская область). Вестн. Московск. ун-та, сер. V, География, 2, 1966.

Bradley W. H. Geology of Green River Formation and associated Eocene rocks in southwestern Wyoming and adjacent parts of Colorado and Utah. Geol. Surv. Prof. Paper, 496-A, 1964.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)
№ 34 1974

А. А. Озол

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ БОРОНОСНЫХ СОЛЯНЫХ ТОЛЩ

Особенности бороносных соляных толщ рассмотрены на примере нижнепермской галогенной формации Европейской части СССР, которая является классическим проявлением древнего галогенеза морского типа во всей его полноте и многообразии. Борная минерализация, связанная с этой галогенной формацией, представлена либо отдельными желваками (или скоплениями желваков) боратов, среди которых около 90% приходится на гидроборацит, либо линзообразными и пластовыми залежами разнообразных по составу боратовых руд.

Одной из особенностей бороносных галогенных толщ, независимо от того, представлена ли борная минерализация желваками или залежами боратов, является возрастание интенсивности ее проявления в галогенных отложениях, формировавшихся во все более и более осолоненных участках солеродного бассейна. Так, например, в кунгурской галогенной толще Приуралья 14% общего количества желваков гидроборацита приурочено к отложениям, сложенным в основном доломитами с прослоями ангидритов и гипсов, 26% — к отложениям, представленным главным образом ангидритами и гипсами, и 60% — преимущественно к каменной соли с прослоями ангидритов и гипсов, местами с включениями или залежами калийно-магниевых солей. В кунгурской соляной толще Прикаспия основное количество боропроявлений, в том числе наиболее крупных, выявлено в зонах развития калийно-магниевых солей. Весьма существенно, что самые значительные по интенсивности рудные концентрации боратов связаны здесь с соляными комплексами, возникшими на заключительных стадиях калийно-магниевой седиментации. В частности, залежи боратовых руд на Индерской и Сатимолинской солянокупольных структурах обнаружены в толщах с прослоями и пластами карналлитовой породы, на Челкарской — в толщах с прослоями и пластами карналлитовой и бишофитовой пород. Приведенные данные однозначно свидетельствуют о том, что осаждение и накопление боратов в солеродных бассейнах морского типа возрастали по мере увеличения солености рапы, достигая максимума в карналлитовую и эвтоническую стадии галогенного процесса.

Другой особенностью бороносных галогенных толщ является тесная связь боратов с сульфатами кальция и магния. Так, в Приуралье свыше 80% общего количества известных здесь желваков гидроборацита встречено в прослоях и пластах ангидритов, подстилающих или перекрывающих толщу каменной соли либо залегающих внутри нее, и лишь 12% желваков гидроборацита — в каменной соли. Но и в этом случае совместно с гидроборацитом обычно присутствует примесь ангидрита. В Прикаспии преобладающее количество боратов локализовано в прослоях и пластах ангидритовой, кизеритовой, полигалитовой, а также каинитовой породы или каменной соли, содержащей включения сульфатных минералов. Так, согласно исследованиям И. И. Халтуриной и др., высокие концентрации боратов, достигающие породообразующего значения, внутри толщи калийно-магниевых солей на Сатимолинской солянокупольной структуре приурочены большей частью к прослоям полигалит-галитовой, кизерит-галитовой и каинит-галитовой породы, на Челкарской — к прослоям ангидрит-галитовой и кизеритовой породы.

На Индерской солянокупольной структуре в исследованных пробах бороносных солей от 50 до 100% находок таких широко распространенных боратов, как борацит, сульфоборит, калиборит, преображенскит, хильгардит и гидроборацит, ассоциирует с ангидритом и кизеритом, свыше 50% находок многих из них (сульфоборит, калиборит, преображенскит, гидроборацит и др.) — также и с полигалитом. Аналогичная картина наблюдается на Сатимолинской и Челкарской структурах. На первой из них, по данным И. И. Халтуриной и др., 8 из 12 наиболее распространенных разновидностей боратов (борацит, сульфоборит, калиборит, сатимолит, преображенскит, пинноит, ашарит и гидроборацит часто находятся в ассоциации с полигалитом, 5 (сатимолит, хильгардит, джинорит, витчит и гидроборацит) — с ангидритом и один из наиболее распространенных боратов (борацит) часто встречается совместно с кизеритом. На второй структуре, по данным того же исследователя, 8 из 12 наиболее распространенных здесь боратов (борацит, хильгардит, сульфоборит, аксаит, стронциоборит, джинорит, ашарит и гидроборацит) в 50—95 случаях из 100 ассоциируют с ангидритом, два из них (борацит и сульфоборит) примерно в 20 случаях — с кизеритом, два других (сульфоборит и гидроборацит) приблизительно в таком же количестве случаев — с полигалитом.

Проведенная автором обработка на ЭВМ методом многократной корреляции данных по химическому составу проб бо-

роносных солей, отобранных с Сатимолинской и Челкарской солянокупольных структур, подтвердила существование на этих структурах сильной положительной корреляционной связи боратов с сульфатами кальция и магния (наиболее тесно связанные между собой элементы объединены толстыми линиями, более слабо связанные — тонкими):

а) Сатимолинская солянокупольная структура

$$\boxed{Mg^{\cdot\cdot},\ SO_4^{''},\ K^{\cdot},\ Ca^{\cdot\cdot},\ B_2O_3} \quad \boxed{Cl',\ Na^{\cdot},\ Br'};$$

б) Челкарская солянокупольная структура

$$\boxed{\boxed{SO_4^{''},\ B_2O_3,\ Ca^{\cdot\cdot}}\ Mg^{\cdot\cdot}} \quad \boxed{K^{\cdot}\ \boxed{Br',\ Na^{\cdot},\ Cl'}}.$$

Все это не может не свидетельствовать о том, что выделение бора в твердую фазу и накопление его в виде боратов более интенсивно протекали (при прочих равных условиях) в солеродных бассейнах сульфатного типа, обогащенных ионами $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$ и $SO_4^{''}$.

Третьей особенностью бороносных соляных толщ, содержащих залежи боратов, является их исключительно сложный литологический и минералогический состав, частое переслаивание различных по химическому составу пород, широкое развитие метаморфогенных минералов, таких как магнезит и полигалит, повышенное содержание в солях нерастворимых в воде продуктов (карбонатов Ca и Mg, сульфатов Ca, глинистого вещества и т. д.). На Сатимолинской и Челкарской солянокупольных структурах, например, среднее содержание нерастворимого в воде остатка, согласно подсчетам М. Д. Диарова, в продуктивной бороносной толще втрое выше, чем во вмещающей каменной соли. Высокие концентрации боратов внутри толщ калийно-магниевых солей, содержащих пласты карналлитовой и бишофитовой пород, как уже отмечалось выше, встречаются большей частью в прослоях полигалит-кизерит-каинит- или ангидрит-галитовой породы или каменной соли, отлагавшихся в условиях относительного рассолонения. Такие широко распространенные бораты, как борацит и хильгардит, тесно ассоциируют с пелитоморфным карбонатом, тонкоагрегативным ангидритом и глинисто-карбонатным материалом (Халтурина, 1968). Изложенные факты, как и ряд других, позволяют утверждать, что рудогенез бора происходил в солеродных бассейнах с весьма непостоянным режимом осадконакопления и резко изменчивой физико-химической обстановкой, варьировавшей в зависимости от количества и состава поступавших в эти

бассейны метаморфизующих поверхностных и подземных вод, в условиях периодического рассолонения рапы. Рудоотложение бора в данных условиях могло осуществляться лишь в том случае, если поступавшие извне метаморфизующие растворы были относительно обогащены бором.

Весьма существенно, что в бороносных галогенных толщах и в Приуралье, и в Прикаспии глинистое вещество повсеместно представлено в основном минералами из группы монтмориллонита или продуктами его последующего преобразования на стадии эпигенеза. Тесная связь боратов с глинами монтмориллонитового состава является вполне закономерной и обусловлена тем обстоятельством, что монтмориллонитовые глины, в отличие от гидрослюдистых, обладая слабой поглотительной способностью по отношению к бору, практически не извлекали его из рапы и поэтому не снижали интенсивности протекания процесса боронакопления.

Четвертой особенностью бороносных соляных толщ является присутствие в них комплекса малых химических элементов, характерных для изверженных пород основного и ультраосновного состава, а нередко также и фтора. Содержание последнего на Индерской солянокупольной структуре, например в бороносной каменной соли, где он присутствует в виде селлаита, в некоторых случаях достигает 1,5% (Яржемский, 1968). Это показывает, что соединения бора, входившие в состав метаморфизующих растворов, поступали в солеродные бассейны как с водосборных площадей — из областей развития основных и ультраосновных пород, так и, в отдельных районах, по глубинным разломам вместе с подземными водами, содержащими фтор.

Бораты в соляных толщах находятся в строго определенном взаимоотношении с сопутствующими малыми элементами. В отличие от галогенных отложений с доказанным отсутствием борной минерализации, где бор занимает последнее место в ряду возрастания геохимической подвижности малых элементов, в соляных толщах, содержащих рудные концентрации боратов, он перемещается на первое место:

а) Индерская солянокупольная структура

$$B \rightarrow Cr,\ Mn \rightarrow Zr \rightarrow Ya,\ Ni \rightarrow Ti \rightarrow Sr \rightarrow Cu \rightarrow Pb \rightarrow Ba,\ V;$$

б) Сатимолинская солянокупольная структура

$$B \rightarrow Ya \rightarrow Zr,\ Ti \rightarrow Mn \rightarrow Ni \rightarrow Cr,\ V \rightarrow Ba \rightarrow Cu \rightarrow Pb,\ Sr.$$

Резкое изменение положения бора в ряду возрастания геохимической подвижности связано с тем, что по достижении достаточно высокой его концентрации в рапе устойчивые комплексы $B(OH)_3$ и $B(OH)_4^-$ переходят в полианионы

типа $B_3O_3(OH)_5^{2-}$, $B_4O_5(OH)_4^{2-}$ и др., взаимодействие которых с катионами Ca^{++}, Mg^{++} и др. и приводило к образованию рудных скоплений боратов.

ЛИТЕРАТУРА

Халтурина И. И. О минералообразовании в галогенных породах. В сб.: Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Изд. „Наука", Алма-Ата, 1968.

Яржемский Я. Я. Вопросы формирования боратов. Изд. „Недра", Л., 1968.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)

№ 34 1974

Ю. В. Баталин

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОЛЯНОГО ОЗЕРА МАЛОЕ ЯРОВОЕ

Озеро Малое Яровое является одним из месторождений минеральных солей Кулундинского соленосного бассейна. Несмотря на значительные запасы их, обследование озера до 1961 г. выполнялось эпизодически и сводилось, как правило, к отбору единичных проб рапы и бурению отдельных скважин в прибрежной полосе. В 1961—1962 и 1964—1965 гг. озеро детально изучалось Нерудной экспедицией ЗСГУ с целью определения запасов солей в рассолах и донных отложениях. Основные результаты этих работ (Ю. В. Баталин, В. Г. Кузнецов, Т. А. Козырева, 1965 г.) и приводятся в настоящей статье.

1. Общая характеристика озера

Оз. М. Яровое расположено в Кулундинской степи (Алтайский край, в 30—40 *км* восточнее г. Славгорода) в пределах пониженной части, известной под названием Центральной Кулундинской депрессии. Окружающая озеро территория представляет равнинную степь с абсолютными отметками 90—120 *м*.

Берега озера обрывистые, высотой 2—4 *м*, в отдельных местах изрезаны оврагами. Эллипсовидная котловина озера вытянута в северо-западном направлении. Длина ее 7,3—7,5 *км*, ширина 5,8—6,0 *км*. Максимальная глубина озера в августе 1964 г. достигала 3,5—3,7 *м*. Питание озера осуществляется за счет атмосферных осадков (годовая сумма 250—300 *мм*), грунтовых и поверхностных вод, доля которых в водном балансе, по аналогии с оз. Большое Яровое, оценивается соответственно в 33—42, 43—46, 14—20% (Василевская, 1959; Баталин, 1962). Поверхностные воды поступают в озеро в основном весной из оврагов и небольших ручьев, пересыхающих в летнее время.

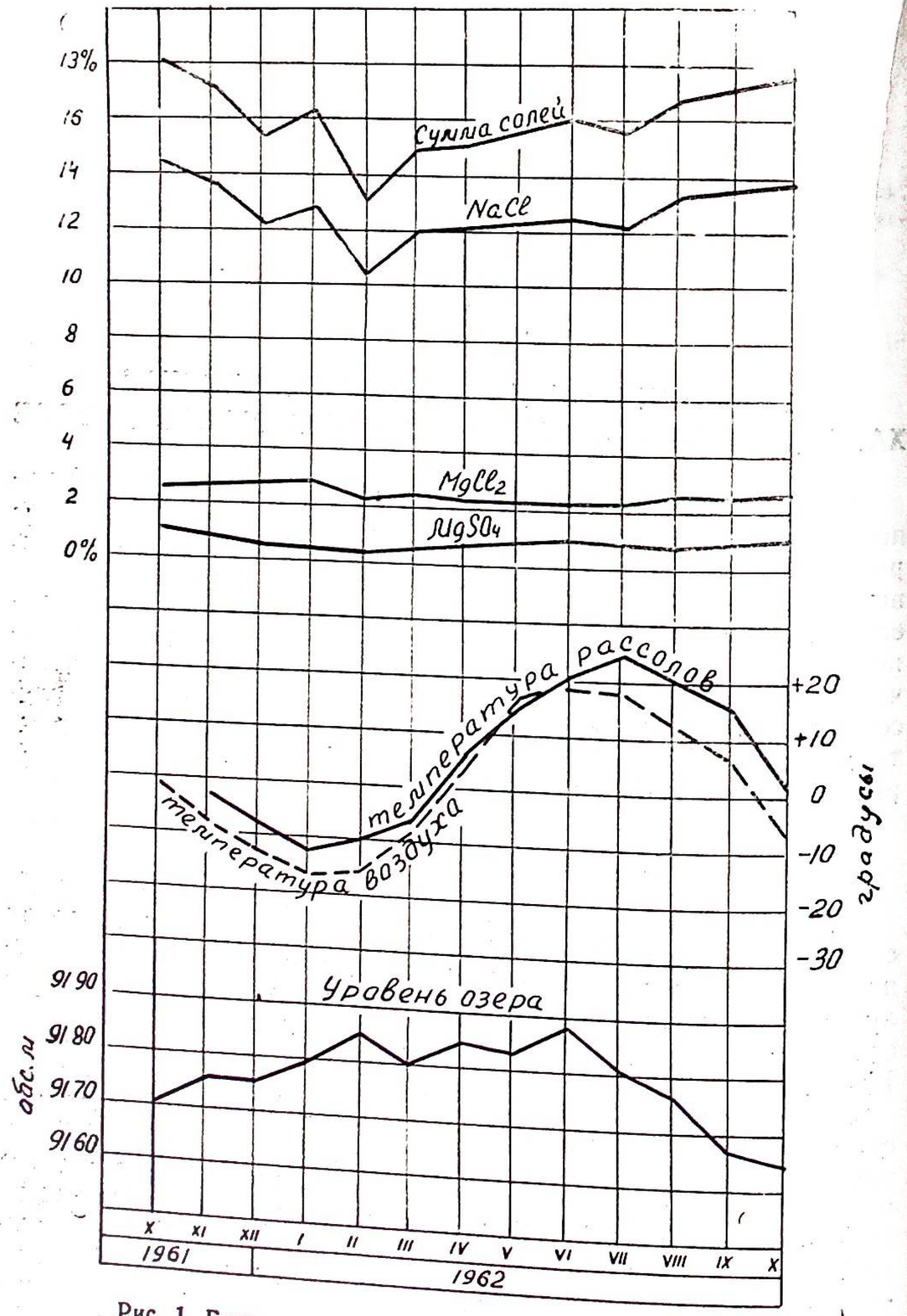


Рис. 1. Гидрохимический режим оз. М. Яровое в годовом цикле.

Озеро бессточное, и доминирующую роль в расходе вод играет испарение, годовая величина которого составляет 500—600 *мм*.

Многолетние наблюдения (1928—1965 гг.) за колебанием уровней крупных озер Кулунды показывают, что максимальные уровни приходились на 1928—1930 гг., а наиболее низкие на 1940—1941 и 1955—1957 гг. В этот период максимальные повышения и понижения среднегодовых уровней составляли 600—1000 *мм*. По сравнению с последним минимумом (в 1956 г.) прирост уровней к 1962 г. составил: для оз. Кучукского — 600 *мм*, оз. Бурлинского — 700 *мм* и оз. Б. Яровое — 500 *мм*.

Годовой цикл колебаний уровня оз. М. Яровое имеет весенне-летний максимум и осенний минимум (рис. 1). Основное снижение уровня происходит в период июня — сентября, когда испарение с водного зеркала намного превышает поступление в озеро атмосферных и грунтовых вод. Зависимость объема и площади озера от изменения уровня показана на рис. 2.

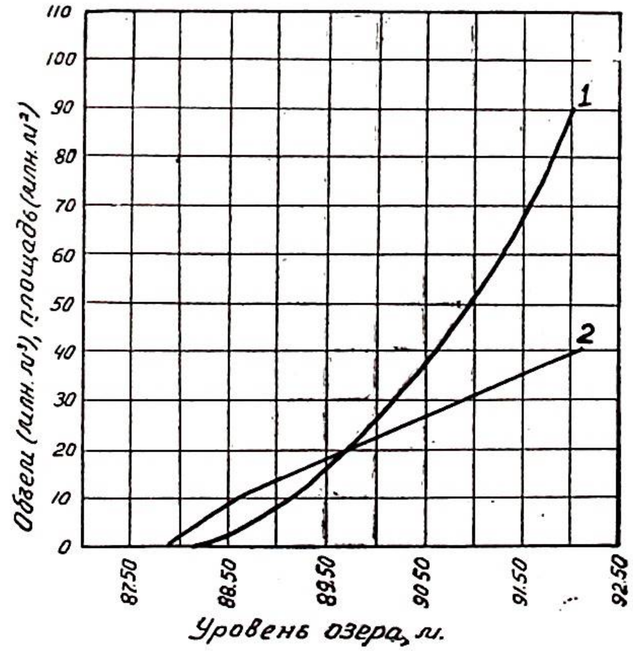


Рис. 2. Зависимость объема и площади озера от уровня.

Термический режим озера определяется его тепловым балансом, т. е. общим приходом и расходом тепла при взаимодействии с окружающей средой. Конечным результатом, в котором интегрируются все тепловые процессы, протекающие в озерной системе, является температура поверхностных рассолов (рапы). Годовой ход температуры их повторяет годовые изменения температуры атмосферного воздуха, причем месячные температуры рассолов почти всегда выше месячных температур воздуха. Это, по-видимому, связано со значительной аккумуляцией солнечного тепла донными илистыми осадками. Максимальная дневная

температура рассолов в июле 1962 г. достигала +26,8°, а минимальная в январе —15,0°.

Вследствие высокой минерализации рассолы озера в зимний период не замерзают, и очень редко наблюдается образование льда в прибрежной полосе при температуре воздуха ниже —35, —40°.

2. Геологическое строение озерной котловины

Накопление солей в континентальных озерах Кулунды большинством исследователей связывается с четвертичным периодом. При этом образование крупных озерных котловин объясняется (Мартынов, 1963) проявлением тектоники и ветровой эрозии в плювиальные эпохи плейстоцена. Изучение геологического строения крупных озерных котловин (оз. Кучукское, Буринское, Б. Яровое) в последние годы показало, что в этих озерах под современными соляно-илистыми отложениями залегают более древние илы, глины, суглинки и пески, часто перекрывающие непосредственно породы неогена.

В районе оз. М. Яровое мощность четвертичных образований достигает 5—30 *м*. Верхние горизонты их сложены эолово-делювиальными покровными отложениями (пылеватые мелкозернистые пески, супеси, лессовидные суглинки). Ниже залегают разнозернистые пески с прослоями супесей и суглинков, относимые к кулундинской свите (Q_{1-2}). Они перекрывают комплекс озерно-болотных и аллювиальных отложений павлодарской свиты (N_{1+2}), представленной буровато-серыми глинами с прослоями песков.

Отложения неогена, образующие коренное ложе котловины оз. М. Яровое (рис. 3), встречены скважинами на глубинах от 6—16 *м* на берегах озера и до 22—24 *м* в его центральной части. Среди них преобладают темно-серые, зеленовато-серые, серые, реже темно- и светло-коричневые плотные глины, иногда песчаные, с известковыми включениями и пятнами ожелезнения. Очень редко в глинах залегают маломощные прослои песков, супесей и суглинков.

На берегах неогеновые глины перекрыты разнозернистыми (книзу слабо гравелистыми) полимиктовыми песками, относимыми условно к кулундинской свите (мощность 3,6—12,7 *м*). В отдельных местах, особенно в верхах разреза, пески глинистые. Преобладают буровато-серые, желто-серые, реже серые и серовато-коричневые разности. Пески в большей части обводнены, и к ним приурочен горизонт грунтовых вод, питающих озеро. Иногда в песках встречаются прослои и линзы супесей и суглинков. Еще выше по разрезу залегают покровные отложения: супеси и суглинки желтого или желтовато-бурого цвета мощностью 1,4—6,0 *м*. Среди них наблюдаются известковые

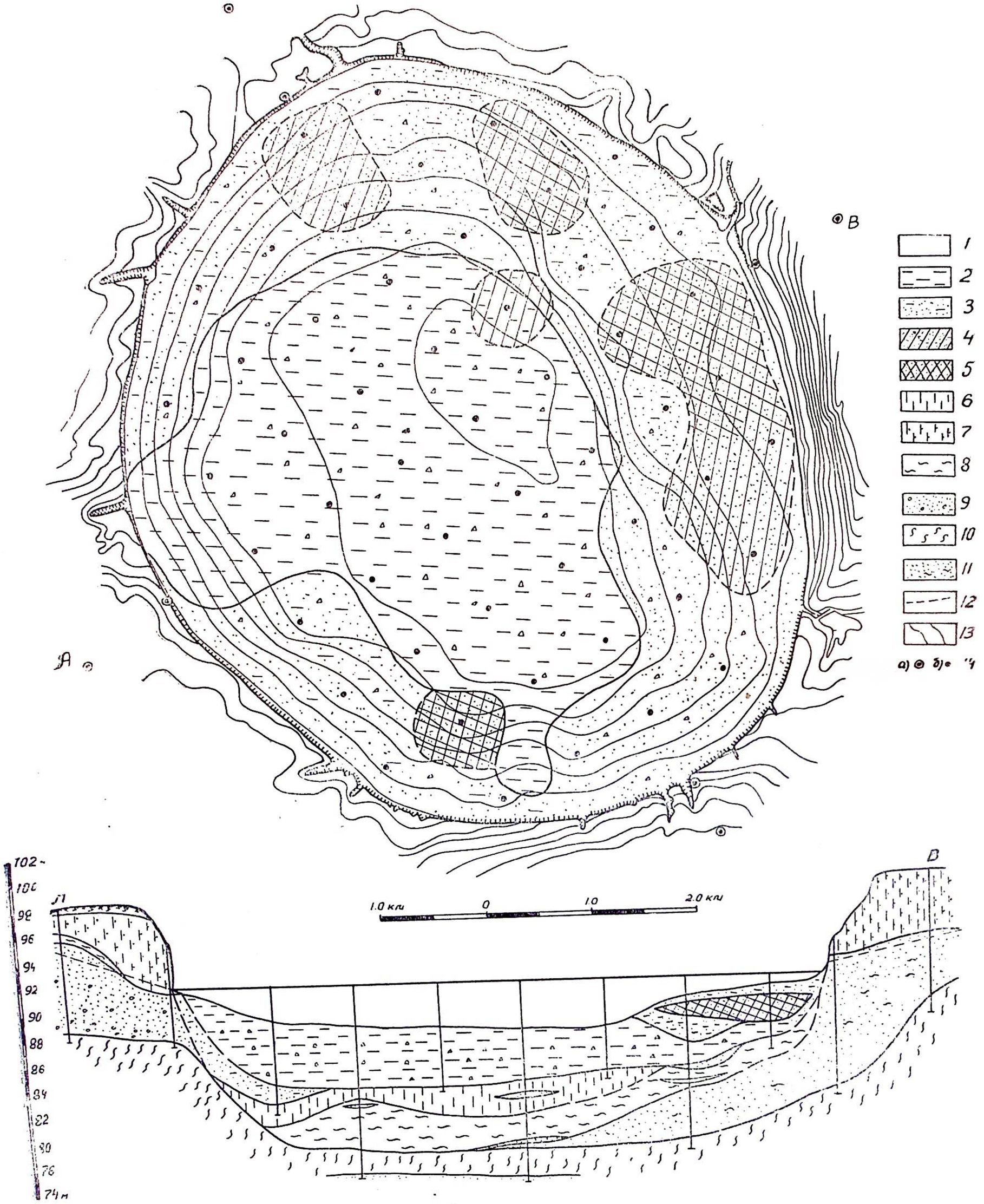


Рис. 3. Геологический план и разрез оз. М. Яровое:

1 рапа; *2* — илы; *3* — пески илистые; *4* — пески, сцементированные мирабилитом; *5* — мирабилит с песком; *6* — супеси и суглинки, иногда иловатые; *7* супеси и суглинки; *8* — глины, часто иловатые, редко с включениями солей; *9* — пески разнозернистые; *10* — глины плотные, пестроцветные; *11* — пески, иногда глинистые; *12* — уровень грунтовых вод; *13* — изобаты через 0,5 *м*; *14* — *А* — скважины на берегах; *Б* — скважины на озере.

включения и органические остатки. В низах разреза покровные отложения иногда обводнены.

Образования, заполняющие озерную котловину, разделяются на два горизонта: **нижний,** представленный глинами, суглинками и песками, часто иловатыми, и **верхний,** сложенный илисто-соляными и песчано-соляными породами. В нижнем горизонте превалируют буроватые, светло-коричневые, реже сероватые вязкие глины, плотные суглинки и супеси. Иногда наблюдается четкое ритмичное чередование суглинков, супесей и песков. Породы в разной степени заилены, а в кровле встречаются зерна и кристаллы гипса и мирабилита, что указывает на тесную связь их с лежащими выше илисто-песчано-соляными отложениями. Пески нижнего горизонта, как правило, разнозернистые светло-коричневого, бурого и желтого цвета. В составе их преобладают кварц, полевые шпаты и слюды. Пески редко глинистые. Часто содержат гальку кварца. В прибрежной полосе они трудно отделимы от песков кулундинской свиты, развитых на берегах. От лежащих выше песков отличаются цветом, слабой заиленностью и почти полным отсутствием соляных минералов. Породы нижнего горизонта вскрыты многими скважинами, пробуренными на озере, но полная мощность их установлена в единичных скважинах, где она равна 4,5—5,5 *м*.

Озерные образования верхнего горизонта представлены илами и песками со сравнительно небольшими линзами мирабилита и песков, сцементированных мирабилитом. Илы занимают центральную, наиболее глубокую часть озера, где мощность их достигает 5—6 *м*. Вверху разреза (0,1—0,5 *м*) илы черные, вязкие, с сильным запахом сероводорода. Ниже они серые, довольно плотные и пластичные. В целом это однородные по составу и тонкодисперсные породы. В гранулометрическом составе их доминируют частицы размером менее 0,01 (58—76%) и 0,01—0,1 *мм* (13—36%), а остальное количество приходится на песчаную фракцию (0,1—1,0 *мм*).

Среди минералов песчаной фракции минералогическими исследованиями обнаружены кварц, полевые шпаты, эпидот, амфиболы, а также магнетит, циркон, турмалин, сфен, гранаты и анатаз.

В керне илов большинства скважин при макроскопическом изучении найдены зерна и кристаллы гипса и мирабилита, а также карбонатные включения. Гипс имеет форму чешуек и пластинок размером 0,2—3 *см*. Содержание его достигает 5—10%. Мирабилит встречается реже и представлен прозрачными и бесцветными, иногда зеленовато-серыми разностями. Об общей соленосности илов можно косвенно судить по величине нерастворимых остатков в воде и соляной кислоте, которые, по данным анализов 38 проб, соответственно равны: 73—97 и 40—89% (в пересчете на сухое вещество). В солевом составе

илов присутствуют сульфаты магния и натрия (до 2,4%), кальция (до 5,6%) и хлористый натрий (до 6,9%).

В периферической полосе озера илы почти повсеместно перекрыты песчаными отложениями. Ширина шлейфовой полосы песков достигает 2,0—2,5 *км*.

У восточного берега мощность песков максимальна (5—6 *м*), и здесь они залегают на глинах нижнего горизонта. Эти пески, по-видимому, являются продуктами разрушения и переотложения береговых песков кулундинской свиты и покровных супесей. Пески полимиктовые, реже кварцполевошпатовые, часто илистые, разнозернистые. Зерна хорошо окатаны и полуокатаны. Встречаются гальки кварца и полевых шпатов размером до 2 *см*. Преобладают частицы размером 0,1—0,25 *мм* (16—96%) и 0,25—0,5 *мм* (5—54%). Цвет песков преимущественно темно-серый, встречаются черные разности, особенно при значительном обогащении илом. Иногда для песков характерно наличие прослойков ила и ритмичное чередование слоев разной степени обогащения илистыми частицами и разной зернистости. Среди минералов легкой фракции доминируют кварц (23—59%), полевые шпаты (17—39%) и слюды (1—11%).

В тяжелой фракции преобладают эпидот, амфиболы, магнетит, лейкоксен, апатит. Найдены также пирит, турмалин, гранат, циркон, анатаз.

К песчаным отложениям верхнего горизонта приурочены соляные образования оз. М. Яровое: линзы мирабилита и песков, сцементированных мирабилитом. Они образуют разобщенные и сравнительно небольшие по размерам соляные тела, расположенные в основном у восточного и северного берегов озера (рис. 3). Четких границ между ними и вмещающими песчаными отложениями не наблюдается. В большинстве случаев отмечается постепенный переход от песков, обогащенных солями, к пескам, сцементированным мирабилитом, и к линзам мирабилита, загрязненным песчаными и илистыми частицами. Всего выделяется пять соленосных линз, из которых четыре залегают в песках и одна в илах.

Наибольшая по размерам линза обнаружена у восточного побережья. Она протягивается вдоль берега на 3 *км* и имеет ширину до 1,0—1,3 *км*. Максимальная мощность линзы 3 *м*. Мирабилит в этих отложениях в основном выступает как цемент для песчаных частиц (пески с мирабилитовым цементом). Реже он представляет массивную породу, образованную сросшимися зернами и кристаллами мирабилита. Но и в этом случае зерна и кристаллы мирабилита, а также пространства между ними включают значительное количество песчаных частиц (до 20—30%). Макроскопически мирабилит представляет бесцветные или зеленовато-серые образования призматического или столбчатого облика размером от 0,3 до 5,0 *см*. Интенсивность окраски их зависит от количества включенных песчаных и илистых частиц. Местами зерна и кристаллы мирабилита приобретают почти черный цвет. Иногда в линзах наблюдается переслаивание илистых и песчаных прослойков с мирабилитом и прослойков чистого мирабилита.

В песках, сцементированных мирабилитом, содержание сульфата натрия в % на сухое вещество варьирует от 5,5 до 28,6%, а в более чистых соляных образованиях достигает 30,5—91,5% (табл. 1—2). Остальную часть породы составляет песчано-илистый материал и другие соли.

За пределами контура соленосных линз общая соленосность песчаных отложений низкая. Содержание сульфата натрия не превышает 1,5%, а величины нерастворимых в воде остатков 34 проанализированных проб песков составляют 84—97%. Редко в песках отмечаются карбонатные образования в виде плотных корочек и скоплений грязно-серого цвета. Химическими и спектральными анализами в единичных пробах озерных отложений обнаружены: стронций — 0,01—0,3%, бром — 0,008—0,03% и B_4O_7— 0,02—0,06%. Содержание брома и бора в трех пробах мирабилита составляло соответственно 0,008—0,027 и 0,04—0,05% (B_4O_7).

Гидрогеологические условия котловины оз. М. Яровое изучены в общих чертах. Грунтовые воды приурочены к пескам кулундинской свиты и реже к покровным супесям. Водоупором для них повсеместно являются плотные глины павлодарской свиты. Уровень грунтовых вод всегда превышает уровень рассолов в озере. Величина превышения варьирует от 0 до 6,5 *м* и возрастает по удалении от берегов. В отдельных скважинах воды обладают слабым напором. Расходы скважин по данным непродолжительных пробных откачек составляют 0,1—0,3 *л*/сек. Температура вод 4,5—7,0°. Дренирование их в озеро происходит как в виде небольших ручьев, так и через заболоченные участки на берегах, а также и ключами в озере, особенно в тех местах, где пески кулундинской свиты подстилают озерные отложения. Воды пресные, состав их показан в табл. 3.

3. Гидрохимический режим озера

По химическому составу поверхностные рассолы оз. М. Яровое, согласно классификации Ю. П. Никольской (1961), относятся к сульфатно-хлоридному типу. В составе доминируют Cl', SO''_4 и Mg^{++}. Содержание HCO'_3, $B_4O''_7$, Br' и Ca^{++} низкое.

В физико-химическом отношении рассолы представляют многокомпонентную систему, равновесие которой характеризуется состоянием водной взаимной системы: $Na_2SO_4+MgCl_2 \rightleftarrows MgSO_4+2NaCl$, отображаемой на диаграмме Иенеке (рис. 4).

Изменение концентрации состава и рассолов озера в годовом и многолетних циклах выражено слабо (табл. 4). В годовом цикле они обусловлены развитием политермического про-

Таблица 1

Химический состав песков, сцементированных мирабилитом, оз. М. Яровое (в % на сухое вещество)

Место отбора проб		Номера проб	Солевой состав							Нерастворимый остаток в соляной кислоте
№ скважины	глубина, *м*		$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	NaCl	нерастворимый остаток в H_2O	сумма	
9	0,20—2,40	1	—	—	—	—	—	84,40	100,26	73,40
13	1,50—2,70	7	0,53	0,23	0,13	28,64	1,64	68,99	100,16	59,72
13	4,20—5,70	8	0,44	0,05	0,22	9,37	1,53	88,86	100,48	81,38
14	0,30—1,40	9	0,48	0,10	0,63	5,17	3,29	90,22	99,90	79,14
14	1,40—2,00	10	0,65	0,28	0,26	13,78	2,04	83,32	100,34	72,92
27	1,00—2,10	44	0,65	0,04	0,17	13,31	0,74	85,70	100,69	71,58
27	2,10—3,30	45	0,61	0,05	0,22	8,36	1,64	89,51	100,38	75,00
34	1,60—2,40	59б	0,53	0,30	0,23	26,48	1,25	71,15	99,94	64,72
36	0,70—1,80	69	0,41	0,23	0,12	22,84	2,34	74,45	100,40	66,49
36	1,80—2,90	70	0,53	0,08	0,22	5,51	1,93	92,03	100,29	85,35
36	3,40—4,35	72	0,40	0,05	0,42	15,56	2,78	81,19	100,40	74,32
40	0,90—2,15	83	0,48	—	0,24	16,32	1,48	81,42	100,26	73,76
41	0,70—2,85	86	0,36	0,20	0,29	5,07	2,08	92,11	100,11	77,55
45а	1,65—3,30	97	0,19	0,12	0,17	12,48	1,56	85,73	100,25	81,90
49	0,95—2,10	105	0,32	0,03	0,40	7,67	2,38	98,88	99,71	83,14
50	0,90—2,05	108	0,40	0,11	0,14	13,03	1,04	85,37	100,09	76,46
51	1,05—3,10	111	0,16	0,06	0,27	7,08	1,82	90,73	100,13	85,66
54	1,70—3,45	115	0,63	—	0,24	27,38	1,30	70,01	99,77	64,09

Таблица 2

Химический состав мирабилита оз. М. Яровое (в % на сухое вещество)

Место отбора проб		Номера проб	Объемный вес, *г/см³*	Естественная влажность, %	Солевой состав								Нерастворимый остаток в соляной кислоте
№ скважины	глубина, *м*				$Ca(HCO_3)_2$	$Mg(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	Na_2SO_4	NaCl	нерастворимый остаток в воде	сумма	
17	0,85—1,50	17	1,140	49,2	0,63	0,31	—	0,06	62,65	0,91	35,59	100,02	32,24
17	1,50—2,25	18	1,116	49,6	0,57	0,04	—	0,16	68,40	1,13	30,59	100,89	28,01
17	2,25—3,30	19	1,103	49,0	0,81	—	0,02	0,31	62,58	1,30	34,77	99,79	32,13
18	0,35—1,60	22	1,403	41,2	0,57	—	0,08	0,17	30,43	1,36	68,26	100,00	53,50
33	0,60—2,20	56	1,373	32,6	0,53	—	0,19	0,26	35,07	1,53	62,38	99,95	50,64
34	0,80—1,60	59а	1,240	38,2	0,54	—	0,17	0,20	45,28	1,02	53,25	100,44	48,38
34	2,40—3,15	59b	1,266	38,2	0,63	0,24	—	—	44,85	0,74	53,74	100,19	50,12
35	1,45—2,35	63	1,217	44,0	0,80	0,01	—	0,27	51,66	1,078	46,42	100,22	42,04
35	2,35—3,25	64	1,308	41,6	0,81	—	0,04	0,28	46,24	1,42	51,65	100,43	46,14
35	3,25—3,75	65	1,340	35,6	0,80	—	0,16	0,36	42,26	1,76	53,51	99,86	48,52
42	2,20—2,80	90	1,013	55,6	0,55	0,24	—	0,13	91,61	1,19	6,50	100,41	4,93

Таблица 3

Химический состав грунтовых вод, питающих оз. Малое Яровое

Место отбора	Плотность	Содержание в весовых %									Сухой остаток	Коэффициенты		
		HCO_3'	SO_4''	Cl'	Br'	B_4O_7''	Ca''	$Mg^{\cdot\cdot}$	$K^{\cdot}$	$Na^{\cdot}$		$\frac{SO_4''}{Cl'}$	$\frac{Ca^{\cdot\cdot}}{Cl'}$	$\frac{Mg^{\cdot\cdot}}{Cl'}$
Скважина, пункт Богдановка . .	1,0004	0,037	0,013	0,119	0,0001	0,0005	0,005	0,004	0,005	0,080	0,139	0,11	0,004	0,04
Колодец на берегу озера . .	1,0011	0,034	0,013	0,132	—	0,0002	0,003	0,014	0,004	0,073	0,160	0,10	0,002	0,105
Небольшое озеро	1,0023	0,024	0,017	0,200	—	0,0007	0,006	0,005	0,003	0,128	0,279	0,08	0,003	0,02
» »	1,0111	0,032	0,025	0,074	0,0004	0,0002	0,005	0,011	0,001	0,049	0,159	0,34	0,007	0,15
» »	1,0013	0,012	0,046	0,042	0,0004	0,0002	0,005	0,010	—	0,047	0,170	1,00	0,012	0,24
Ручей, впадающий в озеро . . .	1,0003	0,026	0,014	0,189	0,0001	0,0001	0,006	0 002	0,002	0,127	0,208	0,07	0,003	0,015
» »	1,0022	0,024	0,046	0,255	0,006	0,0006	0,008	0,012	0,001	0,165	0,295	0,18	0,003	0,048
» »	1,0003	0,022	0,018	0,366	0,0002	0,0002	0,005	—	0,001	0,229	0,401	0,05	0,001	—
» »	1,0015	0,032	0,026	0,132	0,0007	0,0005	0,008	0,007	0,003	0,084	0,163	0,19	0,006	0,053
» »	1,0035	0,049	0,038	0,332	0,0005	0,0002	0,009	0,022	0,0002	0,199	0,435	0,11	0,003	0,066
» »	1,0007	0,019	0,025	0,091	0,0002	0,0005	0,003	—	—	0,075	0,102	0,27	0,007	—
» »	1,0018	0,049	0,019	0,073	0,0005	0,0005	0,005	0,007	0,002	0,061	0,121	0,26	0,007	0,096
» »	1,0015	0,028	0,043	0,106	0,0005	0,0004	0,008	0,008	0,001	0,077	0,212	0,40	0,008	0,075
Из закопушки на берегу озера .	1,0017	0,039	0,025	0,138	0,008	—	0,006	0,008	0,002	0,095	0,249	0,18	0,004	0,058
» »	1,0003	0,030	0,025	0,022	0,008	0,004	0,004	0,008	0,002	0,017	0,089	1,00	0,018	0,36
» »	1,0008	0,019	0,029	0,040	0,0004	0,004	0,0007	0,009	0,004	0,034	0,126	0,70	0,002	0,22
» »	1,0007	0,029	0,018	0,041	0,0006	0,0005	0,0003	0,008	0,008	0,025	0,109	0,43	0,0007	0,20
» »	1,0006	0,032	0,013	0,013	0,0006	0,0002	0,002	0,005	0,001	0,014	0,053	1,00	0,0015	0,39

Таблица 4

Химический состав поверхностных рассолов оз. М. Яровое

Дата	Плотность	Весовые проценты						Коэффициенты				Индексы Иенеке	
		$Ca(HCO_4)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	$MgCl_2$	$NaCl$	сухой остаток	$\frac{SO_4''}{Cl'}$	$\frac{Ca^{\cdot\cdot}}{Cl'}$	$\frac{Mg^{\cdot\cdot}}{Cl'}$	$\frac{MgSO_4}{MgCl_2}$	SO_4''	$Mg^{\cdot\cdot}$
VIII — 1931 . . .		0,06	0,01	0,88	2,27	11,08	—	0,083	0,002	0,093	0,39	5,80	25,80
VII — 1932 . . .	1,125	0,12	сл	0,89	2,08	11,76	—	0,081	0,001	0,079	0,43	5,70	22,10
VII — 1948 . . .	1,127	0,06	0,01	1,02	2,31	12,39	15,97	0,089	0,002	0.087	0,43	6,20	24,20
VI — 1959 . . .	1,179	0.06	0,01	1,21	3,17	15,44	20,26	0,083	0.002	0,090	0,39	5,80	24,90
IX — 1961 . . .	1,140	0,05	0,01	1,14	2,51	14,39	18,06	0,086	0,002	0,082	0,45	6,00	22,90
X — 1961 .	1,140	0,04	0,02[1]	1,09	2,47	14,38	17,75	0,082	0,001	0,082	0,44	5,80	22,81
XI — 1961 . .	1,138	0,04	0,02[1]	0,79	2,63	13,74	17,25	0,061	0,001	0,082	0,30	4,30	22,50
XII — 1961 . . .	1,120	0,06	0,01	0,54	2,63	12,15	15,70	0,046	0,002	0,084	0,20	3,30	23,90
I — 1962 . . .	1,125	0,06	0,01	0,42	2,94	12,93	16,52	0,034	0,002	0,083	0,14	2,40	23,60
II — 1962 .	1,100	0,06	0,01	0,39	2,28	10,33	13,34	0,039	0,002	0,083	0,17	2,80	23,90
III — 1962 . . .	1,115	0,04	0,02[1]	0,50	2,55	11,86	15,21	0,044	0,001	0,082	0,20	3,20	23,70
IV — 1962 . . .	1,113	0,04	0,02[1]	0,61	2,39	12,00	14,84	0,054	0,001	0,081	0,25	3,80	22,80
VI — 1962 . .	1,121	0,06	0,01	0,94	2,35	12,57	16,32	0,080	0,002	0,084	0,40	5,60	23,60
VII — 1962 . . .	1,121	0,06	0,01	0,86	2,35	12,19	15,91	0,075	0,002	0,084	0,36	5 30	23,60
VIII — 1962 . . .	1,135	0,06	0.01	0,79	2,66	13,22	17,33	0,063	0,002	0,084	0,30	4,50	23,80
IX — 1962 . . .	1,136	0,06	0,01	0,98	2,55	13,58	17,60	0,077	0,002	0,084	0,38	5,40	23,40
X — 1962 . . .	1,138	0,06	0,01	1,02	2,66	13,72	17,88	0,080	0,002	0,085	0,38	5,50	23,80
XII — 1964 . . .	1,145	0,08	0,01	1,07	2,65	15,64	19,83	0,075	0,002	0,078	0,40	5,30	21,80

[1] $Mg(HCO_3)_2$.

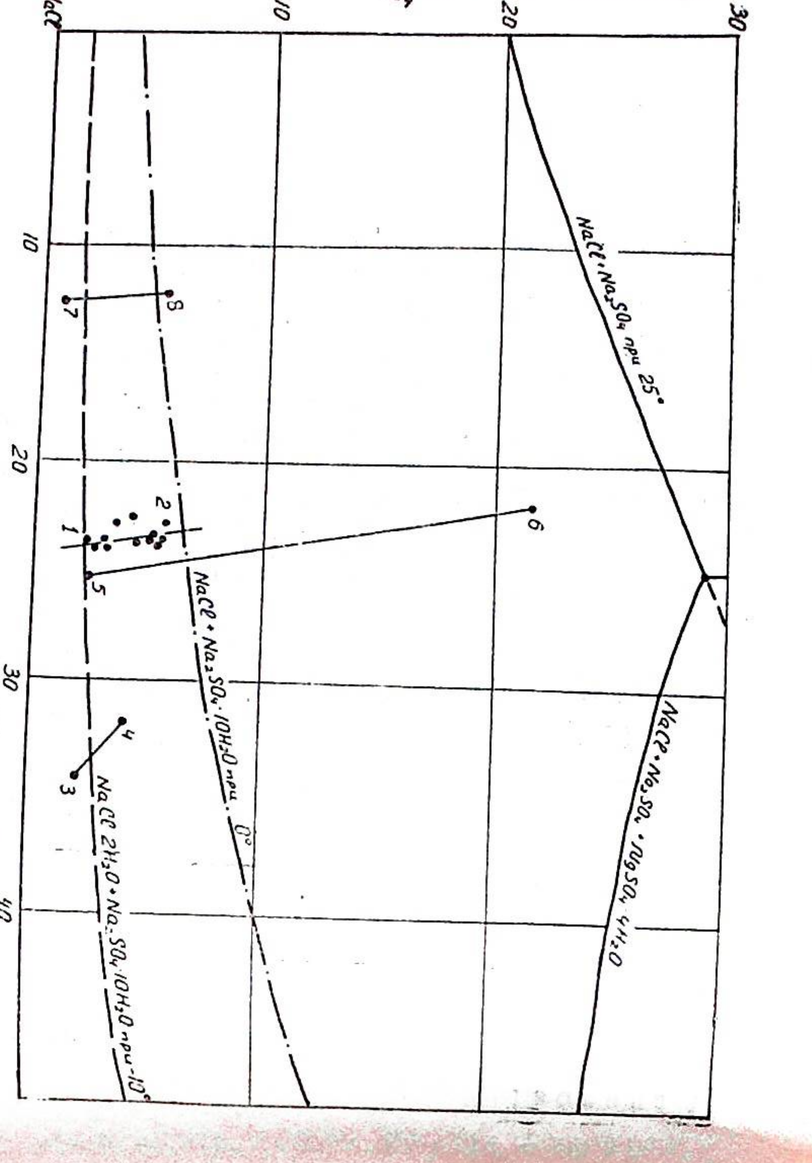


Рис. 4. Состав рассолов озер в годовом цикле:

1—2 — точки оз. М. Яровое; *3—4* — оз. Б. Яровое; *5—6* — оз. Кучук; *7—8* — оз. Бурлинское.

цесса кристаллизации мирабилита и колебанием уровня озера. В разрезе года изменения концентрации сульфатных солей в определенной мере соответствуют сезонному изменению температуры рассолов в связи с политермической природой процессов кристаллизации и растворения мирабилита. Максимальные концентрации сульфат-иона в 1961 и 1962 гг. приходились на сентябрь — октябрь (0,78—0,87%), а минимальные — на декабрь—март (0,31—0,43%). Это означает, что в осенне-зимний период при понижении температуры рассолов значительная часть сульфата натрия переходит в твердую фазу в виде новосадки мирабилита. С повышением температуры рассолов в апреле — мае новосадка мирабилита быстро растворяется, а содержание сульфат-иона достигает исходных величин (июнь — июль). На диаграмме Иенеке (рис. 4) этот процесс отражается смещением фигуративных точек по направлению луча кристаллизации мирабилита (к полюсу Na_2SO_4). Количество солей, которые участвуют в процессе, сравнительно невелико (около 1 млн. *т*), и на современной фазе развития озера процесс ежегодных фазовых превращений сульфата натрия (новосадка⇄рассолы) постью обратим. Поэтому в многолетнем периоде качественный состав рассолов характеризуется высокой стабильностью, а все

Таблица 5

Сравнение состава[1] поверхностных рассолов оз. М. Яровое и других крупных озер Кулундинской степи

Название озера	Дата	Плотность	Весовые проценты						Коэффициенты				Индексы Иенеке	
			$Ca(HCO_3)_2$	$CaSO_4$	$MgSO_4$	$MgCl_2$	NaCl	сумма солей	$\frac{SO_4}{Cl}$	$\frac{Ca}{Cl}$	$\frac{Mg}{Cl}$	$\frac{MgSO_4}{MgCl_2}$	SO_4''	$Mg^{\cdot\cdot}$
М. Яровое	II 1962	1,100	0,06	0,01	0,39	2,28	10,33	13,05	0,039	0,002	0,039	0,17	2,8	23,9
„	X 1962	1,138	0,06	0,01	1,02	2,66	13,72	17,46	0,080	0,002	0,085	0,38	5,5	23,8
Б. Яровое . . .	I 1961	1,145	0,04	0,10	0,36	5,00	12,48	18,01	0,032	0,004	0,119	0,07	2,3	34,1
„ . . .	VII 1961	1,150	0,05	0,10	0,73	5,14	12,62	18,66	0,056	0,004	0,127	0,14	4,3	31,7
Кучукское	II 1962	1,139	0,08	—	0,46	3,52	14,41	18,25	0,033	0,002	0,088	0,13	2,4	25,3
„	IX 1962	1,202	0,09	—	5,00	0,47	17,84	23,40	0,360	0,002	0,100	10,60	21,5	21,8
Бурлинское . . .	I 1962	1,183	0,04	0,08	0,18	2,31	21,04	23,65	0,014	0,002	0,043	0,08	1,0	12,60
„ . . .	IX 1962	1,209	0,04	0,08	1,46	1,46	23,44	26,44	0,080	0,002	0,044	1,00	5,6	12,1

[1] Для всех озер взяты экстремальные месячные составы, соответствующие минимальному и максимальному содержанию SO_4''.

изменения концентрации их обусловлены увеличением или уменьшением объема рассолов озера, что подтверждается постоянством значений магний-хлоридного и сульфат-хлоридного коэффициентов (табл. 4). Первый из них стабилен также и в годовом цикле, тогда как второй изменяется в соответствии с сезонным колебанием концентрации сульфат-иона. Сравнение состава рассолов оз. М. Яровое с составом рассолов других крупных озер Кулунды (табл. 5) показывает, что рассолы озера близки к слабосульфатным «зимним» рассолам оз. Кучукского. Процессы обеднения рассолов озера сульфатными солями идут по двум направлениям: 1) метаморфизации рассолов при взаимодействии с питающими озеро водами (а возможно, и с мелкодисперсным материалом) и 2) постоянного перехода сульфата натрия в донные отложения. Развитие процесса метаморфизации ведет к накоплению в осадках озера значительных количеств гипса, а также карбонатов кальция и магния. Это наглядно подтверждается и величинами коэффициентов $\frac{SO_4^{2-}}{Cl^-}$ $\frac{Ca^{2+}}{Cl^-}$ $\frac{Mg^{2+}}{Cl^-}$, которые показывают, что питающие воды содержат относительно большее количество сульфат-иона, кальция и магния (табл. 3) по сравнению с рассолами (табл. 4). Доминирующую роль в накоплении мирабилита в осадках озера играет кристаллизация его из донных рассолов, пропитывающих пески и илы. Состав их близок к составу поверхностных рассолов, а при охлаждении в осенне-зимний период из них также кристаллизуется мирабилит, который на отдельных участках, вероятно, не успевает полностью раствориться в сравнительно короткий теплый период. Линзы песков, сцементированных мирабилитом, видимо, и представляют собой такие «нерастворенные» участки. Последующее захоронение этих участков приводит к изоляции их от поверхностных рассолов и стабилизации в разрезе донных отложений. Непосредственный переход сульфата натрия в твердые отложения через новосадку и старосадку возможен, по-видимому, только в периоды устойчивого снижения уровня озера.

Запасы солей в донных отложениях ввиду сложных условий их залегания и низкого качества (низкие содержания сульфата натрия и высокий процент примесей) промышленного значения не имеют.

Суммарные запасы солей в поверхностных рассолах оцениваются в 15,5 млн. *т*, из которых более 70% приходится на хлористый натрий. Промышленное использование их возможно при комплексной переработке совместно с рассолами озер Бурлинско-Яровской или Кучук-Кулундинской систем.

ЛИТЕРАТУРА

Баталин Ю. В. Отчет по обследованию озера Большое Яровое. Новокузнецк, 1962.

Баталин Ю. В., Кузнецов В. Г., Козырева Т. А. Отчет о поисково-разведочных работах на оз. М. Яровое и других озерах Центральной Кулундинской впадины. Новокузнецк, 1965.

Василевская А Г. Озеро Б. Яровое, как сырьевая база для добычи брома по состоянию на 1958 г. Новосибирск, 1959.

Мартынов В. А. К истории формирования озер Кулундинской степи. Вестн. ЗСГУ и НТГУ, № 2, Томск, 1963.

Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водоемах Кулундинской степи. Изд. СОАН СССР, Новосибирск, 1961.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)
№ 34 1974

А. К. Вишняков, В. А. Копейкин

ВЛИЯНИЕ ГИДРОКАРБОНАТНЫХ (ЩЕЛОЧНЫХ) ВОД НА ИЗМЕНЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ ГИПСА И АНГИДРИТА БАШКИРСКОГО ПРИУРАЛЬЯ

В литературе неоднократно указывалось, что гипсы и ангидриты в условиях выведения их на дневную поверхность и возможности действия на них щелочных вод замещаются на кальцит (Перельман, 1968; Никольская, 1961; Дуров, 1961 и др.). О том, что это имеет существенное значение в понимании генезиса некоторых карбонатных толщ, свидетельствуют исследования Я. К. Писарчик (1963) для некоторых известняков Иркутского амфитеатра, С. Е. Прянишникова (1936) и M. L. Goldman (1952) для кальцитовых кепроков верхних частей гипсо-ангидритовых шляп соляных куполов Прикаспия и Северной Америки.

В районах платформенной Башкирии подобные процессы могли протекать во всех случаях, когда кунгурские гипсо-ангидритовые породы оказывались выведенными на дневную поверхность и подвергались воздействию слабо щелочных вод.

Исследованиями И. Н. Тихвинского и Б. И. Близеева установлено, что в предсоликамское время на рассматриваемой территории имел место континентальный перерыв. К концу кунгурского века артинско-филипповский Предуральский прогиб закрылся, и зона прогибания переместилась на восточную окраину платформы, в полосу, лежащую западнее Рязано-Охлебининского вала Башкирии (Вишняков, 1970), что было вызвано общим поднятием Урала. Указанный вал, как и зона прогиба оказались приподнятыми выше базиса эрозии и превратились в западные окраины Уральской горной страны. С интенсивным воздыманием Урала в его пределах четче проявлялась вертикальная климатическая зональность. Увеличение количества атмосферных осадков, жаркий тропический климат привели к выщелачиванию легко растворимых веществ из обнажившихся на Урале пород.

Для выявления возможных типов пород, подвергшихся выветриванию, рассмотрим минералогический состав терригенных отложений, заполняющих мульды Предуральского прогиба.

Исследованиями С. Г. Саркисяна (1949) установлено, что терригенные отложения уфимского и казанского возраста, заполняющие нижние половины мульд в Предуральском прогибе, характеризуются пироксено-роговообманковым комплексом. Это показывает, какие материнские породы начали разрушаться с соликамского времени. Как считает Саркисян, ими были, наряду с терригенными, хемогенными и метаморфизованными осадочными породами, роговообманковый диабаз, основные эффузивы, кристаллические сланцы, перидотиты. Все эти породы содержат в своем составе щелочные силикаты и алюмосиликаты: группы пироксеноидов и пироксенов, амфиболов (роговая обманка, глаукофан и др.), полевых шпатов, турмалина, мелилитов, лейцита, нефелина, содолита и др. Авторы обширной литературы, посвященной формированию кор выветривания, считают, что общим для всех процессов выветривания является вынос в водных растворах щелочных и щелочноземельных элементов, в основном окиси натрия, калия, магния, образующих с углекислотой воздуха бикарбонаты. Одновременно с выносом щелочей и щелочных земель происходит частичный или, может быть, даже полный вынос кремнезема.

Для того чтобы уяснить, какого типа воды возникали в результате охарактеризованного процесса, рассмотрим в качестве примеров краткие характеристики (формулу Курлова) современных типов вод Урала, образующихся:

1) на серпентинитах (Верблюжьи горы близ пос. Карталы) —

$$-\ M_{0.471}\ \frac{SO_{50}^{4}\ HCO_{40}^{3}}{Mg_{70}\ |\ Na + K\ |_{20}}$$

(к сожалению, здесь не приведено значение pH, но, судя по содержанию щелочей, оно не ниже 7,2) (Будников, 1956);

2) на кварцитах — $M_{0.24}\ \frac{HCO^{3}\ SO^{4}}{|\ Na + K\ |_{98}}$, pH = 7,9;

3) на гнейсах — $M_{0.18}\ \frac{HCO_{81}^{3}\ SO_{19}^{4}}{|\ Na + K\ |_{84}}$, pH = 8,2 (Щербаков, 1961).

Из примеров видно, что при разрушении аналогичных пород в раннесоликамское время должны были образовываться гидрокарбонатно-натриевые слабо минерализованные воды.

Что же касается формы, в которой выносился кремнезем, то основная масса его была представлена взвешенным терригенным материалом (кварц, силикаты и алюмосиликаты), и лишь некоторая часть выносилась в виде истинных растворов. При этом нужно учесть тот факт, что при разрушении легко разлагаемых силикатов освобождается много аморфного кремнезема,

а кристаллического кварца очень мало. В обычных условиях (нейтральная среда и 10—20°) растворимость кристаллического кварца в среднем 6—7 *мг/л* (Gardner, 1938; Kennedy, 1950; Siever, 1962), аморфного кремнезема при этих же условиях во много раз выше — 100—140 *мг/л* (Alexander, Heston a. Iler, 1954; Krauskopf, 1959; Siever, 1962; Страхов, 1962). В присутствии гидрокарбоната натрия растворимость кремнезема, по сравнению с чистой водой, резко увеличивается (Захарченко, 1955), так как при увеличении pH растворимость кварца и аморфного кремнезема возрастает.

Стекавшие с Урала потоки эродировали, карстовали и пре-образовывали кунгурские породы. Экспериментальными работами целого ряда исследователей (Вериго, 1880; Курнаков, 1896; Валяшко и др., 1952_1, 1952_2, 1953 и др.) показана возможность метаморфизации сульфатных вод карбонатными. Процесс же взаимодействия карбонатных вод с гипсо-ангидритовыми породами достаточно детально изучен Ю. П. Никольской (Никольская и Мокшина, 1958_1). Эксперименты показали, что существование гипса в твердой фазе (при атмосферном давлении) в присутствии бикарбоната натрия возможно лишь при наличии очень небольшого содержания последнего в растворе. С ростом количества бикарбоната натрия гипс будет вступать с ним в реакцию и переходить в кальцит по реакции:

$$CaSO_4+2NaHCO_3 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2+Na_2SO_4,$$
$$Ca(HCO_3)_2=CaCO_3+CO_2+H_2O.$$

Аналогичные процессы будут протекать и при наличии других щелочных и щелочноземельных карбонатов, например:

$$CaSO_4+MgHCO_3 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2+MgSO_4.$$

К тому же соли магния, повсеместно имеющиеся в природных водах, оказывали большое влияние на весь ход процесса. В опытах Никольской (Никольская и Мокшина, 1958_2) прибавление солей магния в виде гидрокарбоната магния в количестве 0,1159% вообще сводило к нулю возможность совместного существования гидрокарбоната натрия с гипсом. Поэтому природные гидрокарбонатные воды, содержащие, как характерные компоненты, карбонаты и гидрокарбонаты щелочей и щелочных земель, при соприкосновении с гипсом переводят последний в кальцит.

Особенностью кунгурских отложений зон развития метасоматических известняков является отсутствие в их составе скоплений каменной соли, т. е. выпадение всего солевого комплекса, развитого в прилегающем с востока Предуральском прогибе и, западнее, в районах Федоровско-Стерлибашевского вала и, частично, Бирской седловины. Именно это и благоприятствовало образованию метасоматических известняков. В районах развития каменных солей стекавшие с Урала воды обогащались

хлоридами, а также и сульфатами ввиду увеличения растворимости последних под влиянием увеличения концентрации хлористого натрия (Левченко, 1950; Штернин, 1949). Но, с другой стороны, ряд экспериментальных работ показал, что скорость растворения карбоната кальция в углекислых водах под влиянием NaCl, Na_2SO_4 (Лаптев, 1939; Страхов, 1951) и в растворах NaCl (Штернин и Фролова, 1952) увеличивается за счет повышения карбонатной емкости раствора. Еще более резкое влияние на увеличение карбонатной емкости, чем в случае присутствия хлорида натрия, оказывают Na_2SO_4, $MgSO_4$ и $MgCl_2$ (Страхов, 1951), т. е. именно те компоненты, которые образуются в результате вышеприведенных реакций. В результате увеличения карбонат кальция почти не будет выпадать в осадок, осаждаясь только частично с терригенным материалом. С уменьшением содержания в водах хлоридно-сульфатных компонентов (т. е. с уменьшением карбонатной емкости раствора) карбонат кальция будет высаживаться во все большем количестве, давая вместе с терригенным материалом различные переходные разности от известковистых глин и мергелей до сильно глинистых и более чистых разностей известняков.

Характерной чертой метасоматических известняков является присутствие в них стяжений кремня. Кремнезем, послуживший источником для их образования, был принесен, как уже отмечалось выше, с Урала в виде двух основных форм: истинных растворов и терригенных частиц, представленных силикатами, алюмосиликатами и кварцем. Сохранение в соликамское время в Приуралье жаркого климата привело к интенсивному испарению гидрокарбонатных вод, а следовательно, к повышению их pH и соответственно к еще большему насыщению кремнеземом. Вполне возможно, что концентрация кремнезема в таких растворах могла достигать значения равновесной растворимости и начиналась коагуляция SiO_2. При преобразовании же гидрокарбонатными водами гипса в кальцит происходило обогащение раствора сульфатами, что обусловливало уменьшение щелочности среды. Это приводило к уменьшению растворимости кремнезема. Избыток SiO_2 в районах с аридным климатом, взаимодействуя, как отмечает Н. М. Страхов (1966), с ионами магния или алюминия и образуя силикаты типа сепиолита или палыгорскита, выпадал в осадок. Но основным источником кремнезема кремнистых стяжений, видимо, был терригенный материал.

В условиях эпигенеза на увеличение растворимости кремнезема оказывают влияние еще и другие факторы. Наличие зерен карбоната увеличивает растворимость кремнезема, так как раствор, содержащийся между зернами кварца и кальцита и находящийся в равновесии с последним и углекислотой воздуха, имеет pH=9,86 (Siever, 1957). При таком pH растворимость кремнекислоты вдвое выше, чем в нейтральной среде. С другой стороны, поверхность кварцевых частиц при контакте друг с

другом или с другими минеральными частицами разрушается, деструктируется. Растворимость поверхностного слоя кварца, толщина которого составляет около 300 Å (Van Lier, 1960), резко возрастает и достигает растворимости аморфного кремнезема. Силикатные минералы, которые отлагались с осадком (сепиолит, палыгорскит, каолинит, монтмориллонит, гидрослюда и т. п.), также должны были подвергаться воздействию щелочных вод и, в зависимости от величины размеров частиц, полностью или частично переходить в раствор. Концентрация кремнезема в растворе таким образом превышала равновесную концентрацию по отношению к кристаллическому кварцу (раствор становился пересыщенным к кремнекислоте). Процесс шел в поровых водах метасоматических известняков до тех пор, пока, за счет интенсивного испарения, не началось повышение уровня грунтовых вод кунгурских гипсо-ангидритовых отложений. Общий подток нейтрализующих вод снизу сдвигал границу гидрокарбонатных и сульфатных вод вверх. Поэтому граница смены pH вод стала проходить несколько выше контакта иренской гипсо-ангидритовой и вышележащей карбонатной пачки. Как известно, в нейтральных и слабокислых водах растворимость кремнезема уменьшается. Из изложенного выше явствует, что количество кремнезема в поровых водах этой пачки несколько превысило равновесную концентрацию кремнезема. В результате избыток кремнезема стал выпадать из раствора, коагулируясь в местах наибольших градиентов уменьшения значения pH и концентрации ионов металлов, вызывающих садку кремнезема. Например, по данным Окамото (Окамото и др., 1963), 1 *мг* Al^{+++} осаждает 40 *мг* кремнезема. Таким путем, в процессе эпигенеза и произошла перегруппировка кремнезема и образовались кремнистые стяжения, которые наблюдаются в низах рассматриваемой карбонатной пачки.

Из вышеизложенного следует, что в тех районах изученной территории, где кунгурские отложения, не содержащие скопления каменной соли, были выведены непосредственно на дневную поверхность, шел процесс преобразования гипсо-ангидритовых пород в известняково-мергелистые, известные в Башкирии под названием «седая» пачка. В районах, где в обнажающихся кунгурских отложениях имелась каменная соль, известняки не образовывались. В этих районах накапливались преимущественно терригенные образования, слагающие толщу, известную под названием «переходной».

Представлена «седая» пачка серыми и грязно-желтыми плитчатыми, изредка пористыми и даже мучнистыми известняками, глинистыми известняками и мергелями, включающими тонкие линзовидные прослои черных и голубовато-серых кремней. В известняках и мергелях наблюдаются подчиненные прослои песчаников и алевролитов, причем количество терригенного материала в разрезе «седой» пачки в общих чертах увеличивается с запада на восток. Мощность отложения пачки, в основном в связи с последующими размывами, варьирует в пределах 3—20 *м*.

Рассмотрим особенности залегания «седой» пачки южнее г. Уфы в пределах Бузовьязовской площади по двум геологическим профилям, проведенным вкрест простирания Рязано-Охлебининского вала (рис. 1 и 2). Стратиграфические границы кунгурских, соликамских, шешминских, палеоген-неогеновых и четвертичных отложений проведены по данным В. Н. Демьянова и А. А. Макушина, подошвы верхнелунежских слоев, тюйской пачки, кровли филипповских и артинских отложений — на основе расчленения кунгурского яруса, предложенного И. Н. Тихвинским и Б. И. Близеевым. Изучение многочисленных фондовых источников показало, что полные разрезы соликамского горизонта, включающие в себя (снизу) «седую» пачку и пачку пестроцветных (фиолетовоокрашенных) пород, наблюдаются только там, где эти отложения перекрываются шешминскими. Во всех других случаях под соликамскими подразумеваются только отложения «седой» пачки. На указанных профилях видно, что «седая» пачка налегает явно несогласно на различные слои верхов кунгурского яруса, вплоть до тюйской пачки. Мощность верхов иренской толщи увеличивается, когда «седая» пачка перекрывает верхнелунежские слои, и уменьшается, когда пачка ложится на слои стратиграфически более низкие. Отсюда явствует, что колебание мощности отложений верхней части иренского горизонта обусловлено не пластическими деформациями, а срезанием их верхних слоев в период, предшествовавший образованию «седой» пачки. Не может возрасти мощность верхней части иренского горизонта и вследствие гидратации ангидрита (за счет увеличения объема пород при переходе ангидрита в гипс), хотя влияние гидратации на возникновение вторичных изменений, возможно, действительно имело место (наличие мелкой складчатости соликамских слоев). Как видно из приведенных профилей, мощности зоны гидратации неравномерны, но не велики. Если гидратация охватила бы толщу большой мощности, то эрозионные процессы после накопления «седой» пачки обусловили бы ее размыв в первую очередь на относительно более высоко приподнятых участках. В действительности же «седая» пачка прослеживается повсеместно и подстилает разные по возрасту (шешминские, палеоген-неогеновые и древнечетвертичные) отложения. Аналогичные особенности залегания «седой» пачки характерны также и для более северных и более южных районов.

Итак, с одной стороны, геологи, детально изучавшие отдельные площади рассматриваемой территории и наблюдавшие на каждом обнажающемся или вскрытом контакте иренских пород с образованиями «седой» пачки постепенный литологический

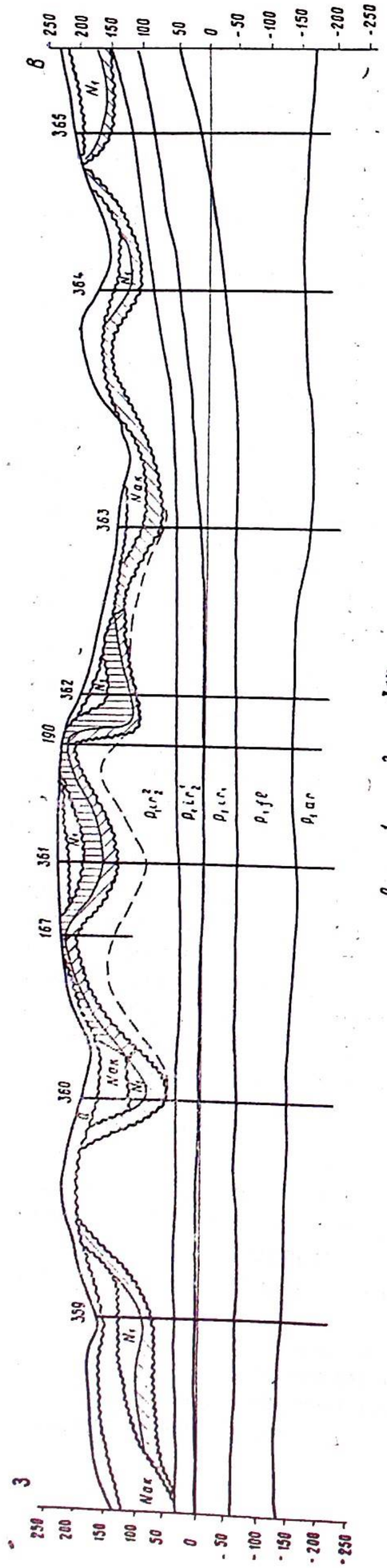


Рис.1. Широтный геологический профиль по скважинам № 359—365 Бузовьязовской площади.

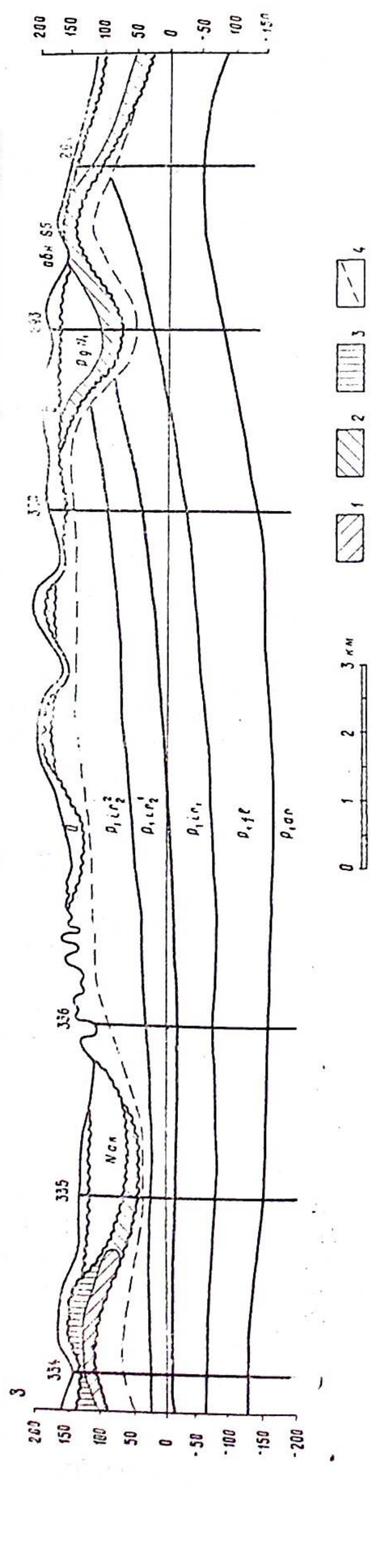


Рис. 2. Широтный геологический профиль по скважинам № 334—294 Бузовьязовской площади. *1* — известняки „седой" пачки, развитые под уфимскими отложениями; 2 — известняки „седой" пачки, развитые под палеоген-неогеновыми отложениями; 3 — уфимские отложения; 4 — контур подошвы зоны гидратации ангидрита в гипс.

переход, пришли к выводу о повсеместном согласном налегании этой пачки на иренскую толщу. С другой же стороны, сопоставления разрезов, произведенные по указанным профилям, показали, что в действительности это не так — «седая» пачка трансгрессивно перекрывает иренскую толщу, оказываясь приуроченной к подошвам различных стратиграфических комплексов. Это тем более интересно потому, что каждый новый стратиграфический комплекс заполняет эрозионный врез, возникновение которого предшествовало времени накопления этого комплекса. «Седая» пачка отсутствует только под наиболее глубокими врезами, выполненными акчагыльскими отложениями, и под новейшими четвертичными образованиями.

Все вышеизложенное приводит к заключению, что «седая» пачка представляет собой не только собственно первично осадочное образование. Происхождение этой пачки более сложно. Слагающие ее породы имеют как пред- или раннесоликамский, так и более молодой возраст.

В кайнозое условия, благоприятные для дальнейшего увеличения мощности карбонатной толщи, наблюдались в палеогене и неогене. На это указывает как отмеченный выше факт наличия известняков «седой» пачки, почти повсеместно подстилающих отложения палеогенового, неогенового и раннечетвертичного возраста, так и увеличенная в этих случаях их мощность (например, в скв. 14 Бекетовской площади, в скв. 395, 396, 399 Бузовьязовской площади, в скв. 3 Ново-Иликовской площади и др.) по сравнению с участками развития пород «седой» пачки, перекрытых уфимскими образованиями. В последних случаях породы пачки, залегая в низах соликамского горизонта, имеют меньшую мощность и представлены более глинистыми разностями.

Учитывая изложенное, рассмотрим возможность образования метасоматических известняков в палеогене, неогене и в раннечетвертичное время.

Палеообстановка в Приуралье в палеогене и неогене сильно отличалась от раннепермской. Известно, что с конца перми до середины мелового периода Приуралье занимало гипсометрически довольно высокое положение, вслед за тем (до середины эоцена) опускалось, благодаря чему сюда стали проникать воды морских трансгрессий. Предуральский прогиб, проявивший себя в мезозое как зона относительного погружения, к палеогену оказался занятым системой обширных и глубоких озер (Яхимович, 1958). Поэтому воды, стекавшие с Урала, уже не доходили до Рязано-Охлебининской зоны. На рубежах среднего и позднего олигоцена, а также среднего и позднего миоцена Урал испытал значительные поднятия. Естественно предположить, что, как и на грани кунгурского и уфимского веков, поднятия Урала вызвали подъем и прилегавшей к нему территории (Приуральский прогиб) или, во всяком случае, значи-

тельно замедлили ее погружение, а не привели к погружению восточного края Русской платформы (в том числе Рязано-Охлебининской зоны), как считает В. Л. Яхимович (1958). Вне зависимости от истинности той или иной точки зрения, как прогиб, так и указанная зона в это время оказались основными областями аккумуляции. Здесь простирались аллювиальные равнины с блуждающими по ним временными потоками. Но уже вскоре, по мере затухания сноса, на месте прогиба вновь образовалась система озер (Яхимович, 1958), или, как считает П. Н. Клюквин, система рукавов дельты палео-Уфы. Основные черты современного рельефа Башкирского Предуралья были созданы тектоническими движениями на грани миоцена и плиоцена. Результатом их явилось окончательное оформление Рязано-Охлебининского вала и возникновение в Предуральском прогибе долины палео-Белой.

Ввиду изложенного трудно ожидать, что в палеоген-четвертичное время воды, стекавшие с Урала, оказывали сильное влияние на процессы, происходившие в пределах Рязано-Охлебининской зоны (как в раннесоликамское время), за исключением, возможно, вышеупомянутых периодов интенсификации тектонических движений на Урале. Однако метасоматические известняки имеются как под палеогеновыми, так и под неогеновыми, а местами и под четвертичными отложениями. Это заставляет предположить, что в указанное время существовал другой источник бикарбонатов щелочных и щелочноземельных элементов.

Для выявления этого источника большой интерес представляют работы Ю. П. Никольской (1961) и С. А. Дурова (1961), посвященные содообразованию. Никольская, разбирая процесс содообразования в Кулундинской степи, наметила общую взаимосвязь между распространением поверхностных и грунтовых вод различного химического состава с типами почв. Так, например, к району распространения подзолистых почв оказались приуроченными гидрокарбонатно-натриевые воды и озера вплоть до содосодержащих. Это позволило ей сделать вывод, что процессы образования растворимых солей, являющихся источниками минерализации природных вод, находятся в определенной взаимосвязи с почвообразовательными. Учитывая результаты указанных исследований, можно заключить, что для выявления генезиса более молодой части образований «седой» пачки большой интерес приобретает уяснение роли высокомолекулярных почвенных кислот в процессе выветривания силикатов и алюмосиликатов аллювиальных отложений и формирования типов почвенных и грунтовых вод. Эти кислоты, образующиеся в результате различных почвообразовательных процессов, известны в литературе как фульвокислоты, ульминовая и гуминовая. В. Р. Вильямсом (1919), И. В. Тюриным (1940, 1944) и В. В. Пономаревой (1947, 1949, 1950) разработана теория подзолообразовательного процесса, согласно которой подзолистые почвы являются продуктом интенсивного, глубоко идущего (вплоть до образования свободного кремнезема) процесса выветривания первичных пород сложного состава (в том числе и силикатов) под влиянием фульвокислот, возникающих при разложении остатков лесной растительности. Названные авторы показали, что соли фульвокислот с щелочными основаниями (Na, K и др.) хорошо растворимы в воде. Данные опытов по взаимодействию растворов фульвокислот с различными минералами и горными породами, содержащими щелочи (Пономарева, 1950; Никольская, 1961), свидетельствуют о том, что фульвокислоты играют значительную роль в процессе выветривания щелочных алюмосиликатов и формирования бикарбонатов в природных водах за счет щелочных и щелочноземельных элементов этих силикатов.

Ульминовая и гуминовая кислоты образуются при дерновом процессе почвообразования. Они близки по свойствам и дают легко растворимые соли калия и натрия. К дерновому периоду почвообразовательного процесса относится и болотная стадия почвообразования. В результате выветривания силикатов и алюмосиликатов под воздействием ульминовой и гуминовой кислот в почвенных и грунтовых водах появляется также некоторое количество щелочей в связи с окислением солей органических кислот. Этот процесс можно представить в виде следующего схематического уравнения (для катиона натрия):

$$2C_n H_{2n+1} COONa + yO_2 = 2NaHCO_3 + 2_nCO_2 + 2_nH_2O,$$

где $y=3+1$ (Дуров, 1961). Указанная и аналогичные ей реакции для других щелочных и щелочноземельных элементов объясняют причину образования щелочных вод в почвах лесных и отчасти лесостепных районов.

Анализ смены растительных формаций с палеоцена по четвертичный период, по данным В. Л. Яхимович (1958, 1965), показывает, что роль древесной растительности умеренного типа за весь этот отрезок времени стала существенной на территории Башкирского Приуралья с начала олигоцена, после чего возрастала включительно по четвертичный период. Характерной чертой этого процесса было увеличение в рассматриваемых формациях роли таежной флоры (хвойных). Таким образом, с начала олигоцена возникли условия, благоприятные для образования почвенно-грунтовых гидрокарбонатных вод, содержащих такие щелочные и щелочноземельные элементы, как калий, натрий, магний.

Положительные тектонические движения, имевшие место в палеогене и неогене, привели к увеличению эрозионной расчлененности Рязано-Охлебининского вала. Во многих местах обнажились кунгурские гипсо-ангидритовые отложения. Грунтовые и поверхностные слабощелочные воды, взаимодействуя с этими отложениями, возобновили процессы, которые вели к образова-

нию известняков «седой» пачки. Кремнистые стяжения, наблюдаемые в известняках, возникших в это время, произошли тем же путем, что и в раннесоликамское.

Такова возможная схема образования перекристаллизованных известняков «седой» пачки в палеогене, неогене и в раннечетвертичное время.

Под акчагыльскими отложениями «седая» пачка отсутствует, так как взаимодействие морских хлоридных вод с гипсо-ангидритовыми породами не могло привести к образованию метасоматических известняков. Отсутствие пачки под новейшими четвертичными отложениями еще требует проверки. Повсеместное наличие гажи в современной зоне выветривания гипса, а также повсеместное наличие гипса, покрытого с поверхности тонкой корочкой карбоната кальция, говорят о том, что разобранный выше процесс идет повсюду на рассматриваемой территории и в настоящее время.

Особенно интересна в этом отношении гажа. По данным К. С. Кутателадзе (Будников, 1954), она представляет собой естественную смесь гипса (от 20 до 90%), глинистой субстанции, мелкодисперсного карбоната кальция и кремнезема. В гаже часто содержится также небольшое количество водорастворимых солей натрия, калия, магния, кальция и других металлов, а также органические примеси и обломки окружающих пород. В Башкирии гажа залегает в виде рыхлой землистой породы различного, но преимущественно белого и желтовато-серого цвета, повсеместно на гипсо-ангидритовых породах, выведенных на дневную поверхность. В конусах выноса и в основаниях склонов оврагов, эродирующих эти выводы, отмечаются относительно крупные ее скопления, обусловленные переносом гажи дождевыми потоками. Последнее доказывается часто встречающимися в ней окатанными гальками окружающих пород. Происхождение гажи обусловлено воздействием слабощелочных почвенных и грунтовых вод на гипсо-ангидритовые породы. Этот процесс шел, видимо, таким же путем, что и образование метасоматических известняков неоген-палеогенового времени. Гажа по своему составу является промежуточным продуктом между гипсом и полностью глинисто-карбонатной смесью, являющейся конечным продуктом метасоматического процесса. По-видимому, в дальнейшем, в процессе диагенеза глинисто-карбонатная смесь преобразуется в перекристаллизованные метасоматические известняки. Реальность этого предположения подтверждается постоянным присутствием гажи также и в исследованных нами обнажениях на контакте гипсо-ангидритовых пород с известняками «седой» пачки, вне зависимости от возраста перекрывающих их отложений. Поэтому наличие под новейшими четвертичными отложениями на контакте с кунгурскими гипсами и просто на поверхности скоплений гажи свидетельствует о том, что процесс преобразования гипсов и ангидритов

в карбонат кальция идет и в настоящее время. Это необходимо учитывать при разведках данного вида сырья для нужд промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

Будников Н. Д. Подземные воды Челябинской области и использование их для водоснабжения. «Вопросы водоснабж. с. х. в районах Урала». Госгеолтехиздат, 1956.

Будников П. П. «Природа», № 3, 1954.

Валяшко М. Г., Пельш Т. К. Метаморфизация насыщенных сульфатных растворов бикарбонатом кальция. Тр. ВНИИГ, вып. 23, 1952_1.

Валяшко М. Г., Петрова Е. М. Метаморфизация ионом кальция соляных вод карбонатного типа. Тр. ВНИИГ, т. 23, 1952_2.

Валяшко М. Г., Нечаев А. А., Пельш Г. К. Экспериментальное исследование процесса метаморфизации ионом кальция разбавленных растворов сульфатного типа. Тр. ВНИИГ, т. 27, 1953.

Вериго А. А. О характере соляной массы в рапе Куяльницкого и Хаджибейского лиманов по отношению к вопросу обоснования на рапе этих лиманов содового производства. Горн. журнал, т. 3, 1880.

Вильямс В. Р. Почвоведение. Изд. 6, М., 1949.

Вишняков А. К. Роль разломов в миграции Предуральского прогиба в кунгурском веке. Тр. ГИ г. Казани, вып. 21, 1969.

Дуров С. А. Синтез в гидрохимии. Ростов-на-Дону, 1961.

Захарченко А. И. Минералообразующие растворы и генезис кварцевых жил. Мат. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 6, Минералогия и геохимия, 1955.

Курнаков Н. С. Метаморфизация рассолов крымских соляных озер. Зап. Всеросс. минер. о-ва, 2 сер., ч. 34, 1896.

Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон. М. — Л., 1939.

Левченко В. М. О растворимости сульфата кальция. В сб.: Гидрохимические материалы, М., 1950.

Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. Изд. Сиб. отд. АН СССР, Новосибирск, 1961.

Никольская Ю. П., Мокшина И. А. Система $Na^{\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$, HSO_4^{--} — H_2O при $t=25°C$ и P_{CO_2} 1 *атм.* В сб.: Вопросы формирования и использования солей Кулундинской степи. Тр. Химико-металл. ин-та, вып. 12. Новосибирск, 1958_1.

Никольская Ю. П., Мокшина И. А. К вопросу образования соды в природе химическим путем. В сб.: Вопросы формирования и использования солей Кулундинской степи. Тр. Химико-металл. ин-та, вып. 12, Новосибирск, 1958_2.

Окамото Г., Окура Т., Гото К. Свойства кремнезема в воде. В сб.: Геохимия литогенеза, М., 1963.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. Изд. 3, М., 1968.

Писарчик Я. К. Литология и фации нижне- и среднекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 89, 1963.

Пономарева В. В. О методах выделения и химической природе фульвокислот. «Почвоведение», № 12, 1947.

Пономарева В. В. О реакциях взаимодействия группы креновой и апокреновой кислот (фульвокислот) с гидроокислами оснований. «Почвоведение», № 11, 1949.

Пономарева В. В. Новые данные к познанию подзолообразовательного процесса. Вест. Ленингр. ун-та, № 7, 1950.

Прянишников С. Е. К вопросу о сероносности соляных куполов Урало-Эмбенского района. Мат. по геол. Сред. Азии, вып. 6, М., 1936.

Саркисян С. Г. Петрографо-минералогическое исследование верхне-

пермских и триасовых пестроцветных отложений Приуралья. Изд. АН СССР, 1949.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 124, 1951.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд. АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. О некоторых вопросах кремнезема. В сб.: Геохимия кремнезема, 1966.

Тюрин И. В. К вопросу о природе фульвокислот почвенного гумуса. Тр. Почв. ин-та АН СССР, т. 23, 1940.

Тюрин И. В. К изучению процесса подзолообразования. «Почвоведение», № 10, 1944.

Штернин Э. Б. О растворимости малорастворимых солей. Изв. сектора физ.-хим. анализа АН СССР, т. 19, 1949.

Штернин Э. В., Фролова Е. В. О растворимости кальцита в присутствии CO_2 и NaCl. Изв. сектора физ.-хим. анализа АН СССР, т. 21, 1952.

Щербаков А. В. Гидрогеохимические исследования при поисках и разведке подземных бороносных вод. М., 1961.

Яхимович В. Л. Кайнозой Башкирского Предуралья, т. 1, ч. 2, М., 1958.

Яхимович В. Л. Кайнозой Башкирского Предуралья, т. 2, ч. 2, М., 1965.

Alexander J. B., Heston W. M., Iler R. K. The solubility of silica in water. J. Phys. Chem., v. 58, N 6, 1954.

Gardner L. U. Reaction of the living body to different types of minerals dusts with and without complicating infection. Amer. Inst. Min. Metallurg. Engrs., Tech., Publ. 929, 1938.

Goldman M. J. Deformation, metamorphism and mineralisation in gipsum-angidrite cape rock sulfur salt Dome Louisiana. Geol. Soc. Am., Mem. 59, 1952.

Kennedy G. C. A portion of the system silica-water. Econ. Geology, v. 45, N 7, 1950.

Krauskopf K. B. The geochemistry of silica in sedimentary enviroumentS. Soc. Econom. Paleontolog. and Mineralog., Spec., Publication, N 7, 1959.

Siever R. K. The Silica budget in the sedimentary cycle. Amer. Mineralogist, v. 42, N 11—12, 1957.

Siever R. K. Silica solubility, 0—200° C, and the diagenesis of siliceous sedimentys. The Journal of Geology, v. 70, N 2, 1962.

Van Lier J. A., de Brujn P. L. and Overbeer J. Th. G. The solubility of quartz. Jour. Phys. Chemistry, v. 64, pp. 1675—1682, 1960.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)

№ 34 *1974*

Н. Б. Валитов

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ СУЛЬФАТНО-КАРБОНАТНЫХ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПО РАЗРЕЗУ В СВЯЗИ С ПЕРСПЕКТИВАМИ СЕРОНОСНОСТИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Работами А. С. Уклонского (1940), Л. М. Миропольского (1935), А. С. Соколова (1958), Н. П. Юшкина (1968), И. И. Алексенко (1967) и ряда других исследователей твердо установлена парагенетическая связь нефтегазовых и серных месторождений. Как справедливо отмечает А. С. Соколов (1958), если нефтяные месторождения могут и не сопровождаться серным оруденением, то залежи самородной серы в осадочных образованиях всегда размещаются в пределах нефтегазоносных провинций или же вблизи последних. Так как распределение серных залежей по разрезу в пределах нефтегазоносных провинций и областей контролируется наличием сульфатно-карбонатных комплексов, в задачу нашего исследования входило рассмотрение взаимоотношения сульфатно-карбонатных и нефтегазоносных комплексов с целью выяснения, какие их соотношения наиболее благоприятны для образования крупных промышленных месторождений самородной серы.

Прежде чем касаться вопроса о выделении типов взаимоотношения нефтегазоносных и сульфатно-карбонатных комплексов в пределах Европейской части СССР, следует рассмотреть в общих чертах, имеются ли какие взаимообусловленные (парагенетические) зависимости между указанными комплексами, т. е., другими словами, является ли территориальное совпадение ареалов развития рассматриваемых комплексов случайностью или же это вполне закономерное явление. Поэтому следует вкратце коснуться как основных особенностей размещения нефтегазоносных областей и провинций в пределах рассматриваемой территории, так и особенностей распространения сульфатно-карбонатных (галогенных) комплексов.

Работами многочисленных исследователей (И. М. Губкин, И. О. Брод, А. А. Бакиров, М. Ф. Мирчинк, Н. Ю. Успенская, С. П. Максимов и др.) установлены как региональные, так и локальные (в пределах отдельных провинций и областей) закономерности размещения нефтегазовых месторождений. Ниже мы остановимся на региональных закономерностях применительно к территории Европейской части СССР.

Еще в прошлом веке Д. И. Менделеев указал на приуроченность скоплений нефти и газа к предгорным прогибам и краевым зонам горных сооружений, объясняя этот факт наличием глубинных разломов, по которым мигрировали нефтяные углеводороды в лежащие выше осадочные образования. Делоне в 1913 г. и К. И. Богданович в 1921 г. (Брод, 1964) выделили крупные нефтегазоносные пояса, формирование которых они связывали с тремя основными тектоническими циклами — каледонским, герцинским и альпийским.

Распространение нефтегазовых месторождений в пределах Европейской части СССР подчиняется указанной закономерности. Практически все месторождения нефти и газа размещаются по окраинам Русской платформы и тяготеют к складчатым сооружениям различного возраста. На востоке Русской платформы выделяются Тимано-Печорская, Приуральская, Верхнекамская, Камско-Бельская и Средневолжская нефтегазоносные области, примыкающие к горным сооружениям Уральской системы герцинского возраста (названия нефтегазоносных областей и провинций даны по карте перспектив нефтегазоносности СССР на 1/I 1967 г.). На юге и юго-западе рассматриваемой территории располагается ряд нефтегазоносных областей, объединяемых в Предкавказско-Крымскую, Северо-Кавказскую и Закавказскую провинции. Они контролируются Крымско-Кавказской горной системой, формирование которой связано с альпийским циклом орогенеза. На западе Русской платформы располагается Предкарпатская нефтегазоносная область, также примыкающая к альпийскому складчатому сооружению — Карпатам.

Наряду с перечисленными нефтегазоносными провинциями и областями, местоположение которых контролируется краевыми складчатыми системами, в пределах Русской платформы выделяются Днепровско-Донецкая, Прикаспийская и Прибалтийская провинции. Последние расположены в пределах одноименных внутриплатформенных впадин, испытавших в тот или иной этап геологического развития интенсивное погружение: Прибалтийская — в нижнем палеозое, Днепровско-Донецкая — в верхнем палеозое, Прикаспийская — в верхнем палеозое и мезокайнозое. Интенсивное и устойчивое погружение этих впадин способствовало преобразованию рассеянного в породах органического вещества в подвижные нефтяные углеводороды (Брод, 1964).

Если же рассматривать распределение нефтегазоносности по разрезу, то здесь намечается ряд особенностей. Нефтегазоносными обычно являются отложения, формирование которых связано с отдельными крупными эпохами складкообразования. Так, в Прибалтийской провинции нефтеносными являются кембрийские, ордовикские и, в меньшей степени, силурийские образования. Формирование отложений совпадает по времени с проявлением каледонского цикла тектогенеза, когда внутриплатформенная впадина испытала интенсивное прогибание. В Тимано-Печорской, Приуральской, Верхнекамской, Камско-Бельской и Средневолжской областях нефтяные и газовые залежи связаны с отложениями среднего и верхнего девона, карбона и перми. Здесь активизация тектонического развития и замыкание Уральской геосинклинали синхронизируются с герцинским циклом орогенеза ($Д_3$—$Т_1$). В пределах Предкарпатской провинции, примыкающей к складчатым сооружениям альпийского возраста, нефтегазоносными являются кайнозойские образования. Менее продуктивны мезозойские отложения. В пределах Днепровско-Донецкой впадины, формирование которой связано с герцинским циклом тектогенеза, нефтегазоносными являются отложения верхнего девона, карбона и нижней перми, в меньшей степени — мезозойские образования. В Прикаспийской впадине, которая испытывала устойчивое и длительное погружение в течение верхнего палеозоя и мезокайнозоя, этаж нефтегазоносности распространяется на весь разрез — от палеозоя до кайнозоя.

Таким образом, краткий анализ распределения нефтегазоносных областей и провинций в пределах Русской платформы и ее эпигерцинского обрамления на юге Европейской части СССР позволяет отметить следующие закономерности.

1. В нефтегазоносных провинциях и областях, примыкающих к складчатым сооружениям, продуктивными являются отложения, синхронные по возрасту с временем проявления тектонического цикла, завершившего геосинклинальный этап развития обрамляющих платформу территорий.

2. В провинциях и областях, располагающихся во внутриплатформенных впадинах и грабенообразных прогибах, нефтегазоносность связана с отложениями, во время формирования которых наблюдалось устойчивое и интенсивное прогибание этих областей.

В формировании и размещении сульфатно-карбонатных (галогенных) комплексов, согласно Н. М. Страхову (1962), наряду с климатическим фактором (аридные условия осадконакопления) большую роль играет также тектонический фактор.

В пределах Русской платформы и ее обрамления широкое развитие имеют девонский (Прибалтийская впадина, центральная часть Московской синеклизы, южная часть Печорской впадины и Южный Тиман, Днепровско-Донецкая и Припятская

впадины), нижнепермский (восточная часть Московской синеклизы, Татарский, Пермско-Башкирский, Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский своды, Верхнекамская впадина, Предуральский прогиб, Прикаспийская, Двинско-Мезенская и Днепровско-Донецкая впадины), верхнепермский (Татарский и Жигулевско-Пугачевский своды, Мелекесская и Прибалтийская впадины), верхнеюрский (Предкарпатье, Преддобруджский прогиб, Предкавказье) и неогеновый (Предкарпатье, Керченский полуостров и др.) сульфатно-карбонатные комплексы. Все эти комплексы тектонически размещаются в краевых частях платформ и предгорных прогибов, обрамляющих складчатые сооружения различного возраста, а также в пределах внутриплатформенных впадин. Лишь верхнеюрский сульфатно-карбонатный комплекс Предкарпатья и Предкавказья формировался в условиях геосинклинального режима, все остальные комплексы геотектонически приурочены к платформенным и орогенным этапам развития тех или иных участков рассматриваемой территории. Другими словами, в пределах Русской платформы и ее обрамления четко выдерживается закон Ф. Лотце, согласно которому «солеобразование (галогенез) усиливается одновременно с крупными горообразовательными движениями либо непосредственно после них» (Страхов, 1962).

Сопоставление закономерностей размещения нефтегазоносных областей и провинций с особенностями пространственного распределения разновозрастных сульфатно-карбонатных (галогенных) комплексов в пределах Русской платформы и ее обрамления позволяет установить их четкую геотектоническую приуроченность к одним и тем же структурным зонам. Например, нефтегазоносные области и провинции пространственно тяготеют к краевым предгорным прогибам и прилегающим частям платформ, сульфатно-карбонатные (галогенные) комплексы также размещаются преимущественно в этих структурных зонах (Предуральский прогиб и краевые части Русской платформы, неогеновый комплекс в Предкарпатском прогибе и др.). Интенсивное и длительное прогибание участков земной коры (Днепровско-Донецкая, Прикаспийская впадины и др.) способствует как формированию нефтяных и газовых месторождений, так и образованию сульфатно-карбонатных (галогенных) комплексов. На пространственное совпадение нефтегазоносных областей и провинций с районами развития сульфатно-карбонатных отложений, благоприятных для формирования месторождений самородной серы, было ранее обращено внимание А. С. Соколовым (1958) и А. И. Отрешко (1966).

Следует указать на некоторые различия в возникновении этих комплексов. Если для образования нефтегазоносных отложений необходимо длительное и интенсивное прогибание территории в течение крупного геотектонического цикла (каледонский, герцинский, альпийский), то формирование сульфатно-

карбонатных (галогенных) комплексов происходит на конечных стадиях геосинклинального развития территории, в предорогенный этап или одновременно с ним.

Таким образом, пространственное совпадение районов размещения нефтегазоносных комплексов с областями развития сульфатно-карбонатных (галогенных) логически вытекает из унаследованного геотектонического развития отдельных крупных участков земной коры, т. е. между ними существует парагенетическая связь. Следовательно, это явление не случайное, а вполне закономерное. На основании этого можно предполагать, что в пределах большинства нефтегазоносных областей и провинций, если на последних этапах замыкания геосинклинальной системы здесь существовал аридный климат, должны всегда формироваться сульфатно-карбонатные (галогенные) комплексы.

Исходя из вышеизложенного, в пределах всех нефтегазоносных провинций, расположенных в краевых частях платформ и в предгорных прогибах, мы должны были бы ожидать такие соотношения нефтегазоносных и сульфатно-карбонатных (галогенных) комплексов, когда последние будут залегать стратиграфически выше первых. Действительно, в пределах рассматриваемой территории наблюдаются подобные соотношения, однако особенности развития отдельных регионов усложняют картину соотношения этих комплексов.

Анализ материалов показывает, что в пределах Русской платформы и ее обрамления можно выделить 4 типа взаимоотношений сульфатно-карбонатных (галогенных) и нефтегазоносных комплексов по разрезу:

1) нефтегазоносные горизонты располагаются стратиграфически ниже сульфатно-карбонатных (галогенных) комплексов (Прибалтийская впадина, Волго-Уральская провинция, Нижнее Поволжье и др.);

2) нефтегазоносные пласты размещаются в самой сульфатно-карбонатной (галогенной) толще (Припятская и Днепровско-Донецкая впадины и др.);

3) нефтегазоносные горизонты распределяются между двумя разновозрастными сульфатно-карбонатными (галогенными) комплексами (Предкарпатский прогиб, Днепровско-Донецкая впадина и др.);

4) нефтегазоносные горизонты располагаются стратиграфически выше сульфатно-карбонатных (галогенных) комплексов (Крымско-Кавказская провинция, Эмбенская область и др.).

Однако следует указать, что в пределах некоторых нефтегазоносных провинций наблюдается комбинация выделенных выше типов. Например, в пределах Припятской впадины встречаются первый и второй типы взаимоотношений, для Днепровско-Донецкой впадины характерны все четыре типа и т. д.

Первый тип взаимоотношений сульфатно-карбонатных и

нефтегазоносных комплексов по разрезу, который, исходя из геотектонического развития, свидетельствует о парагенетической связи между ними, наиболее характерен для тех участков земной коры, которые формировались в платформенных условиях и в краевых предгорных прогибах (Прибалтийская впадина, Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, Нижнее Поволжье и др.).

В Прибалтийской впадине нефтеносными являются кембрийские и ордовикские отложения, сульфатно-карбонатные комплексы располагаются стратиграфически выше, в девонских и верхнепермских образованиях.

В пределах Волго-Уральской провинции основные нефтегазоносные горизонты связаны с терригенными отложениями среднего-верхнего девона и нижнего карбона. Кроме того, продуктивными являются карбонатные образования верхнего девона (верхнефранский подъярус и фаменский ярус), турнейского яруса нижнего карбона, башкирского и московского ярусов среднего карбона, а также терригенно-карбонатные отложения нижней и верхней перми. Здесь развит главным образом нижнепермский сульфатно-карбонатный (галогенный) комплекс, а в пределах южной и западной частей провинции, кроме него, и верхнепермский. Как видно из изложенного, все основные продуктивные пласты располагаются стратиграфически ниже сульфатно-карбонатных (галогенных) комплексов. Участками (Башкирская АССР, Оренбургская область) нефтегазоносными являются и сульфатно-карбонатные комплексы (терригенные и карбонатные кавернозные пропластки, развитые внутри них), а сульфатно-галогенная толща служит прекрасной покрышкой, сохраняющей залежи углеводородов от разрушения.

В пределах Нижнего Поволжья (Саратовская и Волгоградская области) нефтегазоносными являются средне-, верхнедевонские и, главным образом, каменноугольные образования. Сульфатно-карбонатные же комплексы связаны с отложениями нижней и верхней перми, т. е. залегают стратиграфически выше нефтегазоносных горизонтов.

Второй тип взаимоотношений, когда нефтегазоносные горизонты располагаются в самой сульфатно-карбонатной толще, развит спорадически в пределах многих нефтегазоносных провинций (Припятская и Днепровско-Донецкая впадины, Волго-Уральская провинция и др.). В Припятском прогибе нефтяные горизонты располагаются в подсолевых (терригенные отложения наровского горизонта живетского яруса и карбонатные образования франского яруса) и межсолевых (задонско-елецкий горизонт) отложениях, т. е. продуктивные пласты залегают стратиграфически ниже или в самой галогенной толще. В Днепровско-Донецкой впадине нефтегазовые горизонты регионально развиты в нижнепермской сульфатно-карбонатной толще. В Волго-Уральской провинции, как уже отмечалось выше, нефтегазоносными в Куйбышевской, Оренбургской областях и Башкирской АССР являются сульфатно-карбонатные комплексы нижней и верхней перми.

Третий тип взаимоотношений характерен для Предкарпатского прогиба и для Днепровско-Донецкой впадины. В Предкарпатском прогибе нефтегазоносные горизонты приурочены главным образом к палеогеновым образованиям, в меньшей степени — к меловым. Юрский сульфатно-карбонатный комплекс подстилает нефтепродуктивные горизонты, а неогеновый размещается стратиграфически выше.

В пределах Днепровско-Донецкой впадины нефтегазоносными являются терригенные и карбонатные образования верхнего девона, отложения каменноугольной системы, песчано-алевролитовые породы, трещиноватые ангидриты, доломиты и доломитизированные известняки нижней перми, а также отложения триаса и юры. Сульфатно-карбонатные (галогенные) комплексы приурочены к отложениям верхнего девона (подстилающий комплекс) и нижней перми (перекрывающий часть нефтегазоносных горизонтов).

Четвертый тип взаимоотношений развит в пределах Крымско-Кавказской провинции и Эмбенской нефтегазоносной области, т. е. в районах, где сульфатно-карбонатные комплексы (юрский) формировались в условиях геосинклинального режима, а также в районах проявления соляной тектоники.

В пределах Крымско-Кавказской нефтегазоносной провинции все основные продуктивные горизонты располагаются стратиграфически выше регионально развитого юрского сульфатно-карбонатного комплекса. Нефтегазоносными являются неогеновые и палеогеновые отложения, терригенные и карбонатные образования верхнего и нижнего мела, в меньшей степени терригенные осадки средней и верхней юры. Сульфатно-карбонатный комплекс верхней юры (титон-кимеридж) территориально как бы обрамляет с запада нефтегазоносные области Крымско-Кавказской провинции, лишь на некоторых участках заходя в область развития последних.

В пределах Эмбенской области нефтегазоносными являются главным образом юрские и меловые отложения, а сульфатно-карбонатный комплекс связан с пермскими образованиями.

Прежде чем делать какие-либо выводы относительно того, какой тип взаимоотношения рассматриваемых комплексов наиболее благоприятен для образования крупных месторождений самородной серы, следует кратко остановиться на особенностях размещения серных месторождений и серопроявлений на территории Европейской части СССР.

В пределах Русской платформы и ее обрамления месторождения самородной серы, имеющие промышленное значение, обнаружены в Предкарпатском прогибе и примыкающей к нему части платформы. Здесь сероносными являются ратынские из-

вестняки, залегающие на гипсо-ангидритовом горизонте тортонского яруса (неогеновый сульфатно-карбонатный комплекс). Кроме того, промышленные скопления самородной серы известны на Средней Волге — Волжский сероносный бассейн. Стратиграфически они приурочены к верхнеказанским образованиям, в меньшей степени — к отложениям верхнеказанского возраста (верхнепермский сульфатно-карбонатный комплекс).

Серопроявления пока непромышленного значения установлены и в ряде других нефтегазоносных провинций Европейской части СССР. На востоке Русской платформы выделяется Восточноевропейская сероносная провинция, включающая, кроме Волжского, Предуральский и Северокаспийский бассейны (Отрешко, 1968).

В Башкирской АССР (Предуральский бассейн) сероносные площади размещаются на юго-восточном склоне Русской платформы, Бирской седловине, западной и юго-западной частях Пермско-Башкирского свода и в Предуральском прогибе (Отрешко, Степаненко, 1968). Сероносными преимущественно являются артинские карбонатные образования, подстилающие кунгурскую сульфатно-карбонатную толщу, в меньшей степени — отложения филипповского горизонта кунгурского яруса. Кроме того, на ряде участков отмечаются единичные находки самородной серы в отложениях карбона и даже верхнего девона. В Пермском Предуралье подавляющее большинство серопроявлений также приурочено к филипповскому горизонту кунгурского яруса и к верхней части артинского яруса — нижнепермский сульфатно-карбонатный (галогенный) комплекс (Кулешов, Гумеров, Отрешко, 1968).

В пределах Татарии и Ульяновской области (Волжский бассейн) серопроявления, иногда даже крупные (Сюкеевское месторождение), отмечены в сульфатно-карбонатной толще казанского яруса, преимущественно в его верхней части — верхнепермский сульфатно-карбонатный комплекс (Степаненко, Отрешко, 1968). В Оренбургской области также известны серопроявления в сульфатно-карбонатных отложениях казанского яруса верхней перми (Овчинников, 1968).

В юго-западном Притиманье, которое, по А. И. Отрешко (1968), относится к Предуральскому сероносному бассейну, значительные серопроявления установлены также в сульфатно-карбонатных образованиях казанского яруса (Дозмерское месторождение).

В Прикаспийской впадине серопроявления приурочены к тем соляным куполам, в которых над гипсо-ангидритовой толщей имеются пласты карбонатных пород, по-видимому, пермского возраста (Кореневский, 1968). В настоящее время серопроявления, пока непромышленного значения, установлены на соляных куполах Жиренкара, Азгир, Черная Речка, Матенкожа, Джамантау, Сатимола и ряде других.

В Днепровско-Донецкой впадине проявления самородной серы приурочены к кепроку соляных куполов (Роменский, Логовиковский, Ефремовский, Алексеевский и др.), к деградационным впадинам, расположенным над соляными куполами (Корульское, или Ново-Дмитриевское, серопроявление), и к галогенным отложениям, слагающим купол (Ветров, Кириченко и др., 1968). Последние имеют минералогическое значение.

На Керченском полуострове скопления самородной серы отмечены в верхней части чокракского горизонта миоцена, представленного переслаиванием битуминозных глин, мергелей, гипсов и песков (Чекур-Кояшское месторождение и др.). Серопроявления установлены на тех участках, где отмечается загипсованность отложений чокракского горизонта.

В Дагестанской АССР залежи самородной серы (Аварская группа месторождений) приурочены к верхнеюрским сульфатно-карбонатным образованиям (Отрешко, 1968). На Махачкалинской группе месторождений продуктивными становятся карбонатные образования датского яруса верхнего мела (Отрешко, 1969).

Как видно из приведенного краткого обзора известных серопроявлений в пределах Европейской части СССР, наиболее крупные и многочисленные из них тяготеют главным образом к двум сульфатно-карбонатным комплексам — пермскому и неогеновому. Следует указать, что при наличии в разрезе нескольких сульфатно-карбонатных комплексов промышленно сероносным всегда является верхний. В лежащих ниже число и интенсивность серопроявлений резко уменьшаются. В качестве примера можно привести Предкарпатский сероносный бассейн, где залежи самородной серы приурочены к неогеновому сульфатно-карбонатному комплексу. В лежащих ниже сульфатоносных образованиях юрской системы какие-либо значительные серопроявления практически не установлены. Наиболее ярко это проявляется в пределах востока Русской платформы. В Татарии, Ульяновской и Куйбышевской областях, где сульфатоносными являются верхнепермские образования, сероносные горизонты приурочены к верхне- и нижнеказанскому подъярусам. В Башкирии и Пермской области, где отложения верхней перми или отсутствуют, или же представлены в терригенной фации, сероносными становятся сульфатно-карбонатные образования кунгурского и артинского ярусов нижней перми. В Оренбургской области также наблюдается приуроченность серопроявлений к казанскому ярусу, хотя кунгурский сульфатно-карбонатный комплекс залегает ниже всего на 150—200 *м*. Подобная картина распределения осерненных горизонтов наблюдается также и в юго-западном Притиманье.

Таким образом, рассмотрение особенностей распределения сероносных горизонтов позволяет сделать вывод, что в практическом отношении при наличии в разрезе нескольких сульфатно-

карбонатных комплексов наибольший интерес для поисков месторождений самородной серы представляет верхний. Это согласуется также и с другими особенностями образования и размещения месторождений самородной серы, рассмотренными в работах А. С. Соколова, А. И. Отрешко и ряда других исследователей.

Рассмотрение же взаимоотношения нефтегазоносных горизонтов и сероносных пластов по разрезу показывает, что в подавляющем большинстве случаев залежи самородной серы размещаются стратиграфически и гипсометрически выше скоплений нефти и газа. Серные залежи как бы представляют собой «шляпу» или «шлейф», обрамляющие нефтяные и газовые месторождения.

Сопоставление сероносных пластов с выделенными выше типами взаимоотношений сульфатно-карбонатных и нефтегазоносных комплексов показывает, что образование и сохранение скоплений и проявлений самородной серы характерны практически для всех четырех типов, однако значимость серопроявлений в них далеко не равнозначна.

Наиболее благоприятными и перспективными для поисков промышленных месторождений самородной серы являются территории, в пределах которых развит первый тип взаимоотношений (сульфатно-карбонатные комплексы залегают стратиграфически выше нефтегазоносных горизонтов).

Практически все известные серопроявления, кроме районов развития солянокупольной тектоники, располагаются в областях, где распространен этот тип взаимоотношений (Куйбышевская и Оренбургская области, Татария, Башкирия, Пермское Предуралье, Керченский полуостров и др.).

В областях, где развит третий тип взаимоотношений (нефтегазоносные горизонты располагаются между двумя разновозрастными сульфатно-карбонатными комплексами) промышленно сероносным всегда является верхний комплекс, перекрывающий нефтегазоносные пласты (Предкарпатской сероносный бассейн с месторождениями серы в верхнем неогеновом комплексе). Перспективы нахождения скоплений самородной серы в нижнем комплексе намного ниже и будут представлять скорее исключение, чем правило.

Области развития второго типа взаимоотношений (нефтегазоносные горизонты находятся в самом сульфатно-карбонатном комплексе) являются менее благоприятными для формирования и сохранения скоплений самородной серы по сравнению с областями, где распространены первый и третий типы. Находки серы в самом сульфатно-карбонатном комплексе (Днепровско-Донецкая впадина) имеют пока минералогическое значение.

Наименее благоприятны для нахождения крупных скоплений самородной серы районы развития четвертого типа взаимоотношений, когда сульфатно-карбонатные комплексы как бы подстилают нефтегазоносные горизонты. Формирование залежей самородной серы в этих условиях будет представлять исключительную редкость, и обнаруженное месторождение едва ли будет иметь промышленное значение.

На основании изложенного можно сделать вывод, что не при любом территориальном совпадении площадей развития нефтегазоносных и сульфатно-карбонатных комплексов создаются благоприятные условия для образования крупных скоплений самородной серы. Месторождения самородной серы формируются главным образом только в том случае, если нефтегазоносные горизонты располагаются стратиграфически и гипсометрически ниже благоприятных для образования серных залежей сульфатно-карбонатных комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. Изд. «Недра», М., 1967.

Брод И. О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. Изд. «Недра», М., 1964.

Ветров Ю. И., Кириченко И. Г., Строев И. Г., Ванденко В. И. Проявления самородной серы в Днепровско-Донецкой впадине. Тр. Геол. ин-та (г. Казань), вып. 20. Казань, 1968.

Кореневский С. М. Самородная сера в галогенных формациях и кепроках солянокупольных структур Прикаспийской синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины. Тр. Геол. ин-та (г. Казань), вып. 20. Казань, 1968.

Кулешов Г. Ф., Гумеров Л. Г., Отрешко А. И. Новый сероносный район на территории Пермского Предуралья. Тр. Геол. ин-та (г. Казань), вып. 20. Казань, 1968.

Миропольский Л. М. Характеристика минерального комплекса и основных геохимических процессов в пермских отложениях у с. Сюкеево в Татреспублике. Уч. зап. Казан. ун-та, т. 95, кн. 3—4, Геология, вып. 5—6, 1935.

Овчинников В. В. Самородная сера в казанских отложениях Оренбургской части Русской платформы. Тр. Геол. ин-та (г. Казань), вып. 20. Казань, 1968.

Отрешко А. И. Принципы и методы прогнозов месторождений самородной серы осадочных образований. «Сов. геология», № 6, 1966.

Отрешко А. И. Сероносные провинции СССР. Тр. Геол. ин-та (г. Казань), вып. 20. Казань, 1968.

Отрешко А. И. Новые находки самородной серы и направление дальнейших работ по изучению месторождений Горного Дагестана. Бюлл. НТИ. Серия: Геология, методы поисков и разведки м-ний неметаллических полезных ископаемых, № 1, ВИЭМС, 1969.

Отрешко А. И., Степаненко О. Т. Перспективы сероносности Западной Башкирии. Тр. Геол. ин-та (г. Казань), вып. 20. Казань, 1968.

Соколов А. С. Основные закономерности геологического строения и размещения осадочных м-ний самородной серы. «Сов. геология», № 5, 1958.

Степаненко О. Т., Отрешко А. И. Перспективы сероносности Закамья и Ульяновского Заволжья. Тр. Геол. ин-та (г. Казань), вып. 20. Казань, 1968

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. III. Изд. АН СССР, М., 1962.

Уклонский А. С. Парагенезис серы и нефти. Изд. Узбек. филиала АН СССР, Ташкент, 1940.

Юшкин Н. П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. Изд. «Наука», Л., 1968.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)
№ 34 1974

Е. Ф. Станкевич

О ГЕНЕЗИСЕ СЕРНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРЕДКАРПАТЬЯ

На происхождение серных месторождений имеется несколько точек зрения. Одни исследователи считают самородную серу сингенетической (С. И. Кузнецов, П. М. Мурзаев, М. В. Иванов, А. В. Данов и др.), другие — эпигенетической (Л. М. Миропольский, Б. П. Кротов, В. В. Сахаров, А. С. Соколов, А. С. Уклонский, И. И. Алексенко, Н. П. Юшкин и др.), третьи — и эпигенетической, и сингенетической (В. И. Вернадский, П. М. Татаринов, Г. А. Голева). Большая часть геологов пришла к выводу, что сера вторичных залежей образуется при окислении сероводорода, происхождение которого трактуется по-разному. Источником сероводорода являются сульфаты. Восстановление последних, по мнению одних исследователей, происходит в результате жизнедеятельности сульфатвосстанавливающих бактерий; по мнению других — при действии углеводородов на гипс, ангидрит или сульфаты подземных вод. До сих пор нет единой точки зрения и на то, где образуется сероводород — на месте серообразования (Л. М. Миропольский, А. С. Соколов и др.) или в глубже-залегающих пластах (А. С. Уклонский, И. И. Алексенко, Н. П. Юшкин). О времени образования серных залежей также нет единого мнения. Большинство исследователей предполагает, что образование сероводорода и его окисление до серы происходят и в современную эпоху (Алексенко, 1967; Бобровник, 1964; Голева, 1962).

Работами А. С. Соколова (1965), И. И. Алексенко (1967), В. И. Колтуна (1966) и других установлено, что месторождения серы Предкарпатья являются эпигенетическими. Об этом же свидетельствуют особенности распространения серных руд в миоценовых отложениях в Польше (Костровицки, 1958). Формирование месторождений серы, как это признается большинством исследователей, происходило за счет сероводорода, образованного при редукции сульфатов в водной среде. Гипотеза гидрогенеза, защищаемая И. И. Алексенко (1967), заключается в следующем. Сероводород в подземных водах образуется в основном в результате воздействия углеводородов типа битумов на сульфаты, растворенные в воде. Сульфатвосстанавливающие бактерии могут также продуцировать некоторую долю сероводорода (Алексенко, 1966). Образование сероводорода идет или в глубинных нефтегазоносных пластах, как это имеет место в Средней Азии (месторождения Шорсу, Гаурдак), или в надгипсовых известняках, как на Предкарпатских месторождениях. При подъеме глубинные сероводородные нефтяные воды (среднеазиатский тип месторождений) встречают грунтовые, кислородсодержащие. На их контакте происходит окисление сероводорода до серы и выпадение ее из раствора. Одновременно из растворов кристаллизуется карбонат кальция, а сульфатные породы растворяются. Выпадение серы и кальцита при смешивании вод происходит в Шорсу.

В месторождениях предкарпатского типа, по И. И. Алексенко (1967), сероводородные воды, образовавшиеся в верхнетортонских надгипсовых (ратынских) известняках, смешиваются с восходящими кислородсодержащими водами нижнетортонских и меловых отложений. При этом сероводород окисляется до серы, которая выполняет пустоты карбонатных пород. Образование сероводорода идет у края гипсов сероносной полосы Предкарпатья. «На расстоянии 200—600 *м* за пределами гипсов количество кислорода в водах продуктивного горизонта настолько возрастает, что весь сероводород и сера в известняках ратынского горизонта за пределами гипсов на расстоянии более 500 *м* повсеместно отсутствуют» (Алексенко, 1967).

Детальное рассмотрение фактического материала показывает, что гидрогенетическая гипотеза образования самородной серы не увязывается со многими фактами, особенно с гидрогеологической обстановкой.

Восстановление сульфата кальция естественным нефтяным газом происходит лишь при температуре 800—1050° (Шахтинский, Мамедов, 1960). Вместе с тем известно, что нефти могут растворять сульфаты, а также адсорбировать сульфатный ион (Шустеф, 1954). По наблюдениям Л. М. Миропольского (1935), на кристаллах гипса в Сюкееве имеются пленки битума, которые образовались в прошлом. Это же наблюдается и в Предкарпатье (Зелизна, 1966). Восстановление сульфатов в поверхностных и подземных условиях идет только в результате деятельности бактерий, так как битум и гипс вместе сохраняются длительное время. Восстанавливать сульфаты могут многие виды и роды бактерий. При этом они могут употреблять не только углеводороды, но и другие органические соединения. При жизнедеятельности они создают вокруг своих колоний микроочаги с особой окислительно-восстановительной обстановкой. Поступление

кислородсодержащих вод на участки, где имеются благоприятные для развития бактериальной жизни условия, не приостанавливает деятельности микроорганизмов и восстановления сульфатов. Поэтому утверждение И. И. Алексенко, что редукция сульфатов прекращается с усилением притока кислородсодержащих вод, следует поставить под сомнение.

По гипотезе гидрогенеза большая роль в процессе образования самородной серы отводится смешиванию сероводородных и сульфатных вод. Однако И. И. Алексенко относит к смешанным водам также такие, химический состав которых не может быть образован в результате смешивания. Это можно хорошо видеть при сопоставлении данных, приведенных в табл. 1. Так, воды скважин № 1, 13, 33 и 1520 и др., выделенные И. И. Алексенко как смешанные, являются своеобразными, и их нельзя получить смешиванием других вод из тортонских отложений. В первую очередь это относится к водам первого типа О. А. Алекина, для которых характерно присутствие в растворе гидрокарбонатов натрия (скв. 1-Г, 13). Другим же «смешанным» водам легко найти аналоги среди вод, типичных для ратынских известняков и нижнетортонских отложений.

И. И. Алексенко совершенно не рассматривает гидродинамических условий смешивания вод разного состава. Между тем, как показывает опыт эксплуатации нефтяных месторождений при законтурном заводнении, смешивание законтурных и закачиваемых вод идет преимущественно не в пласте, а в эксплуатационных скважинах. В нефтеносных пластах наблюдается вытеснение нефти или другого флюида нагнетаемой водой, а затем диффузионное выщелачивание. Как установлено опытами (Данель, 1959), смешение воды разного состава отмечается только в том случае, если удельный вес смешиваемых жидкостей одинаков. Встречные течения холодной и теплой воды наблюдал Шардт в трещинах при проходке Симплонского туннеля (Кейльгак, 1914), П. Ф. Швецов (1950) в Колымском туннеля (Кейльпротивоположных направлениях не смешиваясь (Керкис, 1952). воды с различным удельным весом также могут двигаться в Таким образом, вряд ли правомерно признание большого значения смешивания вод различного состава при формировании залежей самородной серы. Если же учесть, что при смешивании высокоминерализованных нефтяных вод с сероводородными сульфатными образуется большое количество осадка (Кузнецов, 1946), который должен быстро закольматировать пути движения воды, то станет ясно, что залежи серы не могли сформироваться в зоне смешивания вод разного химического состава. Выпадение серы и кальцита из «смешивающихся» вод в серных шахтах (Юшкин, 1962) происходит в особых условиях и не является подтверждением положений И. И. Алексенко.

Представляется меловероятным, что воды нижнетортонских отложений в условиях затрудненного водообмена содержат рас-

Таблица 1

Химические анализы подземных вод Предкарпатских серных месторождений по данным И. И. Алексенко (1967)

№ скважины	pH	Сухой остаток, мг/л	Химический состав, мг/л							CO_2 свобод., мг/л	H_2SO, мг/л
			Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	HCO_3^-	CO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-		
Смешанные воды											
1	6,8	362	84,2	14,6	33,9	399,7	1,7	3,7	8,0	59,4	1,7
1520	7,0	290	40,3	34,0	12,0	323,4	нет	9,0	3,0	52,8	—
1-Г	7,2	6639	19,3	31,6	2464,0	1935,6	„	781,9	2221,0	18,5	2,6
33	7,0	960	250,5	6,1	21,8	412,5	—	362,7	35,0	59,3	141,4
58-Г	7,0	3408	497,0	42,4	512,2	498,0	нет	1719,2	232,0	51,0	161,5
13	7,45	1772	0,5	9,1	688,2	637,3	—	7,8	705,0		
Воды ратынских известняков											
46-Г	7,0	2230	141,9	11,1	577,5	61,0	—	902,8	462,0	61,0	—
1235	9,0	3558	48,1	2,62	1360,0	1205,1	—	107,8	1408	—	—
1528	8,5	9340	63,9	43,7	3502,8	472,8	—	8,2	5380,1	—	—
1989	7,0	5910	282,5	63,1	1391,7	360,7	нет	3405,6	21	233	500,8
942	8,5	1005	12,0	4,6	421,6	1035,0	27,0	12,3	8,0	нет	нет
881	8,0	1310	10,9	7,0	457,2	411,8	—	467,5	160,0	—	—
17	7,0	2033	228,4	65,0	306,8	375,2	нет	1025,4	92,0	22,0	—
1606	6,5	3190	568,1	38,2	337,6	145,4	нет	2078,5	19,0	22,0	—
26	6,8	835	220,4	11,9	12,7	220,9	—	418,9	6,0	27,3	2,6
Воды нижнетортонских отложений											
39-Г	7,0	476	74,1	45,0	23,0	396,6	—	28,7	46,0	61,6	сл.
46-Г	7,0	214	80,1	14,6	12,9	128,4	—	34,2	16,3	13,2	—
19-Г	5,5	2351	488,0	19,5	189,3	61,0	—	1529,1	48,0	8,8	—
21-Г	7,0	906	85,2	16,4	183,5	213,6	—	455,9	21,0	48,4	—
23-Г	6,5	582	10,0	15,2	191,8	463,8	—	95,6	20,0	56,1	—
17-Г	7,0	1008	178,5	30,0	91,1	152,5	—	597,9	14,0	4,4	—
136	7,0	2650	528,1	43,0	245,6	390,6	—	1628,3	6,7	44,1	34,0
16-Г	7,0	198	36,0	9,1	26,0	185,0	нет	11,1	16,0	17,6	нет
27-Г	7,5	129	12,0	4,9	24,4	85,4	„	12,35	14,0	4,4	„
50-Г	7,0	126	15,0	4,9	26,9	85,4	„	23,9	6,0	8,8	„

творенный кислород. По крайней мере, ни И. И. Алексенко (1967), ни Г. А. Голева (1962), считающие их кислородсодержащими, не приводят никаких данных в пользу своего утверждения. Гидрогеологических и гидрохимических данных об инверсионных по содержанию кислорода условиях для Предкарпатья не имеется.

Химический состав подземных вод из многих скважин, вскрывших верхне- и нижнетортонские карбонатные и сульфатные отложения (табл. 1), свидетельствует о том, что воды сформировались преимущественно в песчано-глинистых отложениях. К тому же они имеют пониженную минерализацию. Содержание натрия, как правило, во много раз превышает содержание хлора. При выщелачивании гипсов и ангидритов, в которых хлористый натрий содержится в виде изоморфной примеси, и карбонатных пород отношение натрия и хлора близко к единице. В глинистых и песчаных, преимущественно полевошпатовых породах, особенно при воздействии углекислых вод, происходит интенсивное извлечение натрия из различных минералов. Это и приводит к формированию вод гидрокарбонатно-натриевого состава. Таким образом, гидрокарбонатно- и сульфатнонатриевые воды Предкарпатских серных месторождений скорее всего начали формироваться в четвертичных и сарматских образованиях и в ратынские известняки проникли сверху, а не снизу из нижнего тортона или мела.

Сероносные породы не являются однородными и бывают тесно связаны с вмещающими породами, в частности с сульфатитами. Так, в Шорсу, «по простиранию и на глубину сера сменяется гипсом с полным сохранением форм нахождения» (Соколов, 1965). Л. М. Миропольский (1935) указывал на связь серы с гипсом. В районе Верхне-Чусовских городков в кунгурских мергелях описаны псевдоморфозы по гипсу (Апродов, 1947). В Тарнобжеге (Польша) среди серной руды встречаются глыбы неразложившихся гипса и ангидрита. На ближневосточном месторождении Мишрак «осерненные карбонатные породы, образующие свод антиклинали, на погружении крыльев переходят в гипсо-ангидритовые породы» (Соколов, 1965). Переход серы в гипс и присутствие вторичного кальцита характерны для всех месторождений серы (Сребродольский, 1967).

Сероносные породы, в том числе и в Предкарпатье, как правило, закарстованы. Имеются следы как древнего карста, предшествовавшего образованию скоплений серы, так и более молодого, в том числе и современного (Отрешко, 1966; Сребродольский, 1966; Бобровник, 1964). По данным Б. В. Мерлич и Н. М. Даценко (1964), на Роздольском месторождении встречаются две разновидности серы: скрытокристаллическая (тонкорассеянная и сплошная скрытокристаллическая) и явнокристаллическая. Они образовались не одновременно — сначала появилась рассеянная скрытокристаллическая, а затем явнокристал-

лическая. В серных карьерах и сейчас наблюдается образование самородной серы. Поэтому некоторые исследователи пришли к выводу, что образование серы Предкарпатья не прерывалось до наших дней (Голева, 1962). Между тем эти данные свидетельствуют о том, что на протяжении геологической истории вмещающие серу породы претерпевали очень сильные изменения, в связи с чем условия формирования и сохранения серных залежей неоднократно менялись. По крайней мере до сих пор никем не приведено убедительных данных не только о большой длительности периода серонакопления, но и о том, что было несколько этапов промышленного серонакопления. Образование серы в осадочных породах не такое уж редкое явление, и оно часто идет на наших глазах. Однако в результате его далеко не всегда создаются скопления серы, имеющие промышленную ценность. Поэтому образование серы в современных серных карьерах и шахтах (при нарушении естественных условий), а также и в других местах (торфяники и т. д.) не является доказательством современного образования серных месторождений.

В гипотезе гидрогенеза, защищаемой И. И. Алексенко, имеется еще много спорных положений и ошибок. Так, вряд ли можно с ним согласиться, что серные месторождения связаны с гидрохимическими аномалиями (сероводородные воды). Правильно считать, что «аномалии» образовались в результате существования месторождений серы. Странно и недоказательно предположение, что равновесие между сероводородными и кислородсодержащими водами, окислением сероводорода, растворением сульфата и выпадением кальцита всегда приурочено к зоне выклинивания гипса. Никак не объяснено, почему для образования сероводорода необходимо, чтобы водоносный пласт имел водонепроницаемые кровлю и подошву. Ошибочно положение, что сульфатредукция способствует улучшению коллекторских свойств пород по краям нефтяных и газовых залежей (Алексенко, 1967). Как это было показано К. Б. Ашировым (1965), Г. А. Максимовичем и В. Н. Быковым (1966), при разрушении за счет сульфатредукции нефтяных залежей происходит их полная самоизоляция при выпадении вторичного кальцита. Увеличение растворяющей способности сероводородных вод по отношению к карбонатным породам, о чем пишут И. И. Алексенко и многие другие, находится в противоречии с выпадением кальцита и образованием вторичных известняков на серных залежах. Этих примеров достаточно для того, чтобы подвергнуть сомнению гипотезу гидрогенеза в том виде, как она сформулирована в настоящее время.

При решении вопроса о происхождении месторождений самородной серы необходимо учитывать следующие известные положения:

1) имеется прямая связь залежей серы с распространением сульфатитов;

2) образованию серы предшествуют карстовые или близкие к ним процессы;

3) на участки серообразования должно поступать большое количество органических веществ, чаще всего углеводородов нефтяного ряда;

4) восстановление сульфатов бактериями до сероводорода и окисление сероводорода водорастворенным кислородом должны идти одновременно или почти одновременно;

5) формирование промышленных скоплений серы идет в определенных тектонических и геоморфологических условиях;

6) гидрогеологическая и геохимическая обстановки формирования и условий сохранения залежей серы различны;

7) образование самородной серы далеко не всегда приводит к формированию ее промышленных скоплений;

8) образование самородной серы на контакте сероводородных и кислородсодержащих вод не всегда ведет к возникновению промышленных скоплений серы.

Прикарпатские месторождения, очевидно, формировались одновременно, скорее всего в послесарматское время. На фоне общего тектонического поднятия уже в континентальных условиях началось выщелачивание и местами карстование ратынских известняков и залегающих ниже гипсов и ангидритов. При этом, вероятно, в первую очередь действию подземных вод подвергались те участки, которые в какой-то степени были выветрены в предкосовское время.

В Предкарпатском прогибе под влиянием тектонических движений шло переформирование нефтяных и газовых месторождений. В результате этого по обновлявшимся тектоническим разломам, особенно по Калушскому разлому, с которым связана большая часть Предкарпатских серных месторождений, поднимались углеводороды. Последние поступали в верхнетортонские водоносные породы. В известняках, покрывающих гипсо-ангидритовую толщу, и на участках ее выклинивания создавались очень благоприятные условия для развития сульфатвосстанавливающих бактерий. Углеводороды непрерывно поступали снизу, а сульфаты пополнялись за счет растворения гипсов и ангидритов. В пределах бактериальных микроколоний существовали резковосстановительные условия и накапливался сероводород. Одновременно сверху поступали большие количества подземных кислородсодержащих вод. Усиленный приток их был обусловлен предшествовавшими процессами выщелачивания и карстования. Таким образом, были созданы условия для усиленной сульфатредукции и одновременно для окисления сероводорода. Образование скоплений самородной серы, а параллельно кальцита и даже вторичного гипса, шло на большей площади, вдоль путей, по которым непрерывно поступали углеводороды. Поэтому и наблюдается приуроченность месторождений серы к разломам (Алексенко, 1967; Саксеев, 1966; Голева, 1962) и даже вытянутость отдельных месторождений вдоль разломов (Соколов, 1965). Как известно, с разломами или другими путями миграции углеводородов связаны и другие месторождения серы: Гаурдакское, Шорсу, Серные Бугры и т. п.

С изменением тектонической обстановки, гидрогеологических условий, закольматированием разломов или других путей миграции нефти и газа интенсивный сопряженный процесс восстановления сульфатов и окисления сероводорода прекращается. Прекратился он и в Предкарпатье. Изменение условий существования серных месторождений на ряде участков привело к развитию карста. При усилении притока инфильтрационных вод начинают карстоваться или гипсы и ангидриты, или серные руды (за счет окисления серы и образования серной кислоты), как было отмечено А. И. Отрешко (1966).

Не исключена возможность, что процесс серообразования (подразумевается только промышленное серообразование, так как образование отдельных кристаллов серы, вероятно, шло постоянно) в Предкарпатье неоднократно возобновлялся. Материалов по этому важному вопросу собрано еще мало.

Кроме указанного пути формирования серы, имеются и другие. Однако разница заключается лишь в источнике углеводородов. Так, например, трудно думать, что месторождение серы Тарнобжег в Польше формировалось на фоне поступления углеводородов битумного ряда. Оно подстилается песками и глинами с бурыми углями нижнего миоцена. Источником углеводородов, очевидно, были бурые угли, так как подстилающие их кембрийские породы не нефтеносны. То же можно сказать и о Ново-Дмитриевском серопроявлении в Днепрово-Донецкой впадине. Серопроявления там приурочены к хемогенным лагунным сульфатам берекской свиты (палеоген), залегающей в депрессионной глубокой воронке над соляным штоком. Ниже сульфатов залегает пласт бурых углей — источник углеводородов, мощностью до 0,60 *м*.

Высказанная гипотеза, как нам представляется, лучше объясняет закономерности размещения месторождений самородной серы Предкарпатья. Ее можно рассматривать как один из вариантов гипотезы происхождения залежей вторичной осадочной серы за счет метасоматоза, которой придерживались и придерживаются многие исследователи Предкарпатья. Она хорошо объясняет связь промышленной сероносности с процессами карстования карбонатных и сульфатных пород, а также с распространением отложений, богатых скоплениями органического вещества, генерирующего большие количества мигрирующих вверх углеводородов. Эпохи карстования, совпадающие по времени с интенсификацией тектонических подвижек, способствующих миграции углеводородов в верхние горизонты осадочной толщи, по всей вероятности, являются и эпохами промышленного серо-

образования. Вместе с тем, конечно, нельзя исключать и другие пути образования самородной серы, которые, по-видимому, могут иметь только подчиненное значение.

ЛИТЕРАТУРА

Алексенко И. И. К оценке перспектив сероносности Украины. Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. Киев, 1966.

Алексенко И. И. Сера Предкарпатья. Изд. «Недра», М., 1967.

Апродов В. А. О псевдоморфозах серы по гипсу в кунгурских мергелях Верхне-Чусовских Городков. ДАН СССР, т. 58, № 9, 1947.

Аширов К. Б. Геологическая обстановка формирования нефтяных и нефтегазоносных месторождений Среднего Поволжья. Тр. Гипровостокнефть, вып. 8, 1965.

Бобровник Д. П. К вопросу о генезисе надгипсовых сернистых известняков Прикарпатья. Вестн. Львов. ун-та, сер. геол., вып. 2, 1964.

Голева Г. А. Гидрогеологические особенности формирования серных месторождений Предкарпатья. «Сов. геология», № 2, 1962.

Данель П. Измерение потока подземной воды. В сб.: Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара, вып. II. Изд. ИЛ, 1959.

Зелизна С. Т. К вопросу о роли углеводородов в образовании скоплений самородной серы. В сб.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. Киев, 1966.

Кейльгак К. Подземные воды и источники. СПб., 1914.

Керкис Е. Е. Влияние удельного веса подземных вод на условия их равновесия и движения. Зап. Ленингр. горного ин-та, т. 27, вып. II, 1952.

Колтун В. И. О генезисе серных месторождений Предкарпатья по литологическим данным. В сб.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. Киев, 1966.

Костровицки Ежи. Сероносное сырье в Польше. «Природа», № 5, 1968.

Кузнецов А. М. Об изменении в составе подземных вод при их смешении. ДАН СССР, т. 52, № 8, 1946.

Максимович Г. А., Быков В. Н. О роли вторичного кальцита в изоляции залежей нефти месторождений Волго-Уральской провинции. Тр. Перм. филиала Гипровостокнефть, вып. II, 1966.

Мерлич Б. В., Даценко Н. М. О литологическом контроле сероотложения в Роздольском месторождении. Вестн. Львов. ун-та, сер. геол., вып. 2, 1964

Миропольский Л. М. Характеристика минерального комплекса и основных геохимических процессов в пермских отложениях у с. Сюкеева в Татреспублике. Уч. зап. Казан. ун-та, т. 95, кн. 3—4, Геология, вып. 5—6, 1935.

Отрешко А. И. Некоторые особенности карста серных месторождений Предкарпатского бассейна. В кн.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. Киев, 1966.

Саксеев Г. Т. Журавненское месторождение самородной серы. Разведка и охрана недр, № 7, 1965.

Соколов А. С. О генезисе месторождений самородной серы. «Литология и полезные ископаемые», № 2, 1965.

Сребродольский Б. И. К вопросу о влиянии сульфидов на процессы разрушения серных руд Роздольского месторождения. В кн.: Геология и геохимия серных месторождений Предкарпатья. Киев, 1966.

Сребродольский Б. И. О соотношении гипса и серы в миоценовых сульфатных отложениях Приднестровья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1967.

Станкевич Е. Ф. О формировании солевого состава воды, закачиваемой в нефтеносные пласты. ДАН СССР, т. 132, № 5, 1960.

Шахтинский Г. Б., Мамедов И. А. Исследование условий восстановления гипса естественным нефтяным газом. Изв. вузов, Нефть и газ, № 1, 1960.

Швецов П. Ф. О значении тепловой формы движения в циркуляции и питании подземных вод горных стран по системам тектонических трещин. ДАН СССР, т. 73, № 3, 1950.

Шустеф Н. Д. Об исчезновении сульфатов из вод девонских месторождений. «Нефтяное хозяйство», № 12, 1954.

Юшкин Н. П. Особенности современного отложения серы из подземных вод. «Геохимия», № 8, 1962.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)
№ 34 1974

Г. В. Чарушин, Ф. С. Хабибуллина, В. П. Сперанский, Н. В. Бужко

АНТРОПОГЕННЫЕ ПРОВАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ГИПСА И КАРБОНАТНОГО СЫРЬЯ СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

В местах разработки многих пластовых месторождений карбонатного сырья и гипса, особенно когда продуктивная толща располагается вблизи дневной поверхности, происходит изменение рельефа и ландшафта. Причинами формирования своеобразного рельефа становятся антропогенные факторы. Темпы и масштабы извлечения минерального сырья увеличиваются с каждым годом, особенно в нашей стране, а проблема антропогенного рельефообразования изучена слабо. Только в последние годы эта проблема в целом привлекает внимание отдельных географов и геологов в связи с тем, что практическое ее значение стало вполне очевидным.

Антропогенные формы рельефа, образующиеся в процессе разработки месторождений, разнообразны. Одной из подобных форм рельефа являются провалы, которые возникают вследствие подземной отработки месторождений карбонатного сырья и гипса. Провальные формы еще не получили достаточного освещения в литературе, в немногих публикациях о них упоминается попутно, без какой-либо характеристики (Каштанов, Селивановский, 1954; Лукин, 1964; Романовский, 1900; Скворцов, Романовская, 1961). Эти антропогенные формы рельефа известны на Урале, Украине, в Средней Азии, Забайкалье и других областях Советского Союза и в зарубежных странах, где они возникают на эксплуатируемых месторождениях в различных по составу и возрасту породах. Проводя инженерно-геологические исследования на отработанных и действующих месторождениях карбонатных и гипсоносных пород в Среднем Поволжье, мы столкнулись не только с единичными, но и целыми участками провалов, находящихся на разных стадиях развития. В окрестностях

с. Жайск Горьковской области и вблизи с. Камское Устье Татарской АССР провалы связаны с добычей гипса, а у сс. Курочкино и Козловка Чувашской АССР, Свияжска, Печищи и Киндери Татарской АССР — известняков и доломитов верхнепермского возраста. Литературные сведения об антропогенных провальных формах в Среднем Поволжье оказались более чем скудными. Имеются лишь указания отдельных исследователей на единичные случаи провалов. Эти разрозненные сведения явно недостаточны для понимания и оценки их как антропогенных форм рельефа.

Изученные в этом аспекте месторождения карбонатных пород расположены в долине Волги и Оки. Большая часть их приурочена к правобережьям указанных рек, к высоким береговым уступам, сложенным коренными породами. Лишь некоторые расположены на левом берегу Волги (Акинский, Белянкинский, Киндерский карьеры). В геолого-структурном отношении месторождения карбонатных пород входят в зону Вятского вала, размещаясь на пологих брахиантиклиналях (Курочкинская, Свияжская, Верхне-Услонская, Киндерская, Камско-Устьинская и др.), где карбонатная формация верхней перми лежит выше эрозионного среза и доступна для разработки как подземным, так и открытым способами. Разрабатываемые карбонатные породы и гипсы изученного участка относятся преимущественно к верхнеказанскому подъярусу, который состоит, по М. Э. Ноинскому, из следующих серий (снизу вверх): «ядреный камень» (известняки доломитизированные, доломиты известковистые); «слоистый камень» (известняки, белые доломиты); «подбой» (доломиты, известняки); «серый камень» (доломитизированные известняки, доломиты); «шиханы» (доломиты белые гипсоносные); «опоки» (доломиты, доломитовые брекчии, мергели, известняки); «подлужник» (доломиты белые массивные, оолитовые, гипсоносные); «переходная толща» (глины, мергели, реже доломиты). В разрезе верхнеказанского подъяруса разведано и разрабатывается несколько продуктивных толщ. Первая из них приурочена к серии «ядреный камень» и представлена толстонаслоенными доломитизированными известняками и известковистыми доломитами. Мощность полезной толщи 6—7 *м*, вскрышных пород 35—45 *м* (Печищинское месторождение). На некоторых месторождениях продуктивной толщей являются толстонаслоенные перекристаллизованные известняки серии «серого камня». Известняки кавернозные, каверны нередко заполнены доломитовой мукой. Мощность этой толщи 8 *м* (Макарьевское месторождение). Третья по разрезу полезная толща относится к серии «подлужник» и сложена доломитами и доломитизированными известняками. На Акинском, Киндерском, Белянкинском месторождениях доломиты тонконаслоенные, сильно трещиноватые, местами превращенные в щебень и доломитовую муку. Разрушенная толща достигает здесь 4 *м*. Мощность продуктивного

слоя 8—9 *м*. Вскрыша на месторождениях представлена породами «переходной серии», татарского яруса и четвертичными элювиально-делювиальными образованиями. Мощность ее в зависимости от геоморфологического положения колеблется от нескольких метров на склонах до 60—70 *м* на водоразделах. С сериями «подлужник» и «переходная толща» связаны также месторождения гипса. Гидрогеологические условия месторождений карбонатных пород довольно сходны. В верхнеказанском подъярусе фиксируется обычно два водоносных горизонта. Один из них — нижний — приурочен к доломитам и известнякам серии «подлужник», другой — верхний — к доломитам «переходной толщи». Следует отметить, что водоносные горизонты не имеют сплошного распространения. Полезная толща, как правило, не обводняется.

Одним из районов, где мы встретились с провальными явлениями антропогенного происхождения, является заброшенное месторождение гипсов на правом берегу Оки у с. Жайск Горьковской области. Оно еще в дореволюционное время разрабатывалось посредством ям и штолен, которые закладывались в коренном склоне на расстоянии от 15—25 до 55 *м* друг от друга. Здесь над выработками обнаружены участки проседания земли, которые представляют собой «канавы» с плоским дном и пологими склонами — с шириной по дну 1, 2, а по верху — до 5 *м*. Глубина их увеличивается от устьевых частей выработок в глубь склона от 0,7 до 2,2 *м*. Поблизости расположены отвалы суглинков, в которых изредка встречаются мелкие обломки гипса. Над устьевыми частями выработок расположены пологие провальные воронки до 4—5 *м* в диаметре и до 1,5 *м* глубиной. По тому, насколько сглажены очертания канав или рвов проседания над штольнями, и по степени задернованности их днищ и стенок можно заключить о времени прекращения разработок.

Следующим участком развития провальных форм является Камско-Устьинский гипсовый рудник на правом берегу Волги. Здесь обследованы три провальные воронки. Первая из них находится на 7 *м* выше разведочной штольни по склону, свеж ия, имеет крутые стенки. Глубина воронки 4,5 *м*, диаметр 4 *м*, на дне понор. Угол откоса гипсовой стенки 60—90°; суглинистой — 30—50°. Провал произошел в результате уменьшения мощности и обрушения кровли гипса после проходки штольни. Этому благоприятствовало также выщелачивание гипса водами, проникающими в глубь массива пород по многочисленным трещинам. Вторая воронка такого же диаметра располагается выше по склону. Она древнее первой, поверхность ее задернована и более пологая. Третья воронка расположена в 150 *м* выше устья оврага Конный Дол, в тальвеге правого отвершка; диаметр ее 25 *м*, глубина 4,5 *м*, крутизна стенок от 30° до 90°.

Третьим участком, где наблюдаются единичные провальные формы над штольнями, является законсервированное в настоящее время Курочкинское (Козловское) месторождение доломитов, расположенное на правом берегу Волги на границе Татарской и Чувашской АССР. Одна из провальных воронок находится на крутом склоне в 20—25 *м* над устьем штольни. Выше по оврагу обнаружены следы развития провалов под хозяйственными сооружениями, в настоящее время разрушенными. В первом случае в провале внутри воронки сохранился дерновый покров, покрывавший склон до обрушения. Во втором случае обрушение произошло таким образом, что почвенный покров сполз в тальвег оврага. В результате в борту оврага образовалась открытая выемка асимметричной формы глубиной до 2 *м* с углами откосов 60—75°. В основании выемки видны остатки хозяйственных сооружений (рис. 1). Добыча известняков и доломитов на участке правобережья Волги от д. Собакино до с. Козловка производилась задолго до разведки Курочкинского месторождения. Население близлежащих деревень добывало камень здесь еще до революции. Над штольнями этих выработок образовались воронки обрушения, которые сохранились до настоящего времени.

Выше были охарактеризованы единичные провалы в местах разработки гипсоносных и карбонатных пород. Провалы на других месторождениях Среднего Поволжья проявляются на значительных по площади участках. Макарьевское месторождение расположено на правом высоком склоне Волги ниже устья р. Свияги. Разработка его проводилась еще в 30-е годы подземным способом. В настоящее время, ввиду того, что продуктивная толща оказалась ниже уровня Куйбышевского водохранилища, добыча камня прекращена. Входы в штольни закрыты обвалившимися глыбами. Часть отсеков и камер ликвидирована взрывами. Эти работы, естественно, нарушили устойчивость склона. На задернованном и залесенном склоне над подземными выработками появились блоковые проседания, провалы и другие виды деформаций. Значительное число провалов встречается в нижней трети склона. Они вытянуты цепочкой вдоль коренного склона Волги и поперечных балок. Иногда провалы так близко расположены друг к другу, что, соединяясь, образуют слепые или открытые долинки, благоприятствующие зарождению оврагов. Форма провалов различная, но чаще округлая с ровными краями, реже — округлая, вытянутая вдоль склона. На склонах балок некоторые провалы имеют вид полуцирка, т. е. они открываются в тальвег. Размеры провалов различны: диаметр изменяется в пределах 1—20 *м*, глубина 1—6 *м*. По морфологическому строению их можно подразделить на свежие и старые. Свежие отличаются резко выраженной бровкой и вертикальными уступами. На дне некоторых из них имеются расщелины, направленные к основанию склона. Дно и склоны других закрыты осыпью мелкообломочного материала. Старые провалы имеют резко выраженные очертания, но склоны их пологие — 30—40°,

Е-115.—7



Рис. 1. Провал над устьем штольни. Курочкинское месторождение. Чувашская АССР.

сверху донизу покрыты осыпью обломочного материала и на этой стадии постепенно покрываются травяной растительностью. Старые воронки отличаются незначительной глубиной и пологими задернованными склонами (25—30°). Приуроченность провалов к нижней части склона долины Волги, к бортам балок и отсутствие их в верхней части склона объясняются, прежде всего, небольшой мощностью пород над выработками. В условиях Макарьевского месторождения мощность пород над штольнями возрастает к водоразделам и сокращается с приближением к эрозионным долинам. Поэтому наиболее благоприятные условия для проявления провальных деформаций существуют в нижних частях склонов эрозионных долин, где маломощные породы кровли (<30 *м*) не выдерживают сотрясений от взрывов.

Печищинское месторождение находится на междуречье Волги и Свияги. Разрабатывается оно штольнями со стороны коренного склона Волги в районе с. Печищи. Система отработки камерно-столбовая. В длину штольни достигают 200—300 *м*, высота их 7—8 *м*. По мере отработки полезного ископаемого отдельные камеры, запасные и вентиляционные выходы ежегодно ликвидируются взрывными работами. На месте взрывов образуются провалы, блоковые оседания и т. д. Поверхность над подземными выработками представляет собой слабо волнистое плато, повышающееся с запада на восток на 30 *м*. С запада оно ограничено Печищинской балкой, а с другой стороны — искусственным рвом. На этой территории, равной 16 000 $м^2$, зафиксировано 15 провальных форм (рис. 2). Все они связаны с взрывами 1961—1965 гг. и представляют собой новейшие антропогенные образования, о чем свидетельствует их морфологический облик. Для них характерна колодцеобразная форма, почти вертикальные стенки и скопление на дне мелкообломочного материала. В плане провалы округлые. Соединяясь вместе по двое, по трое, они образуют восьмерки, а в дальнейшем при разрушении перемычек — слепые долинки. Размеры провалов различные: наибольшие из них имеют в поперечнике 15—20 *м*, наименьшие 5—7 *м*. Вокруг них можно наблюдать трещины разгрузки в несколько рядов, крайние располагаются в 2—3 *м* от бровки. Ширина трещин достигает 10 *см*, составляя обычно 0,6—0,7 *см*. Атмосферные воды способствуют расширению трещин и обвалированию отдельных блоков внутрь провала. Следы такого разрушения можно наблюдать почти во всех провалах. Такой процесс приводит к увеличению диаметра и уменьшению глубины их за счет накопления на дне обломочного материала.

Акинское месторождение карбонатных пород, расположенное на правобережье р. Киндери в районе дд. Киндери, Аки, Белянкино, известно более чем 100 лет. Разработка его в самом начале производилась кустарно. Позднее, с 1929 г., началась интенсивная подземная разработка месторождений. С 1958 г. велась только открытая разработка. Полезной толщей является

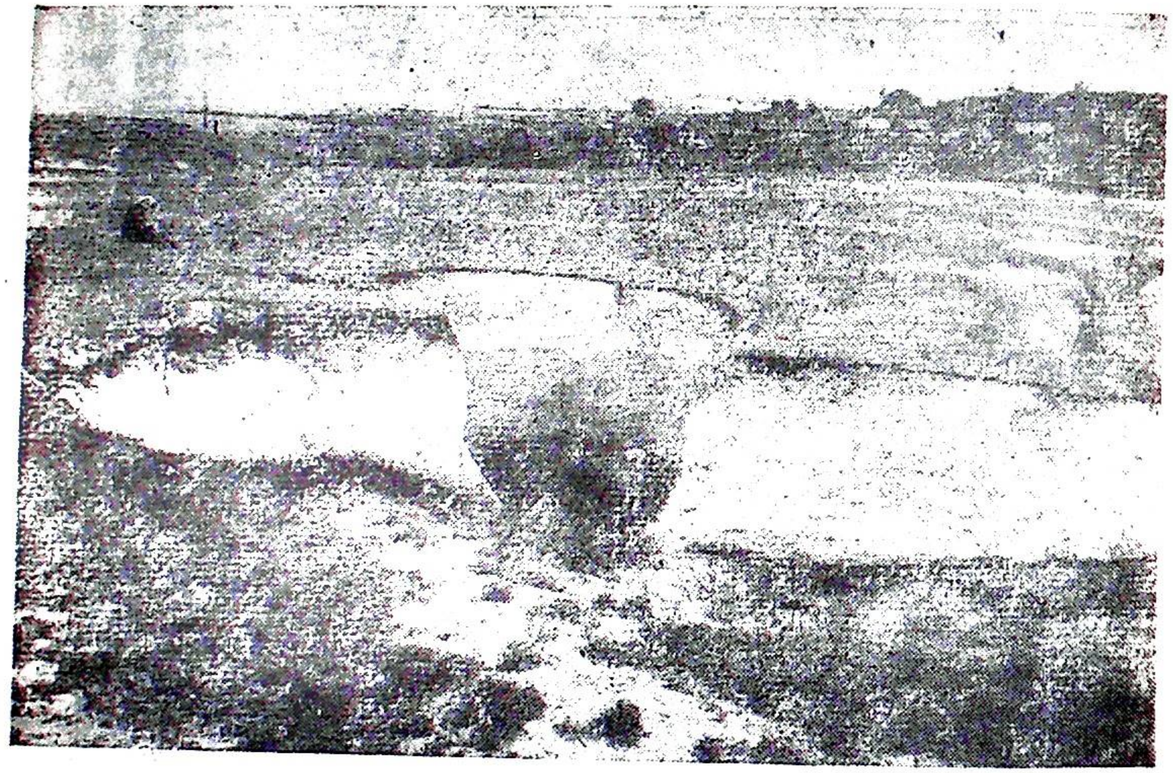


Рис. 2. Два соединенных провала. Печищинское месторождение. Татарская АССР.

«подлужник». Над старыми подземными выработками появилось большое количество провалов, которые образовались не только на естественной земной поверхности, но и на обширной поверхности отвалов.

Первый участок наиболее интенсивного развития провалов располагается юго-восточнее д. Киндери на приводораздельном склоне, обращенном к р. Киндерке. Здесь на площади, примерно равной 32 000 $м^2$, зафиксировано 59 провалов различной формы и размеров (рис. 3, 4). Следовательно, на каждые 500 $м^2$ приходится по одному провалу. Площадь, занятая собственно провалами, равна примерно 6200 $м^2$, что составляет около 20% территории участка. Морфология провалов довольно разнообразна: они имеют форму колодцев, воронок, ванн, чаш. Вследствие разрушения поверхностными водами провалы приобретают изломанные, лопастные очертания. Так же, как в районе Макарьевского месторождения, здесь можно различить несколько последовательных стадий их развития и существования.

Для молодых и свежих провалов характерны колодцеобразная и конусовидная формы, обрывистые вертикальные склоны с выступающими карнизами из толстонаслоенных карбонатных пород, значительная глубина (до 12 $м$) при сравнительно небольшом диаметре (3—7 $м$). Большая часть провалов находится в стадии старения. Обычно они имеют форму воронок, чаш, ванн. Отличаются плоским дном, склонами, покрытыми почти

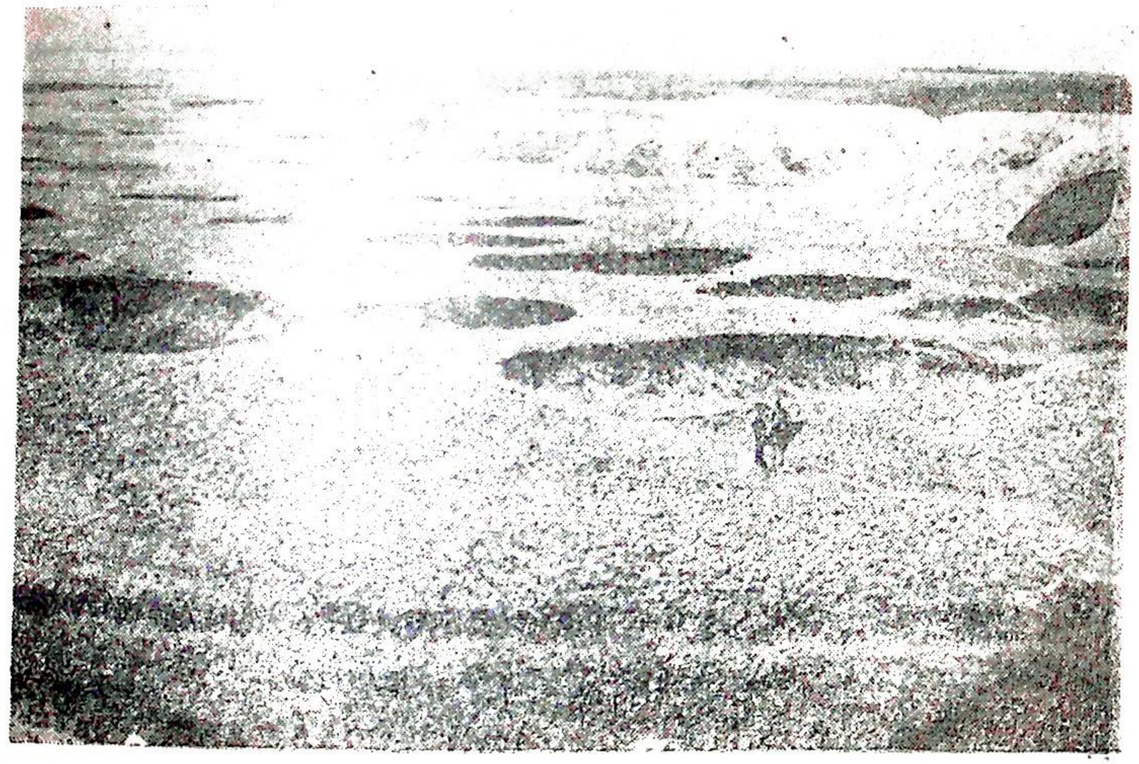


Рис. 3. Часть поля Киндерских провалов.

до самой бровки осыпью, с углом откоса 32—40°. Глубина часто не превышает 5—6 $м$, но в поперечнике они достигают 20—25 $м$, что существенно больше, чем у свежих форм. Дно и склоны провалов на этой стадии постепенно зарастают. В старых провалах в отличие от свежих отсутствуют трещины разгрузки.

Провальные формы на отвалах вскрышных пород, мощность которых вместе с материалом отвалов достигает 15—20 $м$, имеют преимущественно воронкообразную форму. Лишь наиболее свежие из них близки к усеченному конусу. Форма провалов определяется не только временем их существования, но и составом пород, в которых они возникают. В отвалах, представленных преимущественно мелкообломочным материалом, переход первоначальной конусообразной формы в воронкообразную осуществляется довольно быстро. Поэтому трудно установить стадии развития провалов и соответствующие им формы. Все провалы имеют округлые очертания, диаметр их колеблется в пределах 4—9 $м$, глубина 4—8 $м$. Свежие провалы характеризуются почти вертикальными стенками. Дно и нижняя часть склонов покрыты осыпью мелкообломочного материала, на которой можно наблюдать довольно частые и широкие трещины. Более старые провалы имеют воронкообразную форму с прямыми склонами, покрытыми осыпью, плоское округлое дно. Отдельные из них отличаются асимметричным строением.

Описанные антропогенные провалы, связанные с подземной разработкой известняков и доломитов, по своим внешним приз-

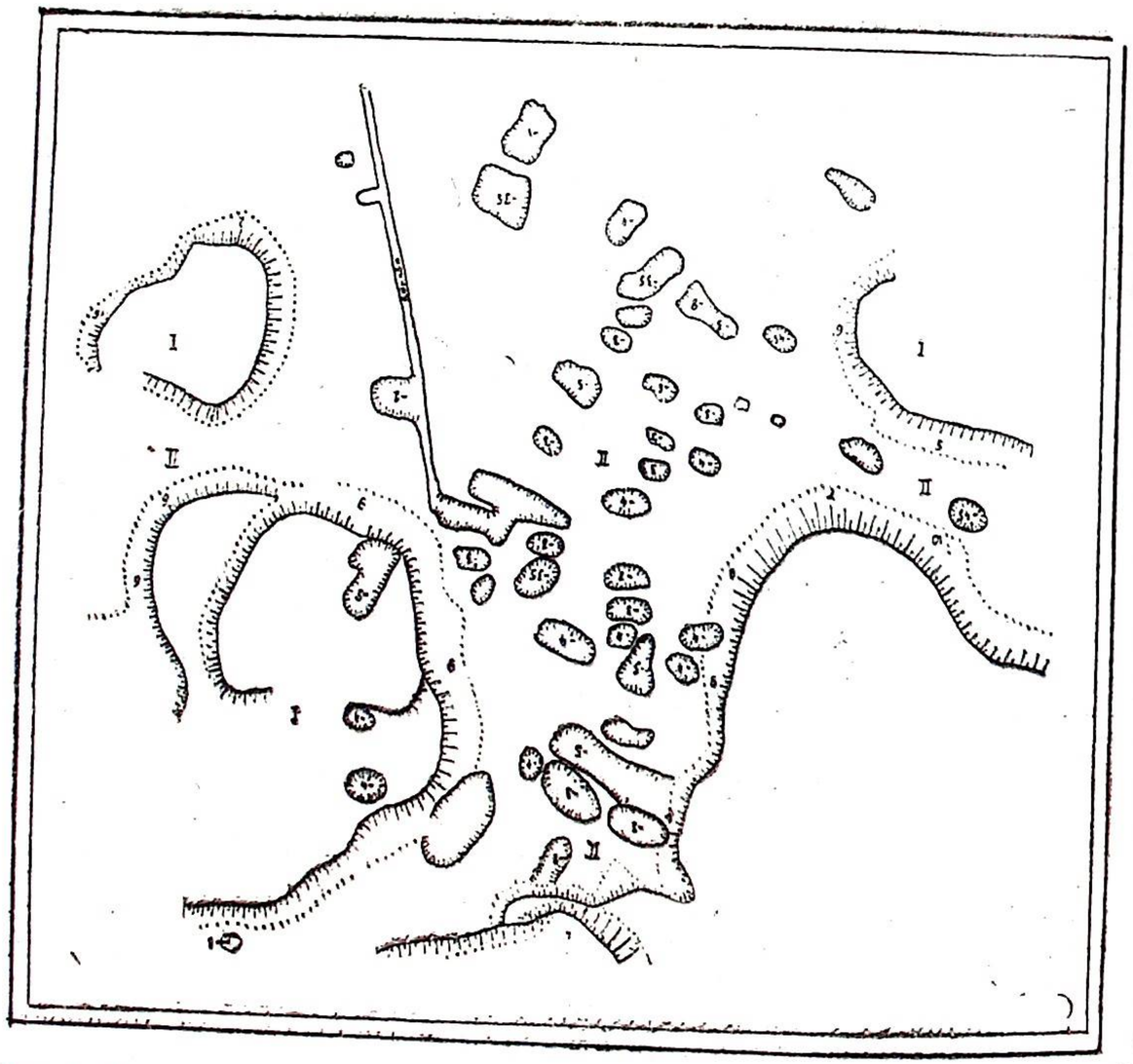


Рис. 4. Схема расположения провалов на Киндерском участке Акинского месторождения:

I — отвалы (высота уступов в *м*); *II* — естественная поверхность над сетью заброшенных подземных выработок.

накам весьма сходны с провальными формами карстового и карстово-суффозионного происхождения. Так, например, на Печищинском и Киндерском месторождениях свежие провалы цилиндрической формы с вертикальными стенками близки по своему морфологическому облику к современным карстовым провалам, образующимся в карбонатных породах. Провалы на Макарьевском и Курочкинском месторождениях сходны с карстовыми и карстово-суффозионными формами левобережья Волги, Меши и других районов Поволжья. Внешнее сходство природных и антропогенных провалов может привести к путанице при определении их генезиса. Поэтому предлагается классификационная схема провальных форм, в которой приведены основные генетические типы провалов, распространенных в Среднем Поволжье, и отмечены процессы и причины, обусловливающие их возникновение (табл. 1). Согласно этой классификации можно представить место обследованных антропогенных провалов в общей генетической схеме провальных форм. Сходство в морфологическом строении генетически различных провалов определяется тем, что как природные, так и антропогенные провалы в конечном счете проявляются на поверхности вследствие обрушения пород кровли над пустотой. Но если первые из них являются следствием деятельности природных геологических процессов (карста, суффозии и др.), то возникновение вторых связано главным образом с деятельностью человека (с разработкой пластовых полезных ископаемых и буровзрывными работами). Естественно, при этом не исключается участие природных геологических процессов в образовании антропогенных прова-

Таблица 1

Классификационная схема провальных форм рельефа

	Типы провалов	Основные процессы и причины	Форма	Геологическая среда
Природные	Карстовые	Выщелачивание, растворение, обрушение	Котловины, полья, шахты, колодцы, воронки и др.	Карбонатные и соленосные породы, мел
	Карстово-суффозионные	Выщелачивание, растворение, суффозия, обрушение	Воронки, чаши, блюдца	Карбонатные, соленосные породы, перекрытые кластогенными образованиями
	Суффозионные	Суффозия, обрушение	Воронки, чаши, блюдца	Песчаные, глинистые породы
		Подземная эрозия, суффозия, обрушение	Канавы, провалы неопределенной формы	Суглинки, лессовые породы
Антропогенные	Разведочно-эксплуатационные[1]	Буровзрывные работы, горное давление, вывалы, прорыв плывунов, обрушение и искусственное растворение	Котловины, шахты, колодцы, воронки-провалы над камерой	Карбонатные, угленосные, соленосные породы, сланцы
	Инженерно-строительные	Инженерно-строительная деятельность человека, дополнительная нагрузка, обрушение	Провалы неопределенной формы с неровными краями	Песчано-глинистые, скальные, полускальные и рыхлые породы

[1] При подземной разработке полезных ископаемых.

лов и, наоборот, антропогенного фактора в образовании карстовых и суффозионных форм рельефа, первой причиной появления которых были природные процессы. Особенно заметной становится роль экзогенных процессов на последней стадии формирования антропогенных провалов до превращения их в стабильную морфологическую форму. Образование провалов как природного, так и антропогенного генезиса сопровождается быстрым, почти мгновенным, обрушением кровли над пустотами. Однако процессы, предшествующие этому обрушению, различны по своей природе и неодинаковы по интенсивности проявления во времени. Образование карстовых пустот и проявление их на поверхности исчисляются геологическим временем. М. С. Кавеев (1961) пришел к выводу, что в современную эпоху на поверхности проявляются пустоты, которые зародились еще в миоценовое время.

В отдельных районах встречаются довольно крупные пустоты, не проявившиеся на поверхности. Но вместе с тем имеются приметы возникновения провалов в более короткое время в условиях неглубокого залегания карстующейся толщи. Процесс провалообразования, вызванный деятельностью человека при разработке полезных ископаемых и инженерно-строительных работах, занимает сравнительно короткий срок, исчисляемый лишь несколькими годами и десятками лет. Выше мы уже приводили примеры того, как на ряде месторождений карбонатных пород, эксплуатирующихся не более 50 лет, образовались значительные по площади участки, пораженные провалами. Обрушение кровли над подземными выработками может быть ускорено искусственно посредством взрывов, вследствие появления дополнительной нагрузки или произойти при быстром нарастании объема пустоты за счет обрушения кровли. В этих случаях провалообразование протекает быстро, чему способствует, прежде всего, уменьшение прочности пород в массиве. Различия в природе и динамике образования провалов почти не отражаются на их внешнем облике. Это обстоятельство определяет необходимость историко-геологического изучения территории, осложненной провальными формами.

Рассмотрим, применительно к условиям Среднего Поволжья, наиболее распространенную схему эволюции провалов в той фазовой последовательности, которая вырисовывается на основе наших наблюдений. Обычно провалы возникают сразу после взрывов в штольнях, когда они вызывают сотрясения пород от подошвы до земной поверхности. Резкие упругие колебания распространяются от открытого забоя карьера, захватывая участки, удаленные от места взрыва. В плане сфера существенного воздействия упругих колебаний, выражающихся сотрясениями, как показали Л. Я. Парчевский и К. И. Дудушкина (1962), достигает 100—200 *м*. Известно, что прочность скальных и полускальных пород от взрывов уменьшается в 4—5 раз. Дополнительное

давление на кровлю подземных выработок, которое создается от веса отвалов, способствует обрушению пород в подземные выработки. На месторождениях карбонатного сырья Среднего Поволжья провальные деформации проявляются при глубине залегания кровли подземных выработок до 30—40 *м*. Если выработки находятся глубже, то на поверхности провальные формы не образуются, хотя в штольнях наблюдаются вывалы, обрушение потолков и деформации стенок.

В момент подземных взрывов, сопровождающихся резкой деформацией твердой среды, исключительное значение принадлежит тектонической и слоевой трещиноватости коренных пород, которая существовала до взрывов. Во время взрывов не столько возникают новые трещины, сколько усиливается существующая трещинная структура коренных пород кровли. Зона протяженных трещин образуется по периферии овала взрывной деформации, отделяя нарушенные породы от вмещающих рыхлых покровных и коренных пород, окружающих овалы. В местах, удаленных от взрывов, где действуют сотрясения и давление отвалов, нарушенность в породах развивается медленнее. В процессе образования и эволюции провалов возникают разнообразные трещины разгрузки: краевые трещины на земной поверхности, трещины на стенках провальных форм. Первоначальный диаметр провальной формы близок к поперечнику подземной выработки, а в плане провал имеет обычную округлую форму. Если мощность пород кровли доходит до 10—12 *м*, нарушенное тело приобретает форму полупараболоида. В таком случае поперечное сечение провала выглядит трапецией, однако в силу того, что на стенках провалов возникают вогнутые в массив трещины разгрузки глубиной до 0,1—1,2 *м*, поверхность провала не приобретает идеальную параболическую форму, а представляет собой сочетание поверхностей этих трещин (рис. 5). После обрушения на дне довольно глубокого провала образуется выпуклое нагромождение кластогенного материала. Эта первоначальная фаза эволюции провала иначе проявляется в отвалах, подвергаемых сотрясениям от взрывов. Здесь происходит иногда резкое оседание материала отвала внутри круга, причем по периферии осевшего цилиндра располагаются концентрические трещины разгрузки до одной четверти или половины диаметра провала и шириной до 5—10 *см*.

Вторая фаза начинается с развития поверхностных трещин разгрузки и срезывания карнизов. Извилистые и изломанные трещины разгрузки дугообразной формы захватывают краевые поверхностные зоны провалов шириной до 0,3—0,5 *м*. Внутри этих зон кулисно располагаются мелкие изогнутые трещины разгрузки, которые при срастании дают сложно построенные трещины длиной до 1—2 *м*. На дне провала продолжает накапливаться мелкообломочный и песчано-глинистый рыхлый материал. Идет оседание и перемещение в полости подземных выра-

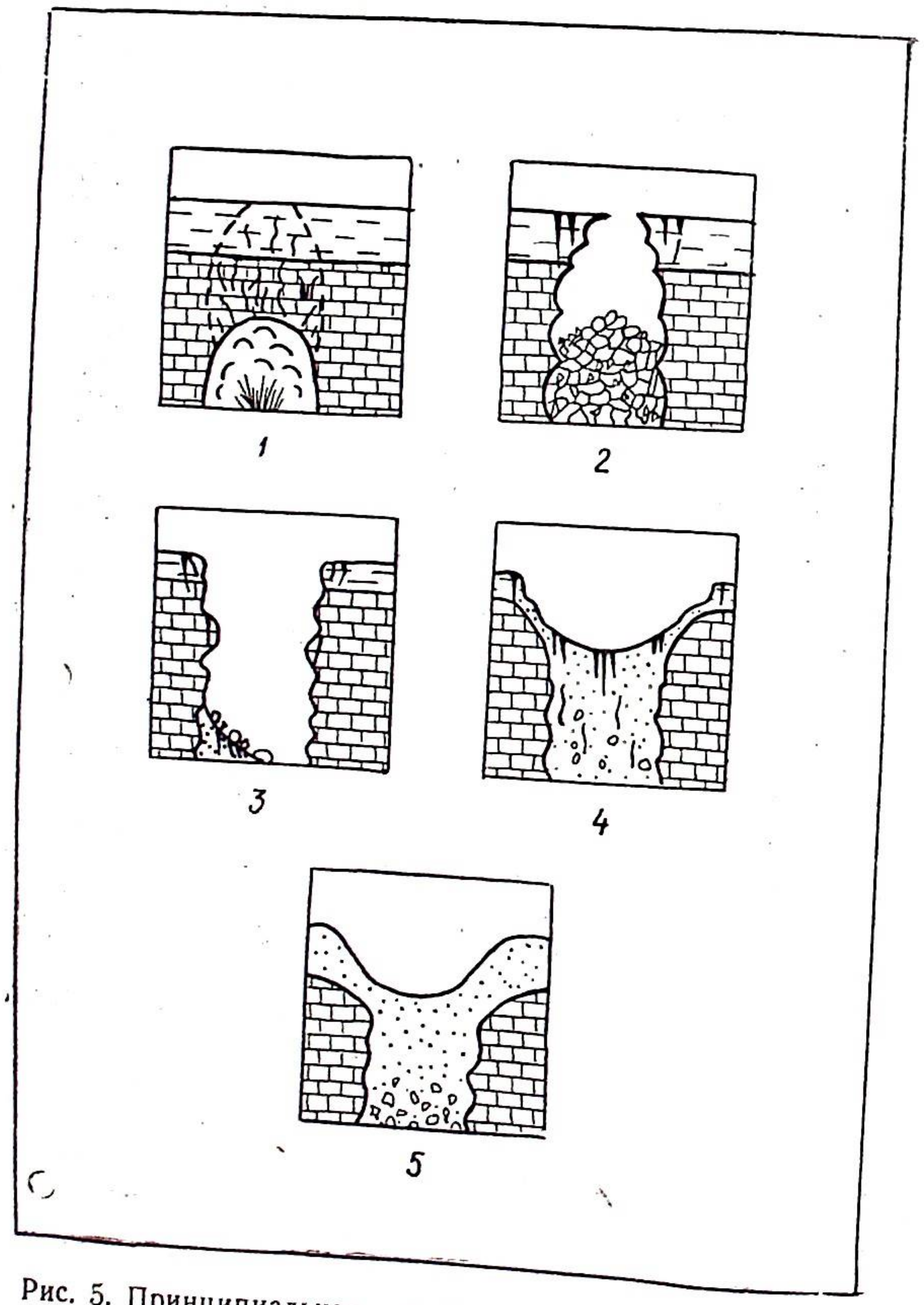


Рис. 5. Принципиальная схема фазового развития провалов:

1 — момент взрывов в штольне (камере); *2* — первая фаза; *3* — вторая фаза; *4* — третья фаза; *5* — четвертая фаза.

боток донного материала. Провалы в процессе своего развития стремятся приобрести правильную цилиндрическую форму.

Третья фаза характеризуется уменьшением глубины провала и увеличением его диаметра, причем в эту фазу нередко происходит соединение близко расположенных провалов и возникновение ваннообразных форм рельефа. Глубина провалов уменьшается почти на две трети. Расширение провалов происходит за счет естественного разрушения стенок, сложенных покровными отложениями. По периферии провала на земной поверхности

возникают довольно крупные, до 3—4 *м* в длину трещины разгрузки, оторачивающие провальные ванные, и более короткие — у одиночных провалов. Разрушаются и перемычки между соседними провалами. При заполнении всего провала, когда глубина его уменьшается до 1,5—2,0 *м*, продолжается перемещение мелкообломочного глинистого наносного материала в подземные выработки. Перемещение происходит в виде просасывания, сыпучего движения мелких частиц под действием силы тяжести, временами перенос материала осуществляется водой. Этот процесс может быть назван псевдосуффозией, он характерен для последнего момента третьей фазы, когда отвесные стенки сохраняются только в самой верхней части провалов. Их высота не более 0,3—0,5 *м*. В четвертую фазу происходит заполнение провалов рыхлым наносным материалом. Склоны становятся пологими, глубина уменьшается до 1,0—1,5 *м*, исчезает периферический уступ, прекращается псевдосуффозия. Совершается лишь очень медленное движение рыхлого материала по пологим склонам провалов, которое усиливается во время дождей. Выполаживание провалов приводит к образованию блюдцеобразных форм рельефа, внешне не отличающихся от подобных понижений естественного происхождения. Поверхность понижения покрывается растительностью, по сути дела прекращаются послепровальные процессы и само место провала приобретает статическое состояние. Возвращение провала от старой стадии к обновленной может происходить при повторном воздействии сотрясений от взрывов и при развитии карстового процесса. На месторождениях с 10—15-летними сроками интенсивной эксплуатации можно наблюдать разные стадии развития и существования провалов: от свежих динамических активных до стабилизированных с почти прекратившимися процессами.

В заключение характеристики провальных форм рельефа отметим следующее. Среди антропогенных форм, образующихся в результате деятельности человека, провальные формы представляют собой специфическую категорию рельефа, занимающую определенное место в разнообразном ряде других антропогенных форм. Антропогенные провалы должны рассматриваться особо при анализе и сравнении их с естественными провальными формами рельефа, появление которых вызвано природными процессами.

Развитие провалов приводит к нарушению земной поверхности, уничтожению почвенного покрова и непригодности территории для последующего хозяйственного освоения. Провалы являются одной из причин интенсивного развития эрозии и карста. В местах образования провалов невозможно строительство, опасно возведение различных опор, нецелесообразно разведение сельскохозяйственных культур и использование участков в качестве пастбища. Нередко образование подобных провалов угрожает целостности построек, сооружений, шоссейных

и железных дорог, водопроводов и газопроводов. При последующей открытой разработке оставшихся массивов полезных пород на участках провалов будут возникать осложнения. При всей отрицательной роли по отношению к хозяйственной деятельности человека провалы могут выступать и в качестве позитивных объектов. По мере совершенствования техники извлечения полезного ископаемого, технологии производства минеральных продуктов и материалов, роста темпов разработки и увеличения потребности промышленности в строительных материалах возникает необходимость, как это сейчас наблюдается по отношению к рудным месторождениям, поисков заброшенных месторождений нерудного минерального сырья, когда-то полностью не отработанных. Тогда провальные формы рельефа могут оказаться одним из поисковых признаков соответствующих типов месторождений, переоценка которых позволит вновь пустить месторождение в эксплуатацию при иных кондиционных подходах к природному минеральному сырью и новой более совершенной технике извлечения полезного ископаемого. Отдельные провалы, соединяющиеся с холодными штольнями, могут быть оборудованы в качестве естественных холодильников. Образование провальных форм рельефа в местах разработки месторождений нерудных полезных ископаемых относится к антропогеоморфологическим процессам, в которых деятельность человека выступает решающим фактором. Поэтому необходимо предвидеть последствия этой деятельности с тем, чтобы направить ее по наиболее рациональному пути.

ЛИТЕРАТУРА

Кавеев М. С. Динамика образования карстовых провалов на примерах исследований в Среднем Поволжье. Изв. КФАН СССР, сер. геол.-минер. наук, вып. 1. Казань, 1961.

Каштанов С. Г., Селивановский Б. В. О некоторых особых формах рельефа в Среднем Поволжье. Уч. зап. Казан. ун-та, т. 114, кн. 3, 1954.

Лукин В. С. Провальные явления на Урале и в Приуралье. Тр. ин-та геологии АН СССР, Урал. филиал, Гидрогеол. сб. № 3. Свердловск, 1964.

Парчевский Л. Я., Дудушкина Е. И. О влиянии времени и производственных процессов на устойчивость бортов рудных карьеров. Изв. Днепропетров. горн. ин-та, т. 41. Днепропетровск, 1962.

Романовский Г. Д. О теоретических и практических выводах относительно нарушений почв под подземными выработками пластовых месторождений. «Горный журнал», XXI, т. 1, 1900.

Скворцов Г. Г., Романовская Л. И. Инженерно-геологические прогнозы условий разработки месторождений твердых полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, М., 1961.

А. С. Михайлов

ФОСФАТНО-КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА И НЕКОТОРЫЕ ЕЕ ПРИЛОЖЕНИЯ ДЛЯ ОБЪЯСНЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Характер и степень изменения параметров любой физико-химической системы при тех или иных процессах, происходящих в ней, могут быть определены, если имеется диаграмма состояния этой системы в соответствующих координатах. Такая диаграмма может быть построена или по результатам экспериментальных исследований, или по расчетным данным, однако и в том и в другом случае при условии оптимального подбора обобщенных параметров системы. Экспериментальные данные по фосфатно-карбонатной системе в литературе отсутствуют, поэтому ниже для построения диаграммы и анализа процессов используются расчетные методы получения физико-химической информации.

В разбавленных растворах, содержащих фосфат- и карбонат-ионы, в равновесных условиях должны выполняться шесть зависимостей между концентрациями ионов, которые определяются выражениями для первой и второй констант диссоциации угольной кислоты, первой, второй и третьей констант диссоциации ортофосфорной кислоты, а также выражением для ионного произведения воды. Кроме того, для растворов, содержащих карбонаты, должно соблюдаться еще и условие равновесия с газовой фазой, которое может быть описано зависимостью

$$[H_2CO_3] = K_p P_{CO_2} \quad (1)$$

В уравнении (1) K_p — коэффициент перехода от парциального давления углекислого газа P_{CO_2} к равновесной концентрации угольной кислоты в растворе, равный $10^{-1,5}$ (Гаррелс, 1962).

Если раствор находится в равновесии с какой-либо малорастворимой твердой фазой, то дополнительно налагается соот-

ветствующая зависимость, которая определяется выражением произведения растворимости этой твердой фазы. В растворах, содержащих кальций, фосфат- и карбонат-ионы, могут существовать пять основных малорастворимых твердых фаз: брушит $CaHPO_4$, трикальцийфосфат $Ca_3(PO_4)_2$, гидроксилапатит $Ca_5(PO_4)_3OH$, кальцит $CaCO_3$ и гидроокись кальция $Ca(OH)_2$, а также еще несколько других, второстепенных, которые могут быть исключены из рассмотрения.

Наконец, еще одна зависимость вытекает из условия электронейтральности раствора. Для рассматриваемой системы, не содержащей посторонних ионов, эта зависимость выражается уравнением

$$[H^+]+2[Ca^{2+}]=[OH^-]+[HCO_3^-]+2[CO_3^{2-}]+[H_2PO_4^-]+ \\ +2[HPO_4^{2-}]+3[PO_4^{3-}] \qquad (2)$$

В природных водах, кроме ионов, входящих в рассмотренные зависимости, как правило, присутствуют также натрий, калий, магний, хлор-, сульфат-ионы, а также целый ряд других, находящихся в значительно меньших концентрациях, влиянием которых на равновесие в системе в первом приближении можно пренебречь. Чтобы учесть влияние основных посторонних ионов (натрия, магния, хлора и т. д.), концентрации их в эквивалентном выражении нужно ввести в уравнение (2). Поскольку концентрации этих посторонних ионов не входят в другие зависимости исходной системы уравнений, описывающей равновесие в системе, кроме уравнения электронейтральности (2), их можно учесть суммарно путем введения нового параметра системы R, равного:

$$R=[Na^+]+[K^+]+2[Mg^{2+}]-[Cl^-]-2[SO_4^{2-}] \qquad (3)$$

Концентрация любого постороннего негидролизующегося иона, входящего в выражение параметра R (3), может быть заменена в уравнении (2) эквивалентной концентрацией другого иона такого же типа, и равновесие в карбонатно-фосфатной системе не нарушится. Добавление в уравнение (2) или сокращение в эквивалентном количестве ионов разного заряда, включаемых в значение параметра R и не входящих в другие уравнения исходной системы, также не оказывает никакого прямого воздействия на фосфатно-карбонатное равновесие в растворе. Это говорит о том, что влияние таких ионов проявляется в виде суммарного эффекта, равного разности сумм концентраций соответствующих катионов и анионов.

Таким образом, при наличии в растворе посторонних ионов уравнение (2) может быть выражено посредством введения параметра R следующим образом:

$$[H^+]+2[Ca^{2+}]+R=[OH^-]+[HCO_3^-]+2[CO_3^{2-}]+ \\ +[H_2PO_4^-]+2[HPO_4^{2-}]+3[PO_4^{3-}] \qquad (4)$$

Путем решения исходной системы уравнений, включающей и уравнение (4), для различных значений параметров можно получить данные для построения диаграмм карбонатно-фосфатной системы в разных координатах (рис. 1 и 2). Значения констант диссоциации ортофосфорной кислоты и произведений растворимости фосфатов кальция при расчетах взяты из работы Ван Везера (1962), константы карбонатов приняты по В. М. Латимеру (1954).

Координаты границ областей существования твердых фаз, данные на диаграммах, рассчитаны путем совместного решения уравнений их произведений растворимости (Михайлов, 1967). Расчет концентрации суммарного фосфора выполнен способом, примененным в работе (Михайлов, 1968).

Каждому состоянию карбонатно-фосфатной системы на прилагаемых диаграммах соответствует точка. Любой процесс же может быть изображен вектором, выходящим из точки начального состояния системы, координаты которой при характеристике процесса должны быть заданы. Направление вектора определяется заданием законов изменения необходимого числа (в рассматриваемом случае — двух) параметров системы в данном процессе.

Анализируя результаты расчетов, можно сделать следующие выводы.

В фосфатно-карбонатной системе, находящейся в равновесии с кальцитом, значение pH раствора и концентрация в нем фосфатов определяются равновесием карбонатов. Влияние фосфатов на эти параметры системы в пределах точности обычных измерений практически неощутимо.

Параметры растворов, не насыщенных кальцитом, но равновесных с фосфатами кальция, определяются в основном равновесием фосфатов; влиянием же карбонатов в этом случае можно пренебречь.

Не останавливаясь на рассмотрении областей существования твердых фаз системы, взаимоотношений их друг с другом, наглядно иллюстрируемых прилагаемыми диаграммами, перейдем к анализу процессов в системе, понимание физико-химического механизма которых необходимо для объяснения генезиса фосфоритов.

Процессы, происходящие при постоянном значении парциального давления углекислого газа. На рис. 1 представлена диаграмма системы при постоянном значении парциального давления углекислого газа $10^{-3,5}$ *атм* (современная атмосфера), по которой можно проанализировать результаты процессов, вызываемых изменениями тех или иных параметров в условиях не насыщенных карбонатом кальция вод. На рис. 2 дана диаграмма той же системы в условиях постоянного равновесия с карбонатом кальция при различных значениях P_{CO_2}. Процессы рассматриваемого типа на этой диаграмме изображаются векторами,

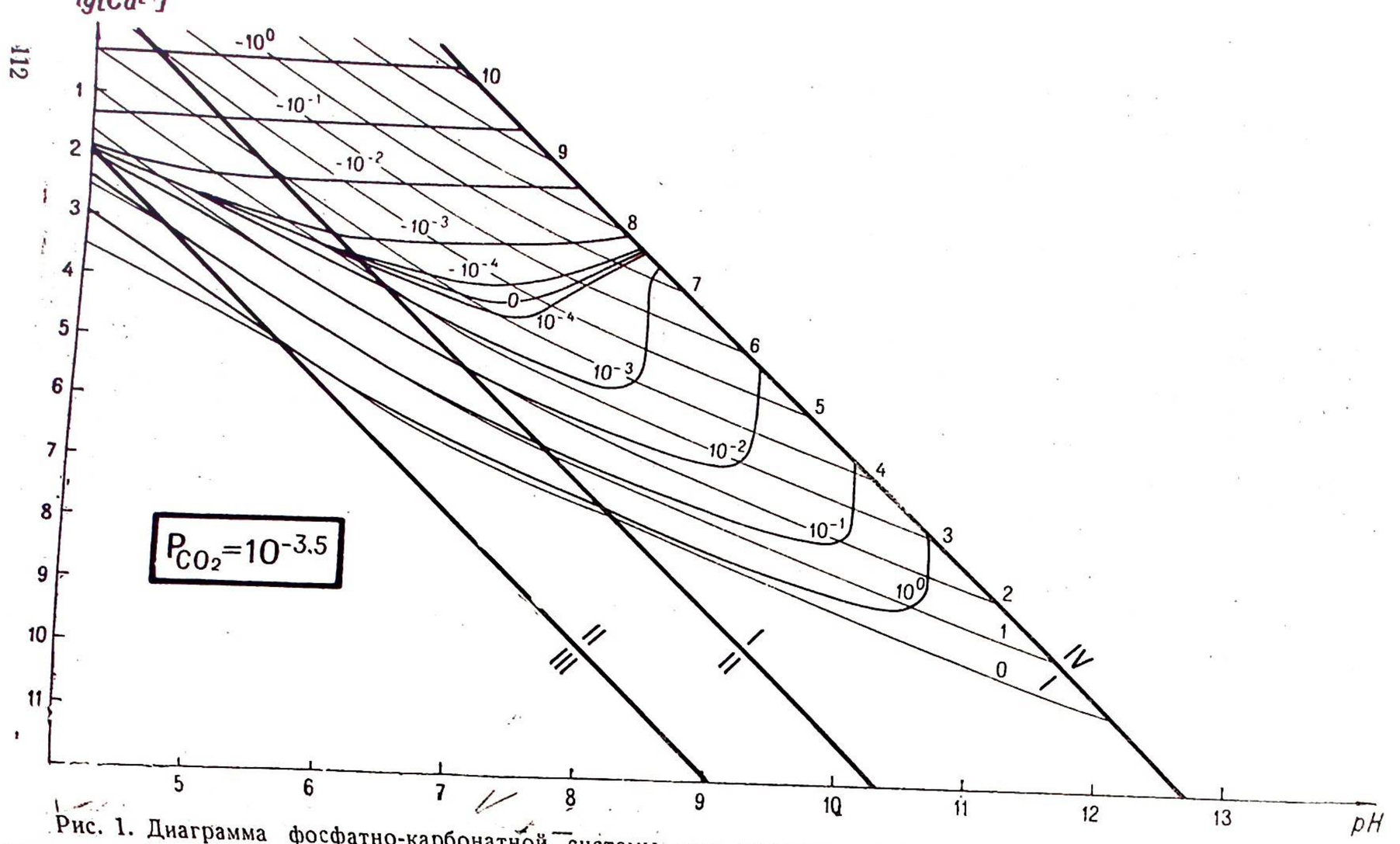


Рис. 1. Диаграмма фосфатно-карбонатной системы при парциальном давлении углекислого газа $10^{-3,5}$ *атм*.

Жирные линии — границы областей существования: *I* — гидроксилапатита, *II* — трикальцийфосфата, *III* — брушита, *IV* — кальцита. Тонкие — линии равных значений отрицательных логарифмов суммарной концентрации фосфора в равновесии с фосфатами кальция. Промежуточной толщины даны линии равных значений параметра R.

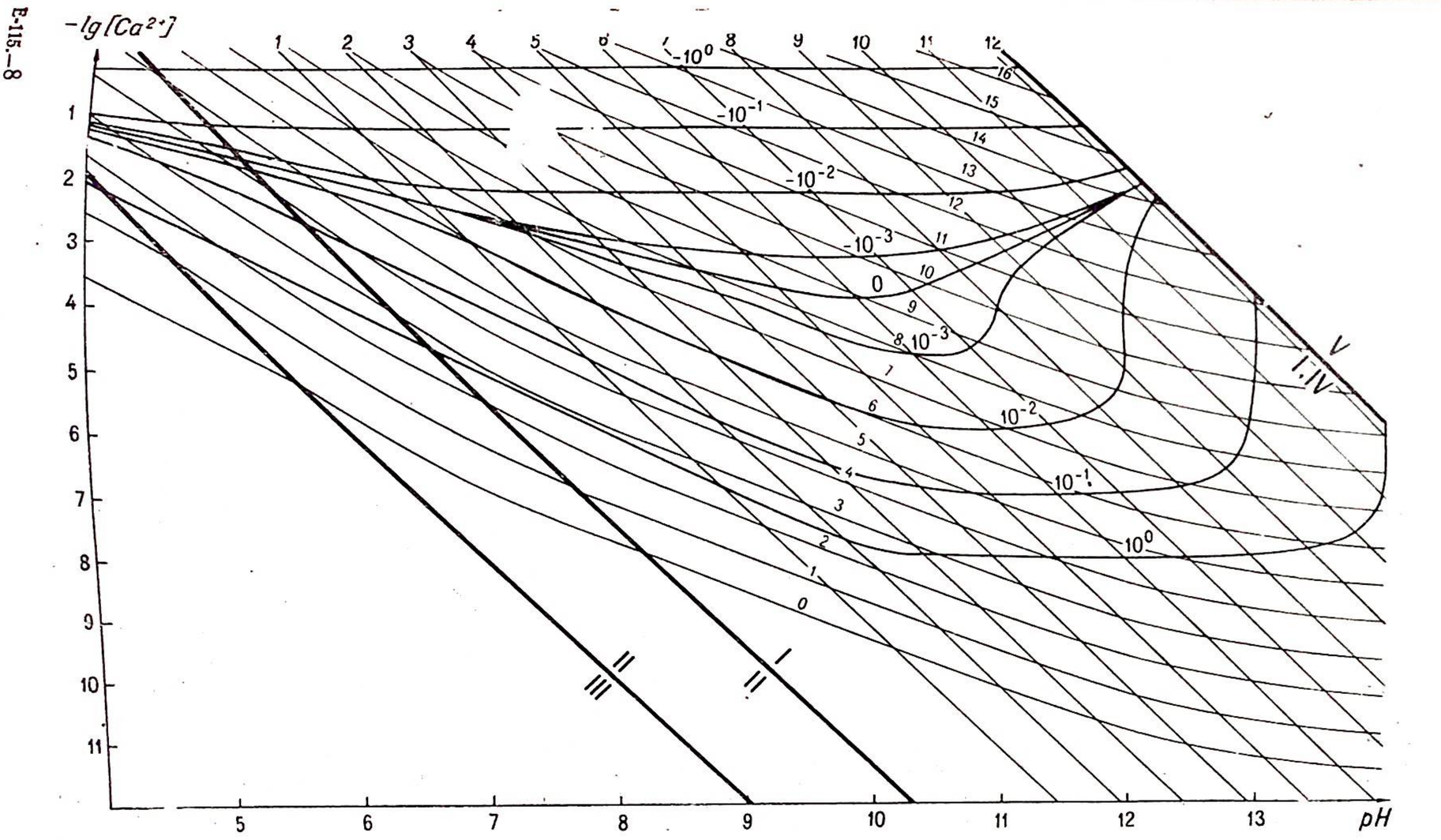


Рис. 2. Диаграмма фосфатно-карбонатной системы для различных значений парциального давления углекислого газа.

Жирные линии — границы областей существования твердых фаз: *I* — гидроксилапатита, *II* — трикальцийфосфата, *III* — брушита, *IV* — кальцита, *V* — гидроокиси кальция. Тонкие прямые, параллельные границам областей существования твердых фаз, линии равных значений — $\lg P_{CO_2}$. Тонкие кривые — линии равных значений отрицательных логарифмов суммарной концентрации фосфора (*моль/л*). Промежуточной толщиной даны линии равных значений параметра R.

выходящими из точки начального состояния системы и совпадающими с линией данного значения парциального давления углекислого газа. Изменение параметров системы в рассматриваемом случае может идти только по этой линии в сторону увеличения, или уменьшения значения pH. Если процесс идет в сторону увеличения, то остальные параметры системы изменяются следующим образом: концентрация кальция уменьшается (за счет осаждения кальцита); концентрация же растворенных фосфатов увеличивается, поэтому фосфаты осаждаться не могут, а, наоборот, должны растворяться из осадка; значение параметра R увеличивается, если в начальном состоянии оно было положительным, и уменьшается, если оно было отрицательным. Если же процесс идет в сторону уменьшения значения pH, то в условиях равновесия с кальцитом происходят изменения параметров вод в обратном направлении. В этом случае осаждаются только фосфаты, а кальцит может даже частично растворяться из осадка. Процессы такого типа происходят в природных бассейнах, воды которых находятся в равновесии с кальцитом или доломитом, при поступлении в них как кислых компонентов вулканического происхождения, так и континентальных кислых вод (pH уменьшается, фосфаты сбрасываются в осадок), а также при редукции сульфатов, когда положительные значения параметра R увеличиваются, а отрицательные уменьшаются (значение pH увеличивается). Анализ таких процессов на диаграмме (рис. 2) из различных точек начального состояния системы приводит к следующим выводам:

1. Чем больше значение параметра R, тем при данном значении P_{CO_2} выше концентрация растворенных фосфатов и значение pH вод бассейнов, находящихся в равновесии с карбонатами, и наоборот. Следовательно, богатые фосфором воды в рассматриваемых условиях могут формироваться при процессах, вызывающих увеличение значений параметра R и pH: при интенсивной редукции сульфатов; при поступлении в бассейн щелочных, например содовых, вод; при испарении слабоминерализованных вод с положительным значением параметра R и т. д.

2. Осаждение фосфатов из вод карбонатных бассейнов может происходить только при уменьшении значений параметров R и pH, что может быть вызвано поступлением в водоемы кислых компонентов вулканического или иного происхождения, а также смешением с водами, имеющими меньшее значение pH. При этом резко возрастает концентрация кальция за счет растворения карбонатов. Поэтому снижение pH вод бассейна препятствует осаждению карбонатов в больших массах, в результате чего реализуется возможность формирования фосфоритов с небольшой примесью карбонатов или даже без нее. Снижение значения pH вод одновременно вызывает уменьшение растворимости кремнезема и влечет садку последнего совместно с фосфатами. Таким образом, рассматриваемый процесс приводит к

формированию характерного для месторождений фосфоритов кремнисто-карбонатных формаций парагенеза: фосфаты — кремнезем при той или иной, но в общем подчиненной роли карбонатов в фосфоритах. Подавляющее число месторождений фосфоритов кремнисто-карбонатных формаций (Кара-Тау, м-ния Китая, Алтае-Саянской складчатой области и т. д.) несет отчетливые следы формирования рассмотренным путем.

3. В условиях не насыщенных карбонатами вод (рис. 1) осаждение фосфатов в больших массах может происходить в том случае, если воды имеют положительное значение параметра R. Значительно менее благоприятные условия для формирования крупных концентраций фосфатов складываются тогда, когда воды имеют небольшие отрицательные значения параметра R. При больших отрицательных значениях его (более — 10^{-3}) образование крупных месторождений фосфоритов вследствие очень малого резерва фосфатов в растворе оказывается невозможным. В не насыщенных карбонатами водах, как следует из диаграммы рис. 1, осаждение фосфатов может вызвать только противоположный рассмотренному процесс, ведущий к увеличению значения pH. Если при этом значение параметра R остается постоянным, то процесс повышения pH вод на диаграмме рис. 1 изображается вектором, совпадающим с линией данного постоянного значения этого параметра. Из диаграммы рис. 1 следует, что при повышении pH садка фосфатов вызывается только при достижении им некоторого критического значения. При прочих равных условиях это pH тем больше, чем больше значение параметра R и чем меньше парциальное давление углекислого газа. Например, при $R = 10^{-2}$ и для $P_{CO_2} = 10^{-1}$ *атм* такое значение pH равно 6,9, для $P_{CO_2} = 10^{-2}$ — 7,9; $P_{CO_2} = 10^{-3}$ — 8,85 и т. д. Если процесс доходит до этого критического состояния, то в растворе резко повышается концентрация кальция, а фосфаты практически полностью сбрасываются в осадок (фосфаты образуют буферную систему). При этом воды быстро достигают насыщения карбонатами, небольшое количество которых может оказаться захороненным вместе с фосфатами в осадке (рис. 1). Параллельное уменьшение значения параметра R еще более усиливает этот процесс осаждения фосфатов.

Уменьшение значения параметра R, даже при постоянном значении pH, вызывает осаждение фосфатов из природных вод, рост концентрации кальция и переход их в насыщенное по отношению кальцита состояние.

Повышение значения pH вод природных бассейнов, не насыщенных карбонатами, может происходить при поступлении в них посторонних вод, находящихся в равновесии с кальцитом или доломитом; уменьшение же значения параметра R происходит при обмене водородных ионов поглощающего комплекса осадков на натрий водного раствора, а также за счет некоторых реакций, в частности при образовании глауконита (Sillen, 1961).

Геологические материалы по фосфоритам терригенно-глауконитовой формации (Гиммельфарб, 1965) свидетельствуют, что образование последних происходило путем осаждения фосфатов при увеличении значения pH не насыщенных карбонатами (или иловых либо бассейновых) вод, находящихся вблизи критической точки этого показателя, в результате контакта их с насыщенными карбонатами водами. При этом глауконитообразование, уменьшая значение параметра R, интенсифицировало садку фосфатов.

Формирование желваковых фосфоритов терригенно-глауконитовых формаций продолжалось и в стадию диагенеза, осложняясь рядом процессов (редукция сульфатов и т. д.), действующих на растворимость фосфатов в противоположном направлении. В результате этого осаждение фосфатов при диагенезе сменялось периодами растворения наиболее неустойчивого дисперсного фосфатного материала (в том числе и биогенного) с последующим переотложением его в форме желваков. Поступательно-возвратный процесс садка — растворение фосфатов приводил таким образом к формированию фосфоритов не пластового, а желвакового типа.

Процессы при изменении парциального давления углекислого газа. На значение параметра R такое изменение влияния не оказывает, поэтому процессы этого типа на диаграмме рис. 2 изображаются векторами, совпадающими с теми или иными участками линий равных значений этого параметра. Анализ их результатов по указанной диаграмме приводит к следующим выводам:

1. При значениях P_{CO_2} от 10^0 до 10^{-6} *атм*, параметра $R>0$ и pH от 6 до 9 уменьшение парциального давления углекислого газа вызывает уменьшение концентрации кальция и увеличение значения pH. При этом концентрация фосфатов или не уменьшается совсем, или уменьшается очень мало (линии равных значений параметра R и линии равных концентраций суммы фосфора в этой части диаграммы идут практически параллельно друг другу), а в некотором диапазоне pH даже повышается (фосфаты из осадка растворяются). Поскольку уменьшение концентрации кальция при одновременном равновесии с кальцитом и фосфатом кальция может происходить за счет осаждения как первого, так и второго соединения, то при неизменяющейся концентрации фосфатов это изменение содержания кальция в растворе может быть вызвано осаждением только кальцита или совсем не содержащего фосфатов, или с незначительной примесью их (используя соответствующие зависимости исходной системы уравнений можно точно рассчитать баланс фосфатов и карбонатов и определить количество каждого из них, переведенного в твердую фазу). Таким образом, при данных значениях параметров уменьшение P_{CO_2} не может привести к формированию месторождений фосфоритов.

2. При значениях P_{CO_2} от 10^{-6} до 10^{-12} *атм*, $R>0$ и pH от 10—10,5 до 14 уменьшение парциального давления углекислого газа приводит сначала к очень медленному уменьшению концентрации кальция, которая затем остается постоянной и при достижении раствором некоторого значения pH (в зависимости от значения R), при дальнейшем даже небольшом уменьшении P_{CO_2} и возрастании pH очень резко повышается, сопровождаясь резким уменьшением концентрации фосфатов. Анализ соотношений параметров раствора в рассматриваемой части диаграммы показывает, что при данных значениях параметров уменьшение парциального давления углекислого газа может вызвать осаждение как чистого фосфата, так и смеси его с той или иной примесью карбоната кальция.

3. При значениях $R<0$, P_{CO_2} от 10^0 до 10^{-6} *атм* и pH до 8—10 уменьшение парциального давления углекислого газа вызывает сначала медленное снижение концентрации кальция, которая затем остается практически постоянной. Концентрация же фосфора при этом монотонно уменьшается, однако по абсолютным значениям она настолько мала (менее 10^{-7} *моль/л*), что количество сбрасываемых в осадок фосфатов не может превышать тысячных, в лучшем случае сотых долей *мг* в расчете на литр раствора. В то же время концентрация кальция уменьшается на сотни *мг/л* и даже целые *г/л*. Следовательно, и в рассматриваемом случае в осадок будет сбрасываться в основном кальцит с незначительной примесью фосфатов (не более сотых, в лучшем случае десятых долей процента). В конце процесса в очень незначительном количестве может осаждаться и чистый фосфат кальция.

4. При значениях $R<0$, P_{CO_2} от 10^{-6} до 10^{-12} *атм* и pH от 8—8,5 до 12 уменьшение парциального давления углекислого газа, как следует из диаграммы рис. 2, вызывает осаждение фосфатов с небольшой примесью карбонатов или даже без нее. Однако количество сбрасываемого в осадок фосфора в этом случае настолько мало, что для образования концентраций фосфатов, приближающихся по масштабам хотя бы к небольшим месторождениям, при рассматриваемых значениях параметров недостаточно вод всего Мирового океана.

5. Увеличение парциального давления углекислого газа от значений 10^{-6} *атм* также не может привести к осаждению фосфатов.

6. Таким образом, при уменьшении парциального давления углекислого газа значительные по масштабам концентрации фосфатов могут образоваться только из вод с большим положительным значением параметра R и в диапазоне значений pH от 10—10,5 до 14. Формирование в природных условиях вод с такими параметрами в больших массах и с достаточным для образования крупных месторождений фосфоритов резервом растворенных фосфатов представляется невероятным. Образо-

вание крупных месторождений фосфоритов в реальных природных водоемах, следовательно, невозможно объяснить осаждением фосфатов при уменьшении парциального давления углекислого газа. Конечно, этим не исключается полностью возможность формирования подобным путем небольших концентраций фосфатов.

Диаграммы карбонатно-фосфатной системы, представленные на рис. 1 и 2, дают возможность аналогичным образом проанализировать результаты очень большого числа и других процессов, возможных в природных бассейнах.

Поскольку при расчетах значения коэффициентов активности ионов были приняты равными единице и не учитывалась возможность комплексообразования, приведенные диаграммы справедливы для разбавленных растворов. Для неразбавленных растворов вместо концентраций необходимо пользоваться активностями ионов. При анализе процессов, протекающих при постоянной ионной силе, диаграммы применимы и для неразбавленных растворов. При постоянной ионной силе раствора, а следовательно, и при постоянных значениях коэффициентов активности отношение концентраций любых ионов в начальной и конечной точках процесса равно отношению их активностей. В этом случае, даже при отсутствии данных об ионной силе раствора, можно получить отношение концентраций в любых точках процесса, чего зачастую вполне достаточно для приближенного анализа направления процесса и его результатов. Заметим, что ионная сила растворов малорастворимых фосфатов и карбонатов зависит практически только от концентраций посторонних компонентов, учитываемых параметром R. Концентрации же этих компонентов во многих геологических процессах или остаются постоянными, или изменяются очень мало.

ЛИТЕРАТУРА

Ван Везер. Фосфор и его соединения. Изд. ИЛ, М., 1962.

Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. Изд. ИЛ, М., 1962.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. Изд. «Недра», М., 1965.

Латимер В. М. Окислительные состояния элементов и их потенциалы в водных растворах. Изд. ИЛ, М., 1954.

Михайлов А. С. Определение полей устойчивости твердых фаз по значениям произведений растворимости. Тр. СНИИГГиМС, вып. 46. Новосибирск, 1967.

Михайлов А. С. Система $CaO - P_2O_5 - H_2O$ при нормальных условиях. «Геохимия», № 7, 1968.

Sillen L. Y. The physical chemistry of sea water. Oceanography. Washington, 1961.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)

№ 34 1974

А. С. Михайлов

ПОПРАВКИ НА ГИДРОЛИЗ ИОНОВ ПРИ РАСЧЕТАХ РАСТВОРИМОСТИ СОЕДИНЕНИЙ И КОНЦЕНТРАЦИЙ ГИДРОЛИЗУЮЩИХСЯ КОМПОНЕНТОВ В РАСТВОРАХ

Растворимость и концентрации равновесных с твердыми фазами компонентов в растворах часто определяются с помощью расчетов по произведениям растворимости. Например, концентрация железа в восстановительных условиях при равновесии раствора с гидроокисью при данном pH обычно рассчитывается из соотношения

$$[Fe^{2+}]\,[OH^-]^2 = ПР. \qquad (1)$$

В этом уравнении ПР — константа произведения растворимости; квадратные скобки обозначают концентрации компонентов, если раствор разбавленный, и активности компонентов, если минерализация раствора более высокая.

Однако такой расчет для соединений, образующих гидролизующиеся ионы, дает значения концентраций иногда на несколько порядков меньше действительных. Причина этого — гидролиз ионов в растворе и переход их основной массы в другие формы. В химии (Надеинский, 1959) сейчас известны приемы расчета, учитывающие влияние гидролиза. Применение их в геохимии и геологии дает возможность получить значения растворимости, очень близкие к наблюдающимся в действительности. Используя эти приемы, можно рассчитать таблицы поправок и по обычным константам произведений растворимости, приведенным в справочной литературе по химии, производить расчеты растворимости гидролизующихся соединений и суммарных концентраций их компонентов в растворе.

Малорастворимые соединения диссоциируют в разбавленных водных растворах на ионы практически нацело. При диссоциации многовалентные катионы (слабые основания)

и анионы многоосновных кислот подвергаются гидролизу и последовательно переходят в другие формы, вплоть до свободных гидроокисей и кислот. Реакции гидролиза обычно представляются уравнениями такого типа:

$$Fe^{2+} + H_2O \rightleftarrows FeOH^+ + H^+; \quad (2.1)$$

$$FeOH^+ + H_2O \rightleftarrows Fe(OH)_2 + H^+. \quad (2.2)$$

Реакции гидролиза анионов слабых кислот, например ортофосфорной кислоты, протекают следующим образом:

$$PO_4^{3-} + H_2O \rightleftarrows HPO_4^{2-} + OH^-; \quad (3.1)$$

$$HPO_4^{2-} + H_2O \rightleftarrows H_2PO_4^- + OH^-; \quad (3.2)$$

$$H_2PO_4^- + H_2O \rightleftarrows H_3PO_4 + OH^-. \quad (3.3)$$

Концентрации компонентов, участвующих в реакциях гидролиза, связаны между собой определенными зависимостями, которые описываются известным законом действия масс. При этом константы равновесия реакций гидролиза оказываются связанными очень простыми соотношениями с константами диссоциаций соответствующих оснований и кислот (Надеинский, 1959). Поэтому зависимости компонентов в реакциях гидролиза могут быть заменены равносильными им зависимостями для диссоциации кислот и оснований, образующих аналогичные ионы. Так, для реакций гидролиза (3.1) — (3.3) такие равносильные зависимости даются выражениями для констант диссоциации ортофосфорной кислоты:

$$K_1 = \frac{[PO_4^{3-}][H^+]}{[HPO_4^{2-}]} \quad (4.1); \quad K_2 = \frac{[HPO_4^{2-}][H^+]}{[H_2PO_4^-]}; \quad (4.2)$$

$$K_3 = \frac{[H_2PO_4^-][H^+]}{[H_3PO_4]} \quad (4.3)$$

Поскольку при реакциях гидролиза ионы ступенчато образуют новые формы, то, чтобы определить растворимость гидролизующегося соединения или концентрацию какого-либо его компонента, необходимо учитывать концентрации всех этих форм ионов. Общая концентрация фосфора, например, выражается суммой следующих четырех составляющих:

$$\Sigma[P] = [H_3PO_4] + [H_2PO_4^-] + [HPO_4^{2-}] + [PO_4^{3-}] \quad (5)$$

Уравнения (4.1) — (4.3) и (5) уже составляют систему, к которой нужно добавить еще одну зависимость между гидро-

ксильными и водородными ионами, которая характеризуется константой ионного произведения воды:

$$K_w = 10^{-14}; \quad K_w = [H^+][OH^-] \quad (6)$$

Решая полученную систему пяти уравнений с шестью неизвестными относительно суммы фосфора, водородных ионов и одной из форм фосфат-ионов, имеем:

$$\Sigma[P] = [PO_4^{3-}]\left\{\frac{[H^+]^3}{K_1K_2K_3} + \frac{[H^+]^2}{K_2K_3} + \frac{[H^+]}{K_3} + 1\right\} \quad (7)$$

Выражение в фигурных скобках в полученной формуле зависит только от концентрации водородных ионов, то есть от pH. Вводя обозначение α для обратного этому выражения в фигурных скобках, получаем:

$$[PO_4^{3-}] = \alpha\Sigma[P] \quad (8)$$

Произведение растворимости любого соединения выражается через концентрации образующихся при его растворении ионов. Например, для гидроксилапатита $Ca_5(PO_4)_3OH$ оно имеет следующий вид:

$$[Ca^{2+}]^5[PO_4^{3-}]^3[OH^-] = ПР_г \quad (9)$$

В уравнении (9) $ПР_г$ — константа произведения растворимости гидроксилапатита, равная $10^{-57,5}$ (Ван Везер, 1962).

Заменяя в (9) концентрацию фосфат-ионов из (8), получаем:

$$[Ca^{2+}]^5\Sigma[P]^3[OH^-] = \frac{ПР_г}{\alpha^3} \quad (10)$$

Формулы (8) и (10) позволяют рассчитывать растворимость гидроксилапатита и суммарную концентрацию фосфора при различных значениях pH раствора. При этом значения коэффициента α можно интерпретировать как поправку к произведению растворимости, учитывающую гидролиз ионов. Эти поправки можно рассчитать для целых значений pH в виде таблицы и затем использовать при расчетах растворимости и концентраций фосфора в растворах не только гидроксилапатита, но и всех других ортофосфатов. Аналогично можно вывести формулы и рассчитать такие коэффициенты-поправки для всех других форм фосфат-ионов. Результаты расчетов даны в табл. 1. Значения констант диссоциации ортофосфорной кислоты при этом были взяты по Ван Везеру (1962).

Вводя значение этих поправок в соответствующей степени в значение произведения растворимости того или иного фосфата, можно получить константы для разных значений pH, пригодные для непосредственного расчета растворимостей и суммарных концентраций фосфора в растворе. Для гидро-

Таблица 1

Отрицательные логарифмы поправок на гидролиз фосфат-ионов

pH	Ион			H_3PO_4
	PO_4^{3-}	HPO_4^{2-}	$H_2PO_4^-$	
2	15,80	5,48	0,38	0,23
3	13,48	4,16	0,06	0,91
4	11,43	3,11	0,006	1,85
5	9,42	2,10	0,006	2,85
6	7,45	1,13	0,03	3,88
7	5,67	0,35	0,25	5,10
8	4,37	0,10	0,95	6,80
9	3,32	0,006	1,91	8,76
10	2,32	0,003	2,90	10,75
11	1,34	0,020	3,92	12,77
12	0,49	0,17	5,14	14,92
13	0,08	0,76	6,66	17,51

ксилапатита эти константы являются своего рода произведениями растворимости в расчете не на ион PO_4^{3-}, а на суммарную концентрацию фосфора и равны $\frac{ПР_г}{\alpha^3}$ (табл. 2).

Таблица 2

Произведения растворимости гидроксилапатита, рассчитанные на сумму фосфора в растворе путем введения поправок на гидролиз при разных pH

pH	$\frac{ПР_г}{\alpha^3}$	pH	$\frac{ПР_г}{\alpha^3}$	pH	$\frac{ПР_г}{\alpha^3}$
4	$10^{-23,21}$	7	$10^{-40,49}$	10	$10^{-50,54}$
5	$10^{-29,24}$	8	$10^{-44,39}$	11	$10^{-53,48}$
6	$10^{-35,15}$	9	$10^{-47,54}$	12	$10^{-56,03}$

Из табл. 1 и 2 следует, что концентрация ионов PO_4^{3-} при pH 5 составляет менее миллиардной, а при pH 7 — около одной миллионной части суммарного фосфора в растворе и только при pH = 12 и выше представляет ощутимую от него долю. Аналогичная картина при слабокислых и нейтральных значениях pH наблюдается и для железа: доля иона Fe^{2+} или Fe^{3-} в общем количестве железа, находящегося в растворе, исчезающе мала. Таким образом, расчет растворимости гидролизующихся соединений и определение суммарной концентрации ионов в растворе без учета явлений гидролиза для большей части значений pH не имеют смысла.

Ниже приведены выведенные таким же путем аналогичные выражению (7) формулы для расчета поправок на гидролиз в растворах соединений, содержащих гидролизующиеся анионы слабых кислот разной основности и катионы слабых оснований разных валентностей.

I. Формулы для расчета поправок на гидролиз для соединений, содержащих анионы слабых кислот:

одноосновной: $$[A^-] = \frac{K_1 \Sigma [A]}{K_1 + [H^+]} \quad (11.1)$$

двухосновной: $$[A^{2-}] = \frac{K_1 K_2 \Sigma [A]}{K_1 K_2 + K_1 [H^+] + [H^+]^2} \quad (11.2)$$

трехосновной: $$[A^{3-}] = \frac{K_1 K_2 K_3 \Sigma [A]}{K_1 K_2 K_3 + K_1 K_2 [H^+] + K_1 [H^+]^2 + [H^+]^3} \quad (11.3)$$

II. Формулы для расчета поправок на гидролиз соединений, содержащих гидролизующиеся катионы разных валентностей:

одновалентный: $$[M^+] = \frac{K_1 [H^+] \Sigma [M]}{K_1 [H^+] + K_w} \quad (11.4)$$

двухвалентный: $$[M^{2-}] = \frac{K_1 K_2 [H^+]^2 \Sigma [M]}{K_1 K_2 [H^+]^2 + K_1 K_w [H] + K_w^2} \quad (11.5)$$

трехвалентный: $$[M^{3+}] = \frac{K_1 K_2 K_3 [H^+]^3 \Sigma [M]}{K_1 K_2 K_3 [H^+]^3 + K_1 K_2 K_w [H^+]^2 + K_1 K_w^2 [H^+] + K_w^3}. \quad (11.6)$$

В формулах (11.1) — (11.3) K_1, K_2 K_3 — первая, вторая и третья константы диссоциации кислоты, а в (11.4) — (11.6) — основания; $\Sigma[A]$ — суммарная концентрация гидролизующихся анионов и свободной кислоты; $\Sigma[M]$ — то же для гидролизующихся катионов и свободной гидроокиси в растворе; K_w — ионное произведение воды. При наличии значений констант диссоциации соответствующих кислот и оснований расчеты поправок на гидролиз при оценках растворимости соединений и определении суммарных концентраций компонентов с помощью приведенных формул не составляют особых затруднений. При этом оказывается возможным получать путем расчета достаточно точные результаты.

ЛИТЕРАТУРА

Надеинский Б. П. Теоретические обоснования и расчеты в аналитической химии. Изд. „Высшая школа", М., 1959.
Ван Везер. Фосфор и его соединения. ИЛ, М., 1952.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)
№ 34 1974

А. С. Михайлов

РАВНОВЕСИЯ КАРБОНАТОВ ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ В РАЗБАВЛЕННЫХ МНОГОКОМПОНЕНТНЫХ РАСТВОРАХ ПРИ НОРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ ПО РАСЧЕТНЫМ ДАННЫМ

Расчеты некоторых равновесий в растворах карбоната кальция были выполнены ранее Р. Гаррелсом (1962), который экспериментальной проверкой установил достаточно хорошее соответствие вычисленных значений параметров растворов с найденными экспериментальным путем. Это обстоятельство дает основание для широкого применения физико-химических расчетов для анализа равновесий в растворах карбонатов щелочноземельных металлов в широком диапазоне изменения концентраций компонентов и значений других параметров.

Расчеты равновесий карбонатов базируются на законе действия масс и принятом в современной химии положении, согласно которому в разбавленных водных растворах электролитов растворенные компоненты диссоциируют практически нацело и находятся в форме ионов. Основываясь на этом, в растворах карбоната какого-либо щелочноземельного металла, например кальция, должны существовать следующие зависимости:

$$K_1 = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[H_2CO_3]}, \quad (1) \qquad K_2 = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]}, \quad (2)$$

$$[H_2CO_3] = K_p P_{CO_2}, \quad (3) \qquad K_w = [H^+][OH^-]. \quad (4)$$

В уравнениях (1) — (4): K_1 и K_2 — первая и вторая константы диссоциации угольной кислоты; K_w — значение ионного произведения воды; K_p — коэффициент перехода от парциального давления углекислого газа к концентрации растворенной

свободной угольной кислоты, значение которого при давлениях 1—10 *атм* можно принять равным $10^{-1,5}$ (Гаррелс, 1962; Справочник химика, 1965); P_{CO_2} — парциальное давление углекислого газа.

Рассмотрим равновесия в карбонатной системе, содержащей ионы кальция. В такой системе могут существовать в качестве равновесных твердых фаз кальцит (а также другие менее стабильные кристаллические и аморфные модификации карбоната кальция, которые ниже не рассматриваются) и гидроокись кальция. Условия их равновесия с раствором задаются уравнениями:

$$[Ca^{2+}][CO_3^{2-}] = ПР_к, \quad (5) \qquad [Ca^{2+}[[OH^-]^2 = ПР_{гк}. \quad (6)$$

Здесь $ПР_к$ — произведение растворимости кальцита, а $РП_{гк}$ — гидроокиси кальция.

Кроме того, должно выполняться уравнение электронейтральности раствора:

$$2[Ca^{2+}] + [H^+] = [OH^-] + [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}]. \quad (7)$$

Присутствие других ионов в растворе не отражается на зависимостях, выражаемых уравнениями (1) — (6), поскольку эти ионы, например натрий, хлор и т. д., не входят в них. Наличие других ионов в растворе учитывается уравнением электронейтральности раствора (7), которое при этом изменяется за счет вхождения новых членов. Поэтому для перехода к многокомпонентным разбавленным растворам карбонатов необходимо проанализировать характер изменений в уравнении (7) при добавлении в него новых членов. Нетрудно убедиться, что тогда выполняются следующие положения.

1. Присутствие в карбонатной системе нейтральных солей (NaCl, $MgSO_4$ и т. д.), дающих в растворе эквивалентное количество сильных негидролизующихся анионов и катионов, которые в равных количествах добавляются в правую и левую части уравнения (7) и поэтому при вычислениях взаимно сокращаются, не оказывает никакого прямого влияния на равновесие карбонатов. Для неразбавленных растворов добавление в повышенных концентрациях посторонних компонентов, очевидно, оказывает косвенное влияние на равновесие через изменение ионной силы раствора и значений коэффициентов активности ионов.

2. Добавление в раствор соединений, дающих при растворении гидролизующиеся ионы: катионы многовалентных слабых оснований и анионы слабых кислот (фосфорной, кремневой и т. д.), может привести к изменению равновесия карбонатов. Это изменение обусловливается влиянием реак-

ций гидролиза таких ионов на концентрацию водородных ионов в растворе, оказывающую прямое воздействие на равновесия карбонатов. В этом случае помимо изменений в выражении (7) в исходную систему добавляются уравнения реакций гидролиза ионов или эквивалентные им уравнения для констант диссоциации соответствующих кислоты или основания.

3. Уравнение (7) и равновесия в системе не нарушаются, если добавляемый сильный негидролизующийся ион, не входящий в состав могущих существовать в ней равновесных твердых фаз, заменить в эквивалентном количестве другим или суммой других аналогичных ионов, например, натрий — калием или суммой калия и магния, в концентрации не достигающей значений, необходимых для образования равновесных с раствором магнийсодержащих твердых фаз, хлор — полностью или частично сульфат-ионами в концентрации, не допускающей осаждения сульфата кальция, и т. д.

Поскольку задачей настоящей работы является анализ равновесий карбонатов в разбавленных растворах в отсутствии других твердых фаз, то есть при концентрациях посторонних компонентов, представленных негидролизующимися ионами, не достигающих значений, необходимых для образования твердых фаз, приведенные закономерности дают возможность применить простой способ для расчетов и анализа равновесий в многокомпонентных разбавленных растворах карбонатов щелочноземельных металлов. Для этой цели введем в уравнение электронейтральности параметр R, равный по значению разности сумм негидролизующихся катионов и анионов в эквивалентах, без ионов, могущих входить в состав твердых фаз рассматриваемой системы. Для простой карбонатной системы, в которой в качестве равновесных твердых фаз могут существовать только кальцит и гидроокись кальция, концентрация кальция учитывается в уравнении электронейтральности и не входит в сумму сильных катионов параметра R. Если анализируется более сложная система, в которой в качестве равновесных твердых фаз могут существовать соединения кальция и магния, то концентрации их должны учитываться в уравнении электронейтральности самостоятельно и т. д. Таким образом, для кальцитовой системы значение параметра R определяется выражением:

$$R = [Na^+] + [K^+] + 2[Mg^{2+}] + \ldots - [Cl^-] - 2[SO_4^{2-}] - \ldots \qquad (8)$$

Уравнение (7) для многокомпонентного раствора в этом случае приобретает вид:

$$[H^+] + 2[Ca^{2+}] + R = [OH^-] + [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}]. \qquad (9)$$

Задавая значения двух каких-либо параметров, путем решения системы уравнений (1) — (5) и (9) можно определить значения всех других параметров равновесного с кальцитом раствора, а решением системы уравнений (1) — (4), (6) и (9) — равновесного с гидроокисью кальция раствора. Результаты таких расчетов, охватывающих большое число возможных вариантов системы $CaO—CO_2—H_2O$, различающихся по комбинациям посторонних негидролизующихся ионов в растворе, изображены на рис. 1. Жирная горизонтальная линия на рисунке изображает границу областей существования кальцита и гидроокиси кальция. Координаты этой границы рассчитаны известным способом (Михайлов, 1967) путем совместного решения системы уравнений (5) и (6), в которых концентрации карбонат-ионов и гидроксильных предварительно заменены из уравнений (1), (2), (3) и (4) через концентрацию водородных ионов и парциальное давление углекислого газа.

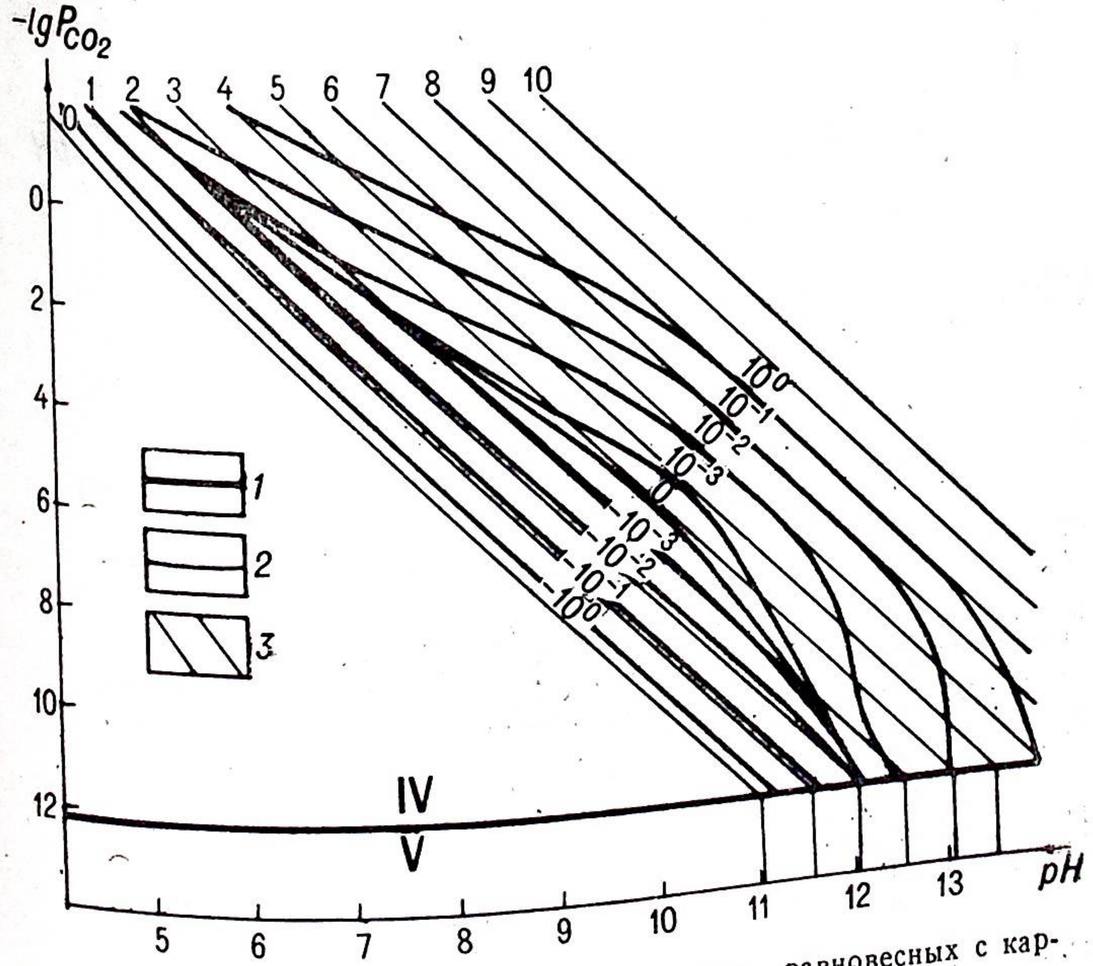
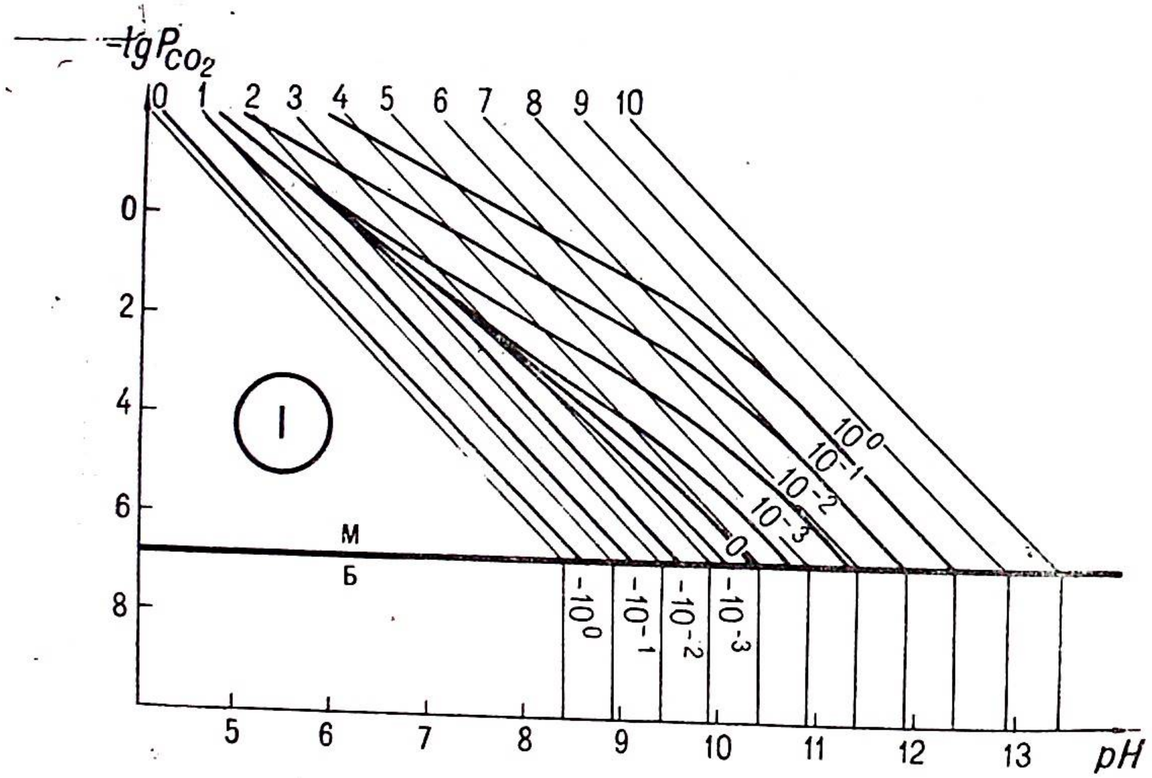


Рис. 1. Диаграмма значений параметров растворов, равновесных с карбонатом кальция:

1 — граница областей существования кальцита (*IV*) и гидроокиси кальция (*V*); *2* — линии равных значений параметра R; *3* — линии равных значений — $lg[Ca^{2+}]$, равновесных с твердыми фазами.



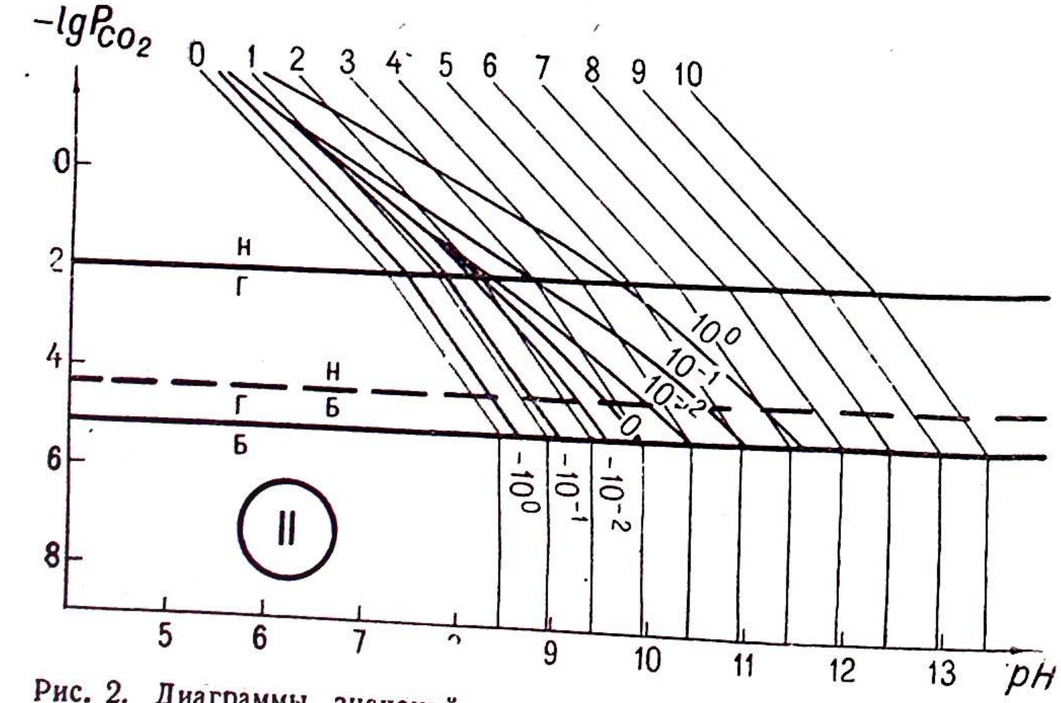


Рис. 2. Диаграммы значений параметров растворов, равновесных с карбонатами магния стабильного (*I*) и метастабильного (*II*) типа.

Условные обозначения те же, что на рис. 1. Индексация твердых фаз на границах областей существования: м — магнезит; б — брусит; н — нескевегонит; г — гидромагнезит. Тонкие линии — значения — lg $[Mg^{2+}]$, равновесные с твердыми фазами.

Аналогичным образом рассчитаны и построены графики карбонатных систем других щелочноземельных металлов: магния, бария, стронция, изображенные на рис. 2, 3 и 4. Для магния графики приведены в двух вариантах: для стабильных (магнезит, $Mg(OH)_2$) и метастабильных ($MgCO_3 \cdot 3H_2O$, $3MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$) твердых фаз.

При расчетах приняты значения констант, приведенные в таблице.

На прилагаемых рисунках, кроме границ областей существования твердых фаз, даны линии равновесных с твердыми фазами концентраций катиона щелочноземельного

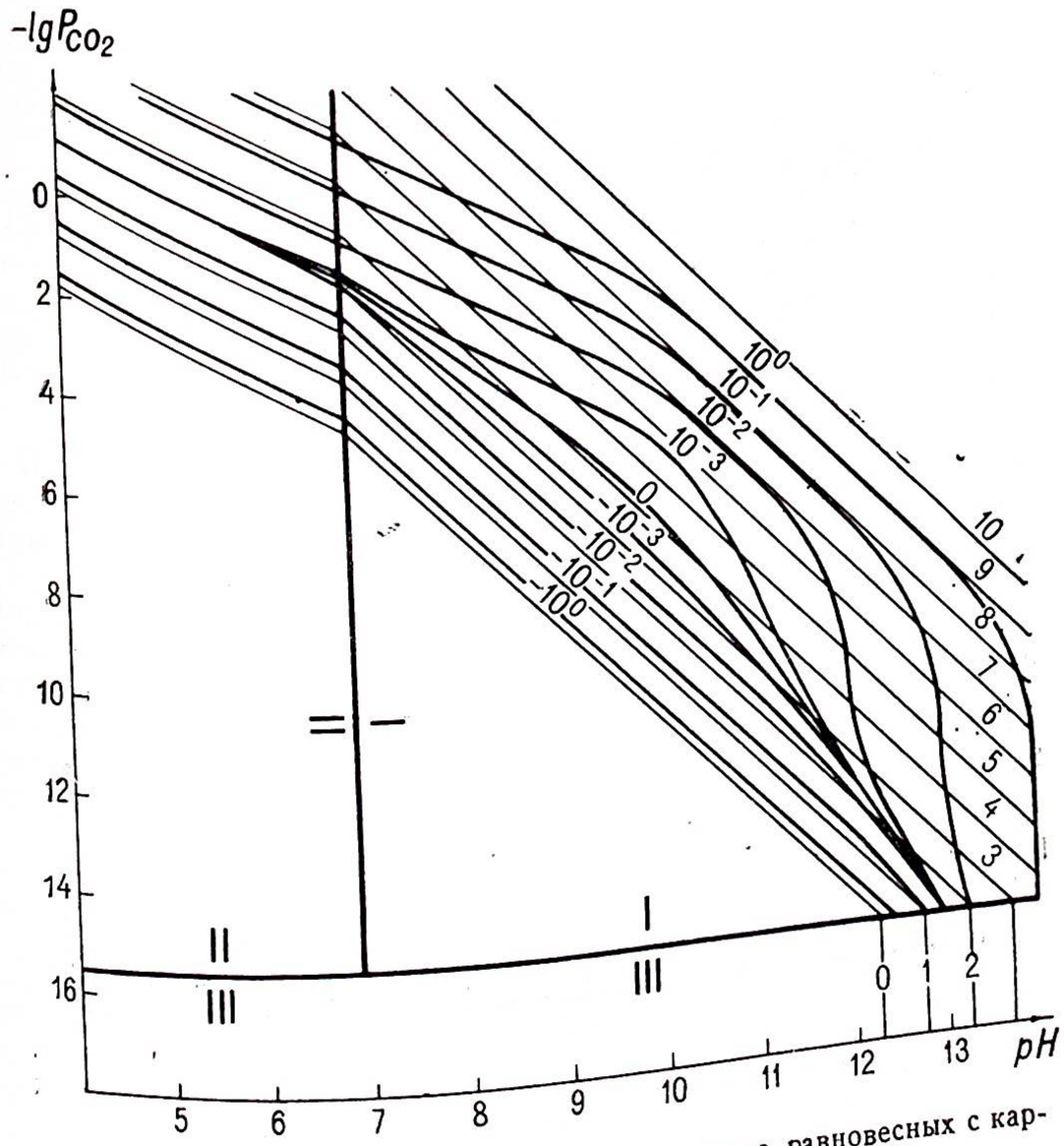


Рис. 3. Диаграмма значений параметров раствора, равновесных с карбонатами стронция.

Условные обозначения те же, что на рис. 1 и 2. Индексация твердых фаз на границах областей существования: *I* — карбонат стронция; *II* — бикарбонат стронция; *III* — гидроокись стронция.

Е-115.—9

металла, выраженные в виде отрицательных логарифмов, а в областях существования карбонатов — дополнительно еще и линии равных значений параметра R. Каждая линия равных значений концентраций щелочноземельного металла делит пространство в координатных осях на две части: в одной из них для существования твердой фазы требуются меньшие концентрации его, в другой — большие. С этих позиций, при данной постоянной концентрации щелочноземельного металла, эти линии можно рассматривать как границы областей существования карбонатов. При таком же подходе линии равных значений параметра R можно интерпретировать также в качестве границ областей существования карбонатов в растворах различного состава.

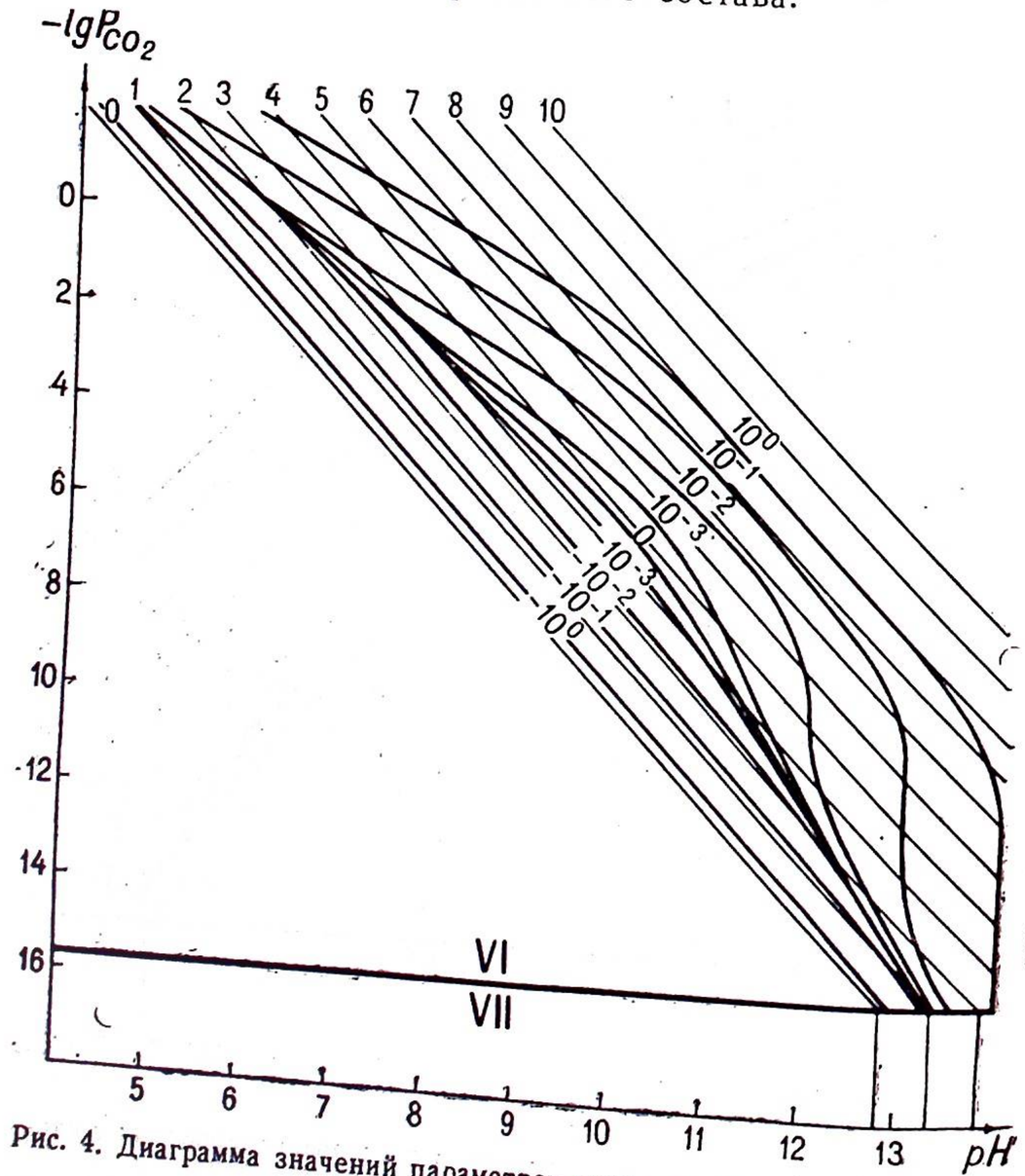


Рис. 4. Диаграмма значений параметров раствора, равновесных с карбонатом бария.

Условные обозначения те же, что на рис. 1—3. Индексация твердых фаз на границах областей существования: *VI* — карбонат бария; *VII* — гидроокись бария.

Отрицательные значения логарифмов констант диссоциации и произведений растворимости соединений карбонатных систем

Соединение	Константа	Отрицательный логарифм константы	Источник
H_2CO_3	K_1	6,38	(2,4)
	K_2	10,32	(2,4)
$CaCO_3$ (кальцит)	ПР	8,33	(2,4)
$Ca(OH)_2$	"	5,89	(2,4)
$MgCO_3$ (магнезит)	"	8,1	(2,4)
$Mg(OH)_2$ (брусит)	"	11,05	(2,4)
$MgCO_3 \cdot 3H_2O$ (несквегонит)	"	5,59	(2,6)
$3MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 3H_2O$ (гидромагнезит)	"	30,2	(2,6)
$BaCO_3$ (витерит)	"	8,1	(2,5)
$Ba(OH)_2 \cdot 8H_2O$	"	2,3	(2,4)
$SrCO_3$ (стронцианит)	"	9,16	(2,4)
$Sr(HCO_3)_2$	"	5,74	(2,4)
$Sr(OH)_2 \cdot 8H_2O$	"	3,50	(2,4)

Параметр R может иметь отрицательное и положительное значения. При $R = 0$ линия на диаграмме дает равновесные значения параметров как в чистом растворе карбоната, так и в растворах, содержащих эквивалентные количества посторонних сильных анионов и катионов. При отрицательных значениях параметра R часть ионов щелочноземельного металла, могущего входить в состав равновесной фазы карбоната, в растворе (кальций, рис. 1; магний, рис. 2 и т. д.) уравновешивается не карбонат-ионами, а посторонними сильными анионами, например хлор-ионами.

Если добавить в равновесный с карбонатом кальция раствор при $R = 0$ некоторое количество солей типа $CaCl_2$ или $CaSO_4$, то значение параметра R в этом случае становится отрицательным. Соответственно при положительных значениях параметра R некоторая часть карбонат-ионов и ионов OH^- в растворе уравновешивается не кальцием, а посторонними сильными катионами — натрием, калием и т. д., которые не могут входить в состав равновесных твердых фаз системы.

Параметр R обладает свойством аддитивности; при изменениях объема жидкой фазы (разбавление, испарение) в n раз значение его соответственно увеличивается или уменьшается в n раз (конечно, если в раствор при этом не вводятся какие-либо минеральные компоненты, изменяющие

его значение). При смешивании объема V_1, равновесного с карбонатом раствора со значением R_1, с объемом V_2 такого же раствора, но имеющего значение R_2, конечное значение параметра определяется по формуле

$$R = \frac{V_1R_1 + V_2R_2}{V_1 + V_2}. \qquad (10)$$

Значение параметра R в равновесном с карбонатом растворе остается постоянным для целого ряда процессов, могущих происходить в системе, равновесной с карбонатами: при изменениях только pH, или только парциального давления углекислого газа, или того и другого одновременно (конечно, при условии, что добавления в раствор и удаления из него каких-либо новых компонентов при этом не происходит).

Приведенные диаграммы, учитывающие эти свойства параметра R, дают возможность анализировать характер целого ряда процессов, происходящих в равновесных с карбонатами щелочноземельных металлов многокомпонентных растворах. В качестве примера рассмотрим некоторые из них.

Если процессы протекают при постоянном парциальном давлении углекислого газа, то фигуративная точка равновесного с карбонатом раствора может перемещаться на диаграмме только по линии данного значения этого параметра, в ту или иную сторону от точки начального состояния. При разбавлении или испарении раствора можно рассчитать конечное значение параметра R и по соответствующей точке пересечения линий данного значения парциального давления углекислого газа и параметра R снять с диаграммы конечные значения других параметров: pH, концентрации кальция. По изменению равновесной концентрации кальция в начальной и конечной точках состояния системы можно определить, будет ли осаждаться или растворяться твердая фаза карбоната щелочноземельного металла, и рассчитать количество ее и количество удаляющегося из раствора или поглощающегося из газовой фазы углекислого газа.

Приведенные диаграммы дают возможность исследовать очень большое число других процессов, возможных в растворах, равновесных с твердыми фазами карбонатов щелочноземельных металлов и углекислым газом газовой фазы. Аналогичным образом могут быть представлены и проанализированы, например, процессы, происходящие при постоянном значении или pH, или параметра R, или концентрации кальция в результате изменения парциального давления углекислого газа, если известны начальное и конечное его значения. Если процессы протекают в растворе карбоната без посторонних примесей или в присутствии их, но при значении $R=0$, фигуративная точка системы может перемещаться только по линии $R=0$.

Приведенные на рис. 1—4 диаграммы рассчитаны при значениях коэффициентов активностей ионов, равных единице, поэтому они справедливы только для разбавленных растворов. Поэтому участки диаграмм для значений концентраций ионов и значений параметра R порядка 10^{-2} и более должны считаться лишь грубым приближением к действительности. Кроме того, при расчетах не учитывалась возможность комплексообразования в растворах карбонатов, особенно в присутствии некоторых посторонних ионов. В чисто карбонатных разбавленных растворах щелочноземельных металлов комплексообразованием можно пренебречь.

Выводы

1. Рассчитаны и представлены графически в координатах P_{CO_2} — pH диаграммы равновесных значений параметров в системах: разбавленный раствор, содержащий различные ионы, — твердая фаза карбоната или гидроокиси щелочноземельного металла — углекислый газ газовой фазы.

2. Для учета посторонних ионов в растворе при расчетах и на диаграммах вводится параметр R, равный разности сумм концентраций в эквивалентах негидролизующихся катионов и анионов без ионов, могущих входить в состав равновесных твердых фаз, концентрации которых учитываются в уравнении электронейтральности отдельно.

3. Построенные по данным расчетов диаграммы дают возможность определить границы областей существования карбонатов и гидроокисей щелочноземельных металлов при различных значениях параметров раствора и парциального давления углекислого газа. Применение параметра R позволяет представить графически на диаграммах и проанализировать очень большое число различных процессов, возможных в природе и лабораторной практике в рассматриваемых системах, а также определить значения параметров этих систем в результате тех или иных изменений.

ЛИТЕРАТУРА

Гаррелс Р. М. Минеральные равновесия. ИЛ, М., 1962.

Михайлов А. С. Определение полей устойчивости твердых фаз по значениям произведений растворимости. Тр. СНИИГГиМС, вып. 46. Новосибирск, 1967.

Справочник химика, т. III. Изд. „Химия", М., 1965.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)
№ 34
1974

П. В. Вишневский, В. И. Родионов

ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ ВЭЗ С ПОМОЩЬЮ ЭВМ НА ВЕРХНЕКАМСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ

Многие аспекты геологического строения галогенных формаций, в том числе формирование и размещение соляных месторождений, история развития структурно-тектонического плана и т. д., тесно связаны с разломной тектоникой. Прослеживание дизъюнктивных нарушений достаточно успешно осуществляется различными геофизическими методами. Георетическими исследованиями установлена возможность трассирования зон тектонических нарушений по расхождению экспериментальных и теоретических кривых зондирования и по изменению проводимости S при различной ориентировке установки ВЭЗ (Каленов, 1957; Пылаев, 1948 и др.). Практическое использование этих критериев при интерпретации материалов ВЭЗ допускает лишь ориентировочное выявление разломов. Вследствие этого обнаружение и прослеживание разломов методом ВЭЗ несмотря на свою актуальность еще не нашли широкого применения в практике геофизических исследований.

В настоящей работе рассматривается методика выявления и трассирования пликативных и дизъюнктивных нарушений, использующая для анализа изменений параметра α[1] методы статистической обработки, теории вероятностей, информации и ЭВМ. Применение такого математического аппарата позволяет получить достоверные критерии для выявления разломов, исключить трудоемкие ручные вычисления и удешевить интерпретацию материалов ВЭЗ. Апробация методики дается на примере обработки материалов ВЭЗ на площади развития галогенных образований в Соликамской впадине Предуральского прогиба.

[1] α—угол наклона правой асимптотической ветви кривой ВЭЗ.

Заполнение Соликамской впадины в кунгурский век мощной толщей гидрохимических осадков привело к образованию Верхнекамского месторождения калийных солей. Стратиграфические, литолого-фациальные, структурно-тектонические и гидрогеологические особенности разреза Соликамской впадины (Иванов, 1965 и др.) обусловливают неоднородность соляной и надсолевой толщ, а следовательно, и геоэлектрического разреза этих отложений в горизонтальном и вертикальном направлениях. К участкам таких неоднородностей приурочены аномалии параметра α кривых ВЭЗ. Анализ электроразведочных исследований в центральной части месторождения позволил отметить соизмеримость амплитуды изменения и погрешности определения параметра α в этом районе.

Распределение параметра α представим суммой полезного аномального сигнала $A(x)$ от интересующего геологического объекта и некоторого сигнал-помехи $B(x)$:

$$\alpha(x_i) = A(x_i) + B(x_i). \qquad (1)$$

Интересующий нас геологический объект представляет собой горизонтальную неоднородность высокоомного опорного горизонта ВЭЗ, который на большинстве участков месторождения приурочен к кровле галогенной толщи. За сигнал $A(x)$ примем кривую изменения параметра α над участком литологической смены пород в кровле опорного горизонта.

Принимая значения параметров h, ρ_1, μ_1 и μ_1' в соответствии с характером геоэлектрического разреза в центральной части месторождения и используя теоретические кривые ВЭЗ и электропрофилирования (Блох, 1962; Пылаев, 1948), нетрудно построить кривые ρ_k вкрест контакту пород различной проводимости. Рассматривая кривые ρ_k для различных разносов AB, найдем величины углов наклона α правых асимптотических ветвей кривых ВЭЗ над разрезом ГВК.

Осредненную кривую $\bar{\alpha}(x_j)$ при решении задачи рассматриваем в качестве сигнала $A(x)$ (рис. 1, *а* и *б*). Последний при обработке кривых $\alpha(x)$ на ЭВМ задавался машинным аналогом — импульсом m (рис. 1, *в* и *г*).

Специальная математическая обработка позволяет выяснить наличие или отсутствие сигнала $A(x)$ в зависимости $\alpha(x)$. При обнаружении сигнала $A(x)$ вопрос о наличии неоднородности геологического разреза получает вероятностную оценку. Это необходимо, так как искажения кривых $\alpha(x)$ обусловлены сигналом $A(x)$ и помехами $B(x)$. Последние связаны с явлениями, носящими случайный и нестационарный характер — погрешностями полевых измерений, вычислительных работ и графических построений, вариациями геоэлектрического поля, неоднородностями геологического разреза, проводимости пород надопорной толщи и т. д.

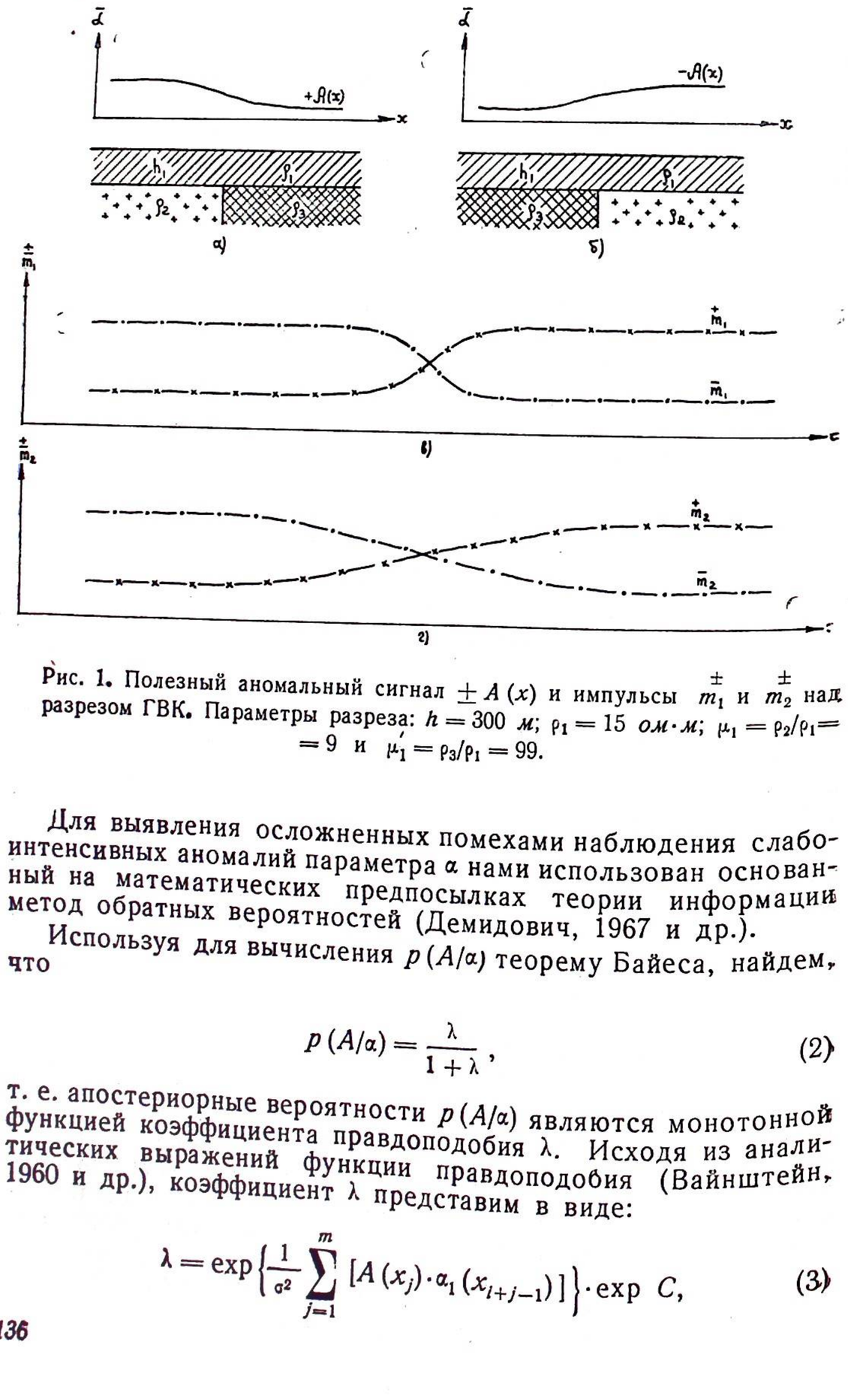


Рис. 1. Полезный аномальный сигнал $\pm A(x)$ и импульсы $\overset{\pm}{m}_1$ и $\overset{\pm}{m}_2$ над разрезом ГВК. Параметры разреза: $h = 300$ *м*; $\rho_1 = 15$ *ом·м*; $\mu_1 = \rho_2/\rho_1 = 9$ и $\mu_1' = \rho_3/\rho_1 = 99$.

Для выявления осложненных помехами наблюдения слабоинтенсивных аномалий параметра α нами использован основанный на математических предпосылках теории информации метод обратных вероятностей (Демидович, 1967 и др.).

Используя для вычисления $p(A/\alpha)$ теорему Байеса, найдем, что

$$p(A/\alpha) = \frac{\lambda}{1+\lambda}, \tag{2}$$

т. е. апостериорные вероятности $p(A/\alpha)$ являются монотонной функцией коэффициента правдоподобия λ. Исходя из аналитических выражений функции правдоподобия (Вайнштейн, 1960 и др.), коэффициент λ представим в виде:

$$\lambda = \exp\left\{\frac{1}{\sigma^2}\sum_{j=1}^{m}\left[A(x_j)\cdot\alpha_1(x_{l+j-1})\right]\right\}\cdot\exp C, \tag{3}$$

где

$$\alpha_1(x_l) = \alpha(x_l) - \frac{\sum_{l=1}\alpha(x_l)}{n}, \tag{4}$$

$$C = -\frac{1}{2\sigma^2}\sum_{j=1}^{m}[A(x_j)]^2 \tag{5}$$

и

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left[\alpha(x_l) - \frac{\sum_{l=1}^{n}\alpha(x_l)}{n}\right]^2}{n}. \tag{6}$$

Принимая во внимание (2)—(6), выражение для нахождения апостериорных вероятностей $p(A/\alpha)$ представим алгоритмом „неоднородности высокоомных формаций“:

$$\overset{\pm}{p}(A/\alpha) = p\left[\pm A(x_j)/\alpha_1(x_l)\right] = \frac{\exp\left\{\frac{1}{\sigma^2}\sum_{j=1}^{m}\left[\pm A(x_j)\cdot\alpha_1(x_{l+j-1})\right]\right\}\cdot\exp C}{1+\exp\left\{\frac{1}{\sigma^2}\sum_{j=1}^{m}\left[\pm A(x_j)\cdot\alpha_1(x_{l+j-1})\right]\right\}\cdot\exp C}, \tag{7}$$

который весьма трудоемок при ручных вычислениях, но имеет удобный вид для реализации на ЭВМ. Алгоритм предназначен для решения задачи нахождения вероятности распределения полезного аномального сигнала $A(x)$ в зависимости $\alpha(x)$ на фоне помех наблюдения и без особого труда может быть использован при решении других аналогичных задач. Апробация алгоритма осуществлялась на ЭВМ М-20, библиотека стандартных подпрограмм для которой использована при составлении программы решения задачи. Основные узлы этой программы и методики решения заключаются в следующем.

По кривым ВЭЗ определялись значения параметра α, которые служили основой для построения кривых $\alpha(x)$. Непрерывная кривая $\alpha(x)$ представлялась дискретной одномерной таблицей $\alpha(x_l)$ с интервалом квантования, равным 0,125 *км*. Таблицы $\alpha(x_l)$ служили исходным материалом для ввода в ЭВМ. Программа строилась для фиксированных значений i, равных 100 и 160, что соответствовало длине профилей ВЭЗ. Дискретные одномерные таблицы $m(x_j)$ вводили в ЭВМ полезный аномальный сигнал $A(x_j)$. Импульсы m определялись

41 дискретным значением $\overset{\pm}{m}_1(x_j)$ и $\overset{\pm}{m}_2(x_j)$ с интервалом квантования, равным также 0,125 *км*.

Для вычисления $p(A/\alpha)$ сначала формируются значения $\alpha_1(x_i)$, C и σ и вычисляется значение аргумента D:

$$D = \frac{1}{\sigma^2}\sum_{j=1}^{m}[A(x_j)\cdot\alpha_1(x_{i+j-1})] - \frac{1}{2\sigma^2}\sum_{j=1}^{m}[A(x_j)]^2. \qquad (8)$$

Далее происходит обращение к подпрограмме вычисления функции $y = e^x$ и по формуле

$$p(A/\alpha) = \frac{e^D}{1+e^D} \qquad (9)$$

вычисляется вероятность обнаружения полезного аномального сигнала $A(x)$ в зависимости $\alpha(x)$ на фоне помех наблюдения $B(x)$. Последний узел программы — перевод результатов вычисления в десятичную систему счисления и выдача их на печатающее устройство. Полученные в результате вычислений на ЭВМ дискретные значения $\overset{\pm}{p}(A/\alpha)$ послужили основой для построения кривых распределения вероятностей вдоль 78 профилей ВЭЗ, один из которых приведен на рис. 2.

Геологический разрез по профилю 1—1 отмечает структурно-литологическую неоднородность кровли галогенных образований и перекрывающих их надсолевых отложений. Только довольно ясный минимум кривой $\alpha(x)$ в центральной части профиля можно связывать со значительным погружением на этом участке соляной толщи и возможным смещением опорного высокоомного горизонта ВЭЗ в более провосдящие надсолевые образования. Но непосредственное качественное истолкование кривой $\alpha(x)$, по-видимому, весьма затруднительно вследствие соизмеримости амплитуды изменения и погрешности определения параметра α.

Кривые же распределения вероятностей имеют довольно четкие экстремальные значения, совпадающие с участками горизонтальных неоднородностей в кровле соляной толщи. Так, значительное погружение кровли галогенных образований от скважины № 236 к скважине № 514 отмечается максимумом кривой $\overline{p}(A/\alpha)$. С участком выклинивания по профилю 1—1 покровной каменной соли в левой части профиля совпадает экстремум кривой $\overset{+}{p}(A/\alpha)$. Выход на максимум кривой $\overset{+}{p}(A/\alpha)$ в правой части профиля отмечает дизъюнктивное нарушение соляных и надсолевых отложений в бортовой части Дуринского прогиба. Намечающийся в правой части профиля экстремум кривой $\overline{p}(A/\alpha)$ отображает выпадение из

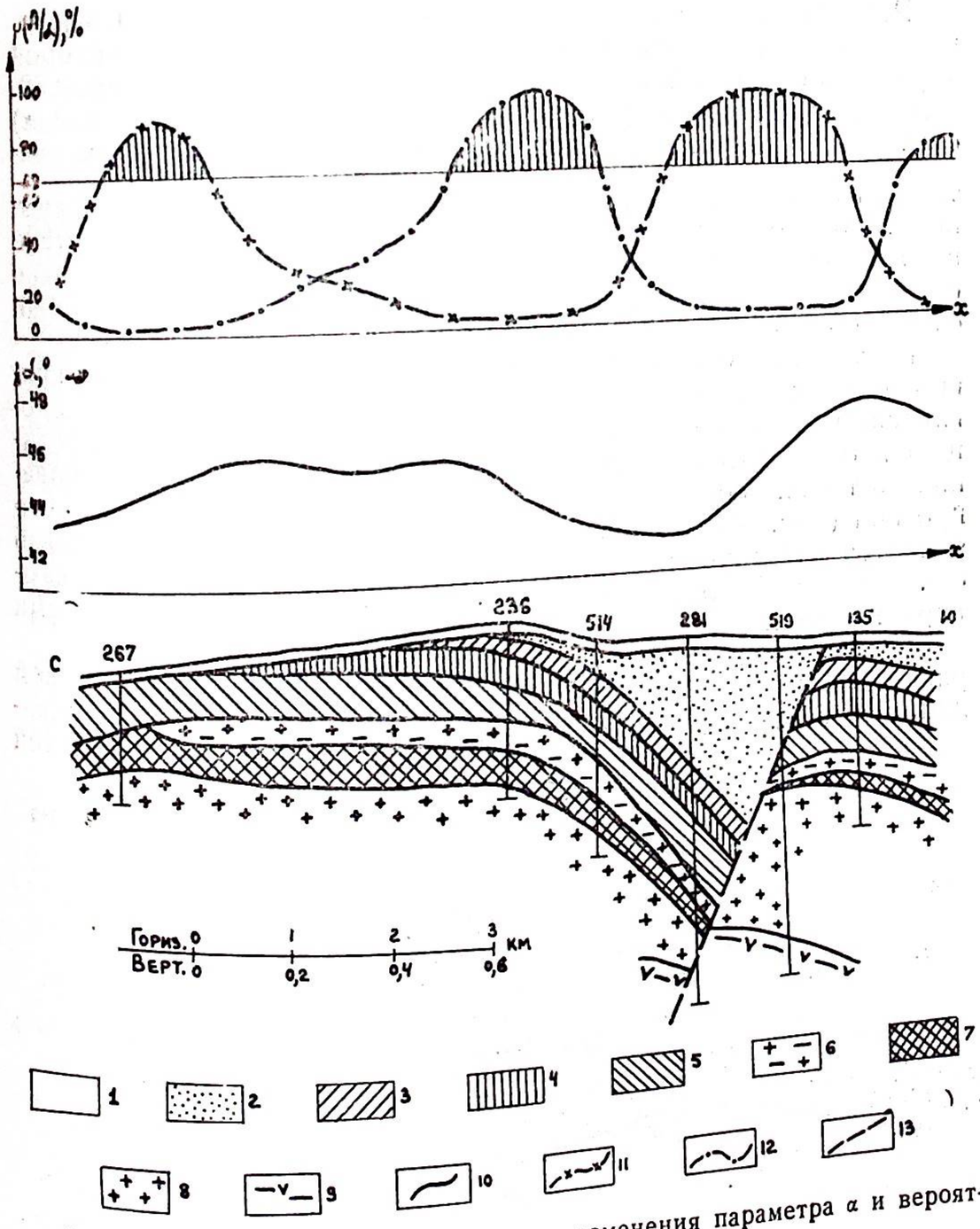


Рис. 2. Геологический разрез, кривые изменения параметра α и вероятностей $\overset{\pm}{p}(A/\alpha)$ по профилю 1—1 в центральной части месторождения.

1 — кайнозойские отложения; пермские отложения: уфимский ярус (*2—5*): *2* — пестроцветная толща; *3*, *4* — терригенно-карбонатная толща; *5* — соляно-мергельная толща; кунгурский ярус (*6—9*); *6* — покровная каменная соль; *7* — калийные соли; *8* — подстилающая каменная соль; *9* — глинисто-ангидритовая толща; *10* — кривая $\alpha(x)$; *11* — кривая $\overset{+}{p}(A/\alpha)$; *12* — кривая $\overline{p}(A/\alpha)$; *13* — дизъюнктивное нарушение.

разреза покровной каменной соли и калийных солей южнее скважины № 135.

Результаты определения α по кривым ВЭЗ оценивались величиной среднеквадратичной погрешности, при которой вероятность появления ошибок, меньших ее, равна 0,68. Исходя из этого, при $p(A/\alpha) \geqslant 0{,}68$ присутствие сигнала $A(x)$ считаем достоверным, а при $p(A/\alpha) < 0{,}68$ достоверным считаем его отсутствие. Все экстремумы кривых $\overset{\pm}{p}(A/\alpha)$ превышают пороговое значение вероятности. Поэтому присутствие на этих участках сигнала $A(x)$, а следовательно, и наличие горизонтальной неоднородности в кровле соляной толщи следует считать достоверным.

Результаты специальной математической обработки кривых $\alpha(x)$ вдоль профилей ВЭЗ и их сопоставление с геологическими данными позволили провести площадную корреляцию неоднородностей разреза галогенной толщи, на основании которой составлена тектоническая схема Дуринского прогиба (рис. 3). Из схемы видно, что Дуринский прогиб является субширотной синклинальной структурой Соликамской впадины и окаймлен с севера и с юга дизъюнктивными нарушениями.

Южно-Дуринский разлом был отмечен экстремумом кривой распределения вероятностей на профиле 1—1 в районе скважины № 519. При площадной корреляции неоднородностей

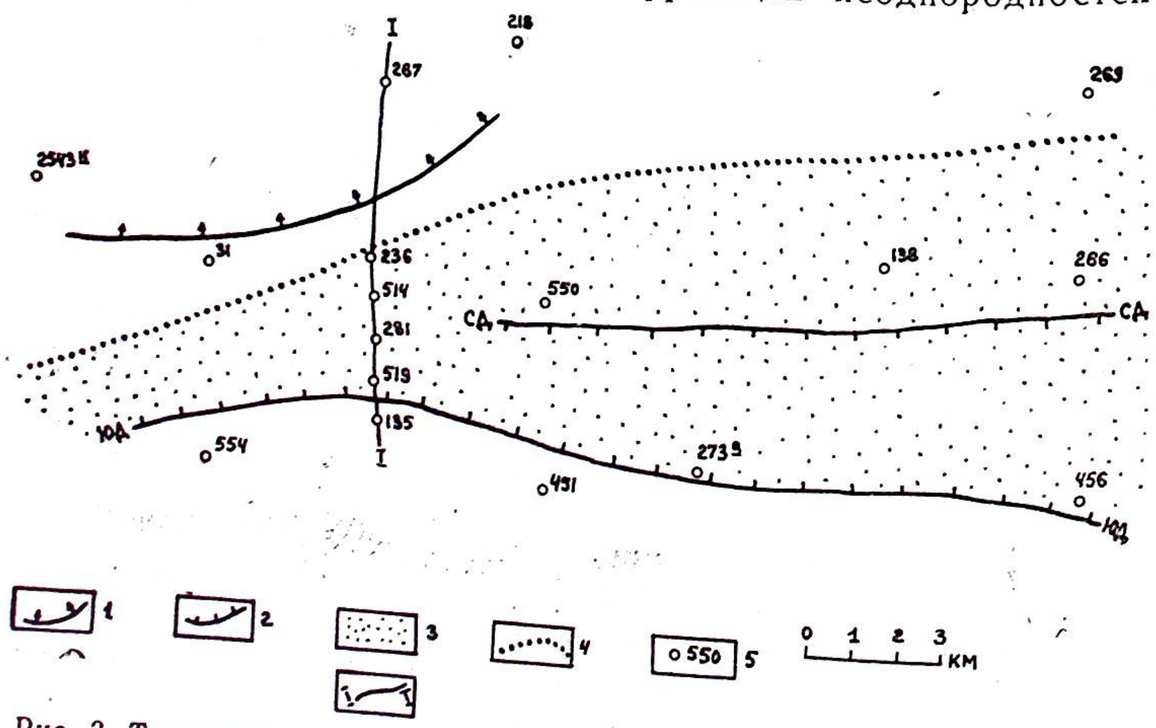


Рис. 3. Тектоническая схема Дуринского прогиба (по материалам геолого-геофизических исследований):

1 — граница и направление „выклинивания кровли соляной толщи"; *2* — разломы: СД — Северо-Дуринский; ЮД — Южно-Дуринский; *3* — Дуринский прогиб; *4* — северный борт Дуринского прогиба; *5* — скважины; *6* — профиль ВЭЗ.

геоэлектрического разреза этот разлом прослежен в пределах 20 *км* на участке между скважинами № 554 и 456. Южно-Дуринский разлом, затронувший соляную толщу и надсолевые отложения, возможно проникает и в толщу подсолевых пород. Плоскость сбрасывателя наклонена в южном направлении, амплитуда смещения блоков, опущенным из которых является северный, достигает 200—300 *м*.

Северо-Дуринский разлом, так же как и Южно-Дуринский, имеет субширотное простирание и прослежен на участке между скважинами № 550 и 266. Относительно плоскости сбрасывателя, падающей к северу, опущенным блоком является южный. Северо- и Южно-Дуринские разломы контролируют собственно Дуринский прогиб, в пределах которого отмечается значительное увеличение мощности пестроцветной толщи уфимского возраста при значительном сокращении мощности или даже полном выпадении из разреза верхних галогенных горизонтов.

В последние годы в каменноугольных отложениях Соликамской впадины открыты нефтяные месторождения. Последние приурочены к тектоническому нарушению геологического разреза и контролируются пермскими структурами в бортовой части Дуринского прогиба, что указывает на перспективность нефтегазоносности подсолевых отложений и в других тектонически ослабленных зонах Соликамской впадины.

На профиле 1—1 левым максимумом кривых распределения вероятностей отмечалось выклинивание переходной пачки и покровной каменной соли вблизи скважины № 267. Неоднородность геологического разреза, связанная с сокращением суммарной мощности отмеченных толщ или выклиниванием их, прослеживается южнее скв. № 2543-н, 267 и 218 (рис. 3).

Экстремумом кривой вероятности на профиле 1—1 отмечалось погружение надсолевых и соляных отложений южнее скважины № 236 в сторону Дуринского прогиба. Эта неоднородность геологического разреза, являющаяся северным бортом Дуринского прогиба, прослежена по результатам специальной математической обработки кривых $\alpha(x)$ на участке между скважинами № 31 и 269.

Резюмируя изложенное, отметим, что методика специальной математической обработки материалов ВЭЗ позволила выявить и проследить крупную неоднородность геологического разреза галогенных образований Соликамской впадины, обусловленную проявлением разломной тектоники в бортовых частях Дуринского прогиба, в пределах которого под соляной толщей открыты промышленные месторождения нефти. Приведенные результаты свидетельствуют о не использованных еще возможностях метода ВЭЗ и целесообразности более широкого применения специальной математической обработки при интерпретации геофизических наблюдений.

ЛИТЕРАТУРА

Блох И. М. Электропрофилирование методом сопротивлений. Госгеолтехиздат, М., 1962.

Вайнштейн Л. А., Зубаков В. Д. Выделение сигналов на фоне случайных помех. „Сов. радио", М., 1960.

Демидович О. А., Тархов А. Г., Яновский А. К. Использование теории информации и математической статистики при обработке данных геофизических методов. В сб.: Методика. техника и результаты геофизической разведки (Мат. V Всесоюз. науч.-техн. геофиз. конф. в Новосибирске). Изд. „Недра", М., 1967.

Иванов А. А. Пермские соленосные бассейны Печоро-Камского Предуралья. Изд. АН СССР, Новосибирск, 1965.

Каленов Е. Н. Интерпретация кривых вертикального электрического зондирования. Гостоптехиздат, М., 1957.

Пылаев А. М. Руководство по интерпретации вертикальных электрических зондирований. Госгеолиздат, М. — Л., 1948.

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА (г. Казань)

№ 34 1974

П. В. Вишневский, В. И. Родионов, И. М. Уразаев

НЕКОТОРЫЕ ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ЗАВИСИМОСТИ АЛГОРИТМА „ПАРАМЕТРЫ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА"

При поиске и разведке нерудных полезных ископаемых широко применима электроразведка методом ВЭЗ. Повышение геологической эффективности и удешевление исследований этим методом достаточно актуальны, что обусловливает поиск и разработку более совершенной методики проведения и обработки наблюдений ВЭЗ. В частности, внимание многих исследователей привлекают вопросы аналитической интерпретации материалов ВЭЗ (Бердичевский, 1961; Ваньян, 1962; Матвеев, 1967; Pekeris, 1940; Slichter, 1933; Страхов, 1966 и др.).

При аналитической обработке кривая ВЭЗ пересчитывается в рекуррентную функцию $R_n^t(m)$, которая используется для последующего определения параметров геоэлектрического разреза. Выполненные в Геологическом институте г. Казани исследования по аналитическим преобразованиям для количественной интерпретации материалов ВЭЗ на ЭВМ позволили разработать алгоритм „параметры геоэлектрического разреза", некоторые функциональные зависимости которого рассматриваются ниже.

Известно, что зависимость между параметрами геоэлектрического разреза можно представить рекуррентной функцией $R_n^t(m)$:

$$R_n^t(m) = \int_0^\infty \rho_k(r) \cdot \frac{I_1(m, r)}{r}\, dr, \qquad (1)$$

где $I_1(m, r)$ — бесселевая функция 1-го рода 1-го порядка;
r — разносы питающей линии AB и
m — некоторые значения аргумента в интервале

$$0 \leqslant m < +\infty.$$

Полагая

$$r = 10^t \tag{2}$$

и

$$m = 10^\mu \tag{3}$$

и используя для решения (1) разработанные приемы (Страхов, 1966), получим:

$$R_n^l(m) = \frac{1}{M} \int_{-\infty}^{+\infty} \rho_k(10^{t-\mu}) \cdot I_1(10^t)\, dt, \tag{4}$$

где

$$\frac{1}{M} = \ln 10.$$

Апроксимируя несобственный интеграл (4) интегралом с конечными пределами, оценивая отсекаемую часть сверху и снизу, найдем:

$$R_n^l(m) = \sum_{-a}^{+a} [C_k(r) \cdot \rho_k(t-a)] + \overline{\underset{r\to 0}{C_k}}(r) \cdot \rho_{k\ \text{ср сл}}(t) + \\ + \overset{+\infty}{\underset{r\to+\infty}{C_k}}(r) \cdot \rho_{k\ \text{ср спр}}(t), \tag{5}$$

где $\rho_{k\ \text{ср сл}}(t)$ и $\rho_{k\ \text{ср спр}}(t)$ — средние значения $\rho_k(t)$ соответственно в интервалах $(-\infty, -t-n)$ и $(t+n, +\infty)$.

Рассматривая (4) и (5) в конечных пределах по частному промежутку, получим:

$$C_k(r) = \frac{1}{\Delta t M} \left[\int_{r_{k-1}}^{r_k} \frac{I_{i_1}(r)}{r}\, dr - \int_{r_k}^{r_{k+1}} \frac{I_{i_1}(r)}{r}\, dr \right]. \tag{6}$$

Из (6) следует, что нахождение функции $C_k(r)$ связано с вычислением интеграла A:

$$A = \int_{r_k}^{r_{k+1}} \frac{I_{i_1}(r)}{r}\, dr, \tag{7}$$

где $I_{i_1}(r)$ — интегральная бесселевая функция 1-го рода 1-го порядка.

Представляя интеграл A разницей несобственных интегралов:

$$\int_{r_k}^{r_{k+1}} \frac{I_{i_1}(r)}{r}\, dr = \int_{r_k}^{\infty} \frac{I_{i_1}(r)}{r}\, dr - \int_{r_{k+1}}^{\infty} \frac{I_{i_1}(r)}{r}\, dr, \tag{8}$$

находим, что вычисление интеграла A сводится к решению интеграла $I_{i_1}^{(3)}(r)$:

$$I_{i_1}^{(3)}(r) = \int_{r_k}^{\infty} \frac{I_{i_1}(r)}{r}\, dr. \tag{9}$$

Принимая во внимание (6), (8) и (9), функцию $C_k(r)$ представим в виде:

$$C_k(r) = \frac{M}{\Delta r} [I_{i_1}^{(3)}(10^{t-\Delta t}) - 2I_{i_1}^{(3)}(10^t) + I_{i_1}^{(3)}(10^{t+\Delta t})]. \tag{10}$$

Вычисление $C_k(r)$ в краевых точках конечного интервала производится с использованием соотношений:

$$\overline{C}_k(r) = -\frac{M}{\Delta r} [I_{i_1}^{(3)}(10^t) - I_{i_1}^{(3)}(10^{t+\Delta t})] + I_{i_1}(10^t) \tag{11}$$

и

$$\overset{+}{C}_k(r) = -I_{i_1}(10^t) + \frac{M}{\Delta r} [I_{i_1}^{(3)}(10^{t-\Delta t}) - I_{i_1}^{(3)}(10^t)], \tag{12}$$

а в „краевых“ точках „бесконечного“ интервала — с использованием выражений:

$$\overline{\underset{r\to 0}{C_k}}(r) = 1 - I_{i_1}(r) \tag{13}$$

и

$$\overset{+\infty}{\underset{r\to+\infty}{C_k}}(r) = I_{i_1}(r). \tag{14}$$

Таким образом, нахождение $C_k(r)$ связано с вычислением функции $I_{i_1}^{(3)}(r)$, которая в зависимости от модуля r определяется функциями $I_{i_1}^{(1)}(r)$ и $I_{i_1}^{(2)}(r)$:

$$I_{i_1}^{(3)}(r) \Big|_0^{+\infty} = \begin{matrix} I_{i_1}^{(1)}(r) & r\to 0 \\ I_{i_1}^{(2)}(r) & r\to+\infty. \end{matrix} \tag{15}$$

Интегрируя (9) по частям и опуская несложные, но достаточно громоздкие промежуточные выкладки, приведем окончательные выражения 1-го и 2-го аналитического представления функции $I_{i_1}^{(3)}(r)$ через функции $I_{i_1}^{(1)}(r)$ и $I_{i_1}^{(2)}(r)$:

$$I_{i_1}^{(1)}(r) = J_1(r) - J_2(r) \tag{16}$$

и

$$I_{i_1}^{(2)}(r) = J_3(r) + J_4(r). \tag{17}$$

Е-115.—10

Входящие в (16) функции $J_1(r)$ и $J_2(r)$ определяются соотношениями:

$$J_1(r) = -2\ln 2 + I_{i_1}(r) + \frac{\pi}{2}[Y_{i_1}(r) - Y_1(r)] - [I_{i_1}(r) - I_1(r)](\ln r - \ln 2 + C) \quad (18)$$

и

$$J_2(r) = \sum_{k=1}^{\infty}[J_1(k)\cdot J_1(k, r)], \quad (19)$$

где

$$J_1(k) = \frac{(-1)^k}{(k+0{,}5)\cdot(k!)^2}\cdot J_2(k), \quad (20)$$

$$J_1(k, r) = \left(\frac{r}{2}\right)^{2k+1}, \quad (21)$$

$$J_2(k) = \sum_1^k \frac{1}{k}, \quad (22)$$

$Y_1(r)$ и $Y_{i_1}(r)$ — бесселевая и интегральная бесселевая функции 2-го рода 1-го порядка и

C — постоянная Эйлера.

Входящие в (17) функции $J_3(r)$ и $J_4(r)$ определяются выражениями:

$$J_3(r) = -I_{i_1}(r)[\ln r + \ln 2 + C - 1] + I_1(r)[\ln r - 3\ln 2 + C] + \frac{\pi}{2}[Y_{i_1}(r) - Y_1(r)] \quad (23)$$

и

$$J_4(r) = 4\sum_{k=1}^{\infty}[J_2(k)\cdot I_{2k+1}(r)], \quad (24)$$

где

$$J_2(k) = \sum_1^k\left[\frac{(-1)^{k-1}}{k}\right] - \ln 2 \quad (25)$$

и $I_{2k+1}(r)$ — бесселевая функция 1-го рода $(2k+1)$ порядка.

Приведенные выше соотношения (1), (4) — (6), (10), (16) и (17) являются основой алгоритма „параметры геоэлектрического разреза", который при вычислении рекуррентной зависимости $R_n^t(m)$ предполагает использование вспомогательной функции $C_k(r)$. Нахождение последней с высокой точностью достаточно сложно, громоздко и трудоемко, даже при использовании ЭВМ. Вследствие этого ниже приведены вычисленные на ЭВМ с погрешностью, не превышающей $1\cdot10^{-6}$, значения основных функциональных зависимостей рассматриваемого алгоритма и их графики. Сходимость в пределах не более $4\cdot10^{-6}$ приведенных ниже цифровых данных и соответствующих тестов указывает на высокую точность и достоверность машинных вычислений при программировании и апробировании алгоритма.

За основной промежуток вычисления (5) принята ось абсцисс билогарифмического бланка ВЭЗ, содержащая 5 логарифмических единиц, а изменение аргумента t в этом интервале ограничено пределами:

$$-2 \leqslant t \leqslant +2. \quad (26)$$

Принимая во внимание (26), полагая $\Delta t = 0{,}1$ и используя разложение логарифмической функции в ряд, вычисляем дискретные значения функций $r = 10^t$ и $\ln r$ (табл. 1, рис. 1а).

Из приведенных выше соотношений (15) — (18) и (23) следует, что функция $I_{i_1}^{(3)}$ определяется значениями основных бесселевых функций, вычисление которых, а также дополнительных бесселевых функций осуществлялось с использованием существующих таблиц и стандартных машинных подпрограмм. При этом в интервалах $0{,}01 \leqslant r < 15{,}0$ для функций $I_1(r)$ и $I_{i_1}(r)$, $20{,}5 < r \leqslant 100{,}0$ для функции $I_{i_1}(r)$, $1{,}05 < r < 15{,}0$ для функции $Y_1(r)$, $1{,}35 < r < 15{,}0$ и $21{,}5 < r \leqslant 100{,}0$ для функции $Y_{i_1}(r)$, $0{,}01 \leqslant r < 0{,}15$ для функций $C_1(r)$, $D_1(r)$ и $E_1(r)$ при вычислениях использовалась линейная интерполяция. Для нахождения значений функций $Y_1(r)$ и $Y_{i_1}(r)$ в интервале $0{,}01 \leqslant r < 0{,}15$ привлекались соотношения (Градштейн, 1962):

$$Y_1(r) = \frac{C_1(r)}{r} + D_1(r)\cdot\ln r \quad (27)$$

и

$$Y_{i_1}(r) = \frac{F_1(r)}{r} + E_1(r)\cdot\ln r. \quad (28)$$

В интервалах $15{,}0 < r \leqslant 100{,}0$ для функции $I_1(r)$, $15{,}0 < r < 20{,}5$ для функции $I_{i_1}(r)$, $0{,}15 < r < 1{,}05$ и $15{,}0 < r \leqslant 100{,}0$ для функции $Y_1(r)$, $0{,}15 < r < 1{,}35$ и $15{,}0 < r < 21{,}5$ для функции $Y_{i_1}(r)$, $0{,}01 < r < 0{,}15$ для функции $F_1(r)$ при вычислениях использовалась квадратичная интерполяция. Дискретные значения основных и вспомогательных бесселевых функций, вычисленных на ЭВМ, приведены в табл. 1. На рис. 1в, 2а и 3а показаны графики этих функций, а на рис. 2б — графики функций $10^{I_1(r)}$ и $10^{I_{i_1}(r)}$.

Результаты машинных вычислений функций $J_1(r)$ и $J_3(r)$ приведены в табл. 1, а на рис. 3б показаны графики функций $10^{J_1(r)}$ и $10^{J_3(r)}$. Зависимости $J_2(r)$ и $J_4(r)$ представляют собой функциональные ряды различной сходимости. Исходя из этого, в интервале $0{,}01 \leqslant r < 3{,}2$ вычислялась функция $J_2(r)$,

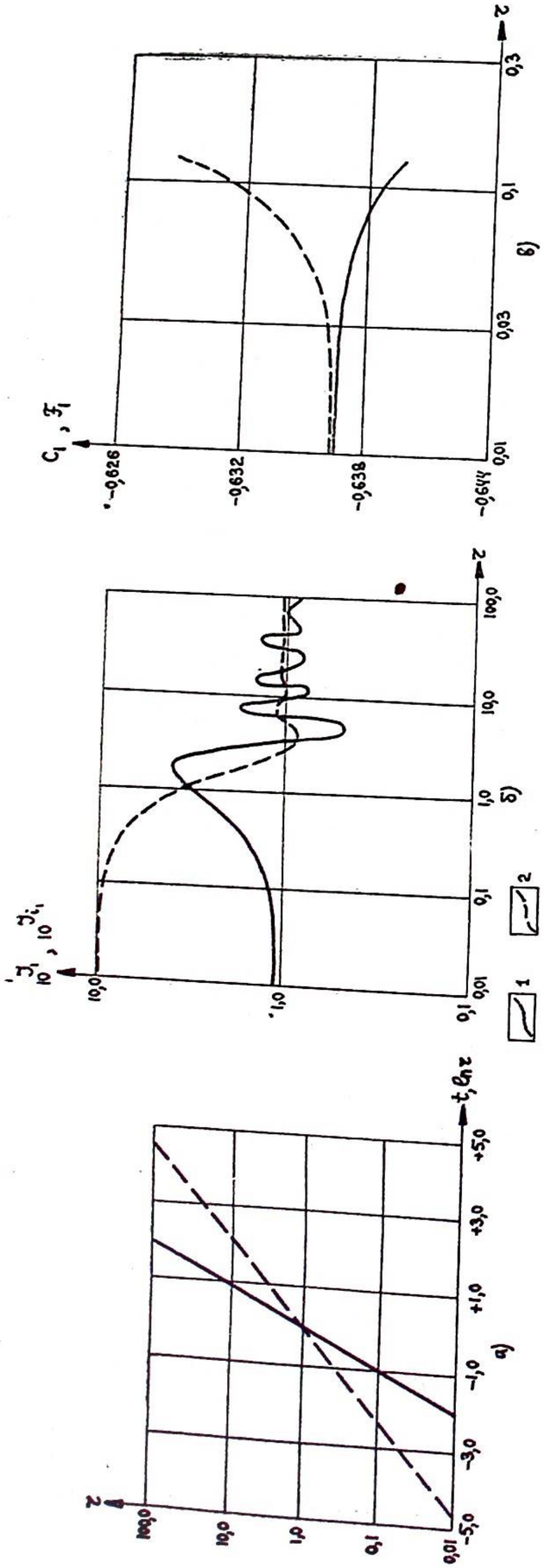


Рис. 1. Графики функций алгоритма „параметры геоэлектрического разреза:
1 — а) $r = f(t)$; б) $10^{I_1} = f(r)$; в) $C_1 = f(r)$; 2 — а) $\ln r = f(r)$;
б) $10^{I_1} = f(r)$; в) $F_1 = f(r)$.

а в интервале $1{,}0 \leqslant r \leqslant 100{,}0$ — функция $J_4(r)$. Принимая во внимание (19) — (22), (24) и (25), при нахождении функции $J_2(r)$ правый предел интервала нахождения функций $J_1(k, r)$ и $J_2(k)$ определяли неравенством:

$$|J_1(k) \cdot J_1(k, r)| < 1 \cdot 10^{-6}, \tag{29}$$

где

$$|J_1(k, r)| \geqslant 4 \cdot 10^{-7}, \tag{30}$$

а при вычислении функции $J_4(r)$ правый предел интервала нахождения функций $J_2(k)$ и $I_{2k+1}(r)$ — неравенством:

$$4\,|J_2(k) \cdot I_{2k+1}(r)| < 1 \cdot 10^{-6}. \tag{31}$$

Функция $I_{2k+1}(r)$ в интервалах $1{,}0 \leqslant r < 15{,}0$ и $3 \leqslant 2k + 1 \leqslant 13$ вычислялась с использованием интерполяционной формулы Бесселя, а в интервалах $15{,}0 < r \leqslant 100{,}0$ и $13 < 2k + 1 < +\infty$ — с использованием интерполяционной формулы Лагранжа в форме Эверета. Вычисленные на ЭВМ дискретные значения функций $J_2(r)$ и $J_4(r)$ приведены в табл. 2, а на рис. 2б показаны графики функций $10^{J_2(r)}$ и $10^{J_4(r)}$.

Аналитические представления функций $I_{i_1}^{(1)}(r)$, $I_{i_1}^{(2)}(r)$ и $I_{i_1}^{(3)}(r)$ выражены соотношениями (15)—(17). Дискретные значения функций $I_{i_1}^{(1)}(r)$ и $I_{i_1}^{(2)}(r)$, вычислявшиеся на ЭВМ соответственно в интервалах $0{,}01 \leqslant r < 3{,}2$ и $1{,}0 \leqslant r \leqslant 100{,}0$, приведены в табл. 2. В этой же таблице даны значения функции $I_{i_1}^{(3)}(r)$, которая в интервале $0{,}01 \leqslant r \leqslant 1{,}0$ определяется значениями функции $I_{i_1}^{(1)}(r)$, в интервале $1{,}0 < r < 3{,}2$ — совпадающими с точностью не менее $1 \cdot 10^{-6}$ значениями функций $I_{i_1}^{(1)}(r)$ и $I_{i_1}^{(2)}(r)$ и в интервале $3{,}2 < r \leqslant 100{,}0$ — значениями функции $I_{i_1}^{(2)}(r)$. Графики функций $10^{I_{i_1}^{(1)}(r)}$ и $10^{I_{i_1}^{(2)}(r)}$ показаны на рис. 2в.

Программированием алгоритма предусмотрено вычисление функции $C_k(r)$ при различных интервалах квантования аргумента t, для 2 из которых они приведены ниже. При этом значения функции $C_k(r)$, найденные при $\Delta t = 0{,}1$ и $\Delta t = 0{,}2$, обозначены соответственно через $C_k^{(1)}(r)$ и $C_k^{(2)}(r)$. Вычисленные на ЭВМ дискретные значения функций $C_k^{(1)}(r)$, $\overline{C}_k^{(1)}(r)$ и $\overset{+}{C}{}_k^{(1)}(r)$, $C_k^{(2)}(r)$, $\overline{C}_k^{(2)}(r)$ и $\overset{+}{C}{}_k^{(2)}(r)$, $\overset{-\infty}{C}{}_k(r)$ и $\overset{+\infty}{C}{}_k(r)$ приведены в табл. 2, а на рис. 3в показаны графики функций $C_k^{(1)}(r)$ и $C_k^{(2)}(r)$.

Вследствие того, что нахождение функции $C_k(r)$ представляется сложным, трудоемким и многоступенчатым вычислительным процессом, очевидна необходимость его стро-

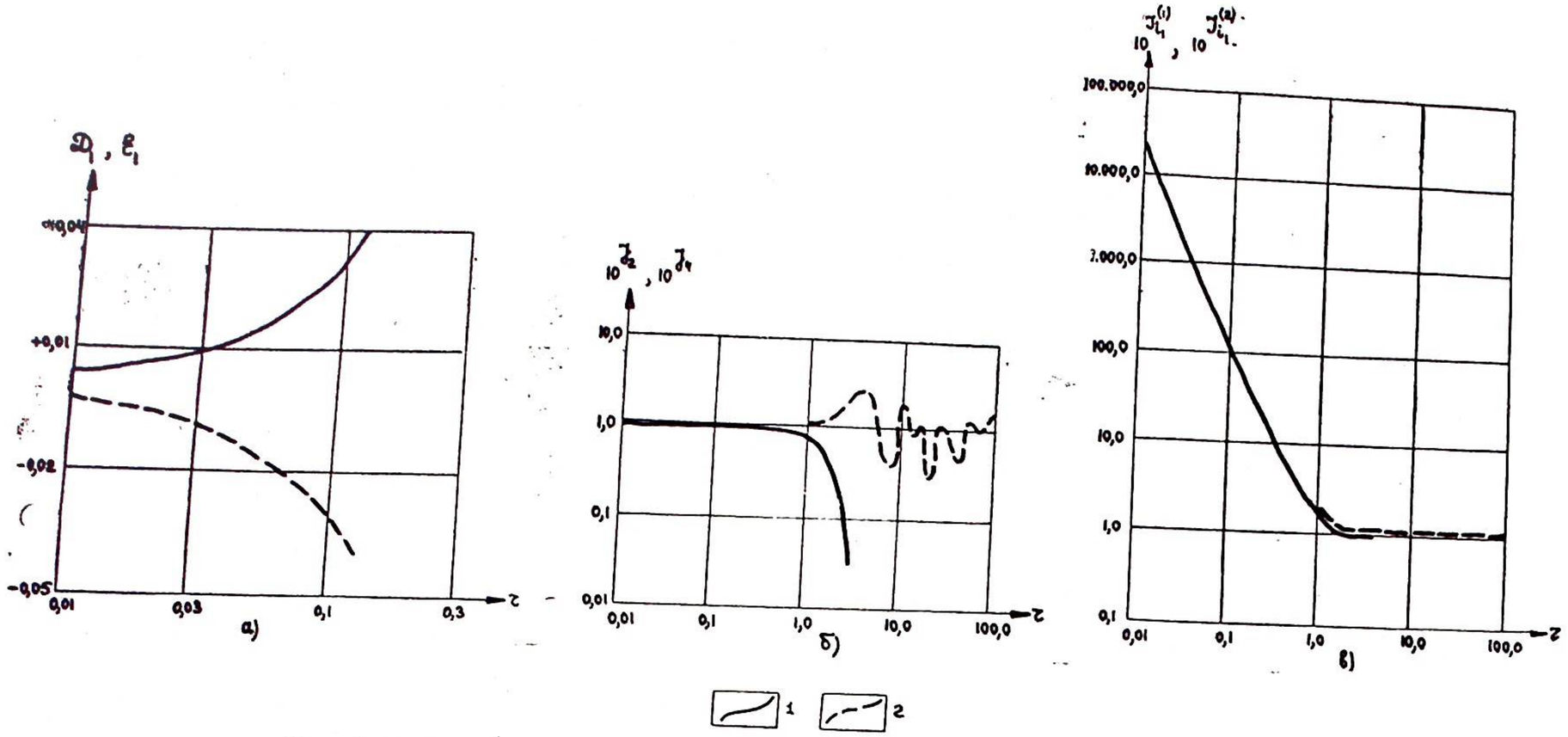


Рис. 2. Графики функций алгоритма „параметры геоэлектрического разреза“:

1 — а) $D_1 = f(r)$; *б)* $10^{J_2} = f(r)$; *в)* $10^{J_{i_1}^{(1)}} = f(r)$; *2 — а)* $E_1 = f(r)$;

б) $10^{J_4} = f(r)$; *в)* $10^{J_{i_1}^{(2)}} = f(r)$.

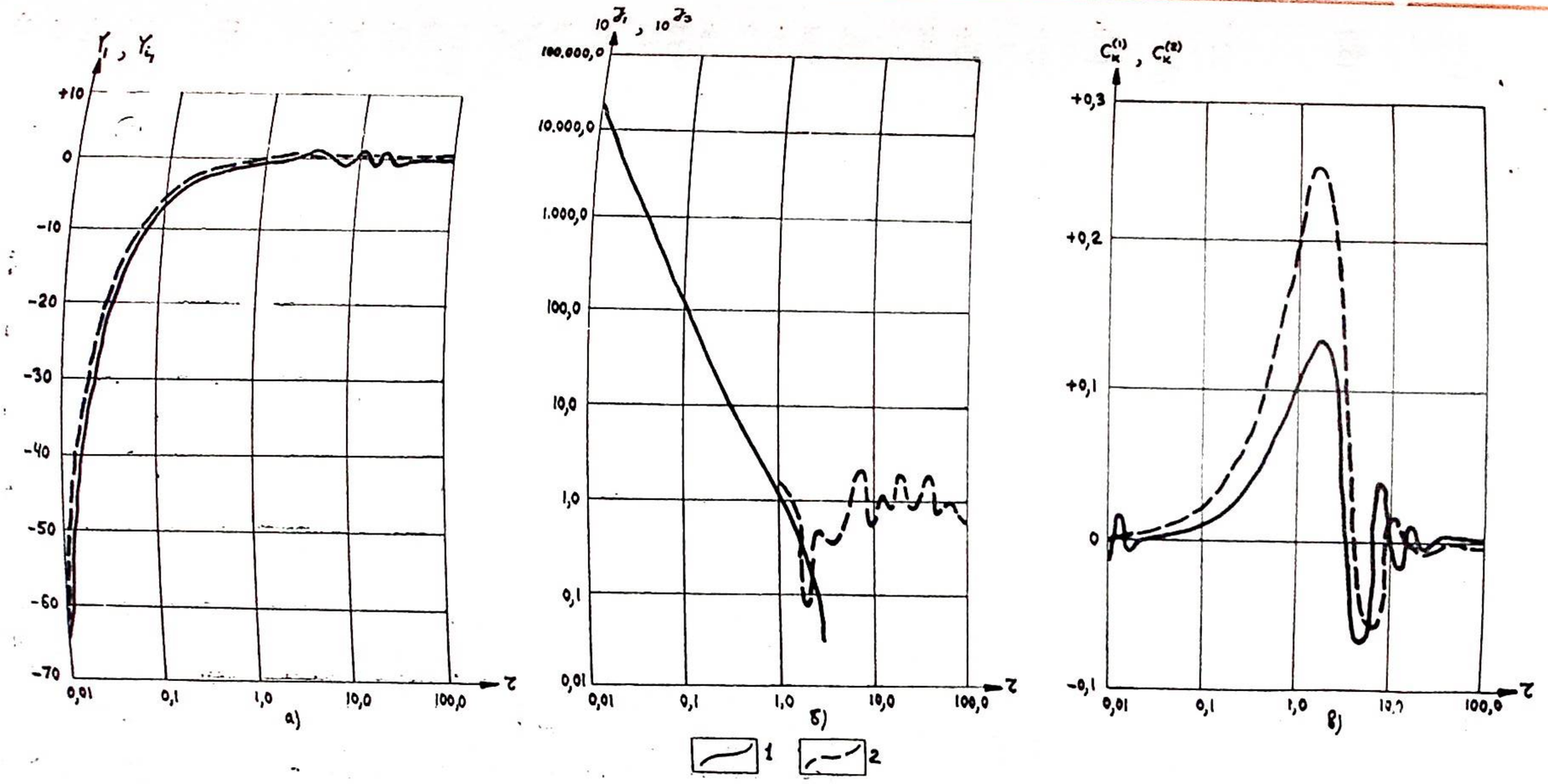


Рис. 3. Графики функций алгоритма „параметры геоэлектрического разреза“:

1 — а) $Y_1 = f(r)$; *б)* $10^{J_1} = f(r)$; *в)* $C_k^{(1)} = f(r)$; *2 — а)* $Y_{i_1} = f(r)$;

б) $10^{J_3} = f(r)$; *в)* $C_k^{(2)} = f(r)$.

гого аналитического контроля. Такой контроль осуществлялся нами путем нахождения коэффициента общей погрешности K_1:

$$K_1 = \sum_{t=-2}^{+2} [C_k(r)] + \overset{-\infty}{\underset{r\to 0}{C_k}}(r) + \bar{C}_k(r) + \overset{+}{C}_k(r) + \overset{+\infty}{\underset{r\to+\infty}{C_k}}(r) \quad (32)$$

и коэффициента среднеквадратичной погрешности K_2:

$$K_2 = \sqrt{\Big[\sum_{t=-2}^{+2} C_k(r)\Big]^2 + \Big[\overset{-\infty}{\underset{r\to 0}{C_k}}(r) + \overset{+\infty}{\underset{r\to+\infty}{C_k}}(r)\Big]^2 + [\bar{C}_k(r) + \overset{+}{C}_k(r)]^2}, \quad (33)$$

теоретические значения которых, как показано В. Н. Страховым и Г. Н. Карелиной, равны $+1{,}0$.

Для вычисленных нами функций $C_k^{(1)}(r)$ и $C_k^{(2)}(r)$ коэффициенты $K_1^{(1)}$ ($\Delta t = 0{,}1$) и $K_2^{(2)}$ ($\Delta t = 0{,}2$) оказались равными $+1{,}0$ с точностью не менее $1\cdot 10^{-6}$, а коэффициенты $K_2^{(1)}$ ($\Delta t = 0{,}1$) и $K_2^{(2)}$ ($\Delta t = 0{,}2$) — соответственно равными $+1{,}003.226$ и $+0\,994.276$, что свидетельствует о высокой точности и достоверности машинных вычислений функции $C_k(r)$. Вследствие этого и принимая во внимание (5), можно говорить о том, что погрешность вычисления функции $R_n^l(m)$ в основном определяется точностью значений $\rho_k(t)$ на кривой ВЭЗ и точностью вычисляемых по ним средних значений $\rho_{k\,ср\,сл}(t)$ и $\rho_{k\,ср\,спр}(t)$. Другими словами, пересчет кривых ВЭЗ в рекуррентную зависимость $R_n^l(m)$ является математическим преобразованием, практически не вносящим дополнительных погрешностей в материалы электроразведочных исследований.

Согласно (5), вычисление функции $R_n^l(m)$ предусматривает предварительно экстраполяцию кривой $\rho_k(r)$, вычисление функции $C_k(r)$ и нахождение значений $\rho_{k\,ср\,сл}(t)$ и $\rho_{k\,ср\,спр}(t)$. При апробировании алгоритма с учетом геологических предпосылок осуществлялась экстраполяция кривой ВЭЗ в интервале:

$$-4{,}0 \leqslant t \leqslant +4{,}0, \quad (34)$$

т. е. и левая, и правая ветви кривой ВЭЗ экстраполировались в пределах 2 логарифмических единиц. Выбирая в пределах (34) тот или иной интервал квантования по аргументу t, снимаем значения $\rho_k(t)$ и вычисляем величины $\rho_{k\,ср\,сл}(t)$ и $\rho_{k\,ср\,спр}(t)$. Последние определяются по теореме о среднем значении

применительно к зависимости $\rho_k(t)$ соответственно в интервалах:

$$-\infty < t < -t - a \quad (35)$$

и

$$t + a < t < +\infty. \quad (36)$$

Таким образом, нами рассмотрены некоторые особенности вычисления по кривой ВЭЗ рекуррентной зависимости $R_n^l(m)$, которая является основой для последующей количественной интерпретации. При этом алгоритм „параметры геоэлектрического разреза" предусматривает реализацию трудоемких численных методов решения обратной задачи электроразведки в методе ВЭЗ с применением ЭВМ. Все возрастающее применение в геофизике вычислительной техники открывает пути более глубокого и всестороннего анализа на ЭВМ первичного полевого материала с целью извлечения из него максимума геологической информации.

ЛИТЕРАТУРА

Бердичевский М. Н., Ваньян Л. Л. Электромагнитные поля в тонкослоистых средах. В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 3, Тр. Ин-та геол. и геофиз. СОАН СССР. Новосибирск, 1961.

Ваньян Л. Л., Морозова Т. М., Ложеницына Л. В. О расчете теоретических кривых электрического зондирования. В сб.: Прикладная геофизика, вып. 34. Гостоптехиздат, М., 1962.

Градштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. Физматгиз, М., 1962.

Матвеев Б. К. Об аналитическом преобразовании результатов ВЭЗ для целей интерпретации. В сб.: Вопросы обработки и интерпретации геофиз. наблюдений, № 7. Уч. зап. Перм. ун-та, Пермь, 1967.

Страхов В. Н. Об аналитическом определении параметров горизонтально-слоистой среды по данным вертикальных электрических зондирований. Изв. АН СССР, сер. Физика Земли, № 4, 1966.

Pekeris C. L. Direct method of interpretation in resistivity prospecting. Geophysics, N 5, 1940.

Slichter L. B. Interpretation of resistivity prospecting for horisontal structure. Physics, N 4, 1933.

СОДЕРЖАНИЕ

Баталин Ю. В., Станкевич Е. Ф. О распространении содоносных образований 3

Станкевич Е. Ф. Изучение подземных содовых вод в связи с оценкой содоносности 12

Баталин Ю. В., Галиев У. З., Иванов Н. Н., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Вопросы содоносности Забайкалья . 28

Озол А. А. О некоторых особенностях бороносности соляных толщ 40

Баталин Ю. В. Геологическая и гидрохимическая характеристика соляного озера Малое Яровое 45

Вишняков А. К., Копейкин В. А. Влияние гидрокарбонатных (щелочных) вод на изменение залежей гипса и ангидрита Башкирского Приуралья 60

Валитов Н. Б. О взаимоотношении сульфатно-карбонатных и нефтегазоносных комплексов по разрезу в связи с перспективами сероносности Европейской части СССР 73

Станкевич Е. Ф. О генезисе серных месторождений Предкарпатья 84

Чарушин Г. В., Хабибуллина Ф. С., Сперанский В. П., Бужко Н. В. Антропогенные провальные формы рельефа на месторождениях гипса и карбонатного сырья Среднего Поволжья . . 94

Михайлов А. С. Фосфатно-карбонатная система и некоторые ее приложения для объяснения геологических процессов 109

Михайлов А. С. Поправки на гидролиз ионов при расчетах растворимости соединений и концентраций гидролизующихся компонентов в растворах 119

Михайлов А. С. Равновесия карбонатов щелочноземельных металлов в разбавленных многокомпонентных растворах при нормальных условиях по расчетным данным 124

Вишневский П. В., Родионов В. И. Обработка материалов ВЭЗ с помощью ЭВМ на Верхнекамском месторождении калийных солей 134

Вишневский П. В., Родионов В. И., Уразаев И. М. Некоторые функциональные зависимости алгоритма „параметры геоэлектрического разреза“ 143

Сдано в набор 24/XII-1971 г. Подписано к печати 2/IV-1974 г. ПФ 10063. Формат бумаги 60×90¹/₁₆. Печ. л. 9,75. Заказ Е-115. Тираж 500 экз. Цена 65 коп.

Полиграфкомбинат им. К. Якуба Управления по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
Казань, Мирославского, д. 9.

ВНИИгеолнеруд выпустил следующие книги:

Вопросы геологии нерудного минерального сырья, вып. 1. Казань, 1973, 320 с., 80 коп.

Ю. В. Баталин, Б. С. Касимов, Е. Ф. Станкевич. Месторождения природной соды и условия их образования. М., «Недра», 1973, 208 с., 1 руб. 57 коп.

У. Г. Дистанов, В. А. Копейкин, Т. А. Кузнецова, В. Н. Незимов. Кремнистые породы (диатомиты, опоки, трепелы) верхнего мела и палеогена Урало-Поволжья. Казань, 1970, 332 с., 50 коп.

Ю. В. Сементовский. Условия образования месторождений минерального сырья в позднепермскую эпоху на востоке Русской платформы (литолого-фациальный анализ в целях прогноза месторождений минерального сырья). Казань, 1973, 256 с., 1 руб. 76 коп.

А. И. Отрешко. Сероносные провинции Европейской части СССР (методическое пособие). Казань, 1971, 278 с., 45 коп.

Геология и генезис месторождений горнохимического сырья. Казань, 1971, 261 стр., 1 руб. 08 коп.

Проблемы прогноза, поисков и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М., «Недра», 1971, 256 с., 1 руб. 88 коп.

Геолого-экономическая оценка минеральных ресурсов стекольного и керамического сырья Сибири и Дальнего Востока. М., «Недра», 1971, 128 с., 82 коп.

Заказы направлять по адресу:

420084, Казань-84, Лобачевского, 2/31, ВНИИгеолнеруд, ОНТИ.