

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ
И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

«МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1976

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ჰიდროგეოლოგიისა და საინჟინრო გეოლოგიის სექტორი

СЕКТОР ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ



ჰიდრობეოლოგიისა და საინჟინრო გეოლოგიის პრობლემები

ედუნება საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის
აკად. ა. ჯანელიძის სახელობის გეოლოგიური ინსტიტუტის
50 წლისთავს

გამომცემლობა „მცნიერიბა“

თბილისი

1976

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Посвящается 50-летию Геологического института
Академии наук Грузинской ССР им. акад. А. И. Джанелидзе

Вып. 5

8598

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1976



А Н Н О Т А Ц И Я

В сборнике представлены научные статьи, касающиеся актуальных вопросов гидрогеологии и инженерной геологии Грузии.

В разделе гидрогеологии освещены вопросы формирования и распространения пресных и минеральных вод с оценкой их пригодности для питьевых и промышленных целей.

Инженерно-геологические статьи посвящены вопросам исследования состава и свойств горных пород и особенностей их формирования с целью прогнозирования различных геологических процессов и явлений на территории Грузии. В этом же разделе рассматриваются вопросы технической мелиорации слабых грунтов для их использования в народном хозяйстве.

Материалы сборника представляют научный и практический интерес для специалистов научных, проектных, строительных и производственных организаций, работающих в области гидрогеологии и инженерной геологии.

Первые четыре выпуска трудов Сектора гидрогеологии и инженерной геологии были изданы Грузинским политехническим институтом им.В.И.Ленина под названием "Труды НИИ гидрогеологических и инженерно-геологических проблем".

Редакционная коллегия:

И.М.Буачидзе (ответственный редактор), Г.И.Буачидзе,
Э.А.Джавахишвили, Б.Э.Зауташвили, Д.В.Качарава, Н.В.Церцвадзе,
Л.А.Церцвадзе, Г.И.Чохонелдзе

Т 20806
М607(03)-76

Дж.Ш.Габачава

ОЦЕНКА ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

ЗЕЛЕННОЙ ЗОНЫ ТБИЛИСИ - РУСТАВИ

В связи с постановлением директивных органов ГССР "О мероприятиях по расширению зеленой зоны городов Тбилиси и Рустави", сотрудники Сектора гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР в течение двух лет проводили гидрогеологические исследования для изучения вопроса водоснабжения баз отдыха, расположенных в пределах зеленой зоны Тбилиси - Рустави.

Породы, слагающие территорию зеленой зоны, в зависимости от литолого-структурных, геоморфологических и гидрогеологических условий характеризуются различной степенью обводненности. Поэтому изучению естественных ресурсов подземных вод исследованной территории придается важное значение.

Оценка подземного питания горных рек Грузии впервые проведена И.М.Буачидзе. В региональном масштабе оценка подземного стока зоны интенсивного водообмена для бассейнов рек Грузии дана в работах И.М.Буачидзе и С.Н.Зедгенидзе.

По методу составления и расчленения гидрографа нами подсчитаны естественные ресурсы грунтовых вод для бассейнов рек Лехура, Вера, Шулавер, Болниси, Алгети (в двух створах), Кция-Храми (в двух створах), а также пяти отдельных воднобалансовых участков бассейна р.Иори (табл.І).

Полный средний многолетний водный баланс подземных вод бассейна р.Арагви с расчетным створом у с.Живвали подсчитан Д.Ш.Георгадзе.

Таблица I

Характеристика грунтового стока в реках территории зеленой зоны

№ участ-ков	Название рек	Местоположение гидрогеологических постов	Площадь водосбора бассейна, км ²	Объем об-щего реч-ного стока, км ³ /г	Объем поверхн. стока, км ³ /г	Объем подземно-го стока, км ³ /г	Слой об-щего го-дового стока, мм	Слой по-верхн. стока, мм	Слой под-земного стока, мм	Модуль подзем-ного стока, мм д /сек/км ²
I	Лехура	Ргваличала	242	66,1	57,0	9,1	273	240	33	1,0
2	Арагви-I	Жинвали	1880	1413,0	768,0	645,0	740	397	343	10,3
3	Арагви-II	Натахтари	2700	1395	970	425	516	358	158	5,2
4	Иори-I	Укугмрти	498	346	256	90	670	510	160	4,8
5	Иори-II	Орхеви	587	346	256	90	580	440	140	4,2
6	Иори-III	Сасадило	847	472	330	142	570	390	180	5,4
7	Иори-IV	Паддо	970	440	361	79	450	370	80	2,4
8	Иори-V	Казаниани	1340	440	345	95	350	250	100	3,0
9	Вера	Тбилиси	194	25,2	23,0	2,2	129	119	10	1,0
10	Алгети-I	Царцхиси	359	78,7	69,0	9,7	219	200	19	0,56
11	Алгети-II	Шавсакдари	474	37,8	37,7	0,1	79	74	5	0,15
12	Кция-Храми	Дагет-Хачин	2150	660	460	200	306	204	102	3,1
13	Кция-Храми	Имири	3840	725	662	63	190	170	20	0,6
14	Шулавер	Шаумян	116	12,6	9,0	3,6	108	77	31	0,93
15	Болниси	Самцвериси	292	47	41	6,0	160	140	20	0,6

Подсчет естественных ресурсов артезианских вод проведен путем решения уравнения водного баланса Б.И.Куделина/1960/. Необходимые для решения данного уравнения значения атмосферных осадков, величины речного стока и годового испарения получены обработкой фондовых и литературных материалов(Тр. геогр. общ., 1965; Основные гидролог. характеристики, 1967; А.Р.Константинов, 1968; Сп. по климату СССР, 1970).

Выделив, согласно расположению гидрологических постов, воднобалансовые участки и установив числовые значения членов уравнения водного баланса, подсчитали средний многолетний водный баланс воднобалансовых участков бассейнов рек территории зеленой зоны(табл.2).

На основании таблиц 1 и 2 для территории зеленой зоны Тбилиси - Рустави составлен полный средний многолетний водный баланс (табл.3).

Рассмотрим, как поддаются качественной оценке количественные показатели проведенных расчетов(см.табл.1, 2, 3).

Модуль артезианского стока ($9,0 \text{ л/сек/км}^2$) бассейна реки Лехура указывает на то, что в верхней части бассейна, расположенной за пределами территории, в районе развития интенсивно трещиноватых пород верхнемелового карбонатного флиша происходит инфильтрация осадков в глубоко расположенные водоносные горизонты. Модуль же грунтового стока, равный 1 л/сек/км^2 , отражает истинное значение естественных ресурсов грунтовых вод данного бассейна, так как площадь водосборного бассейна охватывает территорию как сравнительно водообильных верхнемеловых флишевых отложений, так и слабо обводненных лагунно-континентальных отложений миоплиоцена.

Таблица 2

Средний многолетний водный баланс бассейнов рек территории зеленой зоны

№ п/п	Название рек	Площадь водосб. F км ²	Средняя высота м	Осадки (X ₀) мм/год	Сток (Y ₀) мм/год	Испаре- ние (Z ₀) мм/год	Y ₀ + Z ₀ мм/год	W ₀ = X ₀ - (Y ₀ + Z ₀) мм/год	м ³ /сек		% от X ₀
									л/сек/км ²		
1	Лехура	242	1120	1000	273	420	693	+307	2,3/9,0	30,0	
2	Арагви-I	1880	1890	1310	712	390	1102	+208	12,5/6,5	15,9	
3	Арагви-II	2700	1600	1100	520	580	1100	0	-	-	
4	Иори-I	498	1690	905	670	600	1270	-365	6,0/12,0	40,0	
5	Иори-II	587	1630	900	580	440	1020	-120	2,2/3,6	14,0	
6	Иори-III	847	1460	850	570	440	1010	-160	4,3/5,0	18,0	
7	Иори-IV	970	1480	830	450	440	890	-60	1,9/2,0	7,0	
8	Иори-V	1340	1290	750	350	440	790	-40	1,6/1,3	5,3	
9	Вера	194	1060	650	129	510	639	+11	0,06/0,3	1,8	
10	Алгети-I	359	1320	720	219	480	699	+21	0,2/0,5	3,0	
11	Алгети-II	474	1180	715	79	480	559	+156	2,3/4,9	21,0	
12	Кция-Храми-I	2150	1720	650	306	480	786	-146	9,9/4,5	22,0	
13	Кция-Храми-II	3840	1510	665	190	600	790	-125	15,0/3,0	19,0	
14	Шулавер	116	1070	650	108	588	588	+62	0,2/1,7	9,0	
15	Болнис	292	1280	765	160	460	620	+145	1,3/4,2	19,0	

Таблица 3

Полный средний многолетний водный баланс бассейнов рек территории зеленой зоны

№ п/п	Река - пункт	Площадь водосб. км ²	Осадки X ₀ мм/год	С т о к			Испа- рение, Z ₀ мм/год	Глубинная инфильт- рация на уровень подземных вод у _а I мм/год	Суммар- ная ве- личина у ₀ ^а =у ₁ ^а +у ₀ ^г мм/год	
				общий у ₀ мм/год	в том числе					
					поверх- ност- ный у ₀ мм/год	грунто- вый у ₀ мм/год				арте- зиан- ский у ₀ мм/год
I	Лехура - Ргваличала	242	1000	580	240	33	-	420	307	340
2	Арагви - Жинвали	1880	1310	920	290	422	-	390	208	630
3	Арагви - Натахтари	2700	1100	516	358	158	-	580	-	158
4	Иори - Ужугмрти	498	905	1035	510	160	365	600	-	160
5	Иори - Орхеви	587	900	700	440	140	120	440	-	140
6	Иори - Сасадио	847	850	730	390	180	160	440	-	180
7	Иори - Паддо	970	830	610	370	80	60	440	-	80
8	Иори - Казаниани	1340	750	390	250	100	40	440	-	100
9	Вера - Тбилиси	194	650	140	119	10	-	510	11	21
10	Алгети - Парцхиси	359	720	240	200	19	-	480	21	40
11	Алгети - Шавоакдари	474	715	235	74	5	-	480	156	161
12	Кция-Храми - Дагет-Хачин	2150	650	452	204	102	146	480	-	102
13	Кция-Храми - Имири	3840	665	315	170	20	125	600	-	20
14	Шулавер - Шаумян	116	650	170	77	31	-	480	62	93
15	Болниси - Самцвериси	292	765	205	140	20	-	460	145	165

В бассейне р.Арагви, с расчетным створом у с.Живали, по данным Д.Ш.Георгадзе/1971/, преобладает глубокая инфильтрация, что, по мнению автора, вполне соответствует истинной гидрогеологической картине, так как бассейн р.Арагви в системе гидрогеологической области складчатой зоны южного склона Б.Кавказа является областью преобладающего питания и транзита подземных вод.

Уменьшение модуля грунтового стока ($5,2$ л/сек/км²) бассейна р.Арагви (табл.1) с расчетным створом у с.Натахтари, по сравнению с таковым на II участке ($10,3$ л/сек/км²) почти в два раза, по нашему мнению, вызвано функционированием на данном участке высокодебитных источников Булачаури, Чопорти, Сагурамо и Натахтари, за счет которых осуществляется водоснабжение г.Тбилиси.

Подсчет естественных ресурсов подземных вод бассейна р.Иори, проведенный в 5 расчетных створах, показывает, что в бассейне данной реки наблюдается мощный очаг разгрузки, причем основная масса подземных вод разгружается в верхней части бассейна, расположенной в системе складчатой зоны южного склона Б.Кавказа, в районе развития интенсивно трещиноватых меловых пород. Вполне вероятным по этому поводу кажется мнение Д.Ш.Георгадзе /1971/, согласно которому в данной части бассейна р.Иори должна разгружаться значительная масса естественных ресурсов подземных вод, формирующихся в бассейне р.Арагви.

Как видно из табл.1, модуль грунтового стока ($4,2$ л/сек/км²) участка бассейна данной реки, меньше такового соседнего IУ участка. Это явление, по-видимому, вызвано функционированием мощных родников на бортах Эрцойской синклинали, сложенной древнечетвертными отложениями.

В бассейне р.Вера происходит инфильтрация в глубокие водо-

носные горизонты ($W_0 = +11$ мм/год). Принимая во внимание тот факт, что в бассейне данной реки водоносным является лишь комплекс среднеэоценовых вулканогенно-осадочных отложений, можно заключить, что инфильтрация подземных вод происходит на 10-километровом интервале нижнего течения реки, на территории площадью до 50 км².

В бассейне р.Алгети также происходит инфильтрация на уровень артезианских вод, притом сравнение модулей артезианских стоков показывает, что отмеченная величина в створе у с.Шавсакдари равна +156 мм/год и примерно в 8 раз превышает значение модуля артезианского стока бассейна р.Алгети в створе у с.Парцхиси (+21 мм/год).

Видимо, большая часть всей массы подземных вод идет на питание глубоких горизонтов среднеэоценовых вулканогенно-осадочных отложений и флишевых отложений н.эоцена-палеоцена, обнажающихся в интересующем нас интервале реки от с.Парцхиси до с.Шавсакдари.

Данное явление подтверждает высказанное И.М.Буачидзе и его соавторами/1970/ мнение о том, что в отмеченном районе "флишевые отложения должны иметь удовлетворительные коллекторские свойства, что совместно с другими гидрогеологическими факторами дает возможность предполагать наличие водоносного горизонта".

В бассейне р.Храми наблюдается мощный очаг разгрузки. Можно было бы допустить, что часть естественных ресурсов бассейна р.Алгети принимает участие в массе подземных вод, разгружающихся в бассейне р.Храми, но геологические условия района исключают такую возможность.

В бассейнах рек Шулавер ($W_0 = +145$ мм/год) и Болниси

Таблица 4

Естественные ресурсы подземных вод водоносных образований района

№ п/п	Наименование водоносного горизонта	Площадь, км ²	Естественные ресурсы			
			Грунтовых вод		Артезианских вод	
			л/сек/км ²	10 ⁶ м ³ /г	л/сек/км ²	10 ⁶ м ³ /г
I	Нижнемеловой терригенный флиш	140	9,0	39,7	5,0	22,0
2	Верхнемеловой карбонатный флиш	150	11,1	51,9	6,0	28,3
3	Верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения	695	2,0	53,8	2,4	52,5
4	Верхнемеловые карбонатные отложения	88	0,6	1,7	0,5	1,4
5	Флишевые отложения н.эоцен-палеоцена	180	0,4	2,3	0,5	3,0
6	Ср.эоценовые вулканогенно-осадочные отложения	110	0,3	1,0	2,8	9,7
7	Верх. и сред.миоценовые отложения	120	0,7	2,7	-	-
8	Лагунно-континентальные отложения миоплиоцена	1125	2,4	85,1	-	-
9	Апшерон-акчагыльские морские отложения	80	0,5	1,3	-	-
10	Среднечетветич.-верхне-плиоценовые лавовые покровы	202	3,0	19,1	-	-
II	Древнечетвертичные аллювиальные отложения	1350	4,2	178,6	-	-
I2	Современные аллювиальные отложения	420	10,0	132,3	-	-

($M_0 = +145$) происходит поглощение осадков. Отмеченные ресурсы вод принимают участие в питании глубоко расположенных отдельных водоносных зон горизонта верхнемеловых вулканогенно-осадочных отложений.

Что касается бассейна р.Храми, наличие здесь мощного очага разгрузки(модули артезианского стока 4,5 и 3,0 л/сек/км²), по-видимому, является показателем того обстоятельства, что в пределах данного бассейна происходит разгрузка основной части ресурсов подземных вод так называемого Беденского лавового потока, который, как известно, спускаясь по направлению к Марнеульской долине и захватывая среднее течение р.Храми у самой равнины, погружается под древнечетвертичные отложения и образует два напорных горизонта трещинных подземных вод.

Путем использования данных водного баланса в зависимости от специфики развития интересующих нас пород в пределах водосборных бассейнов, мы попытались по мере возможности наиболее полно оценить естественные ресурсы водоносных горизонтов.

На основании таблиц I, 2 и 3 можно судить об естественных ресурсах подземных вод водоносных образований района(табл.4).

Л и т е р а т у р а

- 1 Буачидзе И.М., Гидрогеология СССР, т.Х, ГССР, 1970.
- 2 Георгадзе Д.Ш., Подземные воды бассейна р.Арагви, Канд.диссертация, Тбилиси, 1971.
- 3 Основные гидрогеологические характеристики, т.9, Л., 1967.
- 4 Справочник по климату СССР, вып.14, Л., 1970.
- 5 Труды геогр.общества, Тбилиси, 1965.
- 6 Уклеба Д.Б., Физико-географическое районирование Вост. Грузии, Тбилиси, 1968.

И.С.Элердашвили

ГИДРОМИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ БАССЕЙНА ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ
р.Б.ЛИАХВИ

В бассейне верхнего течения р.Б.Лиахви, расположенном на территории Юго-Осетинской автономной области, имеются многочисленные выходы холодных углекислых минеральных вод, естественная разгрузка которых связана в основном с зонами тектонических дроблений изверженных, осадочных и метаморфических пород.

Наиболее крупные источники сосредоточены к западу и северо-западу от Кельского лавового нагорья в верховьях р.Б.Лиахви и в ущельях ее верхних притоков. Значительная их часть приурочена к северной окраине Ахубатского лавового плато.

Минеральные источники расположены в основном группами, носящими наименования рек, к ущельям которых они приурочены (Эрмани, Бри-тати-дон, Челиата, Сба-дон и т.д.).

Воды источников углекислые гидрокарбонатно-кальциевые или кальциево-натриевые с минерализацией от 1,5 до 3,5 г/л. Исключением является источник Нижняя Сба, минерализация которого достигает 7,5 г/л, при гидрокарбонатном натриевом составе и повышенном содержании хлора (до 18 мг.экв.%).

Большинство источников характеризуется интенсивным выделением спонтанной углекислоты.

Дебиты минеральных источников исчисляются десятками и сотнями м³/сутки и в сумме составляют довольно внушительную цифру - около 35000 м³/сутки.

К югу, после значительного перерыва, очаги естественной раз-

грузки минеральных вод фиксируются в ущелье р.Б.Лиахви, между сс. Багиати и Ванели (Ванели-Багиатская группа источников). Химический состав и минерализация источников аналогичны северной группе, но дебиты их значительно ниже и составляют единицы и редко десятки кубометров в сутки.

В юго-западной части территории выходы минеральной воды проявляются к югу от линии Орхевского надвига - в переходной тектонической зоне. Химический состав их и минерализация различны: от $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (I-2 г/л) до $\text{HCO}_3\text{-Cl - Na}$ (2,2 - 2I г/л) и Cl-Na (до 32 г/л). Это воды т.н. Джавского месторождения.

Все вышеупомянутые группы минеральных источников обследовались в разное время многими исследователями (Вассович Н.Б., 1930-1932; Славянов Н.Н., Смирнов В.С., 1932; Кавтарадзе И.П., 1930; Устиев Е.К. и Молева В.А., 1933; Джалишвили В.Г., 1950-1958; Качаравა Д.В., 1950-1953; Церцвадзе Н.В., Буачидзе Г.И., Юзбашев Д.Л., Стурца И.Н., 1963-1965; Элердашвили И.С., 1959-1973).

Республиканским гидрогеологическим управлением "Грузге каптажминвод" разведаны два участка естественной разгрузки минеральных вод - Джавское и Багиатское месторождения, расположенные в пределах двух крупных геотектонических областей. Первое, сложенное мелководными морскими и континентальными отложениями миоцена, относится к Грузинской глыбе. Второе - полностью относится к Местиа-Тианетской зоне складчатой системы Южного склона Большого Кавказа /4, 5/ и складывается мощными, сложнодислоцированными мезозойскими флишевыми отложениями геосинклинального характера. Границей между геотектоническими областями служит региональный Орхевский надвиг.

Согласно гидрогеологическому районированию /1/, район расположения Джавского и Багматского месторождений минеральных вод охватывает в основном Местия-Тиянетскую водонапорную систему трещинных и трещинно-карстовых вод и, в незначительной степени, северную периферийную часть Карталинского артезианского бассейна поровых и трещинно-карстовых вод.

Джавское месторождение минеральных вод характеризуется сложной структурой и представляет собой синклиналичную впадину широтного простирания, выполненную миоценовыми отложениями, залегающими с угловым несогласием на дислоцированном порфиритовом ложе и осложненную вторичной складчатостью и тектоническими нарушениями. Разведка месторождения осуществлялась с 1955 по 1972 год. За этот период выполнен большой объем буровых, опытных, каптажных, наблюдательных и исследовательских работ, создан курорт и организован розлив минеральной воды на базе каптажной скв. № 14к. Были выделены 4 участка естественной разгрузки минеральных вод - Хвце, Джавский (Центральный), Мсхлеби и Кодибини, на которых заложены разведочные скважины глубиной от 70 до 500 м. Разведка показала, что коллекторами углекислых солено-щелочных вод являются в основном миоценовые отложения Джавского участка, прикрытые относительно мощным водонепроницаемым слоем глин и выполняющие вторичную складку - Джавскую синклинали. Обнаженные северо-восточное и юго-западное крылья синклинали являются областью питания. Циркуляция минеральных вод носит порово-трещинный характер, они слабонапорные, характеризуются невысокими дебитами, широким диапазоном колебания общей минерализации (2,2 - 2,1 г/л), различием в соотношении отдельных ионов в газовом составе.

В настоящее время на месторождении ведутся работы по подсче-

2658

ту эксплуатационных запасов минеральных вод, ориентировочная цифра которых составляет $70 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Из них кондиционная джавская минеральная вода гидрокарбонатно-хлоридного натриевого состава с минерализацией 5-9 г/л, пригодная для питья и розлива, составляет 35-40 $\text{м}^3/\text{сутки}$ (воды каптажных скважин №№ 14к, 16к, 42к). Ресурсы разведочных скважин №№ 32 и 25 составляют примерно 30-35 $\text{м}^3/\text{сутки}$ (при свободном изливе); они не являются кондиционными и могут быть использованы в других лечебных целях. Минеральные воды каптажных скважин, используемые для питья и розлива, могут быть получены путем откачки. Количество отбора их не должно превышать 10-15 $\text{м}^3/\text{сутки}$. В противном случае минерализация воды снижается и она выходит за пределы кондиций. Остальные скважины месторождения содержат минеральную воду в очень малых количествах и использование их в целях эксплуатации невозможно.

Из вышеизложенного ясно, что Джавское месторождение обладает небольшими ресурсами минеральных вод, обусловленными ее формированием в пределах сравнительно маломощной толщи миоценовых отложений (100-400 м) и на весьма ограниченной площади.

Разведка наиболее перспективного Джавского (Центрального) участка весьма осложнена паводками р.Б.Лиахви, в результате которых размывается и затопляется и без того ограниченная площадь циркуляции Джавских минеральных вод. Поэтому дальнейшее освоение центрального участка возможно лишь после берего-укрепительных работ.

Месторождение минеральных вод "Багиата" расположено в центральной части исследованной территории, очаги естественной разгрузки углекислой гидрокарбонатной кальциево-натриевой или натриево-кальциевой воды, приуроченные к пойменной части р.Б.Лиахви, протягиваются сплошной полосой от сел. Ванели до сел. Багиата на

расстоянии 4-5 км. В 1955 году на базе источника № I (т.н. "Багиата") был организован розлив минеральной воды, в количестве 5-7 м³/сутки. Ввиду роста потребности в лечебной багиатской воде Р/У "Грузгеокаптажминвод"ом, в 1964-1972 годах была произведена разведка месторождения десятью неглубокими скважинами. Глубина их в основном не превышала 100-195 м и лишь I скважина (№ II) имела глубину 300 м.

Большой объем гидрогеолого-исследовательских работ, выполненных на месторождении, позволил довольно детально изучить геолого-структурные и гидрогеологические особенности его, а также выяснить условия формирования минеральных вод, циркулирующих в его пределах. Согласно геолого-структурным и гидрогеологическим условиям, месторождение делится на два участка: Багиатский (северный) и Ванельский (южный), границей между которыми служит крупный тектонический разлом - Тлидонский надвиг.

На Багиатском участке месторождения, представляющем собой взброшенное и надвинутое на южную часть северное крыло, сложенное верхнеюрскими известняковыми породами титона и отчасти кимериджа, четырьмя из пяти разведочных скважин были вскрыты углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды типа "Ессентуки" с общей минерализацией 7,5 - 18 г/л (разв.скв. №№ I, 2, 3, 7, 5). Дебиты минеральной воды этого типа превышают 200 м³/сутки.

На Ванельском участке, сложенном черной мергелистой свитой нижнего валажина, получены углекислые гидрокарбонатно-натриевые воды типа "Боржоми" с общей минерализацией 5,5-8,2 г/л (разв.скв. №№ 8, 9), дебиты которых достигают 100 м³/сутки. Минеральные воды вышеуказанных типов и минерализации в пределах Багиатского месторождения фиксированы впервые.

В верхнетрециноватой зоне коренных пород обоих участков циркулируют углекислые гидрокарбонатные кальциево-натриевые или натриево-кальциевые минеральные воды типа "Багиата" - "Саирме" с минерализацией 2,0-4,0 г/л. Представлены они источниками №№ I, 2, 4 и водами разведочных скважин №№ IO и II (Занельский участок). Дебиты их значительно ниже и исчисляются единицами и реже десятками м³/сутки. Излив всех вышеназванных типов вод сопровождается интенсивным выделением спонтанной углекислоты, дебиты которой достигают 345 м³/сутки. Последняя является ценным минеральным сырьем для многих отраслей промышленности, особенно пищевой. Кроме того, согласно требованиям международного стандарта, газировка минеральных вод, идущих на розлив, должна осуществляться природной углекислотой. Поэтому, выявленные запасы спонтанного углекислого газа, с высокой концентрацией CO₂ (близкой к 100%), могут и должны быть использованы при розливе, что значительно улучшит вкусовые качества разливаемой минеральной воды.

Гидравлическая связь между водоносными комплексами обуславливает поступление минеральных вод в толщу верхнеюрских и нижнемеловых пород, которые благодаря хорошим фильтрационным свойствам, являются естественными коллекторами минеральных вод. Довольно высокое гидростатическое давление (средняя величина разности относительных отметок областей питания и разгрузки около 1500 м), а также значительный газовый фактор (от 2 до 5) обеспечивают динамичность и интенсивную разгрузку минеральных вод через ослабленные участки - тектонические нарушения и интенсивно-трещиноватые своды антиклиналей.

Первый этап работ на Багиатском месторождении завершен подсчетом эксплуатационных балансовых запасов минеральных вод и спон-

таинного углекислого газа, представленных на утверждение в ГКЗ в следующих количествах: эксплуатационные балансовые запасы минеральных вод 1029 м³/сутки, из коих по категории А+В - 629 м³/сутки (табл.1). Эксплуатационные балансовые запасы спонтанного углекислого газа - 1582 м³/сутки, из них по категории В - 1082,8 м³/сутки, категории С_I - 500 м³/сутки(табл.2).

Таблица I

№ скважин	Эксплуатационные запасы по категориям, м ³ /сутки				Эксплуатационные запасы по химическим типам, согласно условиям, м ³ /сутки		
	А	В	А+В	С _I	"Ессен-ту-ки"	"Боржоми"	"Багиата"- "Саирме"
I	207		207		207		
2		130	130		130		
3		37	37		37		
5		40	40		40		
8		100	100			100	
9	68		68			68	
10		3,0	3,0				3,0
II	27		27				27
ист.4		17,0	17,0				17,0
				400			
Всего	302	327	629	400	414	168	47

Таблица 2

№ скважин	Эксплуатационные запасы по категориям, м ³ /сутки			$\frac{Q \text{ газа}}{Q \text{ воды}}$
	A	B	C _I	
1	-	345,6	-	1,7-2,0
2	-	345,6	-	2,0-3,0
3	-	138,2	-	3,5-5,0
5	-	115,2	-	2,5-3,0
9	-	138,2	-	2,0
Всего		1082,8	500	

Расчетным сроком водопотребления принимается 25 лет. Что касается восполнения подсчитанных эксплуатационных запасов минеральных вод Багиатского месторождения, то, согласно климатическим данным, район богат влагой, гарантирующей перманентное питание подземных вод, а при инфильтрационной составляющей (глубинное просачивание) водного баланса района 50 мм в год и площади общей области питания 250-300 км² возобновляемость гидроминеральных ресурсов можно считать полностью обеспеченной.

Кроме разведки вышеназванных месторождений, в целях выяснения условий циркуляции минеральных вод в прифронтальной зоне Орхавского надвига, были заложены отдельные разведочные скважины глубиной от 150 до 635 м (скв. № 6, 48, 46), итоги бурения которых показали бесперспективность разведанных участков.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что в результате проведенных работ сделан существенный вклад в дело изучения и

увеличения гидроминеральных ресурсов Юго-Осетии.

Разведочными работами установлено:

1. Различие геолого-структурных и гидрогеологических особенностей и условий формирования минеральных вод месторождений "Джава" и "Багиати" обуславливают разную степень обводненности водовмещающих пород.

2. Запасы джавской минеральной воды типа "Эссентуки" невелики; площадь ее распространения контролируется границами Джавской синклинали, за пределами которой она не фиксирована. Глубина циркуляции минеральной воды обусловлена мощностью миоценовых образований.

3. В пределах Багиатского месторождения циркулируют минеральные воды, относящиеся по химическому составу к трем различным типам: "Багиата" - "Саирме", "Боржом" и "Эссентуки". Два последних приурочены к различным литолого-стратиграфическим единицам, образующим в пределах месторождения два самостоятельных участка - Багиатский (северный) и Ванельский (южный).

4. Наличие на малых глубинах больших ресурсов лечебных вод различных типов, а также значительного количества спонтанной углекислоты, в пределах небольшой территории, обеспечивает высокую эффективность работ на Багиатском месторождении.

5. Структурно-гидрогеологические и климатические условия Багиатского месторождения, а также условия формирования минеральных вод, циркулирующих в его пределах, обеспечивают перманентное питание и возобновляемость гидроминеральных ресурсов.

6. Выявленные гидроминеральные ресурсы Багиатского месторождения являются не только отличной базой для функционирующего и строящегося заводов розлива и будущего курортного строительства

на его территории, но и могут обеспечить минеральной водой типа "Ессентуки" курорт и завод розлива в Джава, испытывающих в ней недостаток.

7. Многочисленные очаги естественной разгрузки минеральных вод, расположенные в верховьях р.Б.Лиахви и ее притоков, указывают на наличие значительных ресурсов минеральных вод и спонтанной углекислоты в северной части района. Гидрогеологическая разведка этой перспективной области должна осуществляться по мере благоустройства дорог и освоения уже выявленных гидроминеральных ресурсов.

8. Отсутствие очагов разгрузки минеральных вод южнее Багиатского месторождения (включая зону Орхевского надвига), а также результаты бурения одиночных скважин, указывают на гидрогеологическую бесперспективность этой части района.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М. Гидрогеологическое районирование. Гидрогеология СССР, т.Х, Груз.ССР.
2. Буачидзе И.М., Тугуши И. О механизме образования высококонцентрированных содовых вод на примере минеральной воды "Дзау". Тр.ПИИ, № 7, Тбилиси, 1966.
3. Гамквелидзе П.Д. Схема тектонического строения Грузии. Путеводитель экскурсий (международный коллоквиум по тектонике Альпийской складчатой области Европы и Малой Азии). Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 1965.
4. Джалишвили В.Г. О происхождении Джавской углекислой солянощелочной воды. Сб.тр. "и-та курортологии и физиотерапии Груз.ССР, т.ХШ, Тбилиси, 1955.

5. Чихелидзе С.С. Минеральные воды. Природные ресурсы Грузинской ССР, т.Ш, Изд. АН СССР, М., 1961.
6. Элердашвили И.С. Предварительные результаты гидрогеологических работ на Джавском месторождении минеральных вод. Материалы научно-техн. конференции НТО - горное по сырьевым ресурсам СССР. Изд. "Недра", М., 1969.

Д.Ш.Габечавა, Д.В.Качарავა, М.В. Мзареулишвили

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ
БАЗ ОТДЫХА ЗЕЛЕННОЙ ЗОНЫ ТБИЛИСИ-РУСТАВИ

Вокруг городов Тбилиси и Рустави, на территории общей площадью 8200 км², намечается создание и расширение зеленой зоны для массового отдыха трудящихся.

В настоящей статье освещаются основные закономерности распределения пресных подземных вод для решения вопроса водоснабжения баз отдыха, расположенных в пределах зеленой зоны Тбилиси-Рустави.

Разнообразие геолого-структурных, гидрогеологических и геоморфологических условий территории зеленой зоны Тбилиси-Рустави обуславливает разную обводненность водоносных пород. Здесь можно выделить районы распространения следующих водоносных отложений: I) современных аллювиальных и древнечетвертичных образований; 2) среднечетвертично-верхнеплиоценовых лавовых покровов; 3) морского апшерон-акчагыла; 4) лагунно-континентальных отложений мио-плиоцена; 5) морских отложений верхнего и среднего миоцена; 6) вулканогенно-осадочных отложений среднего эоцена; 7) флишевых отложений нижнего эоцена-палеоцена; 8) верхнемеловых карбонатных отложений; 9) вулканогенно-осадочных отложений верхнего мела; 10) карбонатного флиша верхнего мела; 11) нижнемелового терригенного флиша. Практически безводными являются отложения понта-маотиса и нижнего миоцена-олигоцена-верхнего эоцена.

В пределах Тбилисского, Мцхетского, Марнеульского, Сагареджойского, Тетрицкарройского и Ксанского лесхозов исследованы 30 водопроявлений, приуроченных к современным аллювиальным отложениям. Из них закаптивированы 9 родников. Как правило, все каптажи

старые и несовершенные. Бактериологически исследованы 14 родников, из них санитарным нормам, принятым в СССР для питьевых вод, отвечают лишь 5 родников. Фтор в этих водах содержится ниже принятой нормы - менее 0,6 мг/л. Минерализация вод колеблется от 0,3 до 0,5 г/л, состав вод гидрокарбонатно-кальциевый. Практическое значение данного водоносного горизонта огромное.

Древнечетвертичные аллювиальные отложения распространены в пределах Душетского, Тианетского, Каспского, Мцхетского, Сагареджойского, Болнисского, Марнеульского лесхозов. Особенно широко они развиты в Марнеульском, Мцхетском и Сагареджойском лесхозах. Нами исследованы более 50 водопроявлений, приуроченных к данным отложениям. Водообильность горизонта 0,1-1 л/сек, минерализация вод - 0,5-0,7 г/л, состав - гидрокарбонатно-кальциевый. Из 50 водопроявлений каптирована 1/5 часть. Бактериологически исследованы 12 родников, санитарные нормы удовлетворяют 7 из них. Фтор в водах содержится менее 0,6 мг/л.

В пределах Каспского, Мцхетского, Душетского, Тианетского и Сагареджойского лесхозов на глубине 100-300 м в данном горизонте скважинами можно вскрыть горизонты самоизливающейся пресной воды с дебитом до 1 л/сек (И.М.Буачидзе, 1970).

В пределах Марнеульского лесхоза и крайне южной части Тбилисского лесхоза по данным П.Ф.Кварцхава/1967/, скважинами глубиной до 100 м можно вскрыть гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые воды минерализацией до 1 г/л.

Водоносный горизонт верхнеплиоценово-среднечетвертичных отложений развит в пределах Тетрицаройского лесхоза. Нами исследованы 15 родников, приуроченных к данным отложениям. Из них закаптивированы и биологически не загрязнены 3 родника. Фтор в подзем-

ных водах содержится в пределах 0,15–0,5 мг/л. Минерализация вод колеблется от 0,4 до 0,7 г/л, состав гидрокарбонатно-кальциевый.

В восточном направлении на границе Тетрицкаройского и Марнеульского лесхозов данные отложения погружаются под аллювиально-пролювиальные отложения, образуя напорные горизонты подземных вод. Скважинами глубиной до 200 метров здесь можно получить значительные ресурсы трещинных вод хорошего вкусового качества.

Зона распространения спорадически обводненных морских отложений апшерон-акчагыла фрагментами обнажается в пределах Тбилисского и Сагареджойского лесхозов. Водоносными слоями являются рыхлые галечники. В данных отложениях нами зафиксированы и исследованы 8 родников. Родники не закаптиваны, бактериологически исследованы 3 родника. Санитарные нормы удовлетворяет лишь один родник. Состав вод гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-кальциевый, минерализация достигает 0,8 г/л. В пределах Сагареджойского лесхоза из данного водоносного горизонта с глубины 350–400 м скважинами получены самоизливающиеся пресные воды с дебитом от 1 до 15 л/сек.

Миоплиоценовые отложения занимают значительную территорию северной части района и развиты в основном в пределах Каспского, Душетского, Мцхетского и Сагареджойского лесхозов. В данных отложениях нами зарегистрировано и изучено более 70 водопоявлений. Из них закаптиваны 12 родников. Бактериологически исследованы 26 родников. Санитарные нормы питьевой воды удовлетворяют 14 родников. Содержание фтора в подземных водах колеблется от 0,1 до 0,6 мг/л.

Следует отметить, что по мнению некоторых авторов данные отложения являются слабодоносными, однако в этих осадках, особенно у контакта глинистых слоев и конгломератов, нами зафиксирован

ряд родников, дебиты которых составляют от I до 7,8 л/сек (Мцхетский лесхоз).

В пределах Каспского и Душетского лесхозов в этих отложениях скважинами глубиной до 500 м, можно вскрыть напорные водоносные слои и получить пресную гидрокарбонатно-кальциевую воду.

Зона распространения спорадически обводненных морских отложений верхнего и среднего миоцена протягивается узкой полосой в пределах Каспского, Мцхетского, Душетского и Сагареджойского лесхозов. Минерализация вод 0,38-0,65 г/л, состав, в основном, гидрокарбонатно-кальциевый.

Водоносные отложения среднего эоцена, нижнего эоцена-палеоцена и карбонатного верхнего мела обнажаются в основном в пределах Тетрицкаройского и Тбилисского лесхозов. По данным палеогеографических и палеогеологических реконструкций возможно предположить, что вышеотмеченные отложения слагают единый нижнепалеоген-верхнемеловой водоносный комплекс (Д.В. Качарава, 1972), хотя по мнению других авторов, опирающихся на весьма малые значения активной пористости (0,4-5%) нижнеэоцен-палеоценовых пород, верхнемеловые и среднеэоценовые отложения гидрогеологически должны быть разоены глинисто-песчанистой флишевой толщей нижнего эоцена-палеоцена (И.М. Буачидзе и др., 1970).

В пределах данных отложений нами были исследованы более 40 родников, из них закаптивированы - 20. Биологически чистыми оказались воды 9 родников. Содержание фтора колеблется в пределах 0,1-0,6 мг/л. Состав вод гидрокарбонатно-кальциевый, минерализация варьирует в пределах 0,3-0,5 г/л.

В данных водоносных отложениях, в пределах западной части Тбилисского артезианского бассейна, скважинами глубиной 1000 и

более метров, можно вскрыть пресную по общей минерализации термальную азотную воду значительных ресурсов, что особенно важно для покрытия нужд Тбилисского лесхоза, территория которого сложена в основном водоупорными миоцен-олигоценными отложениями.

Верхнемеловые вулканогенные осадочные отложения, слагающие зону активной циркуляции, распространены на территории Болнисского, Марнеульского и Тетрицкарройского лесхозов. Здесь нами исследованы 35 родников. Из них закаптиврованы и бактериологически не загрязнены 15 родников. Содержание фтора в водах колеблется в пределах 0,2-0,65 мг/л. Состав вод гидрокарбонатно-кальциево-магниевый или сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-магниевый. Общая минерализация сравнительно повышена и варьирует в пределах 0,38-0,88 г/л.

Верхнемеловые карбонатные и нижнемеловые терригенные отложения развиты лишь в крайне северной части территории, в пределах Душетского и частично Тианетского лесхозов. Они слагают отдельные водоносные горизонты, разобщенные альб-аптским водоупором.

В пределах верхнемеловых отложений исследованы 5 родников. Закаптиврованы и биологически чисты воды 3-х родников. В нижнемеловых отложениях исследованы 6 родников. Закаптиврованы и не загрязнены воды 2-х из них. Фтор в подземных водах содержится в пределах 0,20-0,55 мг/л. Минерализация вод варьирует в пределах 0,3-0,6 г/л. Состав, в основном, гидрокарбонатно-кальциево-магниевый.

С целью оценки перспективности подземных вод описанных водоносных образований, как источников водоснабжения баз отдыха зеленой зоны Тбилиси-Рустави, ниже даются показатели естественных ресурсов как грунтовых, так и артезианских вод (табл. I).

Таблица I

Наименование водоносного горизонта	Площадь, км ²	Естественные ресурсы			
		грунтовых вод		артезианских вод	
		л/сек/км ²	10 ⁶ м ³ /год	л/сек/км ²	10 ⁶ м ³ /год
Нижнемеловой терригенный флиш	140	9,0	39,7	5,0	22,0
Верхнемеловой карбонатный флиш	150	11,1	51,9	6,0	28,3
Верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения	695	2,0	53,8	2,4	52,5
Верхнемеловые-нижнепалеогеновые отложения	380	0,4	1,8	1,7	4,6
Верхне и среднемиоценовые отложения	120	0,7	2,7	-	-
Лагуно-конт.отложения мио-плиоцена	1125	2,4	85,1	-	-
Апшерон-акчагыльские морские отложения	80	0,5	1,3	-	-
Среднечетвертич.-верхнеплиоценовые лавовые покровы	202	3,0	19,1	-	-
Древнечетвертичные аллювиальные отложения	1350	4,2	178,6	-	-
Современные аллювиальные отложения	420	10,0	132,3	-	-
В с е г о	4662		566,3		107,4

В ы в о д ы

I. С точки зрения обеспечения питьевой водой баз отдыха в самых неблагоприятных условиях находится территория Тбилисского лесхоза, расположенная в пределах развития практически неводоносных миоцен-олигоценых пород. В зоне экзогенной трещиноватости данных пород хотя и имеются водопроявления, но они повышенной минерализации и сульфатно-кальциевого состава. В зонах тектонических разломов в данных отложениях содержатся еще более непригодные для питья воды: высокоминерализованные сульфатно-натриевого состава.

Обеспечение питьевой водой баз отдыха Тбилисского лесхоза, по-видимому, возможно лишь на базе комплексного использования термальных пресных вод верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного горизонта (западная часть территории) и вод минерализацией до 1 г/л древнечетвертичных аллювиальных отложений (крайняя южная часть территории), или же на базе центрального водоснабжения.

2. При оценке качества воды важным критерием является величина ее минерализации, допустимые верхние пределы которой ограничиваются величиной 1-1,5 г/л. По градации К.И. Лисицина, воды зеленой зоны относятся в основном к группе "хорошей питьевой воды" с минерализацией от 0 до 600 мг/л, а меньшая часть - к группе "удовлетворительной питьевой воды" с минерализацией от 600 до 1000 мг/л.

По химическому составу воды зеленой зоны характеризуются в основном гидрокарбонатно-кальциевым составом и поэтому могут считаться отвечающим требованиям к питьевой воде.

При оценке пригодности вод для питьевых целей большое значение имеет содержание в них фтора. Исследованиями врачей-гигиенистов установлена вредность для организма человека питьевой воды, содержащей более 1,5 мг/л фтора.

В водах зеленой зоны фтор содержится в основном ниже нормы (менее 0,6 мг/л) и редко в пределах нормы (0,6-1,5 мг/л) и поэтому они могут быть рекомендованы к применению для питья.

3. Как показали исследования, из 250 водопрооявлений зеленой зоны, закаптиврованы лишь 90, но, как правило, почти во всех случаях каптаж старый и несовершенный, на что указывает тот факт, что из 90 родников в 35 случаях воды оказались биологически загрязненными, не удовлетворяющими санитарным нормам питьевой воды, принятым в СССР.

Остальные 160 родников вообще не закаптиврованы, что в условиях массового отдыха повышает опасность превращения этих вод в очаг распространения инфекции.

Исходя из сказанного, применение вод зеленой зоны для питья рекомендуется после устройства совершенного каптажа (в 160 случаях), замены старого каптажа новым (в 35 случаях), а также установления строгих санитарных зон, охватывающих площади питания отмеченных родников.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М. и др. Гидрогеология СССР, т.Х, ГССР, 1970.
2. Качарава Д.В. Геология и геохимия подземных вод Грузии, Докт. диссертация, 1972.
3. Кварцхава П.Ф. Подземные воды Марнеули-Гардабанского артезианского бассейна, Канд.дисс., 1969.

Л.А.Харатишвили, И.Я.Хабелашвили

О НАПОРНЫХ ГОРИЗОНТАХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СОЧИ- МАЦЕСТИНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

В статье рассматриваются результаты гидрогеологических работ, которые могут послужить дальнейшему расширению представлений о формировании пресных и минеральных вод юго-восточной части Сочи-Мацестинского артезианского бассейна.

В 1964-1965 гг. Управлением геологии при СМ СССР с целью выявления минеральных вод типа Мацеста в районе Леселидзе-Гантиади были пробурены три поисково-разведочные скважины (рис.1). В палеогеново-меловых отложениях скважинами были вскрыты и изучены 6 водоносных горизонтов и комплексов напорных пресных и слабо солоноватых вод. Эти данные были подтверждены материалами бурения скв.4 и геофизических работ треста "Грузнефть" в 1966-1967 гг.

Водоносный комплекс верхнеолигоценовых отложений литологически представлен в основном слоистыми элевродитами и глинами, среди которых встречаются прослойки водоносных крупнозернистых песчаников с мелкими проплатками лигнита. На участке Леселидзе в скв.1 выделены два водоносных горизонта на глубинах 238-295 и 402-436 м (табл.1).

Пьезометрический уровень воды верхнего горизонта установился на 5 м, а нижнего - на 11 м ниже уровня моря. В этих отложениях были вскрыты три интервала проявления метана на глубинах 238-240, 273-402 и 450-480 м. Дебит газа первого интервала 300 м³/сут., давление 7,5 атм., а после вскрытия второго интервала суммарный дебит составил 16000 м³/сутки при давлении 15 атм. Третий интер-

Таблица I

№ сква- жин	Глубина залегания водносно- го гори- зонта, м	Литология и возраст водо- носных пород	Пьезо- метр. уро- вень, м	Дебит		Формула химическо- го состава
				уд. деб., л/сек.		
I	238-295	Песчаники	-11,0	-	I,4	$M_{I,35} \frac{Ca^{60}Mg^{20}Na^{14}}{Sr^{63}HCO_3^{29}}$
	402-436	"- P ₃	-15,0	-	2,0	$M_{0,27} \frac{Ca^{54}Mg^{24}Na^{22}}{Sr^{65}HCO_3^{29}}$
2	350-390	Кремнистые известняки	- 5,8	-	0,8	$M_{0,7} \frac{Ca^{82}Na^{15}}{HCO_3^{86}SO_4^{8}}$
	500-600	"- K ₂ t	-6,0	-	0,65	$M_{0,27} \frac{Ca^{49}Na^{45}}{HCO_3^{66}Sr^{25}}$
3	579-585	Кремнистые известняки	- 7,3	-	0,033	$M_{I,05} \frac{Ca^{90}Na^{9}}{Sr^{69}HCO_3^{26}}$
	825-875	"- K ₂ t	- 6,8	-	0,05	$M_{0,5} \frac{Ca^{83}Na^{17}}{HCO_3^{50}Sr^{45}}$
	I085-II22	Известняки и песчаники K ₂ cm	- 8,4	-	0,1	$M_{0,56} \frac{Ca^{86}Na^{10}}{HCO_3^{70}Sr^{30}}$
	I325-I370	Песчанистые известняки K ₂ ap	+ 3,0	0,3	-	$M_{0,66} \frac{Ca^{80}Na^{15}}{HCO_3^{36}Sr^{34}}$
	I543	Известняки K ₂ B	+ 5,0	0,5	-	$M_{0,85} \frac{Ca^{86}Na^{9}}{HCO_3^{38}Sr^{37}SO_4^{24}}$
4I	293-36I	Известняки	+20,0	33	-	$M_{0,5} \frac{Ca^{34}Na^{34}Mg^{20}}{HCO_3^{76}SO_4^{21}}$

вал не опробован. Приток газа наблюдался в связи с пересечением скважиной на глубине 270-500 м зоны тектонического разлома.

Водоносный горизонт сенонских отложений литологически представлен трещиноватыми известняками с включениями светло-серых желваков кремней, которые подстилаются сравнительно водоупорными мергелистыми известняками и мергелями. Этот горизонт вскрыт скважинами 2 и 3. Мощность горизонта колеблется в пределах 25-37 м, причем она увеличивается с юго-запада на северо-восток (рис. 2, 3).

Водоносный горизонт туронских отложений представлен сильно трещиноватыми известняками с желваками и конкрециями кирпично-красных кремней. Водоносной является в основном нижняя часть турона. Мощность водоносного горизонта колеблется от 50 до 100 м.

Водоносный горизонт сеноманских отложений представлен трещиноватыми известняками и мелкозернистыми песчаниками. Этот горизонт вскрыт на глубине I085-II22 м. Пьезометрический уровень на 0,4 м ниже уровня моря. Водоносный горизонт аптских отложений представлен сильно трещиноватыми, слегка песчанистыми известняками. Водоносный горизонт барремских отложений представлен сильно трещиноватыми известняками с коричневым оттенком. Верхняя часть этого горизонта вскрыта скв.3 на глубине I543 м, а в 3 км к северо-востоку в скв.4I на глубине 293-36I м. Мощность вскрытой части горизонта составляет 67 м. По данным термокарстажа, температура в скв.3 на глубине I100 м составляет 37°C. Температура самоизливающейся воды, поступающей из этого горизонта с глубины I500 м, равна 18°C.

Водообильность верхнемеловых и нижнемеловых отложений уменьшается в юго-западном направлении, т.е. в сторону погружения водоносных горизонтов. Так, например, если удельные дебиты водоносных горизонтов сенона и турона составляют 0,8 и 0,65 л/сек(скв.2), то

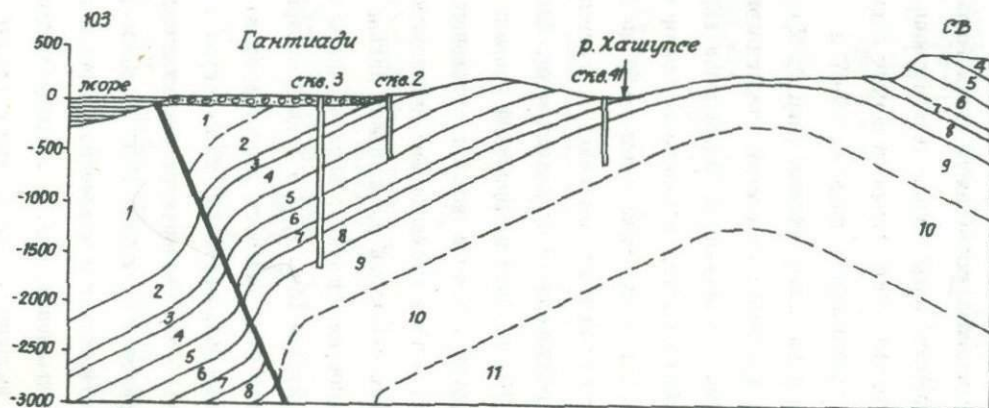


Рис. 2
м-б 1:50000

1. Глины, песчаники олигоцен. 2. Глины и мергели палеоцен-эоцена
3. Мергелистые известняки палеоцен-дэца. 4. Прелестные из-
вестняки сенона. 5. Прелестные известняки турона. 6. Мер-
гелистые известняки и известняки сеножана. 7. Извест-
ковистые песчаники альба. 8. Песчаные известняки
и глины апта. 9. Толстослоистые известняки и долажиты
варрежа. 10. Долажиты и долажитизированные извест-
няки верхней юры. 11. Териекно-вулканогенные отло-
жения средней юры.

РИС. 2

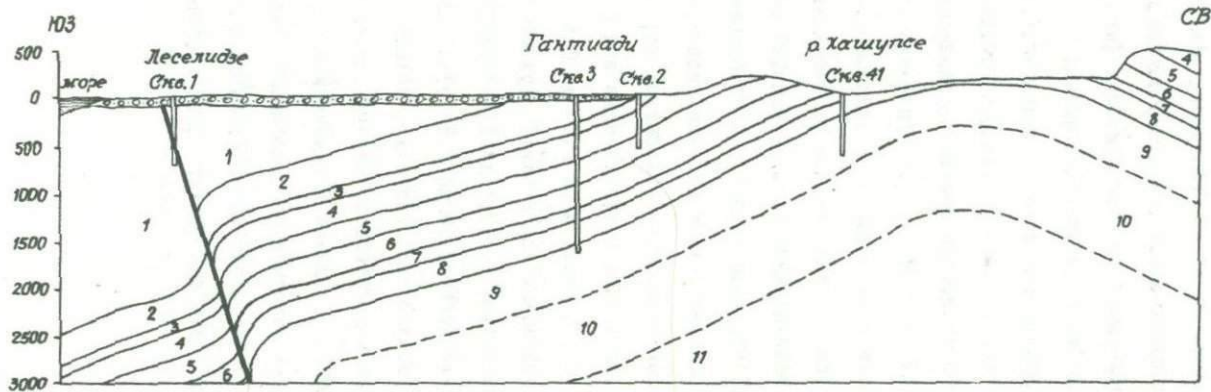


Рис. 3.

в 0,75 км к юго-западу в скв.3 удельные дебиты тех же горизонтов составляют соответственно 0,033 и 0,160 л/сек. Аналогичная картина наблюдается и в нижнемеловых отложениях: приток воды из барремских отложений в северо-восточной части района (скв.4I) составляет 33 л/сек, а в скв.3 она не превышает 1,5 л/сек.

В юго-западном направлении падает и напор подземных вод, что указывает на движение вод в этом направлении. По направлению движения подземных вод происходит увеличение их минерализации от 0,43 до 1,05 г/л в сенонском, от 0,27 до 0,5 г/л в туронском и от 0,5 до 0,83 г/л в барремском горизонтах. С увеличением минерализации меняется и химический состав вод. Например, в сенонском горизонте гидрокарбонатная натриево-кальциевая вода (скв.2) сменяется хлоридно-гидрокарбонатной натриевой (скв.3), а в барремском - гидрокарбонатно-сульфатная кальциево-натриево-магниевая вода (скв.4I) становится гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатной натриевой (скв.3).

В верхнемеловых отложениях минерализация вод с глубиной уменьшается от 0,7 до 0,27 г/л (скв.2) и от 1,05 до 0,5 г/л (скв.3). В целом, минерализация подземных вод в самых верхних горизонтах олигоцена и верхнего мела больше (от 0,9 до 1,44 г/л), чем в водоносных горизонтах нижнего мела (от 0,54 до 0,83 г/л). Следовательно, здесь имеет место гидрохимическая инверсия, которая совпадает с гидрохимическим разрезом палеогеново-меловых отложений Колхидской депрессии. Причем основное различие в химическом составе вод олигоценово-верхнемеловых и нижнемеловых отложений заключается в том, что в первых сульфаты отсутствуют или содержатся в незначительном количестве, а в нижнемеловых они присутствуют в сравнительно повышенном количестве.

Область питания водоносных горизонтов меловых отложений находится в западной и северо-западной частях Гагрского массива, разгрузка вод осуществляется в основном в пределах акватории Черного моря. В районе Гантиади движение подземных вод в зоне до глубины 1600 м направлено в сторону моря, на дне которого к обнажающимся меловым отложениям приурочены сумбаринные источники. Это подтверждается высокой водообильностью пород нижнего мела на глубинах 1500-1600 м (скв.3). В шельфовой зоне района Гагры и Гантиади гидрохимическими исследованиями (И.М.Буачидзе и А.М.Мелива, 1967) установлено, что в полосе обнаженных карбонатных пород до глубины 400 м происходит разгрузка напорных вод в море. По-видимому, разгрузка подземных вод в море не ограничивается этой глубиной и может происходить по крупному разлому, вскрытому глубокой скважиной в районе Гагры.

В ы в о д ы

1. В пределах района Гантиади в меловых отложениях минеральные воды типа Мацеста отсутствуют из-за интенсивной и глубокой проницаемости этих отложений инфильтрационными водами.

2. В районе Гантиади в меловых (особенно в барремских) карбонатных отложениях до глубины 1500-1600 м распространены трещинно-пластовые напорные пресные воды, которые разгружаются на дне Черного моря в шельфовой зоне, а также по Гагрскому разлому, протягивающемуся в общем вдоль берега моря.

3. В Леселидзе Гагрский разлом, вскрытый скважиной I, выражен в виде мощной (125 м) сильно перемятой зоны, по которой с

большой глубины поступает метан.

4. К югу от Гагрского разлома в нижнемеловых и верхнемеловых юрских отложениях на глубине не менее 4000 м возможно вскрытие высокоминерализованных вод, а также залежей природного газа и нефти.

5. Для оценки перспектив нефтегазоносности меловых и верхнеюрских отложений района рекомендуется пробурить опорную скважину в 1,5 км к северо-востоку от скв. I.

Л и т е р а т у р а

- Г. Буачидзе И.М., Мелива А.М. К вопросу разгрузки подземных вод в Черное море в районе Гагра. Труды лабор. гидрог. и инж. геолог. проблем ГПИ им. Ленина, № 3, 1967.

Д.В.Качарава, Д.Ш.Габичава, Г.А.Сабахтаришвили

О ВЕРХНЕМЕЛОВОМ-НИЖНЕПАЛЕОГЕНОВОМ ВОДОНОСНОМ ГОРИЗОНТЕ
ВОСТОЧНОАБХАЗСКО-МЕГРЕЛЬСКОЙ ПРЕДГОРНОЙ СИНКЛИНАЛИ

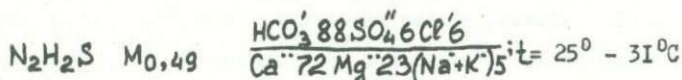
Северная известняковая полоса Абхазии и Мегрелии является областью питания подземных вод верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного горизонта Кодорского и Мегрельского артезианских бассейнов. Последние включают Восточно-Абхазскую и Мегрельскую предгорные синклинали, расположенные между северной и южной известняковыми полосами Абхазии и Мегрелии/1/. Северная известняковая полоса непрерывно тянется по северной периферии Колхидской впадины и сложена известняковыми разностями нижнего мела и верхнего мела-нижнего палеогена, причем они обнажаются в виде широкой полосы. Надо добавить, что степень трещиноватости и закарстованности нижнемеловых пород значительно выше, чем верхнемеловых-нижнепалеогеновых.

Южная известняковая полоса, начиная от Абедаги через Нокалакеви, Эки, Урта и Сатанджо, прослеживается в сводах кулисообразно расположенных брахиантиклиналей. Далее она прерывается примерно до Келасурского меридиана. Здесь брахиантиклинали местами в сводах перекрыты водоупорными верхнетретичными отложениями, местами же - четвертичными образованиями. В пределах южной известняковой полосы изучаемой области, как известно, обнажены только известняки верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного горизонта. Нижние же горизонты перекрыты водоупорными глинисто-мергелистыми осадками средней части мела и более молодыми отложениями.

Восстановление палеогеографической и палеогидрогеологической картины области показывает, что вышеотмеченные известняковые полосы зародились после валахской орофазы тактогенеза (на границе плиоцена и плейстоцена). В результате максимально поднимается вся складчатая система Южного склона Большого Кавказа, но воздымание здесь имело сводовый характер, а в межгорных впадинах - характер прогибания. Поэтому в северной половине изучаемой области инфильтрационные воды проникали все глубже, охватывая все более глубокие горизонты.

В результате валахской орофазы Орахиантиклинали Колхидской впадины воздымаются, размываются третичные терригенные осадки вдоль сводов и, таким образом, впервые формируется южная известняковая полоса Абхазии и Мегрелии. С этого же времени здесь создается все более благоприятная гидрогеодинамическая обстановка "сквозного движения" подземных вод для разгрузки седиментационных хлоридных морских вод из верхнемелового-нижнепалеогенового горизонта Восточно-Абхазской и Мегрельской предгорных синклиналей. К настоящему времени этот водоносный горизонт севернее южной известняковой полосы гидростатическим напором почти полностью освобождается от седиментационных морских вод. Этот напор возникает в результате воздымания северной известняковой полосы, являющейся областью питания, а разница в относительных высотах между северной и южной известняковыми полосами со временем становится все более значительной, достигая в настоящее время 2000 м. Инфильтрационная вода, попадая через область питания в известняки верхнего мела-нижнего палеогена, заключенные между двумя водоупорами (средняя часть мела и верхнетретичный), двигается к области разгрузки - южной известняковой полосе.

Необходимо также добавить результаты ориентировочных подсчетов, которые показывают, что к настоящему времени в верхнемеловых-нижнепалеогеновых известняках Мегрельской синклинали осуществлен многократный обмен инфильтрационными водами (700 циклов за четвертичное время), причем продолжительность последнего цикла составляла в Центрально-Мегрельской предгорной синклинали приблизительно 1100 лет, а количество участвующей в водообмене инфильтрационной воды $29 \cdot 10^4$ км³. Поэтому возможно допустить, что из описываемого водоносного горизонта отмеченных предгорных синклиналей хлоридные седиментационные воды давно должны быть полностью отгружены (2, 3, 4). Подземные воды верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного горизонта по гидродинамическим и гидрохимическим условиям резко различаются друг от друга, в зависимости от того, находятся они севернее или южнее южной известняковой полосы Мегрелии. Северная известняковая полоса, являясь областью питания, максимальным гидростатическим напором своих вод обуславливает их разгрузку через северные крылья брахиантиклиналей южной известняковой полосы. Здесь в данном известняковом водоносном горизонте в настоящее время движутся низкоминерализованные современные инфильтрационные азотные слабосульфидные термальные воды примерно типа Нокалакези:



Аналогичная картина наблюдается и в Центрально-Абхазской предгорной синклинали, являющейся западным продолжением Центрально-Мегрельской синклинали. Несмотря на отсутствие здесь ясно выраженной области разгрузки, в верхнемеловом-нижнепалеогеновом водоносном горизонте содержатся современные метеорные инфильтрацион-

ные азотные термальные воды типа Нокалакеви-Дзвели. Очевидно, скрытая разгрузка подземных вод данного водоносного горизонта происходит в присводовой части брахиантиклиналей Сухумского и Ново-Афонского районов, а также частично путем перелива этих вод в сторону Мегрельского артезианского бассейна и разгрузки в области южной известняковой полосы Мегрелии.

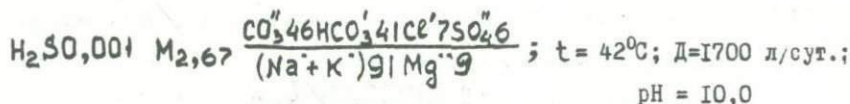
В незначительных количествах они поступают и через южные крылья вблизи сводов, где они принимают участие в формировании смешанного типа вод "Менджи".

Разгрузки же вод из более нижних водоносных образований южной известняковой полосы не происходило вообще, т.к. они по настоящее время перекрыты водоупорными глинисто-мергелистыми отложениями средней части мела.

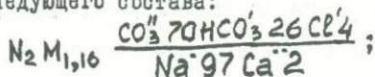
Заключение о том, что произошло вытеснение седиментационных хлоридных вод из верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного горизонта, подтверждается и отсутствием естественных выходов сколько-нибудь хлоридных вод из этого горизонта в пределах отмеченных предгорных синклиналей.

Бурение, производимое раньше в пределах синклинория, показало отсутствие значительно минерализованных хлоридных вод в горизонте. В этом отношении весьма интересны химические данные вод верхнемелового-нижнепалеогенового известнякового водоносного горизонта по данным Моквинской скважины № 3, пробуренной в центральной части Очамчирской депрессии, в присводовой части крупной Моква-Поквешской брахиантиклинали, в 14 км северо-восточнее г.Очамчире(4,5). Здесь с интервала 2137-2205 м(твердые мергелистые и брекчиевидные известняки дат-маастрихта) получили "чисто" содовую термальную воду(по ионно-солевому и газовому составам и минерали-

зации подобную воде Нокалакеви-Дзвели) с таким химическим составом:



Опробование же интервала 2494–2535 м (известняки сенон-турона) дало воду следующего состава:

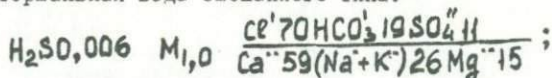


Содовая вода была получена, очевидно, в результате обменной адсорбции **Na** породы на **Ca** инфильтрационной воды. Необходимо добавить, что для термальных низкоминерализированных вод изучаемой области характерно именно высокое содержание соды. В близких к поверхности зонах активного водообмена породы уже обеднены поглощенным натрием. В этом процессе происходит катионный обмен между растворенными в воде бикарбонатами кальция и магния и поглощенным комплексом пород.

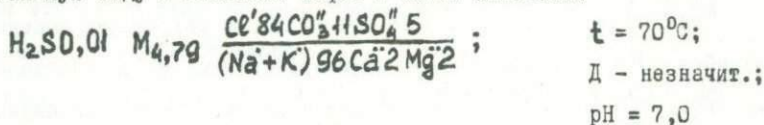
В водных вытяжках, проведенных нами в карбонатных породах (кернах), взятых по мере углубления вышеотмеченной скважины в верхнемеловой–нижнепалеогеновой известняковой свите, наблюдается увеличение содержания в этих водах **NaHCO₃**. Как правило, величина коэффициента **Ca/Mg** снижается с ростом содержания **NaHCO₃**, т.е. удельное содержание **Ca** сравнительно с **Mg** понижается. Эта закономерность хорошо подтверждает факт содообразования за счет катионного обмена. Действительно, в результате усиления этого процесса, вследствие сравнительно малой поглощающей способности **Mg**, удельная роль **Ca** в воде, как более активного элемента, постепенно должна падать.

В Моквинской скважине № I, расположенной в I-I,5 км северо-

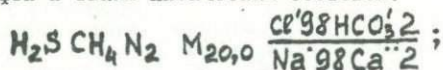
восточнее Моквинской скважины № 3, из верхнемеловых известняков с глубины 2100 м была получена сильно опресненная низкоминерализованная термальная вода смешанного типа:



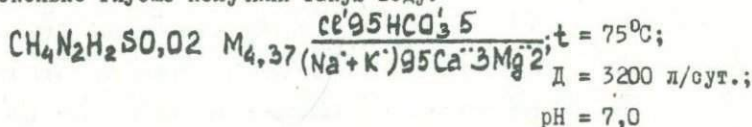
В Моквинской скважине № 2, при испытании интервала 2050-2180 м (известняки дат-маастрихта), из труб над пакером получили термальную воду с пленками нефти и таким химизмом:



В 1 км западнее Моквинских скважин № 1 и 2, в присводовой части Моква-Поквешской антиклинали, заложена была Моквинская скважина № 4, основной задачей которой являлось изучение нефтегазонасности карбонатных коллекторов верхнего мела-нижнего палеогена /4, 5/. При опробовании глубины 2400 м (асфальтиносные трещиноватые известняки сенона-турона) получили термальную воду с пленками нефти и таким химическим составом:



Несколько глубже получили такую воду:



Газовый состав этих вод таков: CH_4 - 86,7%, N_2 - 13,3%.

По данным других опробований, полученные воды оказались также термальными слабоминерализованными хлоридными натриевыми, местами же по общей минерализации совершенно пресными гидрокарбонат-

ными, гидрокарбонатно-карбонатными или гидрокарбонатно-хлоридными. Все эти воды были более или менее значительно опресненными или разбавленными.

Таким образом, выходит, что в центральной части Очамчирской депрессии, в пределах Моква-Поквешской брахиантиклинали, на большой глубине, в верхнемеловом-нижнепалеогеновом известняковом водоносном горизонте циркулируют в основном сильно разбавленные или опресненные хлоридные седиментационные воды.

В верхнемеловом-нижнепалеогеновом известняковом водоносном горизонте в пределах отмеченной области гидродинамические условия таковы, что существующие в нем гидростатические давления преломляются в обнаженных южнее Мегрельского синклиория верхнемеловых отложениях, т.е. в южной известняковой полосе.

Севернее и южнее южной известняковой полосы и Моква-Поквешской брахиантиклинали (центральная часть Очамчирской депрессии), известняковые толщи верхнего мела-нижнего палеогена глубоко погружаются под мощные верхнетретичные осадки и только на северной окраине синклинали они вновь выступают на поверхность в виде известнякового кряжа (северная известняковая полоса), далеко протягивающегося как на восток, так и на запад.

Однообразие литологического состава пород верхнего мела-нижнего палеогена, их высокая коллекторская способность, большая разность высот между областями питания и разгрузки определяют значительную скорость фильтрации и разгрузки. Несмотря на то, что в пределах Моква-Поквешской антиклинали, как известно, южная известняковая полоса погребена под мощными водоупорными верхнетретичными осадками, здесь известняки верхнего мела-нижнего палеогена, как это было показано выше, содержат термальные воды современной

метеорной генерации.

Образование же седиментационных хлоридных морских вод имеет место в тех водоемах, где происходит погребение морских осадков, их содержащих. Таким образом, седиментационные воды попадают в породы уже в период раннего их диагенеза, когда осадки на дне моря находятся в виде ила. Часть морской воды попадает в илистые отложения и становится древнепогребенной в результате наслонения сверху других отложений. В некоторых илистых отложениях содержится до 80-90% воды. Впоследствии, в результате постепенного накопления осадков, происходит под воздействием силы тяжести сокращение пористости глинистых отложений. По Вассоевичу, пористость глин сильно сокращается вместе с их погружением. Если на глубине 500 м пористость глин достигает 35%, то на глубине 3000 м - не менее 10%. Вместе с уплотнением глинистых и илистых отложений происходит процесс выжимания из них древнепогребенной хлоридной натриевой морской воды.

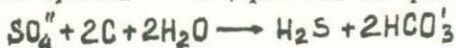
В бассейнах, где происходит накопление осадочного материала, некоторые участки испытывают интенсивное погружение (Очамчирская депрессия) и здесь накапливаются осадки наибольшей мощности. Последнее явление обуславливает на участках интенсивного погружения создание высокого геостатического давления, под влиянием которого происходит уплотнение пород и дальнейшее выжимание из них древнепогребенных вод. На периферийных участках бассейнов происходит отложение маломощных (сравнительно с центральными участками) пород. Эти области весьма благоприятны для передвижения седиментационных отжатых вод.

Отжатие этих вод из глинистых образований происходит и тогда, когда они расположены глубже трех тысяч метров. В течение се-

диментационного периода возобновляется, хотя и в ослабленном виде, выжимание седиментационных вод из глин в песчаные коллекторы, которые частично или полностью заняты уже древнеинфильтрационными водами ранних гидрогеологических циклов. При этом новом поступлении седиментационных вод вновь под влиянием геостатического давления должны создаваться максимумы гидростатического напора в местах максимального погружения и должно происходить оттеснение седиментационными водами древнеинфильтрационных вод, а также смещение тех и других, что часто наблюдается в природе /5/.

Как уже известно, хлоридные воды зоны застойного режима южнее южной известняковой полосы совершенно не содержат сульфатов и сероводорода (или содержат их в совершенно незначительных количествах), а воды типа Менджи, сформировавшиеся в этом же водоносном горизонте южнее отмеченной известняковой полосы, но в присводовых частях брахиантиклиналей, значительно сероводородны (до 70 мг/л). Это указывает на то, что сероводородность вод типа Менджи связывается с процессом десульфатизации сульфатных вод современной метеорной генерации. Таким образом, воды типа Менджи относятся к водам смешанного типа.

Но в известняках верхнего мела-нижнего палеогена содержание органических элементов ничтожно или весьма незначительно. Генезис сероводорода, как известно, связан с процессами десульфатизации в присутствии органики и специфических анаэробных бактерий:



Но образование сероводорода может происходить и без участия органики, в результате воздействия серной кислоты на сульфиды металлов (по А. Саукову):



Мы склонны предполагать, что хлоридные воды мигрируют в верхнемеловой-нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт сверху, из вышележащих третичных нефтеносных осадков. А эта хлоридная вода типа вод нефтяных месторождений содержит органику (воды олигоценовых и верхнеэоценовых глинистых, глинисто-песчанистых и мергелистых отложений, перекрывающих верхнемеловой-нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт).

Можно заключить на основе всего вышесказанного, что хлоридные седиментационные воды в верхнемеловом-нижнепалеогеновом известняковом водоносном горизонте почти отсутствуют в Восточно-Абхазской предгорной синклинали. Они, очевидно, отгружены через южную известняковую полосу Мегрелии, так как южнее отсюда этот водоносный горизонт всюду (в пределах акватории Черного моря), перекрываясь мощными водоупорными осадками, слагает гидрогеологически закрытую структуру. Восстановление же палеогидрогеологической картины указывает, что здесь эти осадки и раньше все время слагали такую же гидрогеологически закрытую структуру и содержали высокоминерализованные "чисто" метановые бессероводородные хлоридные натриевые воды морского типа. Западнее же отмеченной известняковой полосы, в результате постепенного погружения структур, движение инфильтрационных вод постепенно затрудняется и здесь мы имеем воды более повышенной минерализации. Южнее же вышеописанных брахиантиклиналей эти воды постепенно сменяются водами затрудненной циркуляции и нижней "переходной" гидрогеохимической зоны (воды типа Менджи), а еще южнее, в районе Чаладиди, как отмечалось выше, - водами зоны относительного застоя: высокоминерализованными, метановыми, бессероводородными, неразбавленными, хлоридными типа вод нефтяных месторождений/2/.

Менджинская скв. № 17	$\text{CH}_4 \text{ N}_2 \text{ H}_2\text{S}$	$M_{12,0}$	$\frac{\text{Ca}^{+96} \text{CO}_3^{+4}}{\text{Na}^{+93} \text{Ca}^{+4}}$
Чаладидская скв.	CH_4	$M_{54,0}$	$\frac{\text{Ca}^{+97} \text{HCO}_3^{+3}}{\text{Na}^{+81} \text{Ca}^{+11}}$
Потийская скв.	CH_4	$M_{55,0}$	$\frac{\text{Ca}^{+100}}{\text{Na}^{+88} \text{Ca}^{+12}}$

Вышесказанным хорошо подтверждается, что в описанном водоносном горизонте Восточно-Абхазской предгорной синклинали, севернее Моква-Поквешской брахиантиклинали содержатся современные инфильтрационные воды типа Нокалакеви-Дзвели, к югу сменяющиеся смешанными водами типа Менджи (характерными для всей полосы, расположенной к югу от предгорных синклиналей Абхазии и Мегрелии).

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в результате роданской складчатости образовался т.н. Квалонский обресо-надвиг, причем верхне- и нижнемеловые известняки бортов надвига вошли в тектонический контакт друг с другом, в результате чего произошел перелив нижнемеловых современных инфильтрационных вод в верхнемеловые известняки южного опущенного крыла надвига. Это вызвало сильное опреснение высокоминерализованных хлоридных вод верхнемелового-нижнепалеогенового горизонта в приконтактовой части надвига, за пределами которой в данном горизонте сохранились условия полной гидрогеологической закрытости.

1. Буачидзе И.М. Гидрогеологическое районирование территории Грузии. Труды ГПИ, горно-геол. сборник № 3(38), Тбилиси, 1955.
2. Буачидзе И.М., Качарава Д.В. и др. Отчет по теме "Гидрогеология Западной Абхазии". Фонды НИИ ГИГ проблем при ГПИ им. В.И. Ленина, Тбилиси, 1970.
3. Качарава Д.В. Некоторые вопросы гидрогеохимии подземных вод Западной Абхазии. Изд-во "Недра", М., 1969.
4. Качарава Д.В., Сабахтаришвили Г.А. Некоторые вопросы гидрогеологии Кодорского артезианского бассейна. Сборник трудов НИИ ГИГ проблем № 4, Тбилиси, 1971.
5. Наниташвили Г.В., Росепашвили Г.Г. и др. Отчет по подсчету эксплуатационных запасов Охурейского месторождения термальных вод (по состоянию на 20/ХП-1970 г.), "Грузнефть", Тбилиси, 1970.

Церцвадзе Н.В., Стурца И.Н.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ НАБЕГЛАВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение минеральной воды Набеглави, являющейся близким аналогом всемирно известной воды Боржом, расположено в ущелье р. Губазоули (Чохатаурский р-н) на абс. отметке 454 м.

В геотектоническом отношении район месторождения принадлежит к центральной части Чаквинско-Саирмской подзоны северной зоны Аджаро-Триалетской складчатой системы (П. Гамкрелидзе, 1966) и граничит на северо-западе с Гурийской подзоной вышеуказанной зоны. Район представляет собой преимущественно область развития среднеэоценовых (мощностью до 5600 м) вулканогенных образований. Последние слагаются лавовыми покровами, вулканическими брекчиями, туфами, туффитами и интрузивными телами (представляющими собой корни среднеэоценовых вулканов) различного состава.

Нижняя часть толщи представлена, в основном, известково-щелочными, иногда субщелочными, породами базальт, андезит-базальт, андезитового состава; верхняя часть - сложными щелочными и субщелочными образованиями пестрого состава, преимущественно базальтоидами.

Чаквинско-Саирмская подзона характеризуется наличием, главным образом, брахиморфных складок северо-восточного направления, осложненных множеством поперечных и продольных разрывов сбросо-сдвигового и взбросового характера. Довольно сжатые линейные складки наблюдаются лишь в северной периферийной части, в полосе развития Чохатаурской группы взбросов (на границе с Гурийской подзоной). Подзона состоит из множества блоков, ограниченных разрывами северо-

ро-западного и северо-восточного направлений. Наиболее крупными из них являются Губазоульский и Чхакаурский сбросо-сдвиги, разрывающие и смещающие почти все пликативные структуры этой части Чаквинско-Саирмской подзоны (рис. 1).

В гидрогеологическом отношении Набеглавское месторождение приурочено к водоносному комплексу среднеэоценовых вулканогенов Аджаро-Имеретинской водонапорной системы (И. Буачидзе, 1970), которая на северо-западе граничит с Гурийским артезианским бассейном поровых и трещинных вод.

Пресные воды, приуроченные к водоносному комплексу среднеэоценовых вулканогенов Аджаро-Имеретинской водонапорной системы в пределах исследуемого района имеют дебиты преимущественно (68% источников) от 0,1 до 1,0 л/сек. Минерализация большинства пресных источников (50%) — от 0,1 до 0,2 г/л. Температура пресных источников колеблется от 3 до 19°C, понижаясь по мере повышения абс. отметок выходов. В химическом составе пресных вод явно выражено преобладание гидрокарбонатных вод (79%), характерных для большей части Аджаро-Имеретинской водонапорной системы (рис. 2). Лишь в ее северо-западной части, на границе с Гурийским артезианским бассейном, преобладают воды (характерные для последнего) с повышенными содержаниями хлора и сульфата. В Аджаро-Имеретинской водонапорной системе можно выделить также области преимущественного развития гидрокарбонатных щелочноземельно-натриевых вод вдоль реки Губазоули и в районе курорта Бахмаро, а также область преимущественного развития гидрокарбонатных натриевых и натриево-щелочноземельных вод вдоль верхнего течения р. Супса.

Выходы минеральной воды Набеглави приурочены к Напцхварской подсвите Чидильской свиты среднеэоценовой вулканогенной толщи.

В тектоническом отношении они приурочены к западному крылу Саввальской антиклинали, которая с северо-востока и юго-запада обрезана соответственно Губазоульским и Чхакаурским мощными сбросо-сдвигами (амплитуда горизонтального перемещения до 2 - 2,5 км, а вертикального - до 1 км) северо-западного направления. В полосе развития указанных сбросо-сдвигов хорошо выражены зоны дробления. Сильно раздробленные породы с трещинами, выполненными карбонатами и цеолитами, были зафиксированы и при бурении р.-э. скв. № 2. Указанные дислокации в свою очередь секутся поперечным Шуа-Суробским разрывом (амплитуда до 0,15 км), проходящим у восточной периферии курорта Набеглави.

На месторождении было зафиксировано 8 естественных выходов минеральной воды в аллювиальных отложениях. Минерализация источников менее 4 г/л. По составу это - углекислые гидрокарбонатные воды от натриевых до кальциево-магниевых. В общем случае, переход от натриевых к кальциево-магниевым соответствует понижению минерализации источников.

С 1937 по 1948 г. здесь велись разведочные работы, в результате которых были пробурены три неглубокие (до 58 м) скважины и свыше двух десятков шурфов. После проведения разведочных работ, в связи с перехватом минеральной воды, наблюдается постепенное снижение дебитов естественных выходов и их опреснение (с переходом от натриевых к кальциево-магниевым водам) до полного их исчезновения. На сегодняшний день на месторождении минеральную воду дает лишь разведочно-эксплуатационная скв. № 2, вскрывшая углекислую гидрокарбонатную натриевую воду в среднеэоценовых вулканогенах на глубине 29 - 40 м.

Наблюдается общая тенденция к уменьшению дебита скважины от

1,7 л/сек в момент вскрытия минеральной воды (II-1948 г.) до 0,56 - 0,60 л/сек (1966-1974 гг.). Замечается также прямая связь между колебанием уровня р.Губазоули и колебанием дебита скважины. При этом запаздывание максимумов дебита скважины (как среднемесячных, так и среднедекадных) по сравнению с максимумом р.Губазоули не замечается. Достаточно ясно наблюдается прямая связь между содержанием гидрокарбоната и углекислоты, характер же связи колебаний их содержания с колебанием дебита (и, следовательно, - уровня р.Губазоули) имеет более сложный вид. Судя по многолетним данным, можно говорить об их определенной (хотя и слабо выраженной) прямой связи с колебанием дебита (увеличение дебита сопровождается увеличением гидрокарбоната и углекислоты) (рис.3). Однако, (при рассмотрении данных по отдельным годам) довольно часто наблюдается и обратная тенденция. По-видимому, это должно объясняться как сравнительной бедностью данных по содержанию гидрокарбоната и углекислоты, так и более сложной "естественной связью" этих показателей. Ибо, с одной стороны, - увеличение гидрокарбоната и углекислоты должно быть результатом притока более минерализованной составляющей вследствие ее "выдавливания" поверхностными водами в "водообильные периоды" (минерализация воды скв. № 2 порядка 7 г/л, тогда как на месторождении зафиксированы воды с более высокой минерализацией - до 10 г/л); с другой стороны - уменьшение содержания гидрокарбоната и углекислоты должно быть результатом подмешивания пресной составляющей в аналогичные периоды. Поскольку же достаточно длительного запаздывания максимумов дебита скв. № 2 по сравнению с максимумами уровня р.Губазоули не наблюдается, то эти две тенденции должны накладываться друг на друга. При этом, судя по многолетним среднемесячным данным, должна преобладать первая тенденция. За послед-

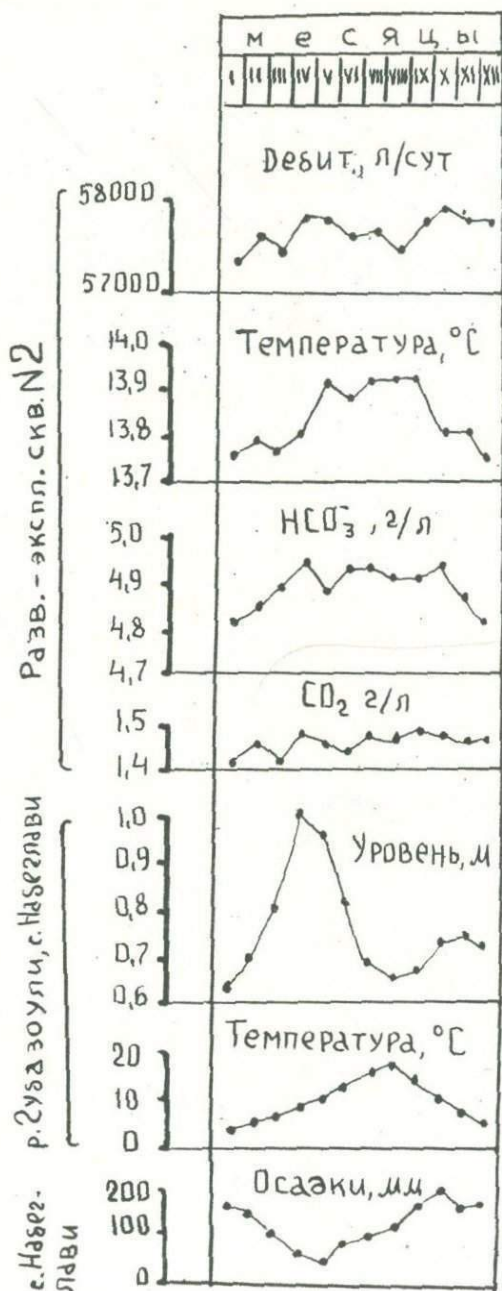


Рис.3. Характеристика режима мин. воды
Р.-Э скв. № 2

ние двадцать один год среднемесячная температура колеблется от 13,5 до 14,2°C (многолетняя среднемесячная температура же - от 13,8 до 13,9°C). Многолетняя среднегодовая температура (13,8°C) выше соответствующих цифр для пресного источника (10,8°C), находящегося в непосредственной близости от скв. № 2, и воды р.Губазоули (9,7°C), а амплитуда колебания многолетней среднемесячной температуры значительно ниже соответствующих амплитуд пресного источника (3,7°C) и особенно р.Губазоули (12,9°C). Максимумы температур воды скв. № 2 приходится на май - сентябрь.

Вопросы формирования низкоминерализованных углекислых гидрокарбонатных вод Набоглавского месторождения, залегающих над сравнительно высокоминерализованными содовыми водами, не вызывают особых затруднений. Это - типичный результат процессов углекислотного выщелачивания пород в приповерхностных частях и подмешивания более глубокой содовой составляющей. В зависимости от доли участия глубинной составляющей мы можем получить всю гамму вод, наблюдаемых на месторождении в естественных выходах: от высокоминерализованных содовых до низкоминерализованных кальциево-магниевого, представляющих практически лишь результат выщелачивания карбонатного материала, когда приток содовой составляющей незначителен и наличие углекислоты есть следствие ее "пробулькивания" сквозь поверхностные воды аллювиальных отложений.

Решение вопросов формирования "коренной углекислой содовой струи" - значительно сложнее.

Обычно формирование содовых вод связывают либо с теми фациальными единицами, к которым приурочены выходы указанных вод, и далее сводят к катионному обмену или разложению натрийсодержащих силикатов под воздействием углекислоты в условиях относительной

промытости надр от хлоридов; либо стараются приурочить их формирование к определенным тектоническим единицам и далее, через "привязку" к некоторым магматическим телам, либо глубинным разломам, делается вывод о глубинном их происхождении (в качестве представителей определенной стадии постмагматических процессов).

Более детально разработан и наиболее "распространен" среди отечественных гидрогеологов первый подход.

Потенциальные способности среднеэоценовых вулканогенов участвовать в процессах содообразования в результате ионного обмена мы можем оценить по экспериментальным данным, полученным на керновом материале Дзямитской скв. № II (гл. отбора образцов 830-II45 м). Содержание поглощенного натрия, определяемое нами в образцах (Na_n), представляет собой то его количество, которое находится в равновесии с раствором соответствующей водной вытяжки (в нашем случае отношение порода : раствор равно 1 : 5). Поэтому реальное содержание поглощенного натрия ($Na_{n \text{ ист.}}$), при реально существующем в природе значительно более высоком соотношении порода:раствор, будет больше величины Na_n , но меньше суммы $Na_n + Na_{H_2O}$ (где Na_{H_2O} равно содержанию натрия в водной вытяжке). Для исследованных образцов в среднем имеем:

$$6,4 \text{ мг-экв/100 г} = Na_n < Na_{n \text{ ист.}} < Na_n + Na_{H_2O} = 9,0 \text{ мг-экв/100 г}$$

Если же рассчитать некоторую величину, равную $Na_{n \text{ ист.}} : P$ (где P - активная пористость образца в $см^3/100 \text{ г}$), то мы сможем, при сравнении с содержанием натрия в природных водах оценить потенциальную возможность пород участвовать в содообразовании за счет ионного обмена. Соответствующая средняя характеристика для указанных образцов лежит в пределах от 4,6 до 5,5 мг-экв/ $см^3$, или 4,6 · 10³ - 5,5 · 10³ мг-экв/л., т.е. потенциальные возможности

среднеэоценовых вулканогенов превышают необходимый уровень по крайней мере в пятьдесят с лишним раз. Следовательно, в случае присутствия углекислоты (что мы имеем в нашем случае) формирование содовых вод в результате ионного обмена весьма вероятно.

В исследуемом районе также весьма вероятно образование соды за счет разложения натрийсодержащих силикатов. Среднее содержание Na_2O в эоценовых вулканогенах юго-восточной Гурии равно 2,77% (Г.Надарейшвили, 1974), что при соответствующем пересчете составляет 44,7 мг/экв натрия на 100 г породы, т.е. потенциальные возможности формирования соды за счет разложения силикатов превышают соответствующие возможности поглощенного комплекса в 5-7 раз.

Итак, мы видим, что в районе имеются возможности для формирования высокоминерализованных содовых вод непосредственно в среднеэоценовых вулканогенах при наличии углекислоты. Для осуществления указанных выше возможностей присутствие углекислоты является необходимым. При этом (в случае принятия гипотезы о формировании содовых вод на небольших глубинах) мы должны допустить подъем с больших глубин лишь одной углекислоты при сравнительной проницаемости от хлора той части разреза, где происходит содообразование, что обычно и делается при допущении метаморфического происхождения углекислоты. При допущении же магматического происхождения углекислоты подобная "стерильность" ее будет уже сравнительно маловероятной.

Изучение изотопного состава углекислоты Набеглавского месторождения указывает на ее схожесть с метаморфической углекислотой. Хотя следует отметить, что аналогичные цифры мы будем получать и в том случае, если обогащение углекислотой происходит в результате воздействия на карбонатный материал кислых магматических воз-

гонов. Так что решение вопроса о происхождении углекислоты и формировании высокоминерализованных содовых вод в близких к поверхности частях не столь очевидно, как это часто преподносится в соответствующих гидрогеологических работах.

Тут же следует отметить и существование аналогичной, в некотором смысле, картины на Боржомском месторождении, где в отложениях боржомского флиша ($k_1 - k_2^1$), к которым приурочены естественные выходы минеральной воды, мы имеем все необходимые условия для формирования содовых вод за счет ионного обмена (превосходство в 5 - 29 раз). Тем не менее, как показали результаты буровых работ, боржомская вода должна формироваться на больших глубинах (не выше нижнего мела).

Приводимые выше неоднократные оговорки не случайны. Ибо нельзя исключать возможности формирования содовых вод на значительно больших глубинах, в качестве определенной стадии постмагматических процессов. В наиболее "чистом" виде связь содообразования с процессами магматизма наблюдается в рифтовой зоне Восточной Африки. Например, средний химический состав карбонатитовой лавы вулкана Олдойнино-Ленгаи можно представить в виде $Na_2Ca(CO_3)_2$

Если мы допустим справедливость подобной гипотезы, то наиболее вероятным должны признать наличие содовых и только содовых вод на значительно больших глубинах (по крайней мере несколько километров). В этом случае отсутствие хлоридов может быть либо результатом предварительного промывания "всего разреза", либо же результатом вытеснения хлоридных вод поднимающимися содовыми водами. Тогда как в случае принятия гипотез первого рода, более вероятна смесь на указанных вод на больших глубинах соляно-щелочными водами.

Исходя из всего вышесказанного, наиболее вероятной надо при-

знать гипотезу о формировании минеральной воды Набеглави в средне-эоценовых вулканогенах, скорее всего, за счет разложения натрийсодержащих силикатов под воздействием углекислоты при предварительном промывании от хлоридов, для чего, учитывая морфологию и тектонику района, есть все возможности.

Еще раз хотим подчеркнуть, что это есть вывод наиболее вероятный лишь исходя из того фактического материала, который мы имеем на сегодняшний день. Окончательную ясность могут внести лишь глубокие буровые работы; в случае смены содовых вод на глубине соляно-щелочными, можно будет считать высказанную точку зрения подтвержденной; в случае отсутствия таковых, естественно, отвергнуть ее еще нельзя (поскольку не исключается существование последних на больших глубинах, вплоть до пересечения фундамента), но вторая точка зрения станет весьма и весьма вероятной.

На каких бы глубинах не происходило формирование высокоминерализованной содовой воды, ясно, что ее разгрузка осуществляется в зоне нарушений. Естественно, что подъем указанной воды с глубины и ее разгрузка не может осуществляться лишь по одной единственной трещине (или вернее узлу пересечения трещин). Допущение такой исключительности (нечто вроде "естественной скважины") весьма маловероятно. Гораздо логичнее допущение существования некоторой достаточно обширной области, наиболее ярким поверхностным проявлением которой и являются естественные выходы углекислой минеральной воды в районе с. Набеглави. Естественно, что помимо указанного "фокуса", с учетом чего и была задана р.-э. скв. 2 (Т. Чичуа, 1950), разгрузка минеральной воды должна осуществляться на более обширной территории, будучи приурочена к более крупным единицам. Показателем подобной разгрузки можно принять существование области разви-

тия преимущественно гидрокарбонатных щелочноземельно-натриевых пресных вод, приуроченной к Губазоульскому разлому (о которой шла речь выше). Действительно, если бы формирование пресных вод подобного состава было функцией лишь литологии, то мы должны были бы иметь более "размытую" картину, при этом должна была бы замечаться определенная приуроченность к некоторым фаціальным типам, чего мы не имеем. В области развития указанных вод мы встречаем различные подвиды среднего эоцена: от Гадрекильской до Напоцхварской, при одновременной приуроченности этих вод к Губазоульскому разлому, к которому тяготеют и выходы минеральной воды. В связи с этим данный участок (протяженностью около 10 км) можно рекомендовать в качестве перспективного на разведку углекислых гидрокарбонатных натриевых вод.

Замечается также приуроченность пресных вод аналогичного типа к району кур. Бахмаро (к зоне пересечения нескольких разломов). Конечно, утверждать наличие разгрузки минеральных вод на этом участке при абс. отметках порядка 2 км, несколько проблематично, но и не считаться с подобной возможностью также нельзя. Если учесть перспективу курорта Бахмаро, то проведение здесь разведочных работ (с глубинами не менее 1500 м) становится весьма "заманчивым".

По аналогии с другими областями распространения углекислых содовых вод, мы вправе ожидать и в случае исследуемого района на периферии области развития содовых вод наличия гидрокарбонатно-хлоридных (хлоридно-гидрокарбонатных) вод. Поскольку севернее исследуемого района вскрыты углекислые хлоридные натриевые воды с содержанием гидрокарбоната до 19% экв. (Вани - Амаглеба), можно ожидать наличия соляно-щелочных вод южнее указанных пунктов. Нам кажется, что подобным участком может оказаться верхнее течение

Характеристика минеральных вод

Наименование водоупункта	Геологические условия выхода	Абсол. отметка выхода, м	Интервал опробования, м	Глубина скважины, м	Дебит, л/сек
Источник № 1	Аллювий над вулканогенами ср. эоцена	454			0-0,05
Источник № 4	"	453			0,13
Источник № 5	"	454			
Источник № 6а	"	452			
Источник № 6б	"	452			
Ручная буровая № 2	Вулканогены ср. эоцена	454	35	35	
Мех. буровая № 1	"	454	24-33	33	0-0,75
Разведочно-эксплуатационная скв. № 2	"	456	33-58	58	0,6-1,7

Химический анализ воды р.э.скв. № 2. Проба отобрана

Ед. изм.	Li	K	Na	Mg	Ca	Cl	Br	I
г/л	0,00086	0,0685	1,4800	1,1336	0,1200	0,1171	нет	0,0002
мг-экв/л	0,12	1,77	64,34	10,99	6,00	3,30	-	-
экв%	0,12	2,13	77,33	13,21	7,21	4,12	-	-

Набеглавского месторождения

Температура °С	Формула химического состава	CO ₂ , г/л	Спонтанные газы в объемных %		
			CO ₂	CH ₄	N ₂
II-I7	$M_{I,6-3,6} \frac{HCO_3 90-98 SO_4 0-5 CE 3-5}{(Na+K) 58-70 Ca 15-27 Mg 10-17}$	0,9-I,2			
3-20	$M_{3,I} \frac{HCO_3 89 CE 6 SO_4 5}{(Na+K) 70 Ca 17 Mg 13}$				
I9	$M_{0,I6} \frac{HCO_3 84 CE 12 SO_4 5}{Ca 50 Mg 26 (Na+K) 23}$	0,4			
I8	$M_{0,30} \frac{HCO_3 84 SO_4 10 CE 6}{Ca 39 Mg 37 Fe 19 (Na+K) 5}$	0,9			
I7	$M_{0,67} \frac{HCO_3 90 SO_4 6 CE 4}{Ca 59 Mg 23 (Na+K) 10 Fe 8}$	0,8			
	$M_{3,7} \frac{HCO_3 91 SO_4 5 CE 5}{(Na+K) 80 Mg 12 Ca 8}$				
I3-I4	$M_{6,8-9,5} \frac{HCO_3 90-91 CE 4-5 SO_4 4-5}{(Na+K) 75-77 Mg 14-15 Ca 9-10}$	I,3-I,8			
I3-I4	$M_{6,7-8,7} \frac{HCO_3 90-93 SO_4 2-5 CE 2-5}{(Na+K) 73-90 Mg 1-17 Ca 6-12}$	0,8-I,9	100,0	нет	нет

23/IX-68 г. Аналитики: М.Маарулашвили, И.Нанадзе

SO ₄	HCO ₃	SiO ₂	HBO ₂	Минерализация	Формула химического состава
0,0394	4,6360	0,0500	0,0577	6,7123	$M_{6,7Na 77 Mg 13 Ca 7 K 2} PH 6,5 CO_2 1,4$
0,82	76,00				
1,02	94,86				

р.Супса, где выделяется область развития преимущественно гидрокарбонатных натриевых и натриево-щелочноземельных пресных вод.

Гидрокарбонатно-хлоридные (хлоридно-гидрокарбонатные) воды должны быть и в северо-западной части Аджаро-Имеретинской водонапорной системы, на границе с Гурийским артезианским бассейном, к которому приурочены метаново-азотные хлоридные натриевые и натриево-кальциевые воды.

Естественно, что наиболее перспективным на получение углекислых содовых вод является участок вдоль р.Губазоули, тяготеющий к одноименному разлому. В качестве дополнительного (с соответствующими оговорками) можно назвать участок кур.Бахмаро.

Также можно назвать участок вдоль верхнего течения р.Супса, где мы можем ожидать наличия гидрокарбонатно-хлоридных (хлоридно-гидрокарбонатных) вод.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М. Гидрогеологическое районирование. В кн. "Гидрогеология СССР, т.Х, Грузинская ССР, "Недра", М., 1970.
2. Гамкредидзе П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением. В кн. "Глубинное строение Кавказа", "Недра", М., 1966.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ БАГИАТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение углекислых минеральных вод "Багиати", расположенное в северной части Джавского района Юго-Осетинской автономной области, характеризуется богатством и разнообразием гидроминеральных ресурсов, которые до 1964 года были мало исследованы. Минеральная вода "Багиати" обладает хорошими вкусовыми качествами, высокими целебными свойствами и, являясь близким аналогом минеральной воды "Саирме", пользуется большой популярностью; потребность в минеральной воде неуклонно возрастает. С 1964 года на месторождении ведет гидрогеолого-разведочные работы "Грузгеокаптажминвод". В результате этих работ, а также геолого-гидрогеологической съемки месторождения, впервые накоплен богатый фактический материал, послуживший основанием для подготовки данной статьи.

В гидрогеологическом отношении описываемая территория входит в гидрогеологическую область водонапорных систем (Местиа-Тиванетскую трещинную систему) складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа (И.М.Буачидзе, 1955, 1970).

По структурно-литологическим признакам и гидрогеологическим данным месторождение можно разделить на два участка - северный и южный; границей между ними служит крупное разрывное нарушение взбросово-надвигового характера, протягивающееся с северо-запада на юго-восток и фиксированное в ущелье реки Тли-дон (рис. I). Такое подразделение подтверждается также геохимическими показателями газовой ассоциации и изотопным составом углерода углекислоты.

Северный участок слагается породами карбонатного флиша верх-

ней юры в основном нижней известняковой свитой титона и только на участке завода розлива (источник I), в ядре сложной Багиатской антиклинали, обнажаются более древние обломочные известняки и мергели кимериджа. Южная часть месторождения сложена породами нижне-мелового карбонатного флиша - черной мергелистой свитой нижнего валанжина. Весь комплекс флишевых пород, слагающих месторождение, дислоцирован в ряд опрокинутых к югу складок изоклиального характера, осложненных вторичной складчатостью и дизъюнктивными нарушениями, обуславливающими сильную перемятость и интенсивную трещиноватость пород.

Коренные флишевые отложения на участке минеральных источников перекрыты аллювиально-делювиальными образованиями, мощностью от 10 до 35 м.

Полоса многочисленных выходов минеральных вод, приуроченная к пойменной части реки Большая ляхви, протягивается от селения Ванели, в направлении с ЮВ на СВ, на несколько километров.

По характеру циркуляции, общей минерализации и химическому составу подземных вод, а также по приуроченности их естественных выходов или глубинам вскрытия скважинами на месторождении выделяются следующие водоносные комплексы:

1) четвертичных аллювиально-делювиальных образований; 2) карбонатных флишевых пород нижнего мела; 3) карбонатных флишевых пород верхней юры.

Водоносный комплекс четвертичных образований. Рыхлый характер четвертичных образований обуславливает их высокую водопроницаемость. С этим комплексом связаны подземные воды, минерализация которых составляет 0,3-1,0 г/л.

Сплошная разгрузка их фиксирована нами почти по всей террито-

рии месторождения, как в делювии, так и в пойменной части р.Б.Лихви и ее притоков.

Анализ гидрохимического материала позволил нам установить некоторую закономерность изменения химического состава вод четвертичного комплекса в зависимости от степени минерализации. Воды с минерализацией 0,3-0,5 г/л в основном гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже гидрокарбонатно-кальциевые с содержанием сульфатов 0,15-0,25 мг-экв. рН воды от 7,0 до 8,0. В химическом составе их фигурируют следы брома, иода и метаборная кислота в количестве до 10 мг/л.

При минерализации воды свыше 0,5 г/л ион сульфата, в большинстве случаев, замещается ионом хлора, достигающим иногда 0,75 мг/экв, а ион магния - ионом натрия, рН - 6,5-6,9.

Воды большинства грифонов, несмотря на низкую минерализацию (0,7 - 1,0 г/л), могут быть отнесены к минеральным благодаря насыщенности их в различной степени углекислотой и наличию общего сероводорода в количестве 0,8 - 2,0 мг/л, а в некоторых случаях и образованию травертина в местах выходов (Ист. II). Характерным признаком является и наличие пленки гидроокиси железа. В местах особенно интенсивной трещиноватости и тектонических нарушений фиксированы сравнительно крупные грифоны воды с минерализацией, достигающей 4,0 г/л.

В пределах месторождения нами выделены несколько основных участков естественной разгрузки минеральных вод - южнее устья р.Тли-дон(между скв. 8 и 9) и на территории скважин 3, 2 и 5. Три первых группы связаны с тектоническими нарушениями, а последняя (у скв. 5) с интенсивной смятостью и трещиноватостью пород второй антиклинальной складки.

Особый интерес представляет группа грифонов в южной части месторождения (южнее р. Тли-дон), или, как их называют, "источники Царита". Этот участок наиболее интенсивной разгрузки минеральной воды в пределах всего месторождения, связан с крупным Тлийским тектоническим нарушением. Полоса выходов протягивается на 300 - 400 м от устья реки Тли-Дон, почти до скв. 9. Самый крупный источник № 4 насчитывает до 20 грифонов воды и углекислого газа, суммарный дебит его достигает 0,5 л/сек. Минерализация источников "Царита", в различные периоды времени, колеблется от 2,0 до 4,0 г/л, а иногда достигает 6,0 г/л. В последнем случае основной минерализующей составляющей является гидрокарбонат натрия.

На северном участке месторождения, где аллювий подстилается более древними верхнеюрскими породами, источники, в ряде случаев, имеют гидрокарбонатно-хлоридный натриево-кальциевый состав (ист. 3, 42, шурф I), тогда как на южном участке основной составляющей аналогичных источников, как правило, являются только гидрокарбонаты натрия и кальция. В водах вышеупомянутых источников, в зависимости от степени их минерализации и химического состава, содержатся метаборная кислота в количестве до 74 мг/л и литий 0,2-1,1 г/л, а также бром 0,1-1,0 мг/л и иногда следы иода; содержание двухвалентного железа достигает 10 мг/л, а в отдельных случаях и 20 мг/л (ист. 3), результатом чего является довольно ощутимый железистый привкус воды. Насыщенность этих источников углекислотой различна и достигает 2,0 г/л.

Большое количество естественных выходов не дает возможности отметить их на прилагаемой карте полностью, поэтому нами даны те выходы, которые характеризуют выделенный комплекс в целом.

В карбонатных флишевых породах нижнего мела и верхней юры

развиты трещинные воды как неглубокой, так и глубокой циркуляции. Воды неглубокой циркуляции, в большинстве своем слабонапорны с минерализацией 0,4-4,0 г/л. Глубина циркуляции их в северной части месторождения не опускается ниже 50 м, а в южной достигает 100 м (скв.8, 10, 11). Морфологически высоко расположенные естественные выходы, как правило, нисходящие. Минерализация воды не более 0,4 г/л (ист.2Г), а состав гидрокарбонатно-кальциево-магниевый. Выходы, расположенные в пойменной части, у уреза реки (ист.2), восходящие с минерализацией 2,0-2,5 г/л; по составу - гидрокарбонатно-кальциево-натриевые.

В более глубоких горизонтах циркулируют слабонапорные воды в основном гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава с минерализацией 3,0-3,8 г/л (скв. 10, 11) (рис.2).

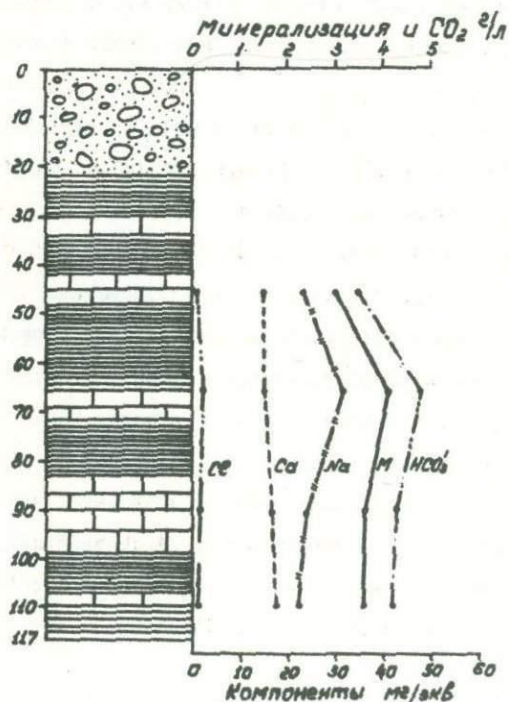


Рис.2. Гидрохимический профиль скв.10.

Дебиты вод зоны экзогенной трещиноватости обычно не превышают 0,3 л/сек. Температура 9-14°.

В химическом составе вод неглубокой циркуляции участвует метаборная кислота в количестве до 56 мг/л и литий 0,04-1,4 мг/л.

Водоносный комплекс карбонатных флишевых пород нижнего мела.

К карбонатным флишевым породам нижнего мела, составляющим южный участок месторождения и представленным мергелистыми сланцами и глинистыми известняками черной мергелистой свиты нижнего валанжина, приурочены углекислые воды как гидрокарбонатно-натриевого, так и гидрокарбонатно-натриево-кальциевого состава с минерализацией от 3,0 до 8,2 г/л, выявленные на небольших глубинах путем бурения (При анализе гидрогеологического и гидрохимического материала нами установлена некоторая закономерность как в вертикальном, так и в горизонтальном распространении минеральных вод южного участка месторождения).

Скважинами 8, 9, II, IO (с севера на юг), с глубинами соответственно 133, 130, 300 и 117 м, вскрыты углекислые минеральные воды гидрокарбонатно-натриевого (скв. 8 и 9) и гидрокарбонатно-натриево-кальциевого состава (скв. II, IO). Последние охарактеризованы нами при описании вод экзогенной трещиноватости.

Вертикальная зональность минеральных вод нижнемелового комплекса достаточно ясно выражена в изменении общей минерализации и химического состава с глубиной. Развитые в верхних горизонтах комплекса, в зоне экзогенной трещиноватости, слабонапорные, слабоминерализованные (2,0 г/л) углекислые гидрокарбонатные кальциево-натриевые воды сменяются по вертикали более минерализованными гидрокарбонатными натриево-кальциевыми, а затем и гидрокарбонатно-натриевыми с минерализацией до 8,2 г/л. Содержание хлора с глуби-

ной возрастает медленно и не превышает 15 мг/экв/л. Для наглядности нами приводится гидрохимический профиль скв.8 (рис.3).

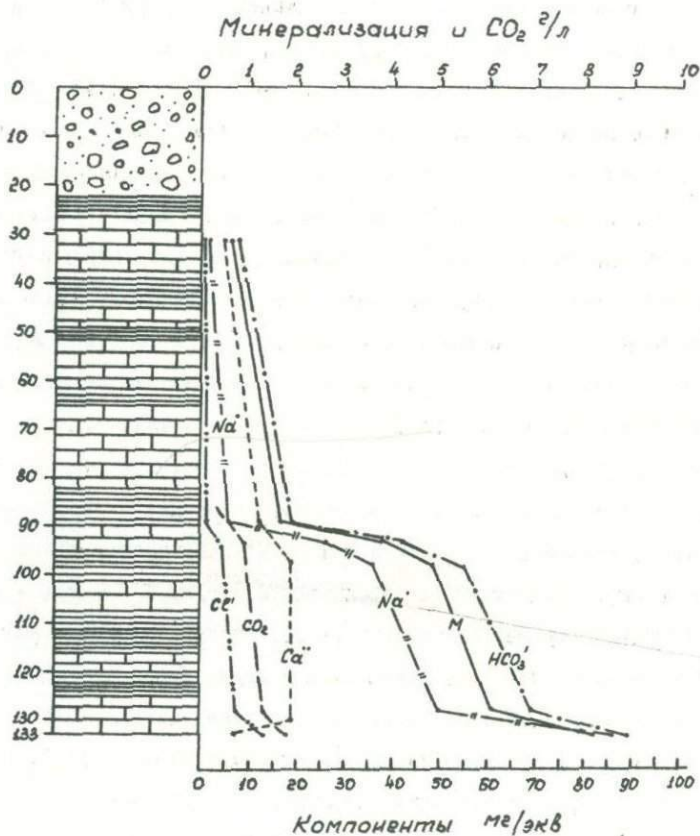


Рис.3. Гидрохимический профиль скв.8.

Дебиты вод гидрокарбонатно-натриевого состава достигают 0,8 - 1,5 л/сек, а в момент вскрытия и более значительной вели-

чинч - 3-7 л/сек(скв.8); температура 10-11⁰С. В горизонтальном распространении минеральных вод отмечено уменьшение дебитов минеральных вод, а равно и их напоров в направлении с севера на юг от Тлийского разрыва. Так, если дебит скважины 8(крайней северной на южном участке) составляет 1,2-1,5 л/сек, скважины 9 - до 1 л/сек, то самоизлив из скв.11 не превышает 0,3-0,4 л/сек. Скважиной 10 (крайней южной на месторождении) вскрыта слабонапорная вода с дебитом всего 0,05-0,03 л/сек. Аналогичная картина наблюдается и в распределении общей минерализации воды. Если в двух первых скважинах(8 и 9) слабоминерализованные гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды сменяются с глубиной более минерализованными(6,0-8,2 г/л) гидрокарбонатно-натриевыми, то в скважинах 11 и 10 такой вертикальной зональности не фиксировалось(рис.2). Независимо от глубины скважин общая минерализация воды в них не превышала 4,0 г/л, глубина же циркуляции гидрокарбонатных натриево-кальциевых вод порядка 100 м. В несколько меньшем количестве отмечена и свободная углекислота, содержание которой в скв.11 не превышает 0,9 г/л, тогда как в скв.8 содержание ее достигает 2,5 г/л, а в скв.9 - 1,7г/л

В водах гидрокарбонатно-натриевого состава отмечено наличие метаборной кислоты в количестве до 100 мг/л, лития 1,4 мг/л, а также брома и иода 0,35 и 0,2 мг/л соответственно. Двувалентное железо фиксируется в довольно значительных количествах - до 11 мг/л, а общий сероводород до 3,6 мг/л. Температура воды 10-11⁰С.

Водоносный комплекс карбонатных флишевых пород верхней юры.

В карбонатных флишевых отложениях верхней юры, слагающих северный участок месторождения и представленных окварцованными известняками, песчанками и сланцами титона и кимериджа, неглубокими скважинами (1, 2, 3, 5, 7) порядка 100 - 195 м, в интервалах 45 - 180

метров, получены напорные углекислые, гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией от 6,0 до 18 г/л.

Гидрохимический облик вод этого комплекса отличается от таковых нижнемелового. Наряду с гидрокарбонатами натрия, участвуют и хлориды натрия, роль которых увеличивается с ростом минерализации воды (рис.4).

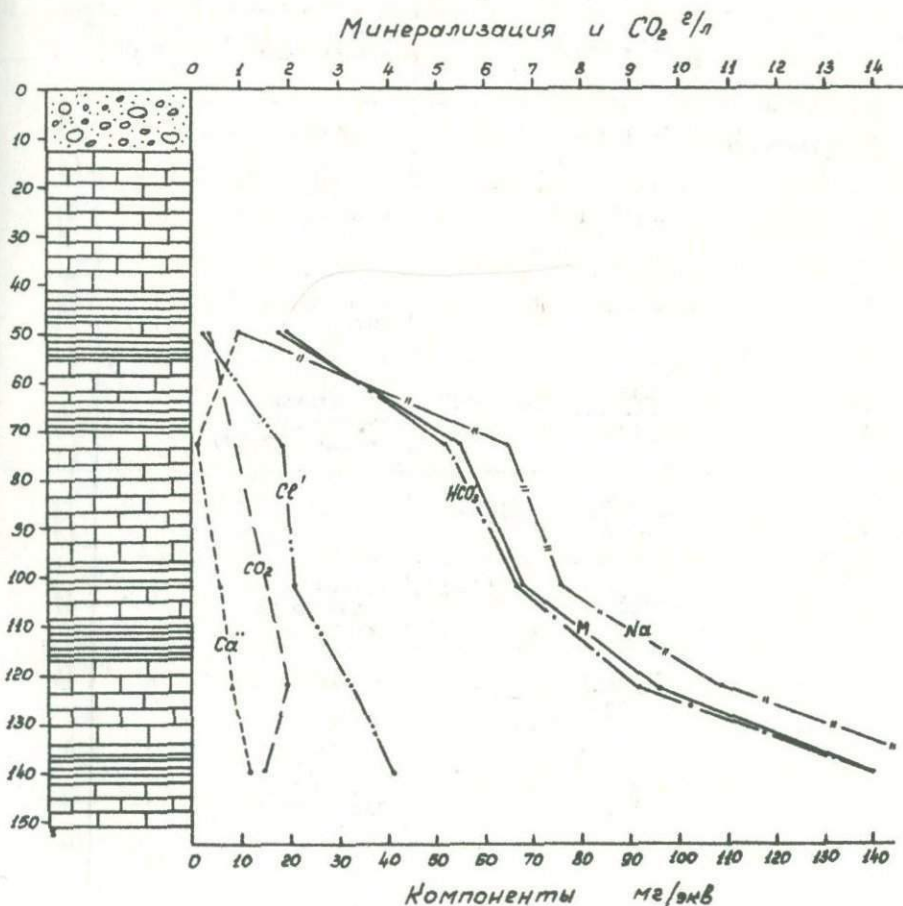


Рис.4. Гидрохимический профиль скв.3.

Наименование участка	№ источника или вырб.	Глубина залегания водоносн. интервала	Водовмещающие породы	Дебит, л/сек, или уровень, м	t°С
	глубина, м				
I	2	3	4	5	6
Северный - Багиатский	<u>Шурф I</u> 2,0	1,5	аллювий	-0,0	14
	Источник 2		Глинистые сланцы-кимеридж	0,01	8
	Грифон 42	-	аллювий	-	13
	Источник 3	-	аллювий	0,15	13
	Источник 2II	-	известняки-титона	0,2	12
	<u>Скваж. I</u> 150	42,3-100	известняки и мергелистые сланцы-кимеридж	2,0	10
	<u>Скваж. 2</u> 100,7	81-100	"-	2,0	11
	<u>Скваж. 3</u> 150	123,5-150	нижняя известняковая свита-титон	0,5	11
	<u>Скваж. 5</u> 102	32-65	"-	0,5	9
	<u>Скваж. 7</u> 195	36-180	известняки и мергелистые сланцы-кимеридж	3,0	10

месторождения

Формула химического состава	Микрокомпоненты, мг/л			HBO ₂ , мг/л	CO ₂ , мг/л	pH
	8	9	10			
7	8	9	10	11	12	13
M _{3,7} $\frac{HCO_3' 76 \text{ Cl}' 22}{Na' 66 \text{ Ca}'' 25}$	-	-	-	-	1400	6,6
M _{3,1} $\frac{HCO_3' 89 \text{ SO}_4'' 6}{Ca'' 49 \text{ Na}' 34}$	0,25	нет	нет	30,0	1900	6,0
M _{3,1} $\frac{HCO_3' 80 \text{ Cl}' 18}{Na' 63 \text{ Ca}'' 27}$	0,20	0,5	нет	74,0	1200	6,5
M _{3,4} $\frac{HCO_3' 82 \text{ Cl}' 15}{Na' 58 \text{ Ca}'' 35}$		следы	нет	63,0	1600	6,8
M _{0,4} $\frac{HCO_3' 80 \text{ SO}_4'' 13}{Ca'' 54 \text{ Mg}'' 41}$	0,04	0,6	0,2	3,0	-	8,1
M _{14,4} $\frac{HCO_3' 72 \text{ Cl}' 28}{Na' 93 \text{ Mg}' 7}$	3,4	2,0	0,8	265,0	1400	6,7
M _{9,6} $\frac{HCO_3' 77 \text{ Cl}' 23}{Na' 72 \text{ Ca}' 20}$	2,5	2,0	следы	205,0	1200	6,7
M _{14,0} $\frac{HCO_3' 77 \text{ Cl}' 22}{Na' 87 \text{ Ca}' 7}$	3,7	2,5	0,3	304	1200	6,5
M _{16,1} $\frac{HCO_3' 73 \text{ Cl}' 27}{Na' 87 \text{ Mg}' 7}$	2,5	3,0	0,5	532	2000	6,5
M _{17,7} $\frac{HCO_3' 69 \text{ Cl}' 31}{Na' 91 \text{ Mg}' 8}$	3,7	0,5	0,5	0,6180	14080	6,7

I	2	3	4	5	6	
Южный - Ванельский	Источник 10	-	делювий	2,0	I4	M _{0,4}
	Источник 4	-	аллювий	0,5	II	M _{4,1}
	<u>Скваж. 8</u> I33	97,5-I28,0	черная мергелистая свита н. валанжина	1,5	II	M _{8,2}
	<u>Скваж. 9</u> I30	45-70	"-	0,6	IO,5	M _{6,1}
	<u>Скваж. II</u> 300	97-100	"-	0,3	I3	M _{2,4}
	<u>Скваж. IO</u> II7	50 - 66	"-	0,05	8,5	M _{3,8}

Примечание: знак минус указывает на уровень

7	8	9	10	11	12	13
<u>НСО₂ 87 СС 8</u> № 73 Св 23	-	-	-	-	нет	7,7
<u>НСО₂ 90 СС 9</u> № 58 Св 28	1,12	1,0	нет	36	1530	6,5
<u>НСО₂ 87 СС 13</u> № 84 Мг 9	-	1,5	следы	-	1800	6,7
<u>НСО₂ 90 СС 10</u> № 75 Св 16	1,44	0,4	0,2	0,94	1100	6,6
<u>НСО₂ 90 СС 7</u> № 65 Св 21	0,3	нет	нет	56	700	6,5
<u>НСО₂ 97 СС 2</u> № 46 Св 41	0,36	следы	нет	15	1700	6,4

воды в выработке

Некоторое отклонение, на общем фоне, проявляется в скв.2, где сравнительно большее участие в минерализующих соединениях принимают и гидрокарбонаты кальция. Возможно, здесь сыграла роль относительно большая мощность четвертичных образований - 38 м, что обусловило ее небольшое углубление в коренные породы (62 м) и интенсивное влияние вод зоны экзогенной трещиноватости. Содержание лития и метаборной кислоты в водах верхней юры - более высокое, чем в нижнемеловом и четвертичном комплексах и составляет 2,0 - 3,7 мг/л и 200 - 265 мг/л соответственно. При минерализации воды в 17,7 г/л (скв.7) содержание метаборной кислоты достигало 618 мг/л. Отмечен также бром 1,0 - 3,0 мг/л и следы иода. В минеральных водах этого комплекса содержится и максимальное количество агрессивной углекислоты 63 - 88 мг/л. Дебиты гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод достигают более 2 л/сек, самоизлив носит пульсационно-фонтанирующий характер. Температура 10-11°C. Признаки разгрузки минеральной воды этого комплекса, причем очень слабые, затухают к северу от скв.3 и фиксируются на протяжении не более 700 - 800 м от последней. Согласно исследованиям и литературным данным, признаков разгрузки минеральной воды не наблюдается до р.Дломаги, где река Б.Лиахви резко поворачивает к востоку. Растекания воды, отмеченного на южном участке месторождения, здесь не наблюдается в силу все той же морфологии участка (повышение рельефа к северу), а также меньшей глубины и степени экзогенной трещиноватости.

Основными компонентами газовой ассоциации минеральных вод месторождения является углекислота, содержание которой в объемных процентах как в спонтанном, так и в растворенном виде составляет более 99,5%. Ниже приводится таблица химического состава подземных вод Багиатского месторождения.

Из вышеизложенного видно, что в пределах месторождения выделяются два участка разгрузки минеральных вод, различающихся по химическому составу приуроченных к ним вод.

На северном участке, сложенном известняками и песчаниками тона и кимериджа, развиты напорные сравнительно более минерализованные углекислые гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды. На южном, представленном глинистыми сланцами и известняками валанжина, циркулируют менее минерализованные напорные углекислые воды гидрокарбонатно-натриевого состава.

Сильная дислоцированность, трещиноватость и раздробленность пород, слагающих месторождение, обуславливают не только интенсивную разгрузку минеральных вод по всей исследуемой площади, но и циркуляцию напорных более высоко минерализованных вод на небольших глубинах.

Воды неглубокой циркуляции, развитые в четвертичных образованиях в зоне экзогенной трещиноватости коренных пород в основном слабоминерализованы. С ростом минерализации изменяется и их состав от $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ к $\text{-HCO}_3\text{-Ca-Na}$ и $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$

Установлено закономерное увеличение общей минерализации и последовательная смена химического состава вод с глубиной в коренных водоносных комплексах от гидрокарбонатных кальциево-натриевых к гидрокарбонатно-натриевым и гидрокарбонатно-хлоридным натриевым, т.е. выявлена вертикальная гидрохимическая зональность.

Увеличение с глубиной общей минерализации вод, циркулирующих в нижнемеловом флише, связано, главным образом, с ростом содовой составляющей. Возрастание же общей минерализации вод карбонатного флиша верхней юры происходит за счет увеличения как содовой, так и хлоридной составляющих. Последнее обстоятельство можно объяс-

нить тем, что северная часть месторождения, представляющая собой взброшенное и надвинутое на южную часть крыло, сильно эродирована; в результате этого толща нижнемеловых отложений здесь отсутствует и на поверхность выходит более древние, нарушенные и трещиноватые породы титона, а местами и кимериджа, что значительно облегчает доступ хлоридно-натриевых вод из более глубоких горизонтов к поверхности.

С ростом общей минерализации вод увеличивается и содержание в них метаборной кислоты.

Учитывая довольно значительное содержание агрессивной углекислоты в водах месторождения, можно предположить, что окончательное формирование их гидрохимического облика происходит в выделенных нами комплексах.

Результаты проведенных исследований дают возможность прогнозировать и обоснованно направить дальнейшие гидрогеологоразведочные работы на месторождении.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М. Гидрогеологическое районирование территории Грузии. Труды ГПИ № 3(38), 1955.
2. Гамкравлидзе П.Д. Краткая геотектоническая характеристика Грузии. Международный коллоквиум. Путеводитель экскурсий, Тбилиси, 1963.
3. Чихелидзе С.С. Природные ресурсы Грузинской ССР. т.Ш, Минеральные воды. М., 1961.
4. Гидрогеология СССР, т.Х, Грузинская ССР, М., 1970.
5. Устиев Е.К. и Молева В.А. Минеральные источники Юго-Осетии. Гр. СОПС АН СССР, сев.Закавказ., вып.9, 1933.

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ
СЛАБОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ВОД В НИЖНЕПАЛЕОГЕН-
ВЕРХНЕМЕЛОВОМ ВОДОНОСНОМ ГОРИЗОНТЕ МЕГРЕЛЬСКОГО
АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

Восстановление палеогеографической и палеогидрогеологической картин области /3/ показывает, что верхнемеловой-нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт в пределах Мегрельского артезианского бассейна долгое время слагал гидрогеологически закрытую структуру.

Исходя из вышеизложенного, в верхнемеловом-нижнепалеогеновом водоносном горизонте Мегрельского артезианского бассейна можно было ожидать распространение высокоминерализованных хлоридных вод, тем более, что наличие в осадках глауконита и фауны-иноцерам свидетельствует о значительной минерализации морских вод бассейна накопления данных осадков. Однако, как выясняется, в верхнемеловом-нижнепалеогеновом водоносном горизонте Мегрельского артезианского бассейна движутся инфильтрационные воды современной метеорной генерации типа известных Нокалаевских азотных терм с минерализацией до 0,5 г/л /1/.

Вытеснение древних седиментационных вод из данного водоносного горизонта могло начаться после того, как вследствие валахской орофазы тектогенеза произошло сильное поднятие складчатой системы Южного склона, освобождение от моря большей части Грузинской глыбы, формирование северной известняковой полосы Мегрелии - основной области питания для подземных вод данного водоносного горизонта,

воздымание брахиантиклиналей Центральной Мегрелии, их нивелирование. В результате этой складчатости еще более увеличивается разница между гипсометрическим положением северной известняковой полосы и сводов брахиантиклиналей Центральной Мегрелии.

Однако, фациально-литологический анализ и сопоставление осадков показывает, что лишь с конца нижнего плейстоцена в результате пасаденской фазы складчатости в южной периферии синклинали, вдоль сводов кулисообразно расположенных брахиантиклиналей произошел разрыв и обнажение данного водоносного горизонта, т.е. создались условия для "сквозного движения" подаваемых вод.

С пасаденской складчатостью связано дальнейшее поднятие брахиантиклиналей Центральной Мегрелии и более интенсивное - северной известняковой полосы.

С появлением области разгрузки атмосферные воды метеорной генерации, инфильтрировавшиеся в пределах северной известняковой полосы Мегрелии, имея большое давление из-за высокого гипсометрического положения, начинают проникать в нижнепалеоген-верхнемеловой водоносный горизонт, вытеснять и замещать седиментационные воды.

Для вытеснения и полного замещения древних хлоридных вод инфильтрационными пресными водами современной метеорной генерации требуется участие огромных масс воды, во много раз превышающих объем первичных морских вод.

Для определения количества циклов инфильтрационного водообмена нижнепалеоген-верхнемелового водоносного горизонта Мегрельского артезианского бассейна производим расчет по методу Б.И.Куделина /4/.

Зная продолжительность времени с начала разгрузки подземных вод горизонта по настоящее время - $1 \cdot 10^6$ лет, число циклов инфи-

трационного водообмена / / будет равно $1 \cdot 10^6 : t$, где t - время, нужное для одного водообмена в данном водоносном горизонте, который можно определить по формуле $t = \frac{Q}{Q_1}$. Здесь Q - общие геологические запасы горизонта, которые определяются по формуле $Q = Va$, где V - объем водоносного горизонта, равный 3000 км^3 , a - коэффициент пористости известняков, $a = 0,135$ /5/. Исходя из этих данных, общие геологические запасы водоносного горизонта равняются 405 км^3 .

Естественные ресурсы вод / Q_1 / определены были по формуле Дарси $Q_1 = kmil$, где коэффициент водопроницаемости / km / равняется $1280 \text{ м}^2/\text{сут.}$, уклон пьезометрической поверхности $i = 0,007$, а ширина фронта подземного потока $l = 63 \text{ 000 м}$. Подставляя значения, естественные ресурсы / Q_1 / водоносного горизонта составят $8 \cdot 10^5 \text{ м}^3/\text{сут.}$, а срок водообмена равняется $4 \cdot 10^{11} : 8 \cdot 10^5 = 5 \cdot 10^5$ дней или 1400 лет. Число циклов инфильтрационного водообмена / \mathbb{N} / составляет $1 \cdot 10^6 : 1400 = 700$. Количество же современной атмосферной инфильтрационной воды, которое участвовало в водообменах, составит $405 \times 700 = 29 \cdot 10^4 \text{ км}^3$. Таким образом, для полного вытеснения древних вод и их замещения современной метеорной инфильтрационной водой потребуются большое число циклов инфильтрационного водообмена и огромное количество современной метеорной генерации воды.

При расчете допущено было, что со временем расчетные величины упомянутых выше гидрогеологических параметров не меняются. На самом деле величины этих параметров показывают современные значения и являются максимальными за весь расчетный срок. Ведь со временем проточная (фильтрационная) способность данного водоносного горизонта весьма слабо, но все же увеличивалась, эрозионная деятельность гидрографической сети постепенно развивалась, а поэтому коэффици-

енты пористости и водопроницаемости, как и уклон пьезометрической поверхности, изменялись.

Нет оснований для допущения в данном водоносном горизонте в течение всей геологической истории наличия гидрогеохимической обстановки, благоприятной для выпадения из раствора минеральных осадков в трещинах известняков. Наоборот, в период времени вытеснения и промывания древних хлоридных вод наличие в смеси неоднородных ионов HCO_3 , Ca, Mg, Cl/ увеличивает растворимость известняков и, тем самым, происходит расширение трещин.

Так как развитие фильтрационных свойств водоносного горизонта и эрозия гидрографической сети происходили равномерно от минимума до максимума, у нас появляется возможность с использованием математической статистики подсчитать как естественные ресурсы и геологические запасы водоносного горизонта, так и число циклов и срок водообмена за любой отрезок времени. При этом объем водоносного горизонта $V = 3000 \text{ км}^3$ и ширина фронта подземного потока $l = 63000$ м за весь период остаются без изменения.

Для упрощения и наглядности расчетов делим весь инфильтрационный срок ($1 \cdot 10^6$ лет) на 14 периодов и в соответствии подсчитываем гидрогеологические параметры, сроки и числа водообменов для каждого периода в отдельности.

Картина эволюции интенсивности циркуляции подземных вод нижнепалеоген-верхнемелового водоносного горизонта Мегрельского артезианского бассейна дана в табл. I.

В четырнадцатой строке таблицы приведены современные значения гидрогеологических параметров, естественные ресурсы и запасы водоносного горизонта, а также число циклов и сроки водообменов. Из таблицы видно, что с увеличением фильтрационных свойств отложений

Таблица I

Эволюция интенсивности циркуляции подземных вод нижнепалеоген-верхнемелового водоносного горизонта

№ пп	Время после начала водообмена, т гг	Уклон пьезометрической поверхности, i	Коэфф. водопроводимости горизонта, $m^2/сут \cdot км$	Естественные ресурсы подземных вод, $Q, м^3/сут.$	Пористость, %	Общие геологические запасы, $Q км^3$	Срок водообмена, т гг	Число циклов водообмена, №
I	71400	0,0005	130	4090	0,5	15	10100	7
2	142800	0,0010	260	16380	1,5	45	8200	17
3	214200	0,0015	390	36855	2,5	75	5500	39
4	285600	0,0020	520	65520	3,5	105	4400	65
5	357000	0,0025	650	102375	4,5	135	3600	99
6	428400	0,0030	780	147420	5,5	165	3000	143
7	499800	0,0035	910	200655	6,5	195	2600	192
8	571200	0,0040	1040	262080	7,5	225	2300	248
9	642600	0,0045	1170	331695	8,5	255	2100	306
10	714000	0,0050	1300	409500	9,5	285	1900	375
11	785400	0,0055	1430	495495	10,5	315	1700	462
12	856800	0,0060	1560	589680	11,5	345	1600	535
13	928200	0,0065	1690	692055	12,5	375	1500	618
14	1000000	0,0070	1820	800000	13,5	405	1400	700

рассматриваемого горизонта уменьшаются сроки инфильтрационных водообменов, а числа циклов увеличиваются.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М., Чихелидзе С.С. Термальные воды СССР, в кн. "Термальные воды СССР", М., 1963.
2. Геология СССР, т.Х, СССР, часть I, М., 1964.
3. Качарава Д.В. К вопросу палеогеогеологии Грузии, Сб. трудов ГПИ им.В.И.Ленина, 1970.
4. Кудашин Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод, изд.МГУ, 1960.
5. Справочник гидрогеолога. Значения пористости некоторых горных пород. Госгеолтехиздат, М., 1962.

О ГИДРОГЕОХИМИИ ОСНОВНЫХ ВОДОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
ЗАПАДНОГО ПОГРУЖЕНИЯ ГРУЗИНСКОЙ ГЛЫБЫ

Западное погружение Грузинской глыбы в морфоструктурном отношении делится на две части: северную и южную. Северная часть охватывает Абхазско-Мегрельскую предгорную синклинали, а южная — Колхидскую низменность и Гурийскую депрессию. Отмеченная предгорная синклинали расположена между северной, широтно простирающейся, и южной, представленной цепью брахиантиклиналей, известняковыми полосами Абхазии и Мегрелии. К югу от них расположена Колхидская низменность.

Выявлено, что в пределах западного погружения Грузинской глыбы распространены следующие основные водоносные образования (снизу вверх): средне-нижнеюрский терригенный водоносный комплекс, нижнемеловой известняковый водоносный горизонт (восточнее Ахали-Афонского меридиана), нижнемеловой — верхнеюрский (известняковый) — средне-нижнеюрский (терригенный) водоносный комплекс (западнее Ахали-Афонского меридиана) и верхнемеловой — нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт /7/.

Восстановление палеогеографической и палеогидрогеологической картин показывает, что до стирийской орофазы тектогенеза все вышеотмеченные водоносные образования слагали гидрогеологически закрытую структуру /10/.

Вследствие стирийской орофазы тектогенеза произошло поднятие, размыв и обнажение меловых известняков в пределах северной известняковой полосы Абхазии и Мегрелии и тем самым формирование облас-

ти питания меловых известняковых водоносных горизонтов.

Однако, для проникновения инфильтрационных вод по всей мощности распространения пород необходимо создание благоприятной гидродинамической обстановки "сквозного движения" подземных вод, т.е. формирование основной области разгрузки.

Такие условия создались после валахской орофазы тектогенеза, вследствие которой произошло интенсивное поднятие как складчатой системы Южного склона и вместе с тем основной области питания известняковых водоносных горизонтов - северной известняковой полосы, так и области разгрузки в виде Южной известняковой полосы и Цхалтубской, Ахали-Афонской, Гагрской и других брахиантиклинальных складок.

С этого времени началась разгрузка подземных вод нижнемелового водоносного горизонта через своды Цхалтубского, Монахеакварского и других брахиантиклиналей, а главным образом, в пределах акватория Черного моря, посредством т.н. Гагрского "гидрохимического языка".

Как выясняется, древние хлоридные воды морского типа из нижнемелового водоносного горизонта севернее т.н. Квалонского сбросо-надвига и сводовой части т.н. Гудаутского поднятия давно отгружены, а в настоящее время там движутся слабуминерализованные азотные термальные современные метеорные инфильтрационные воды.

Сказанное подтверждается многочисленными химическими данными вод глубоких скважин (некоторые из них приводятся ниже):

Сухумская скважина: $N_2 M_{1,2} \frac{SO_4^{2-} 43 Cl^- 35 HCO_3^- 22}{Na^{+} 66 Mg^{++} 18 Ca^{++} 15}$

Самтредская скв. $N_2 M_{2,45} \frac{Cl^- 81 SO_4^{2-} 11 HCO_3^- 8}{Ca^{++} 56 Na^{+} 36}$

Цаиши-Ахали скв.	$N_2 M_{1,8}$	$\frac{SO_4'' 56 Cl' 32}{Ca'' 50 Na' 42}$
Цхалтубская скв.	$N_2 M_{0,8}$	$\frac{SO_4'' 39 HCO_3' 37 Cl' 24}{Ca'' 55 Mg'' 24 Na' 21}$
Моквская скв.	$N_2 M_{1,28}$	$\frac{Cl' 77 HCO_3' 14 SO_4'' 9}{Ca'' 47 Na' 35 Mg'' 18}$
Зугдидская скв.	$N_2 M_{0,85}$	$\frac{SO_4'' 43 HCO_3' 30 Cl' 27}{Ca'' 59 Na' 24 Mg'' 17}$
Аргветская скв.	$N_2 M_{3,0}$	$\frac{SO_4'' 36 Cl' 32 HCO_3' 32}{Na' 41 Mg'' 33 Ca'' 26}$
Хоргская скв.	$M_{2,5}$	$\frac{SO_4'' 47 Cl' 45}{Ca'' 45 Na' 40}$
Киндгская скв.	$H_2S M_{1,7}$	$\frac{Cl' 88 HCO_3' 6}{Ca'' 50 Na' 32 Mg'' 12}$

По подсчету /2/ время, нужное для однократного круговорота инфильтрационных вод через нижнемеловой водоносный горизонт, составляет примерно 1000 лет.

В данном водоносном горизонте местами встречаются более или менее минерализованные хлоридные воды, мигрированные сюда из юрского водоносного комплекса через межформационные "гидрогеологические окна" батских кордильеров, в сводах которых, из-за отсутствия водоупорной пестроцветной свиты верхней юры, нижний мел непосредственно лежит на порфиритовой свите байоса.

Южнее Квалонского разрыва в нижнемеловом водоносном горизонте в условиях гидрогеологической закрытости содержатся высокоминерализованные хлоридные воды:

Квалонская скв.

$$M_{75,4} \frac{Cl' 99}{(Na' + K') 61 Ca'' 31}$$

К западу от Ахали-Афонского меридиана, где нижний мел гидрогеологически объединен со всей юрой, в данном мощном водоносном комплексе содержатся воды нижней "переходной" гидрогеохимической зоны, представленной в зависимости от геохимии пород типами Мацесты (вода Пицундской скважины) или Монахеаквара. Ниже приводятся их химические анализы:

Пицундская гл. скв. $\text{CH}_4\text{N}_2\text{H}_2\text{SO}_4 \cdot 317 \text{M}_{\text{вз.ч}}$ $\frac{\text{Cl}'96\text{SO}''_4 \cdot 3}{\text{Na}'77\text{Ca}''17}$

Монахеакварский карст. ист. $\text{CH}_4\text{N}_2 \text{M}_{1,7}$ $\frac{\text{Cl}'92}{\text{Na}'68\text{Ca}''25}$

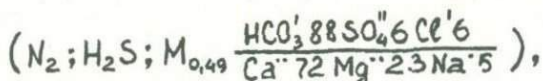
Формирование этих вод происходит в пределах акватория Черного моря и частично прибрежной части путем смешения древних хлоридных вод зоны "застоя" (распространенных более южнее, в сторону падения комплекса) с инфильтрационными метеорными водами.

Что касается подземных вод верхнемелового - нижнепалеогенового водоносного горизонта, то они в зависимости от того, находятся к северу или к югу от Южной известняковой полосы Мегрелии, по гидродинамическому и гидрохимическому условиям резко отличаются друг от друга.

Это различие является результатом действия валахской орофазы тектогенеза, которая вызвала поднятие Южной известняковой полосы, являющейся областью разгрузки для древних морских вод, содержащихся в данном горизонте к северу от отмеченной полосы.

Как показали подсчеты/2/, срок однократного инфильтрационного водообмена в данном горизонте Центрально-Мегрельской предгорной синклинали составляет 1100 лет, а количество участвующей в водообмене инфильтрационной воды $29 \cdot 10^4 \text{ км}^3$. Это значит, что в данном

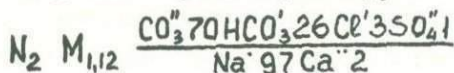
водоносном горизонте в настоящее время движутся современные инфильтрационные воды местами типа Нокалакевских азотных, слабосульфидных термальных вод:



То же самое следует сказать и относительно Центрально-Абхазской предгорной синклинали, которая является западным продолжением Центрально-Мегрельской синклинали. Несмотря на то, что здесь нет ясно выраженной области разгрузки, в верхнемеловом-нижнепалеогеновом водоносном горизонте содержатся современные метеорные инфильтрационные азотные термальные воды типа Нокалакеви-Дзвели.

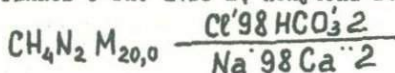
Повидимому, скрытая разгрузка подземных вод данного водоносного горизонта происходит близ сводов брахиантиклиналей Южной известняковой полосы (Сухумский, Ахали-Афонский р-ны), а также, частично, путем перелива этих вод в сторону Мегрельского артезианского бассейна и разгрузки в районе Южной известняковой полосы Мегрелии.

В подтверждение данного мнения ниже приводятся хим. анализы вод Моквских глубоких скважин, пробуренных в средней части Кодорского артезианского бассейна (Очамчирская депрессия), в районе при-сводовой части Моква-Поквешской антиклинали. Здесь скв. № 3 с глубины около 2500 м из данного горизонта дала воду:

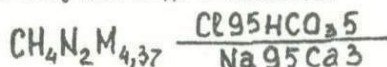


(По соотношению ионов и газовому составу полученная вода подобна воде Нокалакеви-Дзвели).

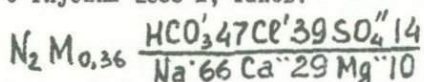
В Моквской скв. № 4, пробуренной в этой же структуре из туронских известняков с гл. 2400 м, получена вода с составом:



несколько глубже получена вода с составом:



Газовый состав воды таков: CH_4 - 86,7%, N_2 - 13,3%. Состав воды, полученной с глубины 2600 м, таков:



Таким образом, хорошо подтверждается гидрохимическими данными, что в верхнемеловом-нижнепалеоценовом водоносном горизонте Восточно-Абхазской предгорной синклинали, к северу от Моква-Поквешской брахиантиклинали содержатся современные воды типа Нокалакеви-Дзевели, к югу сменяющиеся смешанными водами типа Менджи, которые, кстати, характерны для всей полосы, расположенной к югу от предгорных синклиналей Абхазии и Мегрелии.

В южном и юго-западном направлении, в сторону бассейна Черного моря, верхнемеловой-нижнепалеогеновый водоносный горизонт постепенно гидрогеологически закрывается, т.к. сверху перекрывается мощной толщей водоупорных образований верхнего палеогена и неогена. Восстановление палеогидрогеологической картины показывает, что здесь данный горизонт за всю историю существования находится в гидрогеологически-закрытых условиях и содержит высокоминерализованные "чисто" метановые, бессероводородные, хлоридно-натриевые воды морского типа.

Следует обратить внимание на то обстоятельство, что в эпоху роданской складчатости, в результате т.н. Квалонского сбросо-надвига, произошел тектонический контакт верхне- и нижнемеловых известняков бортов надвига и перелив нижнемеловых современных инфильтрационных вод в верхнемеловые отложения его опущенного южно-

го крыла. Это вызвало сильное опреснение высокоминерализованных хлоридных вод нижнепалеоген-верхнемелового горизонта в приконтактовой части надвига, за пределами которой в данном горизонте сохранились условия полной гидрогеологической закрытости.

Ниже приводятся результаты хим.анализов подземных вод типа "Менджи" и вод, полученных южнее:

Менджинская скв. № 17 $CH_4 N_2 H_2 S M_{12,0} \frac{ce'96 CO_3^4}{Na'93 Ca'4}$

Чаладидская скв. $CH_4 M_{54,0} \frac{ce'97 HCO_3^3}{Na'81 Ca'11}$

Потийская скв. $CH_4 M_{55,0} \frac{ce'100}{Na'88 Ca'12}$

Исходя из всего вышесказанного, приходим к выводу, что в нижнемеловом водоносном горизонте западного погружения Грузинской глыбы, примерно до широтной сводовой части Гудаутского поднятия распространена гидродинамическая зона интенсивного водообмена.

В нижнемеловом-юрском водоносном комплексе в пределах Грузинской глыбы (за исключением Гагрского "гидрохимического языка", где развита зона интенсивного водообмена) и на южной окраине Сочинской зоны развита нижняя "переходная" гидродинамическая зона, где формируются воды типа Мацеста (Пицундская скв.)

Гидродинамическая зона "застоя" отсутствует и в верхнемеловом-нижнепалеогеновом водоносном горизонте вдоль всей границы между Грузинской глыбой и складчатой системой Южного склона. Здесь развиты углекислые воды Эссентукского типа, которые состоят из смеси древних хлоридных вод морского типа и современных углекислых содовых вод. Формирование этих вод происходит в нижней "переходной" гидрогеохимической зоне в результате отжима хлоридных

вод Грузинской глыбы напорными углекислыми водами Южного склона.

На границе между Грузинской глыбой и Аджаро-Триалетской складчатой системой в идентичной гидродинамической-гидрогеохимической зоне аналогичным образом формируются Зварские, Чокианские, Ванские и многие другие минеральные воды:

углекислая вода Ессентукского типа (сев.окр.Кодорского арт.бассейна)	$CO_2 M_{2,0} \frac{HCO_3'83 \text{ Cl}'17}{Na+K/52 Ca 31}$
Мин.ист. Десе	$CO_2 M_{2,6} \frac{HCO_3'86 \text{ Cl}'14}{Na+K/42 Ca 41 Mg'17}$
Скурская мин.вода	$CO_2 H_2 S M_{1,50} \frac{Cl'71 SO_4''26}{Ca''67 Na''30}$
Зварская мин.вода	$CO_2 M_{9,6} \frac{HCO_3'78 \text{ Cl}'18}{Na''86}$
Чокианская мин.вода	$CO_2 M_{1,12} \frac{HCO_3'74 \text{ Cl}'26}{Na''58 Ca''34 Mg''8}$
Ванская мин.вода	$CO_2 M_{2,39} \frac{Cl'76 HCO_3'12 SO_4''11}{Na''52 Ca''30}$

Гидродинамическая и гидрогеохимическая зона "застоя" в нижне-меловом-юрском комплексе развита южнее района формирования вод типа Мацеста, в пределах акватория Черного моря. Наличие битума в известняках Гагрского района является показателем того, что в этих отложениях в настоящее время в условиях гидрогеологической закрытости должны быть сохранены залежи нефти и газа.

С не меньшей убедительностью можно допустить наличие скоплений нефти и газа южнее Гудаутского поднятия и Квалонского разрыва в пределах акватория Черного моря в нижнемеловых и верхнемеловых-нижнепалеогеновых осадках.

44. Л.И.Калабин. Минеральные источники Северо-Востока СССР, Магадан, 1959.
45. Б.А.Вакин и др. В кн. "Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока, Иркутск, 1962, 84-92.
46. Гидрогеология СССР, т.26, "Недра", М., 1972.
47. Г.С.Дзоценидзе, Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. "Недра", М., 1969.
48. В.Ф.Дерпгольц. Изв. АН СССР, сер.геол. № II, 1962, 18-31.
49. Л.Н.Капченко. Сов.геология, № 3, 1962, 96-107.
50. Л.М.Бирива. Литология и полезные ископаемые, № 6, 1970, 63-73.
51. Н.А.Кудрявцев. Сов.геология, № 7, 1966, 17-35.
52. Н.А.Кудрявцев. В сб.ст. "Проблемы происхождения нефти", "Наукова думка", Киев, 1966, 144-173.
53. В.И.Созанский. В сб.ст. "Проблема неорганического происхождения нефти", "Наукова думка", Киев, 1971, 150-170.
54. А.Джанелидзе. Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Дачуми. Изд.АН ГССР, Тбилиси, 1940.
55. И.Р.Кахадзе. Тр.геол. ин-та ГССР, сер.геол., т.Ш(УШ), Тбилиси, 1947.
56. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т.3, Гл.упр.геодезии и картографии мин-ва геологии СССР, М., 1968.
57. Геология СССР, т.9, "Недра", М., 1968.
58. Н.С.Зайцев. В сб.ст. "Вопросы геологии Азии, т.1, Изд.АН СССР, 1954.
59. Г.Д.Феокистов. В сб.ст. "Эволюция вулканизма в истории земли (Материалы Первого Всесоюзного палеовулканического симпозиума), М., 1973.
60. В.А.Наумов, С.И.Тарасевич. ДАН, т.201, № I, 1971, 159-162.
61. С.И.Тарасевич и др. ДАН, т.199, № 4, 1971, 906-908.

ФТОР В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ГРУЗИИ

Вопрос изучения микроэлементов в природных водах представляет большой интерес как с точки зрения генезиса этих вод, так и со стороны их физиологического действия.

Недостаток или избыток в природных водах биологически активных элементов (фтор и иод) приводит к различным заболеваниям организма. Особенно значительна их роль в водах, применяемых в питьевых целях. Поэтому остро стоит вопрос о детальном изучении этих элементов в природных водах.

С этой точки зрения природные воды Грузии изучены слабо. Поэтому в настоящей работе сделана попытка восполнить вышеуказанный пробел и на основании проведенных исследований установить содержание фтора в природных водах Грузии.

Фтор широко распространен в природе. Кларк фтора в земной коре составляет 0,08% /1/. В литосфере и в почве фтор 16-й по распространенности элемент. Он содержится в атмосфере, во всех породах земной коры, в речных, озерных, минеральных и морских водах. Количество фтора в природных водах изменяется в очень широких пределах. По данным Коновалова, в водах рек Советского Союза содержание фтора варьирует в пределах $9.4 \cdot 10^{-6}$ - $5 \cdot 10^{-5}$ % /2/. В питьевых водах содержание его несколько выше. Значительно более высокое количество фтора установлено в водах озер /3/. В минеральных, грязевых и нефтяных водах концентрация фтора колеблется от сотен до нескольких мг/л. По данным Клемента, фтор содержится также во всех живых организмах.

Установлено, что фтор является необходимым компонентом солевого состава питьевых вод. Поэтому вопрос изучения фтора в природных водах является необходимым.

Нами было исследовано на содержание фтора 700 проб воды. Определялся фтор колориметрическим цирконий-ализариновым методом. В пресных водах фтор определялся прямо указанным методом. В минеральных водах же пробы предварительно обрабатывались, по методу Тананаева и дистилляте определялся фтор вышеуказанным методом /4/.

Проведенные исследования показали, что содержание фтора в природных водах Грузии колеблется в широких пределах от сотен до нескольких мг/л.

Среди исследуемых вод наиболее обогащены фтором низкоминерализованные, гидросульфидные азотные термы, солевой состав которых представлен ионами карбоната, гидрокарбоната, сульфата и натрия. Для этих вод характерно также высокое содержание кремниевой кислоты, при незначительном содержании щелочноземельных элементов. Термы щелочные, редко нейтральные. Содержание фтора в этих термах колеблется от 0,7 до 3,0 мг/л, при минерализации воды 0,18-1,5г/л.

Среди азотных терм высокими показателями фтора отличаются воды Ахалдабы и Торвас-Абано. В последней содержание фтора доходит до 3 мг/л. Сравнительно повышенным содержанием фтора характеризуются также термально-углекислые-содовые воды Боржомского участка.

Что же касается углекислых вод, солевой состав которых представлен солями щелочноземельных металлов, то в них содержание фтора незначительное.

Низкое содержание фтора обнаружено также в сульфатных водах (табл. I).

Таблица I

№№ п/п	Источники и буровые	Химический состав	Фтор, мг/л
I	Боржоми, бур.25	$M_{6,8} \frac{HCO_3 87}{Na 96} t 36^\circ$	7,2
2	Боржоми, бур.4I ^a	$M_{6,3} \frac{HCO_3 85}{Na 86} t 36^\circ$	4,2
3	Боржоми, бур.59	$M_{6,8} \frac{HCO_3 84}{Na 86} t 25^\circ$	4,8
4	Чиста	$M_{7,7} \frac{HCO_3 84}{Na 85} t 9^\circ$	0,4
5	Саирме, бур.4	$M_{9,0} \frac{HCO_3 79 Ca 14}{Na 72} t 12^\circ$	0,6
6	Чокиани	$M_{1,4} \frac{HCO_3 75 Ca 14}{Na 56 Ca 36} t 30^\circ$	1,7
7	Ахалдаба, бур.	$M_{0,16} \frac{CO_3 58 HCO_3 19}{Na 77} t 44^\circ$	1,4
8	Торгвас-Абано	$M_{6,5} \frac{HCO_3 54 CO_3 27 Ca 26}{Na 95} t 36^\circ$	3,0
9	Хербин-Суар	$M_{3,4} \frac{HCO_3 86}{Ca 63 Na 21} t 7^\circ$	0,16
10	Деси	$M_{2,3} \frac{HCO_3 85}{Ca 84} t 4^\circ$	0,12
II	Нагутни	$M_{2,8} \frac{SO_4 79 HCO_3 12}{Na 64 Ca 28} t 11^\circ$	0,1

Одним из основных признаков при использовании подземных вод для питьевых целей является содержание в них биологически активных элементов, в частности фтора. Согласно ГОСТу 2874-73 "вода питьевая" содержание фтора в питьевых водах должно быть в пределах 0,7-1,5 мг/л. Многочисленными исследованиями советских и зарубежных ученых установлено, что воды с содержанием фтора меньше 0,7 мг/л вызывают кариес зубов, тогда как вода с концентрацией

фтора больше 1,5 мг/л способствует флюорозу зубов /5/.

Основным источником поступления фтора в организм является питьевая вода. Поэтому особый интерес представляет установление содержания фтора в водах хозяйственно-питьевого водоснабжения.

С этой целью нами обследовано триста водопунктов, в том числе 60 рек и 240 источников.

Проведенные исследования показали, что в речных водах содержание фтора колеблется в пределах 0,1-0,4 мг/л. Отмечено сравнительно повышенное содержание фтора в реках Алгети и Храми (0,4 мг/л).

Низкими показателями фтора характеризуются воды рек Хоби и Белая (0,12 мг/л).

Из результатов анализа видно также, что количество фтора в воде рек зависит от сезона года. Наименьшее количество установлено весной, наибольшее - летом. Летние анализы соответствуют периоду без дождей, весенние - периоду наиболее высокого уровня воды.

Значительное колебание в содержании фтора отмечается в разных реках одного и того же бассейна.

Особый интерес представляет установление содержания фтора в родниковых водах, которые занимают значительное место в водоснабжении населения. В обследованных источниках содержание фтора не превышает 0,45 мг/л. Следует отметить также результаты изучения содержания фтора в артезианских источниках, которые за последние годы получили широкое распространение в водоснабжении населенных пунктов республики.

Было опробовано на содержание фтора 240 источников, из них только в 35 пробах оказался фтор в количестве 0,5-1,2 мг/л, т.е. в пределах нормы. В остальных же содержание фтора составило 0,15-0,4 мг/л. В некоторых районах республики для питьевых целей ис-

пользуется колодезная вода. Было обследовано 20 пунктов, содержание в них фтора не превышает 0,35 мг/л.

На основе проделанной работы следует заключить, что в питьевых водах Грузии концентрация фтора ниже того предела, который принято считать физиологически оптимальным. При такой концентрации фтора не исключена возможность массового заболевания населения кариесом зубов.

Л и т е р а т у р а

1. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в основных типах изверженных горных пород земной коры, *Геохимия*, № 2, 1967.
2. Коновалов Г.С. Фтор в речных водах, *Гидрохимические материалы*, т. XXIX, 1964.
3. Крепкогорский А.И. Фтор в поверхностных водах Казахстана. *Гидрохимические материалы*, т. XXX, 1965.
4. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод, 1970.
5. Габович Р.Х. Фтор в питьевых водах Украины и его гигиеническое значение, *Гидрохимические материалы*, т. XVI, 1947.

О.П.Ментешавили, И.Н.Тугуши, Н.А.Дебахшвили

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОВЫХ РАСТВОРОВ ПОРОД АЛАЗАНСКОЙ
СЕРИИ АЛАЗАНСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА НА ПРИМЕРЕ
СКВ. 52I В СЕЛ.КАРДАНАХИ

На кафедре гидрогеологии и инженерной геологии изучались поровые растворы пород, вскрытых скважиной № 52I в сел.Карданахи.

Скважина вскрыла до гл. 740 м алазанскую серию и ниже до гл. 796 м майкопскую свиту.

Алазанская серия представлена чередованием валунно-галечников и галечников с песчаным заполнителем.

Майкопская свита представлена весьма плотными аргиллитоподобными глинами.

Петрографическое описание шлифов пород показывает, что изучаемая толща до глубины 640 м затронута современными окислительными процессами.

Всего изучено 6 проб поровых растворов из пород Алазанской серии и одна проба из пород Майкопской свиты. Поровый раствор выжимался из керна, отобранного с естественной влажностью при бурении скважины № 52I.

Отжим производился по методике, предложенной П.А.Крюковым/2/ Естественная влажность глин колеблется в пределах II-19,3%. Содержание карбонатов варьирует от 0,46 до 6,86%.

Данные водных вытяжек пород до отжима при четырехчасовом выбалтывании с отношением образца к воде 1:5) показали, что общее содержание воднорастворимых солей колеблется в пределах 0,07-0,11 г/100 г породы. До глубины 589 м их содержание изменяется от 0,07

до 0,09, а в интервале 705 - 750 м увеличивается до 0,11 г/100 г. Состав вытяжек в основном гидрокарбонатно-хлоридный натрий-кальциевый (табл. I).

Сумма обменных катионов ($Mg^{++} + Ca^{++}$) колеблется в пределах 9,39 - 17,88 мг-экв. на 100 г сухой породы. Обменные катионы определялись путем обработки размельченной породы 0,5 N раствором хлористого аммония, при весовом соотношении грунта к раствору 1:5. Na в поглощенном комплексе не обнаружен. Ca^{++} преобладает над Mg^{++} за редким исключением (табл. 2).

Изучение поровых растворов показало (рис. I), что отложения алазанской серии содержат слабосолеватые поровые растворы, общая минерализация которых изменяется в пределах 1,2 - 2,2 г/л.

Химический состав характеризуется преобладанием иона хлора, за исключением образца с гл. 589,0 м, где преобладает ион гидрокарбоната над хлором. За ионом хлора следует ион сульфата, за исключением образца с гл. 183,0 м, где гидрокарбонат преобладает над сульфатом. Еще более изменчив катионный состав. В шести исследованных образцах по два раза преобладает каждый из главных катионов (Na^{+} , Mg^{++} , Ca^{++}).

Рассмотрим состав поровых растворов по отдельным частям алазанской серии (табл. 3).

Поровый раствор, отгнанный из одного образца верхнего отдела алазанской серии, имеет хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатный магний-кальциевый состав с общей минерализацией 1,2 г/л.

Поровые растворы средней части алазанской серии имеют хлоридно-сульфатный магний-натриевый, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный натрий-магний-кальциевый состав с общей минерализацией 1,5-2,2 г/л.

Таблица I

Химический состав водных вытяжек пород из скв. № 52I/с.Карданахи/ Алазанского артезианского бассейна до отжима с пересчетом на 100 г породы

(Аналитик Н.А.Дабакшвили)

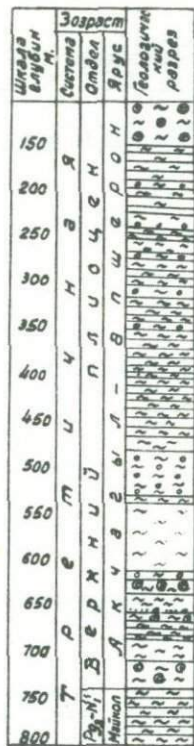
№ образца	Название породы	Возраст	Глубина отбора образца	В г. мг-экв						Сумма ионов г мг-экв	Формула Курлова
				Na ⁺ +K ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Ce [']	SO ₄ ^{''}	HCO ₃ [']		
I	Глина аргил-литоподобная	Pl ₃ al ₃	183,0	0,0182 0,79	0,0023 0,19	0,0046 0,23	0,0071 0,20	0,0053 0,11	0,0549 0,90	0,0924 2,42	M _{0,09} $\frac{HCO_3 74 CE 17}{Na 65 Ca 19 Mg 16}$
2	"	Pl ₃ al ₂	255,0	0,0150 0,65	0,0023 0,19	0,0046 0,23	0,0071 0,20	0,0082 0,17	0,0427 0,70	0,0799 2,14	M _{0,08} $\frac{HCO_3 65 SO_4 19 SO_4 16}{Na 61 Ca 22 Mg 18}$
3	Глина	"	311,0	0,0136 0,59	0,0019 0,15	0,0046 0,23	0,0050 0,14	0,0014 0,03	0,0488 0,80	0,0753 1,94	M _{0,07} $\frac{HCO_3 82 CE 14}{Na 61 Ca 24 Mg 15}$
4	"	"	355,0	0,0193 0,84	0,0010 0,08	0,0060 0,30	0,0064 0,18	0,0115 0,24	0,0488 0,80	0,0930 2,44	M _{0,09} $\frac{HCO_3 66 SO_4 20 CE 15}{Na 69 Ca 25}$
5	"	"	395,0	0,0189 0,82	0,0009 0,07	0,0054 0,27	0,0071 0,20	0,0028 0,06	0,0549 0,90	0,0900 2,32	M _{0,09} $\frac{HCO_3 78 CE 17}{Na 71 Ca 78}$
6	Глина аргил-литоподобная	Pl ₃ al ₁	455,0	0,0205 0,89	0,0005 0,04	0,0046 0,23	0,0110 0,31	0,0022 0,05	0,0488 0,80	0,0876 2,32	M _{0,09} $\frac{HCO_3 69 CE 27}{Na 77 Ca 20}$
7	Глина	" Pl ₃ al ₁	589,0	0,0189 0,82	0,0005 0,04	0,0038 0,19	0,0078 0,22	0,0015 0,03	0,0488 0,80	0,0813 2,10	M _{0,08} $\frac{HCO_3 76 CE 21}{Na 78 Ca 18}$
8	"	"	705,0	0,0225 0,98	0,0004 0,03	0,0054 0,27	0,0092 0,26	0,0107 0,22	0,0488 0,80	0,0970 2,56	M _{0,1} $\frac{HCO_3 63 CE 20 SO_4 17}{Na 77 Ca 21}$
9	Глина аргил-литоподобная	Mkp ₂	750,0	0,0276 1,20	0,0005 0,04	0,0046 0,23	0,0092 0,26	0,0197 0,41	0,0488 0,80	0,1104 2,94	M _{0,11} $\frac{HCO_3 54 SO_4 28 CE 18}{Na 82 Ca 16}$

Таблица 2

Данные об обменных катионах пород скв. № 52I
(с.Карданахи) Алазанского артезианского бассейна
в мг-экв. на 100 г породы

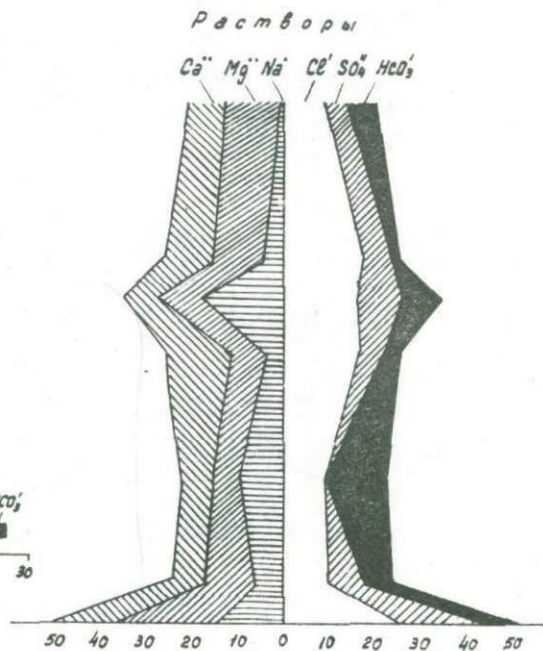
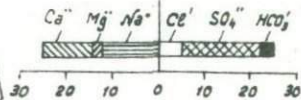
№ обр.	Название породы	Возраст	Глубина отбора	Na	Mg	Ca	Сумма обменных катионов
1	Глина аргиллито-подобная	$Pl_3 al_3$	183	Нет	0,28	9,65	9,93
2	" "	$Pl_3 al_2$	255	Нет	0,71	10,6	11,31
3	Глина	" "	311	Нет	2,13	9,84	11,97
4	" "	" "	355	Нет	2,57	10,06	12,63
5	" "	" "	395	Нет	2,31	11,70	14,01
6	Глина аргиллито-подобная	$Pl_3 a_1$	455	Нет	0,24	9,75	9,99
7	Глина	" "	589	Нет	Нет	10,64	10,64
8	" "	" "	705	Нет	0,92	8,47	9,39
9	Глина аргиллито-подобная	MkP_2	750	Нет	1,29	16,59	17,88

Аналитик Н.А.Дабахашвили



Влаж-
ность %
10 15 20

Вода



1 2 3 4 5

Рис.1 Состав паровых растворов и подземных вод по скв. № 521
1- Валунно-галечник с глинистым заполнителем, 2- Галечник с глинистым заполнителем, 3- глина весьма плотная аргиллитоподобная, 4- глина весьма плотная, 5- Галечник с песком.

Таблица 3

Химический состав поровых растворов пород из скв. № 52I (с. Карданахи)
Алаванского артезианского бассейна

№ обр.	Название пород	Возраст	Глубина взятия образцов	В г. мг-экв.						Сумма ионов г	Формула Курлова
				Na+K'	Mg''	Ca''	Cl'	SO ₄ ''	HCO ₃ '		
1	Глина аргил-литоподобная	Pl ₃ al ₃	183,0	0,0165 0,72	0,1503 12,36	0,1424 7,12	0,3266 9,20	0,2400 5,00	0,3660 6,00	1,2418 40,40	M _{1,2} $\frac{Cl\ 46\ HCO_3\ 30\ SO_4\ 25}{Mg\ 61\ Ca\ 35}$
2	Глина	Pl ₃ al ₂	355,0	0,0975 4,24	0,1299 10,68	0,2136 10,68	0,6213 17,50	0,3120 6,50	0,0976 1,60	1,4719 51,20	M _{1,5} $\frac{Cl\ 68\ SO_4\ 25}{Ca\ 42\ Mg\ 42\ Na\ 17}$
3	"	"	395,0	0,4094 17,80	0,1177 9,68	0,1424 7,12	0,5751 16,20	0,4704 9,80	0,5246 8,60	2,2396 69,20	M _{2,2} $\frac{Cl\ 47\ SO_4\ 28\ HCO_3\ 25}{Na\ 51\ Mg\ 28\ Ca\ 21}$
6	Глина аргил-литоподобная	Pl ₃ al ₁	455,0	0,0929 4,04	0,0866 7,12	0,2848 14,24	0,5964 16,80	0,2496 5,20	0,2074 3,40	1,5177 50,80	M _{1,5} $\frac{Cl\ 66\ SO_4\ 20\ HCO_3\ 13}{Ca\ 56\ Mg\ 28\ Na\ 16}$
7	Глина	"	589,0	0,2286 9,94	0,0649 5,34	0,1424 7,12	0,3337 9,40	Нет "-	0,7930 13,00	1,5626 44,80	M _{1,6} $\frac{HCO_3\ 58\ Cl\ 42}{Na\ 44\ Ca\ 32}$
8	"	"	705,0	0,1380 6,00	0,1299 10,68	0,1424 7,12	0,3621 10,20	0,3744 7,80	0,3538 5,80	1,5006 47,60	M _{1,5} $\frac{Cl\ 43\ SO_4\ 33\ HCO_3\ 24}{Mg\ 45\ Ca\ 30\ Na\ 25}$
9	Глина аргил-литоподобная	Mkr ₂	750,0	0,3358 14,60	0,2606 21,36	0,2848 14,24	0,8946 25,20	0,9024 18,80	0,3782 6,20	3,0564 100,40	M _{3,1} $\frac{Cl\ 50\ SO_4\ 37\ HCO_3\ 12}{Mg\ 42\ Na\ 29\ Ca\ 28}$

Аналитик Н.А.Дабакшвили

Поровые растворы нижней части алазанской серии имеют гидрокарбонатно-хлоридный натрий-кальциевый, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный магний-кальций-натриевый состав с общей минерализацией 1,6-1,5 г/л.

Поровый раствор глин майкопской свиты хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный магний-натрий-кальциевый, с общей минерализацией 3,1 г/л (по данным одного образца).

Анализируя полученные данные по составу поровых растворов, можно отметить, что по солевого составу они похожи на состав морской воды наличием NaCl , MgCl_2 , MgSO_4 , CaSO_4 .

Сравнивая степень растворимости вышеперечисленных солей, а также Na_2SO_4 и CaCl_2 , представленных в поровом растворе, мы убеждаемся, что последний недонасыщен по отношению к этим солям и поэтому их присутствие в твердой фазе не ожидается.

Сравнение состава поровых растворов, пересчитанного на 100 г породы, с водными вытяжками — из тех же пород (до отжима), показывает, что водные вытяжки имеют более высокую минерализацию, чем поровый раствор. Это хорошо отражено на рис. 2, где приведены графики изменения содержания ионов и минерализации по разрезу скв. № 521 в вытяжках пород и в поровых растворах.

В вытяжках преобладает содержание ионов гидрокарбоната, натрия и кальция над их содержанием в поровых растворах; содержание хлора преобладает в образцах с глубин 183, 455, 589 и 705, а количество сульфата — в образцах с глубин 183, 255, 355, 589, 705 и 750 м.

В поровых растворах преобладает ион магния, исключение составляют лишь образцы с глубин 183 и 255 м, где его содержание преобладает в вытяжках.

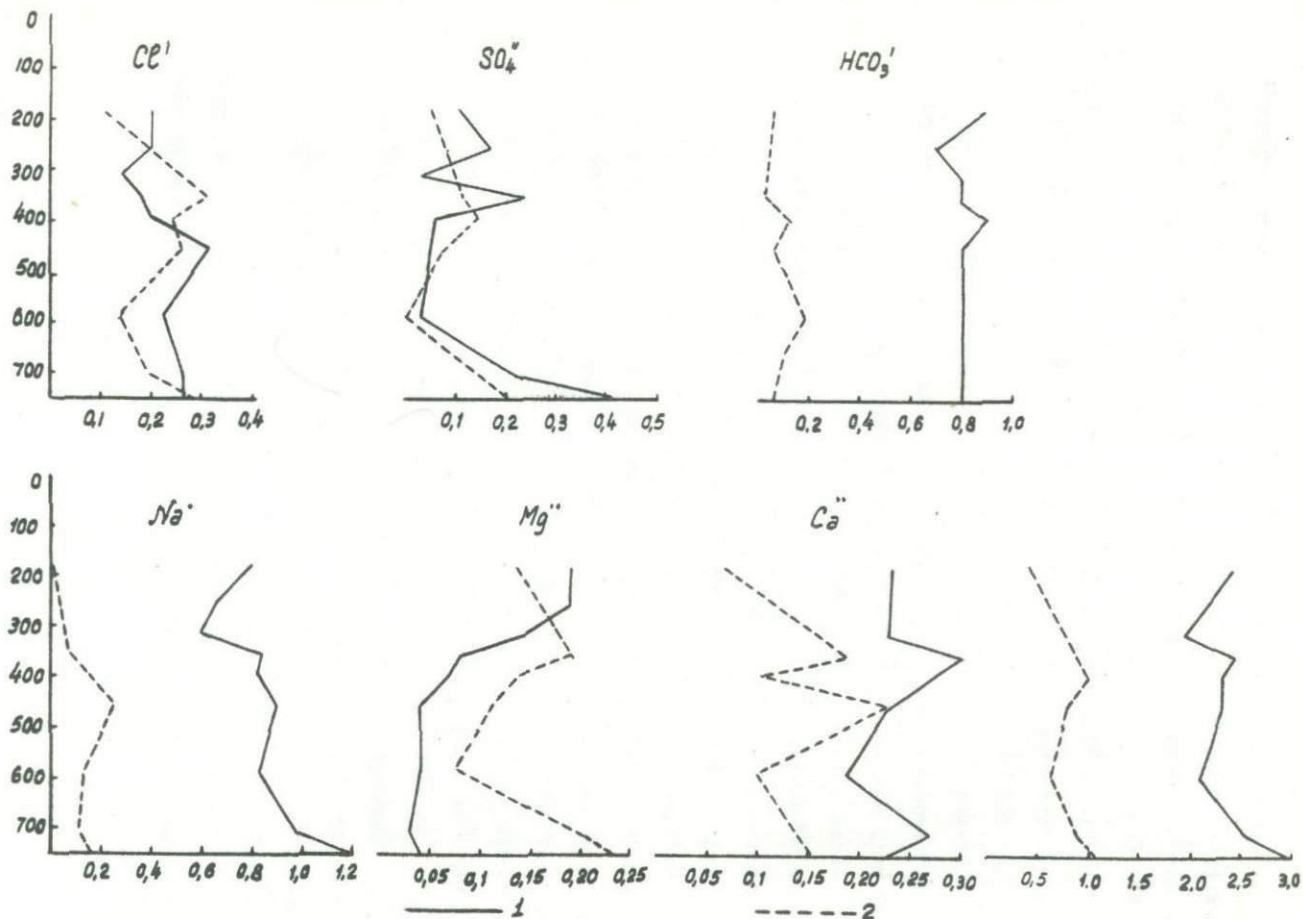
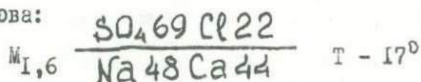


Рис.2 Изменение содержания ионов и общей минерализации (М) в мг-экв-ах по разрезу скв. № 521
 1 - в вытяжках пород, 2 - в поровых растворах.

Интересно сопоставить состав подземных вод с составом поровых растворов в водных вытяжках.

Скважиной № 52I в интервале 648,5 - 655,0 м в галечниках с песчаным заполнителем нижней части алазанской серии, были вскрыты напорные пресные воды.

Химический состав воды данного горизонта выражается следующей формулой Курлова:



Состав поровых растворов глин, залегающих на 59,5 м выше водоносного слоя, гидрокарбонатно-хлоридный натрий-кальциевый, с общей минерализацией 1,6 г/л. Состав поровых растворов глин, залегающих на 50 м ниже водоносного слоя, хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный магний-кальций-натриевый, с общей минерализацией 1,5 г/л.

На рис. I дано графическое изображение химического состава поровых растворов и подземных вод с гл. 648,5 - 655,0 м.

Сопоставление приведенных данных показывает, что подземные воды и поровые растворы похожи лишь по общей минерализации и содержанию некоторых компонентов (в разном количестве).

Нет соответствия также между химическим составом подземных напорных вод с водными вытяжками пород, идентичен лишь катионный состав (табл. I).

Глинистые породы алазанской серии повидимому, отлагались в пресноводном морском бассейне (лагуне) с соленостью примерно до 2 ‰, на что указывает морской характер солевого комплекса поровых растворов.

Отсутствие в поглощенном комплексе натрия и преобладание кальция над магнием, также подтверждает существующее представление о

континентальном происхождении алазанской серии (I, 3).

Подземные напорные воды алазанской серии не являются сингенетическими вмещающим породам. Они образуются за счет инфильтрационных вод, химический состав которых, по пути движения от областей питания к области разгрузки, формируется, в основном, за счет выщелачивания пород.

Поровые растворы в какой-то мере участвуют в формировании химического состава напорных вод при диффузионном выщелачивании солей поровых растворов.

Л и т е р а т у р а

1. Кастенс И.Э. Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р.Алазани, Тр.НГРИ, сер.Б, вып.47, 1934.
2. Крюков П.А. Горные, почвенные и иловые растворы. Изд-во "Наука", Новосибирск, 1971.
3. Гидрогеология СССР, т.Х, Грузинская ССР. М., 1970.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ
МЫШЬЯКА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ГРУЗИИ

В подземных водах Грузии с повышенным содержанием мышьяка выделяются рудничные воды мышьяковых месторождений Лухуни и Цана, а также сильноопиритизированной зоны известного мышьякового источника Зуби. Кроме того, большими концентрациями мышьяка отличаются углекислые воды Южного склона Большого Кавказа и верховья р.Курь (табл.1).

Рудничные воды мышьяковых месторождений Лухуни и Цана представлены слабокислыми и кислыми грунтовыми водами SO_4-HCO_3-Ca и SO_4-Na составов. Содержание мышьяка в этих водах, несмотря на высокие (30-40%) концентрации его в рудах, невелико и доходит лишь до 600 мкг/л. Сравнительно повышенное содержание мышьяка (до 2000 мкг/л) наблюдается в кислых сульфатных водах минеральной воды Зуби.

Коэффициент водной миграции (K_d) мышьяка в этих водах варьирует в пределах 22 - 80. Статистическая обработка гидрогеохимического материала показала, что влияние основных химических компонентов рудничных вод на водную миграцию мышьяка имеет довольно сложный характер.

Как видно из табл.2, мышьяк сравнительно хорошо коррелирует с натрием ($Na + K$), магнием, сульфат-ионом и минерализацией в кислых и слабокислых сульфатных водах арсенопиритовых и реальгар-аурипигментовых месторождений. В этих водах положительная корреляция мышьяка также наблюдается с медью и сурьмой.

Мышьяковые подземные воды Грузии

Таблица I

№ пп	Местоположение	Водоносный комплекс	pH	E _R , mV	Содержание мышьяка, мкг-л	CO ₂ , г/л	Минерализация, г/л	Температура, °C	Тип воды
	<u>Углекислые воды</u>								
I	Авадхара, скв.7	Сланцевые отложения ср. и ниж. юры	6,8	+240	1000	2,3	5,9	10	HCO ₃ -Na-Ca
2	Авадхара, скв.8	"	7,2	-	1130	1,5	10,0	11	HCO ₃ -Na
3	Грушевая поляна	"	6,0	-	3000	1,4	3,1	8	HCO ₃ -Cl-Na-Ca
4	Урави	"	7,3	+220	2500	1,7	11,1	10	HCO ₃ -Cl-Na
5	Урави	"	6,3	+230	1500	0,8	3,5	10	HCO ₃ -Cl-Na-Mg
6	Урави	"	7,1	+248	6000	0,8	26,8	12	HCO ₃ -Cl-Na
7	Урави	"	6,4	+242	5000	1,3	13,4	10	Cl-HCO ₃ -Na
8	Харнаулта	"	7,1	+246	3000	0,5	22,6	8	HCO ₃ -Cl-Na
9	Гули	"	6,6	+202	2500	2,0	17,8	8	Cl-HCO ₃ -Na
10	Чаргали, скв.9	Отложения ниж. мелового терриген. флиша	6,7	+230	3000	1,6	15,7	15	HCO ₃ -Cl-Na
II	Вардзия, скв.7	Карбонатн. отложения верхнего мела	7,0	-	1900	0,6	10,6	41	HCO ₃ -Cl-Na
	<u>Рудничные воды</u>								
12	Зуби	Гидротермальные сильно измененная пиритизированная зона	3,5	+226	2000	-	5,2	10	SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Mg
13	Духуни, шт. II	Реальгар-аурипигментовое оруденение	6,8	-	600	-	0,8	8	SO ₄ -HCO ₃ -Ca-Mg
14	Цана, шт.4	Арсенопиритовое оруденение	4,0	-	55	-	0,4	5	SO ₄ -Na-Mg

Таблица 2

Корреляционная связь мышьяка с химическими компонентами подземных вод мышьяковых месторождений Грузии

Рудные комплексы	Компоненты							
	pH	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃	M
Арсенопиритовый (n = 10)	-0,17	+0,58	+0,51	+0,18	-0,19	+0,52	-0,34	+0,49
Ртутно-мышьяковый (n = 22)	+0,23	-0,43	-0,10	-0,05	-0,31	+0,18	-0,29	-0,43
Реальгар-аури- пигментовый (n = 8)	-0,37	+0,81	+0,76	+0,87	+0,58	+0,35	-0,55	+0,85

В нейтральных гидрокарбонатных водах ртутно-мышьяковых месторождений корреляционной зависимости мышьяка с химическими элементами почти не наблюдается. Ярко выраженную отрицательную корреляцию мышьяка, во всех разновидностях рудничных вод, проявляет с гидрокарбонат-ионом.

Вычисление частных коэффициентов корреляции выявило контрастность влияния химических компонентов на водную миграцию мышьяка. Так, в водах Цанского арсенопиритового месторождения при нивелировании роли иона меди усиливается связь мышьяка с натрием и магнием:

$$\gamma_{AsNa} = 0,58; \quad \gamma_{AsNa \cdot Mg} = 0,37; \quad \gamma_{AsNa \cdot Mg, SO_4} = 0,33;$$

$$\gamma_{AsNa \cdot Mg, SO_4, Cu} = 0,68; \quad \gamma_{AsMg} = 0,51; \quad \gamma_{AsMg \cdot Na} = 0,13;$$

$$\gamma_{AsMg \cdot Na, SO_4} = 0,16; \quad \gamma_{AsMg \cdot Na, SO_4, Cu} = 0,63;$$

а при нивелировании роли сульфатов усиливается связь с медью:

$$\begin{aligned} \chi_{AsCu} &= 0,48; \quad \chi_{AsCu-Mg} = 0,47; \quad \chi_{AsCu-Mg, Na} = 0,44; \\ \chi_{AsCu-Mg, Na, SO_4} &= 0,73. \end{aligned}$$

При нивелировании роли меди появляется сильная отрицательная связь мышьяка с сульфат-ионом:

$$\begin{aligned} \chi_{AsSO_4} &= 0,52; \quad \chi_{AsSO_4 \cdot Na} = 0,18; \quad \chi_{AsSO_4 \cdot Na, Mg} = 0,09; \\ \chi_{AsSO_4 \cdot Na, Mg, Cu} &= -0,65. \end{aligned}$$

Интересно отметить, что при нивелировании роли основных компонентов химического состава подземных вод ртутно-мышьяковых месторождений корреляционная зависимость мышьяка с натрием, минерализацией и pH усиливается и становится значимой:

$$\begin{aligned} \chi_{AsNa} &= -0,43; \quad \chi_{AsNa \cdot pH} = -0,39; \quad \chi_{AsNa \cdot pH, HCO_3} = -0,18; \\ \chi_{AsNa \cdot pH, HCO_3, M} &= 0,65; \quad \chi_{AsM} = -0,23; \quad \chi_{AsM \cdot pH} = -0,20; \\ \chi_{AsM \cdot pH, Na} &= 0,14; \quad \chi_{AsM \cdot pH, Na, HCO_3} = 0,75; \quad \chi_{AspH} = 0,23; \\ \chi_{AspH \cdot Na} &= 0,11; \quad \chi_{AspH \cdot Na, HCO_3} = 0,08; \quad \chi_{AspH \cdot Na, HCO_3, M} = 0,74. \end{aligned}$$

На основе вышеотмеченной корреляционной связи мышьяка с компонентами химического состава подземных вод мышьяковых руд, можно построить линии регрессии, которые количественно характеризуют отмеченную зависимость:

$$\left. \begin{aligned} As &= 4,4 Ca - 62,78 \\ Sb &= 0,068 As + 2,6 Cl - 6,95 \end{aligned} \right\} \text{Реальгар-аурипигментовое месторождение}$$

$$\left. \begin{aligned} As &= 7,51 En Na + 0,6 En SO_4 - 1,57 \end{aligned} \right\} \text{Арсенопиритовое месторождение}$$

$$\left. \begin{aligned} As &= 9,9 En Ca + 6,4 pH - 42,43 \\ En As &= -0,23 En Na - 0,6 Hg + 1,92 \\ En As &= 0,64 pH - 0,67 Hg - 4,29 \end{aligned} \right\} \text{Ртутно-мышьяковые месторождения}$$

Вышеприведенные результаты математической статистики дают основание заключить, что накопление мышьяка, натрия и меди в водах определяется схожими процессами, проходящими в зоне окисления мышьяковых руд. Что касается усиления отрицательной связи мышьяка с сульфат-ионом при нивелировании роли меди, то это надо объяснить тем, что увеличение сульфатности и, следовательно, кислотности рудничных вод сопровождается увеличением концентрации металла (меди и др.), которые образуют труднорастворимые соединения с мышьяком.

Содержание мышьяка в углекислых водах Грузии варьирует в больших пределах. По концентрации мышьяка, среди геотектонических зон, вмещающих углекислые воды Грузии, выделяется Южный склон Большого Кавказа (табл.3). Как видно из таблицы 3, среднее содержание и относительные концентрации мышьяка особенно велики в углекислых водах Южного склона Большого Кавказа. Среди водоносных комплексов в этом отношении от других сильно отличаются сланцевые отложения нижней и средней юры.

Коэффициент водной миграции мышьяка в углекислых водах Грузии, как видно из таблицы, довольно высокий. В обогащенных мышьяком углекислых водах величина этого коэффициента местами достигает 10^3 . Такие, чрезвычайно высокие коэффициенты водной миграции мышьяка, достигающие величин коэффициентов таких хороших водных мигрантов, как хлор и бор, как отмечают некоторые исследователи /1/, довольно редкое явление.

В пределах Южного склона Большого Кавказа содержание мышьяка в углекислых водах, по нашим данным, носит своеобразный характер. Гистограмма распределения мышьяка имеет три пика, первый из которых соответствует кларку гидросферы (10 мкг-л), второй - среднему показателю региона (30-130 мкг-л), третий (> 130 мкг/л до

Таблица 3

Относительная концентрация мышьяка в углекислых водах Грузии

Геотектонические зоны	Водоносные комплексы	Содержание, X мг/л	Коэффициент концентрации	Коэффициент водной миграции	Относительная концентрация, %
I Южный склон Большого Кавказа	1. Сланцевые отложения нижней и средней юры	0,609-6,0	0,35-3,53	6I,23-603,3	0,015-0,022
	2. Карбонатный флиш верхней юры	0,043-0,12	0,025-0,07	4,II-II,5	0,00069-0,0007
	3. Терригенный и карбонатный флиш нижнего мела	0,222-3,0	0,13-1,75	I,25-169,3	0,002I-0,019
II. Аджаро-Триалетская складчатая система	4. Карбонатные и вулканогенно-флишевые отложения верхнего мела, палеогена и эоцена	0,028-0,19	0,016-0,11	9,384-20,2	0,0005-0,0018
III Артво-Болинская глыба	5. Карбонатные отложения верхнего мела и туфопесчаники миоплицена	0,17-0,19	0,1-0,11	12,5-14,0	0,0018-0,0013

x) Содержание мышьяка дано в средних и максимальных величинах.

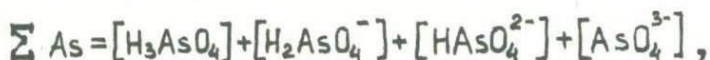
4 мг/л) с повышенным, но редким содержанием мышьяка.

В распределении углекислых мышьякосодержащих вод Южного склона Большого Кавказа наблюдается приуроченность их выходов к глубоким тектоническим разломам в глинистых сланцах, южнее Главного надвига. Среди участков с повышенным содержанием мышьяка выделяют углекислые воды: Грушевой поляны, Авадхары, Урави, Хевсурети и Чаргади. Из перечисленных участков лишь Урави находится поблизости от богатого реальгар-аурипигментового месторождения Лухуни, все остальные отделены от известных мышьяковых месторождений. Наоборот, в этих водах с глубиной содержание мышьяка увеличивается (корреляционная зависимость между минерализацией $\frac{As}{M}$ и содержанием мышьяка составляет +0,83 при $n = 78$) и местами (Авадхара) в очаге разгрузки углекислой воды наблюдаются ртутно-мышьяковые минералы /2/. Эти воды представлены в основном, соляно-щелочными и содовыми типами (табл. I).

Гидрогеохимические поля концентрации мышьяка (в диаграмме ER-pH) в углекислых водах, в основном находятся в пределах pH (от 6,2 до 7) и ER + (от 200 до 250 mV).

В рассмотренных рудничных и углекислых мышьякосодержащих водах, которые характеризуются повышенными значениями потенциала ER + (> 180 mV), формой нахождения мышьяка, по всей вероятности, является мышьяковая кислота (H_3AsO_4).

С помощью термодинамических пересчетов по схеме



установлено, что углекислые и рудничные воды со слабокислой реакцией pH (от 6 до 7) характеризуются анионами диссоциированной мышьяковой кислоты ($H_2AsO_4^-$) и ($HASO_4^{2-}$). Кислые (pH - 3-5)

рудничные воды представлены слабодиссоциированной формой мышьяковой кислоты (H_3AsO_4) и ($H_2AsO_4^-$).

На основании вышеприведенного материала можно заключить, что возможность обогащения подзаемных вод мышьяком в зонах окисления сульфидных (мышьяковых) месторождений не вызывает сомнения. Проведенная статистическая обработка подтвердила это, выявив корреляционную зависимость между мышьяком и основными показателями рудничных вод. Таким же путем можно объяснить повышенные содержания мышьяка в близприлегающих к мышьяковым месторождениям углекислых водах Урала, хотя в последних мышьяка содержится в десять раз больше. Но большинство из вывлеченных углекислых мышьяковых вод, как выше было отмечено, расположено вдали от известных мышьяковых месторождений. Полоса развития углекислых мышьяковистых вод Южного склона Большого Кавказа отделена от Главного надвига, в пределах которого наблюдается крайне низкое содержание мышьяка.

Незначительное содержание мышьяка в углекислых водах полосы Главного надвига Южного склона Большого Кавказа, повидимому, является результатом сильной метаморфизации пород и сравнительно повышенным содержанием сероводорода в углекислых водах /3/.

Мышьяковые углекислые воды приурочены к отдельным тектоническим зонам, по всей вероятности, к узлам пересечения глубоких тектонических трещин в глинистых сланцах (аспидные сланцы), в пределах которых распространены минерализованные, в основном, соляно-щелочные углекислые воды.

Приуроченность мышьяковых углекислых вод к глубоким тектоническим разломам в сланцевых отложениях, положительная корреляционная зависимость мышьяка с минерализацией ($\frac{As}{M}$), общая заряженность мышьяком региона, высокое содержание рассеянного мышьяка в

аспидных сланцах, повышенные геотермические условия, усиливающие процессы выщелачивания /1, 3/, метаморфогенная CO_2 /4/ и глубинная тектоника выявленной полосы дают основание полагать, что в этих водах мышьяк накапливается в основном, за счет выщелачивания рассеянного мышьяка.

Повышенное содержание мышьяка в углекислых водах, особенности его распространения, большое сходство с известными углекислыми водами /5, 6/, у выхода которых образуются мышьяковые минералы, наводит на мысль о возможности возникновения реальгар-аурипигментовой минерализации в очагах разгрузки углекислых мышьяковых вод Грузии /7, 8/.

Л и т е р а т у р а

1. Крайнов С.Р., Волков Г.А. и др. Геохимия, № 2, 1974.
2. Зауташвили Б.З., Бурджанадзе И.И. Тр.ГПИ им.Ленина, № 3(108), 1966.
3. H. ONISHI, E. B. SANDELL. GEOSCH ET COSMOSH, ACTA 7, № I-2, 1955.
4. Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И., Тевзадзе И.Т. Геохимия; № 5, 1972.
5. Аверьев А.В. Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР, 1960.
6. Александров В.А. Вопросы курортологии, № I, 1940.
7. Шемякин В.Н., Павлов А.Н. Материалы У совещ. по подз. водам Сибири и Дальнего Востока, Иркутск-Тюмень, 1967.
8. Гольдшмидт В.Д. Сб. статей по геохимии редких элементов. Изд-во Гонти, 1938.

Б.З.Зауташвили, У.И.Чипашвили, Э.А.Нароушвили

ФОРМЫ МИГРАЦИИ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ (МЕДИ, СВИНЦА,
И ЦИНКА) В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ МЕДНО-ПИРРОТИНОВОЙ
ФОРМАЦИИ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КAVKAZA

Особенностям распространения форм тяжелых металлов (Cu , Pb , Zn) в подземных водах, имеющих не только теоретическое, но и важное практическое значение, в последнее время посвящены работы многих исследователей.

В результате этих исследований установлены константы нестойкости некоторых неорганических комплексных соединений, имеются их приближенные расчетные формулы, согласно известным уравнениям баланса масс в водных растворах, в первом приближении ориентировочно определены некоторые металлоорганические формы меди и другие.

Несмотря на вышеотмеченное, вопросы форм водной миграции микроэлементов пока остаются одними из наиболее сложных и слабоизученных в геохимии природных вод.

В данной работе приводятся результаты исследования форм водной миграции тяжелых металлов (Cu , Pb , Zn), проведенных авторами на примере подземных вод медно-пирротиновой формации Южного склона Большого Кавказа. Геохимическая характеристика подземных вод вышеотмеченной рудной формации с рассмотрением основных особенностей распространения тяжелых металлов была дана в нашей работе/2/. Следовательно, здесь остановимся лишь на некоторых особенностях подземных вод медно-пирротиновой формации. Как видно из приводимой табл. I, ореольные воды рудной формации представлены в основном кислыми и слабо-кислыми сульфатными, сульфатно-гидрокарбонатными

Таблица I

Содержание микроэлементов в ореольных и фоновых водах медно-пирротиновой рудной формации

Наименование рудного участка	Ореольное содержание					pH	Формула химического состава ореольных вод
	Фоновое содержание						
	Cu	Zn	Pb	Fe	SO ₄		
мкг/л					мг/л		
Шхалзия	$\frac{5-200}{2-5}$	$\frac{120-2000}{20-30}$	$\frac{5-600}{5}$	$\frac{5-25}{1-5}$	$\frac{7-102}{6-7}$	$\frac{5,9}{7,7}$	$M_{0,2} \frac{SO_4 60 HCO_3 31}{Mg 67 Ca 22}$
Башкацара	$\frac{20-2000}{2-20}$	$\frac{200-1000}{10-160}$	$\frac{5-10}{5}$	$\frac{5-8}{5}$	$\frac{36-96}{5-10}$	$\frac{4,1}{7,4}$	$M_{0,15} \frac{SO_4 84 HCO_3 13}{Mg 53 Ca 29}$
Твибратери	$\frac{10-50}{2-5}$	$\frac{30-200}{10}$	-	-	$\frac{56-247}{56}$	$\frac{6,2}{8,2}$	$M_{0,2} \frac{HCO_3 68 SO_4 29}{(Na+K) 36 Ca 32}$
Ларси	$\frac{20}{-}$	$\frac{160}{-}$	$\frac{10}{-}$	$\frac{1}{-}$	$\frac{9}{-}$	$\frac{7,5}{-}$	$M_{0,08} \frac{HCO_3 72 SO_4 20}{Ca 62 Mg 27}$
Артана	$\frac{20-800}{2}$	$\frac{50-1000}{20-50}$	$\frac{10}{-}$	-	$\frac{12-30}{7-12}$	$\frac{6,9}{8,4}$	$M_{0,09} \frac{HCO_3 53 SO_4 36}{Ca 45 (Na+K) 32}$
Гонджатхеви	$\frac{40-400}{10}$	$\frac{50-1000}{50}$	$\frac{5}{-}$	$\frac{3-4}{-}$	$\frac{115}{7-21}$	$\frac{6,4}{7,3}$	$M_{0,12} \frac{SO_4 84}{Ca 56 Mg 28}$
Шильдинская группа (Модуляни, Саваниохеви, Похала)	$\frac{10-30}{2}$	$\frac{50-400}{20-50}$	-	-	$\frac{23-30}{16-23}$	$\frac{6,5}{6,8}$	$M_{0,2} \frac{HCO_3 66 SO_4 30}{Ca 57 (Na+K) 29}$
Филиз-чай	$\frac{400-800}{-}$	$\frac{8000-10000}{20-30}$	$\frac{5-10}{-}$	$\frac{5-7}{2-5}$	$\frac{180-490}{48-180}$	$\frac{3,8}{7-8,7}$	$M_{0,64} \frac{SO_4 99}{Mg 49 Ca 45}$

Содержание основных неорганических комплексов
различного

Тип воды	Минер. г/л	pH	Ионная сила	Активность ионов						
						Cu^{2+}	$[\text{CuOH}]^+$ $K=3,4 \cdot 10^{-7}$	$[\text{CuCO}_3]^0$ $K=1,78 \cdot 10^{-7}$	$[\text{Cu(SO}_4)_2]^{2-}$ $K=2 \cdot 10^{-2}$	$[\text{CuSO}_4]^0$ $K=4,5 \cdot 10^{-3}$
$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Mg-Ca}$	0,1- -0,2	4,0- -7,0	0,019- -0,043	0,92- -0,94	0,72- -0,82	23,7- -92,6	0,02- -7,1	0,06- -55,7	-	4,6- -12,9
$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca-Mg}$	0,4- 0,6	7,2- 7,4	0,008- 0,085	0,88- 0,91	0,61- 0,69	11,5- 12,5	3,6- 4,6	82,5 95,1	-	0,1- 1,44
$\text{SO}_4\text{-Na}$	1,3- 1,7	4,0- 4,5	0,026- 0,03	0,84- 0,86	0,51- 0,54	63,0- 66,0	-	-	-	33,8- 36,2
$\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$	0,1- 0,6	3,8- 7,3	0,0029- 0,016	0,88- 0,94	0,60- 0,79	71,2- 80,2	0,008- 4,65	- - 8,4	-	6,65- 28,7
$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Mg-Ca}$	0,08- 0,7	5,9- 7,3	0,0014- 0,014	0,88- 0,96	0,62- 0,85	4,5 88,3	8,3 88,4	-	-	1,26 5,36
$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Mg}$	0,08- 0,14	6,7- 7,5	0,0015- 0,0027	0,94- 0,96	0,8- 0,84	16,8- 52,0	0,01- 8,2	41,6- 82,8	-	0,26- 2,09
$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na}$	0,06- 0,2	6,9- 7,4	0,001- 0,0038	0,94- 0,96	0,76- 0,86	13,5- 47,7	7,1- 9,5	42,5- 84,5	-	0,5- 0,8
$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na-Ca}$	0,1- 0,25	6,7- 8,6	0,001- 0,005	0,93- 0,96	0,73- 0,86	1,1- 46,2	5,1- 58,3	0,7- 89,1	-	0,7- 1,6
$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$	1,6	6,2	0,12	0,76	0,33	79,4	1,24	17,7	-	0,98

Таблица 2

МЕДИ, ЦИНКА И СВИНЦА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ
СОСТАВА

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ (В % ОТ СУММЫ)											
$[CuCl]^+$ $K=4 \cdot 10^{-2}$	Zn^{2+}	$[ZnSO_4]^0$ $K=4,9 \cdot 10^{-3}$	$[Zn(SO_4)]^+$ $K=3,0 \cdot 10^{-2}$	$[ZnOH]^+$ $K=4 \cdot 10^{-5}$	$[ZnCl]^+$ $K=1,54$	Pb^{2+}	$[PbSO_4]^0$ $K=6 \cdot 10^{-3}$	$[Pb(HCO_3)]^+$ $K=6 \cdot 10^{-6}$	$[PbOH]^+$ $K=10^{-7}$	$[Pb(OH)_2]^0$ $K=2 \cdot 10^{-10}$	
0,1- -0,4	63,1 -94,2	4,9- -31,5	1,0- -5,2	-	-	41,2- -95,4	4,0- -16,8	-	-	0,08- -42,9	-
-	87,8- 88,9	6,7- 10,2	1,1- 1,6	0,3- 2,2	-	9,3- 40,4	0,6- 3,8	-	-	55,7- 90,1	-
-	61,9- 64,6	30,4 32,7	4,9- 5,3	-	-	69,5- 71,8	27,6- 29,9	-	-	-	-
-	69,9 91,8	6,9 25,9	1,14 4,2	-	-	76,9- 79,4	4,9- 23,1	-	-	0,03- 15,6	-
-	44,2 98,5	1,3 47,8	0,2- 7,8	-	-	31,7- 92,7	0,9- 28,0	0,7	0,6	6,3- 39,0	0.003
0,3- 0,9	95,5- 98,3	1,4 3,7	0,23 0,61	-	-	48,0- 98,5	1,1- 2,2	-	-	0,26- 51,0	-
0,1- 0,2	93,3- 98,6	1,0 5,3	0,1- 0,8	0,1- 0,4	-	24,9- 59,5	0,5- 1,5	-	-	38,5- 74,5	-
0,05- 0,2	87,5- 98,2	1,5- 7,4	0,24 1,2	0,1- 6,5	-	3,2- 69,4	0,1- 3,3	-	0,03	29,7- 96,4	-
0,66	98,6	1,1	0,18	0,01	0,02	94,1	0,87	-	-	5,0	-

и гидрокарбонатно-сульфатными водами с разным катионным составом. Содержание тяжелых металлов варьирует в больших пределах, меняющихся от микрограммов до нескольких миллиграммов (табл. I).

На основе статистической обработки полученных результатов выяснилось, что наблюдается значимая положительная корреляционная зависимость между содержанием тяжелых металлов и сульфат-ионов, равняющаяся для Cu 0,51, Zn 0,44. Корреляционная зависимость между содержаниями металлов и HCO_3^- , как и следовало ожидать, отрицательная, и равняется для Cu - 0,42, для Zn - 0,32. Кроме того, также высокая положительная корреляционная зависимость наблюдается между Cu и Zn , которая равняется 0,66.

Для определения неорганических форм тяжелых металлов в подземных водах, в результате полученных при исследовании данных о составе основных лиганд и pH, расчеты велись согласно известным уравнениям баланса масс в водных растворах и реакциям термодинамических констант нестойкости. Зная валовое содержание металла (ΣCu , ΣZn , ΣPb) в воде и константы нестойкости наиболее распространенных комплексов в подземных водах, с учетом коэффициентов активности ионов, можно рассчитать примерное их состояние (в %) в каждой конкретной пробе воды:

$$\Sigma Cu = [Cu^{2+}] + [CuOH]^+ + [CuCl_3]^0 + [Cu(SO_4)_2]^{2-} + [CuSO_4]^0 + [CuCl]^+;$$

$$\Sigma Zn = [Zn^{2+}] + [ZnSO_4]^0 + [Zn(SO_4)_2]^{2-} + [ZnOH]^+ + [ZnCl]^+;$$

$$\Sigma Pb = [Pb^{2+}] + [PbSO_4]^0 + [Pb(SO_4)_2]^{2-} + [Pb(HCO_3)_3]^{2-} + [PbOH]^+ + [Pb(OH)_2]^0;$$

Результаты расчетов 40 проб ореольных подземных вод медно-пирротиновой формации сведены в таблицу 2.

Как видно из приведенной таблицы 2, в сульфатных водах с $\text{pH} < 4,5$ преобладают простые катионы и сульфатно-нейтральные комплексы металлов. По мере нейтрализации растворов (увеличивая pH и концентрации ионов HCO_3^-) растет содержание гидроксокомплексов меди, свинца и карбонатных комплексов меди. Помимо отмеченных комплексов в незначительных количествах наблюдаются хлоридные комплексы меди, свинца и сульфатные комплексы цинка.

Для выявления взаимосвязи тяжелых металлов медно-пирротиновой рудной формации с органическими веществами, нами изучалась медь, как наиболее активный комплексообразователь. Вопросу изучения комплексных металлоорганических соединений меди посвящены интересные работы: Г.В.Дроздовой и М.П.Емельяновой (1960), В.В.Щербиной и Г.А.Игнатовой (1955), М.А.Глаголевой (1959), В.Я.Еременко (1964), Г.А.Головой и др. (1968) и многих других исследователей. По данным этих исследователей, можно считать установленным наличие взаимосвязи меди с органическими веществами и что медносодержащие органические вещества часто представляют более чем 50% от общего содержания меди. Но так как состав и константы диссоциации этих сложных органических комплексов меди пока неизвестны, то учесть их при расчете форм миграции меди в природных водах невозможно. Из-за этого на сегодняшний день приходится иметь ориентировочные представления об этих комплексах, в основном опирающиеся на эксперименты, на чем остановимся ниже.

Для определения меди в водах применялся диэтилдитио-карбонат натрия. По этой методике определялась ионнорастворенная медь и не затрагивалась медь, связанная в комплексе с органическими веществами. При определении общего содержания меди же в воде производилось окисление органических веществ над серноокислым аммонием в

присутствии $4N H_2SO_4$ и кипячением, с последовательной экстракцией анализируемых вод при нейтральном pH — четыреххлористым углеродом, хлороформом и петролейным эфиром. Содержание меди в каждой фракции определялось путем анализа экстракта по общепринятой методике. С помощью вышеотмеченных растворителей, которые извлекают из воды различные по составу органические соединения, установлены следующие соединения, экстрагируемые: а) четыреххлористым углеродом; б) хлороформом; г) петролейным эфиром. Результаты, полученные на 55 пробах, сведены в таблицу 3.

Как видно из табл. 3, проведенные эксперименты довольно четко показывают связь меди с органическими веществами. Во многих пробах содержание меди после экстракции органических веществ значительно увеличилось. Кроме того, выяснилось, что среди других наибольшее содержание меди было получено после экстракции органических веществ хлороформом. Помимо этого замечается некоторая связь между химическим типом вод, содержанием меди и органических веществ. В кислых сульфатных водах с повышенным содержанием ионной меди наблюдается сравнительное уменьшение органических веществ и полное отсутствие медьсодержащей органики. По мере нейтрализации вод и перехода от сульфатного состава к гидрокарбонатным увеличивается содержание общей органики и медьсодержащих органических веществ.

Проведенные эксперименты последовательной экстракции позволяют только ориентировочно (по характеру экстрагентов) судить о составе извлекающих медьсодержащих органических соединений. Эти комплексные вещества, по всей вероятности, могут быть внутрикомплексными соединениями гуминовых кислот, как это экспериментально было доказано Т.В. Дроздовой и М.П. Емельяновой (1960) /1/.

Таблица 3

Содержание меди в подземных водах медно-пирротиновой формации до и после экстракции органических веществ (в числителе содержание меди, мкг/л, в знаменателе - % от ΣCu)

pH	SO ₄ мг/л	Окисля- емость (бихро- матная) мг/л	ΣCu мкг/л	До экстракции	После экстракции				Тип химического состава
				без разрушения органики	ΣCu орг	CCl ₄	Хлорофор- мом	Петролейным спиртом	
7,0	II,5	I, I	39	$\frac{1}{7}$	$\frac{38}{92,5}$	$\frac{5}{12,3}$	$\frac{16,5}{40,2}$	$\frac{16,5}{40,2}$	HCO ₃ -Cl-Na-Ca
7,0	II,2	I,3	57	$\frac{2,4}{8,6}$	$\frac{54,6}{91,3}$	$\frac{21,5}{42,0}$	$\frac{21,5}{42,0}$	$\frac{11,6}{7,3}$	HCO ₃ -Ca-Mg
7,1	33,9	I,05	67,3	$\frac{23,8}{35,2}$	$\frac{43,9}{64,2}$	$\frac{9,6}{14,3}$	$\frac{31,0}{45,3}$	$\frac{3,03}{4,6}$	HCO ₃ -SO ₄ -Ca-Mg
6,4	107,1	I,4	120,4	$\frac{80,3}{65,8}$	$\frac{40,1}{34,7}$	$\frac{10,0}{8,6}$	$\frac{23,1}{19,8}$	$\frac{7,0}{6,3}$	SO ₄ -HCO ₃ -Mg-Ca
4,4	516	0,76	440	$\frac{440}{100}$	-	-	-	-	SO ₄ -Na

С помощью капиллярно-люминесцентного и других методов анализа, проведенных в нашей лаборатории, установлено, что большая часть этих органических веществ представлена гумусами (легкие и тяжелые гумусы), нейтральными и кислыми смолами, аминными кислотами и др.

В ы в о д ы

Из проведенных исследований о формах тяжелых металлов (Cu, Pb, Zn) в подземных водах медно-пирротиновой формации Южного склона Большого Кавказа можно сделать следующие выводы:

1. В кислых сульфатных подземных водах с $pH < 4,5$ преобладают простые катионы (Cu^{2+} , Pb^{2+} , Zn^{2+}) и сульфатно-нейтральные комплексы $/MSO_4/$ металлов; при этих условиях с повышением содержания ионной меди наблюдается сравнительное уменьшение органических веществ и полное отсутствие медьсодержащей органики:

2. По мере нейтрализации растворов растет содержание гидроксиокомплексов меди $/CuOH/^{+}$, свинца $/PbOH/^{+}$ и карбонатных комплексов меди $/CuCO_3/^{0}$; также увеличивается содержание общей органики и медьсодержащих органических веществ.

Л и т е р а т у р а

1. Дроздова Т.В., Емельянова Л.Г. Докл. АН СССР, 131, № 3, 1963.
2. Зауташвили Б.З., Чипашвили У.И., Канчавели И.Л. Наруашвили И.Л. Тр. ГПИ им. Ленина, геолог. ф-та, № 4, 1974.
3. Глаголева М.А. Изд-во АН СССР, М., 1959.
4. Голева Г.А. Изд-во "Недра", М., 1968.
5. Временко В.Я. Гидрохимич. материалы, т. XXXVI, 1964.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСЧЕТНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
ПО ДАННЫМ ОДИНОЧНЫХ ОПЫТНЫХ ОТКАЧЕК В УСЛОВИЯХ
УСТАНОВИВШЕЙСЯ ФИЛЬТРАЦИИ (К АНАЛИЗУ МЕТОДА
ОДИНОЧНЫХ ОПЫТНЫХ ОТКАЧЕК)

§ 1. Точность гидрогеологических расчетов и достоверность основанных на этих расчетах прогнозов в значительной мере зависит от точности определения расчетных гидрогеологических параметров. Поэтому оценке точности определения фильтрационных характеристик в различных условиях в настоящее время уделяют усиленное внимание многие исследователи. В настоящей работе дан анализ метода одиночных опытных откачек в условиях установившейся фильтрации и возникающих при его использовании искажений, исходя из определяющей роли параметра a/τ_0^2 и его изменения в чрезвычайно широком диапазоне (a - пьезопроводность, или уровнепроводность, $m^2/сут.$; τ_0 - эффективный радиус скважины, м). Показано, что этот метод не в состоянии дать полноценную информацию для оценки фильтрационных свойств пласта.

§ 2. Исследователи давно пришли к выводу, что по данным одиночных опытных откачек в условиях установившейся фильтрации часто получаются искаженные значения параметров. В связи с этим в расчетные формулы Дюпюи были введены поправки на дополнительные фильтрационные сопротивления ξ_0 . Используя применяемые в гидрогеологии обозначения и единицы измерения, эти формулы для случая фильтрации напорных вод можно представить в следующем виде: без поправки на дополнительные сопротивления:

$$T = Km = 0,366 \frac{Q}{S} \lg \frac{R}{r_0},$$

с поправкой на дополнительные сопротивления

$$T = Km = \frac{0,366 Q \left(\rho g \frac{R}{c_0} + 0,217 \xi_0 \right)}{S}, \quad (2)$$

или

$$T = Km = 0,366 \frac{Q}{S} \rho g \frac{R}{c_0} \quad (3)$$

Основная трудность, лежащая на пути практического использования формул (2) и (3), заключается в том, что для оценки с нужной точностью величин ξ_0 или τ_0' необходимо иметь данные, для получения которых проведения одиночных опытных откачек в условиях установившейся фильтрации недостаточно. Поэтому область применения этих формул на практике весьма ограничена и для оценки T как правило, используется формула (I). И хотя известно, что полученные таким путем величины T не всегда надежны, тем не менее, они находят весьма широкое применение при оценке запасов подземных вод, проектировании, составлении карт водопроницаемости и выполнении ряда других ответственных гидрогеологических расчетов. Объясняется это в основном тем, что до настоящего времени в литературе не освещен вопрос о том, к каким именно количественным погрешностям может привести использование формулы (I) и как часто могут встречаться различные по величине искажения на практике. Это обстоятельство со своей стороны объясняется тем, что до настоящего времени в литературе не был установлен критерий для оценки таких искажений.

Анализ показывает, что таким критерием является параметр $\alpha/\tau_0'^2$. Как показано в работах /4, 5, 6/, от параметра $\alpha/\tau_0'^2$ прежде всего зависит темп стабилизации режима скважины после каждого

очередного его изменения, что обуславливает наличие целого ряда других закономерностей. В этих же работах указывается, что встречаемые в гидрогеологической и нефтяной практике значения параметра α/z_0^2 меняются в гораздо более широком диапазоне, чем можно было бы предполагать, исходя из "разумных" значений коэффициента пьезо-проводности и радиуса скважины.

3. Для освещения вопроса о количественных искажениях, к которым при различных α/z_0^2 приводит формула (I), использована следующая методика. Задаваясь характеристиками реальных систем "пласт-скважина" (Q, T, α и α/z_0^2 определяются величины S и R^x), соответствующие различной продолжительности откачек в условиях предполагаемой однородности пласта (горизонта), непроницаемой кровли и подошвы, достаточной удаленности границ, исключаяющей их влияние на результаты откачек (выпусков) за рассматриваемый промежуток времени и т.д.

Используя эти величины S и R , а также заданные значения Q и $z_0 = 0,05$ м, по формуле (I) подсчитываются T , которые затем сопоставляются с заданными (исходными) значениями T . Соответствующий иллюстрационный материал приводится в таблице I. Исходные сведения (графы 3-6) по одиннадцати скважинам взяты из /I/, а по двенадцатой скважине использованы материалы автора.

Анализ приведенных в табл. I данных позволяет констатировать следующее:

а) При высоких значениях α/z_0^2 подсчитанная по формуле (I) величина T получается заниженной в несколько раз, при малых α/z_0^2 T получается существенно завышенной и только в относительно узком диапазоне значений α/z_0^2 , равной $10^6 + 10^9 \text{сут.}^{-1}$, традици-

^{x)} Для переделания R использована формула $R = 1,5\sqrt{at}$ (4).

онная методика дает удовлетворительные результаты.

б) При высоких значениях α/τ_0^2 продолжительность опыта существенно не влияет на вычисленные значения T , поскольку стабилизация режима наступает быстро. При чрезмерно малых значениях α/τ_0^2 фактор времени сильно сказывается как на величине T , так и на степень искажения.

в) Поразительные результаты получаются в ответ на вопрос - чему должны равняться величины R , чтобы подсчитанные по формуле (I) значения T соответствовали заданным значениям? Иными словами, при каких значениях R традиционная методика обработки данных одиночных опытных откачек дает правильные результаты в каждом конкретном случае? Оказывается (см. графы I9-2I табл. I), для половины рассматриваемых данных, соответствующих высоким α/τ_0^2 "требуемые" значения R достигают невероятно больших, порою бессмысленных в условиях артезианских бассейнов нашей планеты величин, измеряемых сотнями, тысячами, миллионами, миллиардами километров. При весьма малых α/τ_0^2 "требуемые" величины R получаются невероятно малыми - от нескольких см до нескольких м. "Разумные" же величины R получаются опять-таки в относительно узком диапазоне значений α/τ_0^2 .

§ 4. Установленную в табл. I зависимость "требуемых" значений R от параметра α/τ_0^2 нетрудно обосновать аналитически. Действительно, из (I) имеем:

$$\lg \frac{R}{\tau_0} = \frac{T}{0,366Q} S \quad (5)$$

Подставив сюда значения S из известных формул (принимая для центральной скважины $\tau_0 = \tau_0'$) получаем:

$$\lg \frac{R}{\tau_0} = 0,217 \left[-E_i \left(-\frac{\tau_0'^2}{4\alpha t} \right) \right] \quad (6)$$

или

$$\lg \frac{R}{r_0} \approx \frac{1}{2} \lg \frac{225 \alpha t}{r_0^2}. \quad (7)$$

Далее нетрудно определить и "требуемые" значения R при различных α/r_0^2 , если задаваться значениями r_0 . Для случая $r_0 = 0,05$ м "требуемые" значения R приведены в табл.2

Таблица 2

α/r_0^2 сут. ⁻¹	$R, \text{ м}$ при $r_0 = 0,05$ м и при t , равном	
	1 сутки	10 суток
10^0	0,082	0,24
10^1	0,24	0,75
10^2	0,75	2,4
10^4	7,5	24
10^6	75	240
10^8	750	2400
10^{10}	7500	24000
10^{20}	$7,5 \cdot 10^8$	$2,4 \cdot 10^9$
10^{30}	$7,5 \cdot 10^{13}$	$2,4 \cdot 10^{14}$

§ 5. Когда в расчетную формулу(I) подставляют величину радиуса скважины r_0 , тем самым все грехи перекладывают на R и в таком случае, как уже было показано(табл.1, графы 22-24), величина R довольно часто принимает фантастические значения(Автору заметили, что в таком случае R характеризует уже "не радиус влияния, а некоторое гидравлическое сопротивление". Однако еще до этого замечания автор внес условное выражение - "требуемые" значения R). Чтобы предотвратить искажения и, вместе с тем, величине R сохра-

нить прежний смысл, необходимо пользоваться формулами (2) или (3). Для этого необходимо знать либо ξ_0 , либо τ' . Но откуда их взять? Ведь если имеется только лишь данные одиночной опытной откачки, эти величины невозможно определить!

Получается какая-то путаница. И после того, как путаница всплыла на поверхность, от нее уже некуда деться. Природа этой путаницы весьма любопытна и вместе с тем очень проста. Как ни странно, она (путаница) является следствием пренебрежения известной истиной, заключающейся в том, что задачу невозможно решить, если количество уравнений меньше количества неизвестных величин. Действительно, по данным одиночной опытной откачки, проведенной в условиях установившейся фильтрации, можно составить одно единственное уравнение. В это уравнение входят три неизвестные величины: 1) водопроницаемость T , подлежащая определению, 2) комплекс дополнительных фильтрационных сопротивлений, выраженный либо через ξ_0 , либо через τ' , и 3) радиус влияния R . Следовательно, требуются дополнительно еще два уравнения, или два условия. Дело несколько облегчается в тех случаях, когда скважина вскрывает хорошо изученный горизонт с выдержанными на площади фильтрационными свойствами. В таких случаях, зная порядок величины α , можно по формуле (4) оценить величину R , находящуюся в расчетных формулах под знаком логарифма. Но такие условия встречаются довольно редко. Можно подойти к вопросу формально и искажающие факторы ввести в значения R . Однако и в этих случаях обойтись без дополнительных условий не удастся: сокращается лишь их количество с двух до одного.

Итак, проведенный анализ показывает, что для исключения искажений при использовании данных одиночных опытных откачек, полученных в условиях установившейся фильтрации, необходимо с учетом ха-

рактических реальных систем "пласт-скважина" корректировать либо величину α_0 , либо величину R . Для осуществления такой корректировки необходимо привлечь дополнительные данные. Эти данные для различного сочетания расчетных формул приводятся в табл.3.

Таблица 3

Вариант	Сочетание формул, применение которых предотвращает искажения	Необходимые дополнительные величины (помимо сведений, получаемых при одиночных откачках в условиях установившейся фильтрации)	Данные исследования, позволяющие получить дополнительные величины
I	(3) и (4)	α/α_0^2 и α	Данные неуст-ся ф-ции: для α/α_0^2 - по ц.скв-не, для α - по набл.скв-не
II	(2) и (4)	ξ_0 и α	для α - данные по набл. скв-не в условиях неуст-ся ф-ции; для ξ_0 - данные куста с двумя набл. скв-нами в условиях уст-ся ф-ции, либо данные по ц. и набл.скв-нам в условиях неуст-ся ф-ции ^{x)} .
III	(I) и (9) ^{xx)}	α/α_0^2	Данные по ц.скв-не в условиях неуст-ся ф-ции
IV	(I) и (10) ^{xxx)}	ξ_0 и α	Те же данные, которые нужны при варианте II.

x) В последнем случае ξ_0 определяется по формуле

$$\xi_0 = 2 \ln \frac{r_0}{r_w} \quad (8)$$

xx) Эта формула получается из формулы (7) и имеет вид

$$R = 1,5 \alpha_0 \sqrt{\frac{\alpha t}{\alpha_0^2}} \quad (9)$$

xxx) На эту формулу автору указал Ф.М.Бочвер. Она имеет вид:

$$R = 1,5 \xi_0 / 2 \sqrt{\alpha t} \quad (10)$$

Как видно, данные одиночных опытных откачек в условиях установившейся фильтрации хороши для оценки T только в том случае, если дополнительно привлечь данные, получение которых возможно при проведении исследований на более высоком уровне. Последние, кстати, тоже позволяют определить T , причем совершенно независимо от данных одиночных опытных откачек.

Поскольку другой возможности использования данных одиночных опытных откачек, полученных в условиях установившейся фильтрации, не имеется, приходится с великим сожалением думать о тех огромных затратах рабочей силы, энергии, финансовых средств, которые были понесены в прошлом при проведении опытов по критикуемой методике. Не меньшее сожаление вызывает то обстоятельство, что подобная методика и в настоящее время находит применение в практике различных гидрогеологических организаций.

§ 6. На нынешнем уровне знаний, когда тщательному анализу подвергается влияние факторов, способных вызвать малейшие искажения гидродинамических характеристик в процессе опыта (например, под влиянием изменения давления и температуры) или привести к малейшим искажениям при расчете параметров (например, из-за недостаточного соответствия используемой математической модели реальным условиям, упрощения строгих решений, метрологических ошибок), определение параметров пластов по данным одиночных опытных откачек с использованием "радиуса влияния" является явным анахронизмом. С точки зрения автора, безоговорочное сохранение понятия "радиус влияния" будет приносить больше вреда, чем пользы: с одной стороны, как источник чрезмерных искажений, а с другой - как фактор, нередко преграждающий путь методам исследования, основанным на теории неустановившейся фильтрации (имея методы на выбор, практики

часто прибегают к критикуемой методике, предпочитая идти по знакомому и менее сложному пути). Порою встречались и такие курьезы, когда радиус влияния использовался для определения расстояния между эксплуатационными скважинами. Но в настоящее время вряд ли кто будет рекомендовать величину R с этой целью.

Поэтому те исследователи, которые считают необходимым сохранение этого понятия и способов его определения в изданиях, предназначенных для широкого использования, должны четко сформулировать условия и задачи, для которых могут быть применены величины R . Этот вопрос требует обоснованного, ясного и четкого освещения. А то, что в этом деле ясности нет, вообще говоря, известно с давних пор. Еще в прошлом веке (1888 г.), анализируя данные московских откачек, Николай Егорович Жуковский пришел к выводу, что "учение о радиусе действия не отличается ясностью" /3/.

Все сказанное не относится к применяемому в теории упругого режима понятию "условный радиус влияния" (7, гл.УП, § 9), под которым подразумевается "такое расстояние от скважины, дальше которого в данный момент времени эффект откачки практически не сказывается" /2/. Сущность этого понятия применительно к гидрогеологическим условиям раскрыта в /2, гл.5, § 7/. Однако эта величина также не применима для определения T по формуле (1).

Л и т е р а т у р а

1. Бочеввер Ф.М., Орфаниди К.Ф. Опыт определения исходных гидрогеологических параметров для оценки эксплуатационных запасов подземных вод. Тр.лаб.инженерной гидрогеологии ВНИИ ВОДГЕО, сб.№ 4, Госстройиздат, 1962.

2. Бочевер Ф.М. Теория и практические методы гидрогеологических расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. "Недра", М., 1968.
3. Жуковский Н.Б. Теоретическое исследование о движении подпочвенных вод. Собр.соч., т.Ш, Гостехиздат, 1949.
4. Картвелишвили Г.Я., Надарейшвили А.В. К определению ориентировочной величины водопроводимости артезианских горизонтов по удельным дебитам в условиях Алазанского артезианского бассейна. ГПИ им.В.И.Ленина, Тр. № 3(131), 1969.
5. Надарейшвили А.В. К анализу индикаторных кривых. "Нефтяное хозяйство", № 5, 1973, с.33-37.
6. Надарейшвили А.В. К оценке водопроводимости артезианских горизонтов по величине удельных дебитов скважин. Изв. вузов "Геология и разведка", № II, 1974.
7. Щелкачев В.Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. Гостоптехиздат, М., 1959.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ КУСТОВЫХ ОТКАЧЕК ФОРМУЛАМИ ДЮПЮИ
В УСЛОВИЯХ СПРАВЕДЛИВОСТИ УРАВНЕНИЙ ТЕЙСА ИЛИ БОЛТОНА

§ I. До недавнего времени принималось, что процесс неустановившейся фильтрации в напорных и безнапорных пластах описывается уравнением Тейса, отвечающим соответственно условиям упругой и гравитационной водоотдачи. В работах И.С.Болтона/I и др., В.М.Шестакова и Т.Д.Стрельцовой /2, 3/ показано, что при откачке из скважин в безнапорных пластах процесс фильтрации значительно осложняется проявлением вертикальных составляющих потока у скважин и замедлением гравитационной водоотдачи из-за влияния капиллярных сил. Болтоном было предложено уравнение, согласно которому процесс делится на три этапа/2, 3/ и уравнение Тейса для случая гравитационной водоотдачи вступает в силу лишь на конечной стадии третьего этапа. Время, по прошествии которого можно применить уравнение Тейса, заранее нельзя оценить, поскольку оно зависит от характеристик, подлежащих определению опытным путем (коэффициент фильтрации K , гравитационная водоотдача μ , коэффициент перетекания B).

В связи с изложенным для безнапорных пластов были предложены совершенно новые схемы и способы проведения и обработки опытно-фильтрационных работ, в основном исключаящие ранее известные /I, 2, 3/.

Все упомянутое ставит под сомнение величины расчетных гидрогеологических параметров безнапорных пластов, определенных традиционными способами. Совершенно очевидно, что эти данные необходимо критически пересмотреть и дифференцировать по степени достоверности.

Настоящая работа посвящена анализу результатов применения формул Дюпюи к данным кустовых откачек в условиях, когда процесс неустановившейся фильтрации в неограниченном пласте описывается уравнениями Тейса или Болтона.

§ 2. Анализ проведен с таким расчетом, чтобы по возможности полно охватить условия, встречающиеся в практике разведки для целей водоснабжения. Так, принималось, что расстояния r между опытной и наблюдательными скважинами равны: 6,25 м, 12,5 м, 25 м, 50 м, 100 м, 200 м, 400 м. Величина коэффициента перетекания B принималась равной: 1, 10, 100, 500 и 1000 м. В дальнейшем выяснилось, что в представляющих интерес условиях случаи, когда $B=1$ и $B=10$, практически не отличаются друг от друга, а также от случая, когда уравнение Тейса справедливо.

Был использован универсальный характер уравнений теории неустановившейся фильтрации, позволяющий распространить результаты одних и тех же вычислений на различные значения уровнепроводимости (пьезопроводности) a и времени t при условии постоянства произведения этих величин. Например, вычисления для случая $a=10^3 \text{ м}^2/\text{сут}$ и $t=10$ сут., будут полностью справедливы для случаев $a=10^4 \text{ м}^2/\text{сут}$ и $t=1$ сут., а также для случаев $a=10^5 \text{ м}^2/\text{сут}$ и $t=0,1$ сут. и т.д. Поэтому в дальнейшем рассматриваются не конкретные, а условные значения времени: I, II, III, которые соответствуют случаям $at=10^4 \text{ м}^2$, $at=10^5 \text{ м}^2$ и $at=10^6 \text{ м}^2$ (см. табл. I).

Как видно, условные значения времени подобраны таким образом, что в большинстве случаев обеспечивается освещение диапазона времени (I+10) сут., включающего в себя принятую на практике продолжительность опытных откачек.

Таблица 2

Значения S (в метрах при $\frac{Q}{4\pi T} = 1 \text{ м}$)

$r, \text{ м}$	Условное время	$S, \text{ м}$ по уравнению Тейса(I)	$S, \text{ м}$ по уравнению Болтона (2) при B , равном		
			100 м	500 м	1000 м
6,25	I	6,36	6,64	9,03	10,38
	II	8,66	8,68	9,41	10,45
	III	10,96	10,96	10,98	11,22
12,5	I	4,97	5,26	7,66	9,00
	II	7,27	7,30	8,04	9,08
	III	9,57	9,57	9,60	9,84
25	I	3,60	3,87	6,28	7,61
	II	5,89	5,90	6,65	7,70
	III	8,19	8,19	8,22	8,46
50	I	2,26	2,53	4,91	6,23
	II	4,50	4,53	5,26	6,33
	III	6,80	6,80	6,83	7,05
100	I	1,04	1,36	3,54	4,84
	II	3,14	3,14	3,85	4,95
	III	5,42	5,42	5,42	5,64
200	I	0,22	0,49	2,26	3,51
	II	1,82	1,83	2,55	3,60
	III	4,04	4,05	4,05	4,29
400	I	0,00	0,11	1,16	2,23
	II	0,70	0,78	1,39	2,31
	III	2,68	2,67	2,70	2,93

По данным табл.2 можно получить величины S для любых значений $\frac{Q}{4\pi T}$ путем простого умножения согласно уравнениям (1) и (2)

Значения S , приведенные в графе 3, определены по точным таблицам интегральной показательной функции. Исходным материалом для данных граф 4-6 послужили таблицы для построения кривых типа A из /2/ и типа B из /1 и 2/. Определение значений $w(\bar{r}, \theta)$ по этим данным является чрезвычайно трудоемкой и кропотливой работой: приходится строить множество вспомогательных графиков различного характера, произвести многочисленные сопоставления и корректировку относительно ненадежных участков кривых и т.п. В будущем необходимо табулировать функцию $w(\bar{r}, \theta)$ более подробно. В целом данные граф 4-6 определены с точностью 0,01 - 0,02 м. Изредка погрешности могут оказаться чуть большими, но они не влияют на результаты дальнейшего анализа.

§ 4. Данные табл.2 показывают, что отклонение процесса от условий, описываемых уравнением Тейса, приводит к увеличению понижения S и тем сильнее, чем больше B и меньше at . С течением времени расхождения уменьшаются и исчезают тем раньше, чем меньше B . Например, с кривыми Тейса совпадают: в случае условного времени II - только кривая $B = 100$, в случае III - кривые $B = 100$ и $B = 500$, в случае IV (данные о котором не приводим) - $B = 100$, $B = 500$ и $B = 1000$ м.

Отмеченное явление объясняется следующим. Чем больше B , тем значительнее проявляется замедление процесса гравитационной водоотдачи, т.е. тем меньше величина гравитационной водоотдачи в данный момент времени. Вследствие этого при одинаковом притоке, т.е. при одинаковом объеме отдаваемой пластом воды понижением уровня будет охвачен больший объем пласта. Действительно, при ма-

лой водоотдаче уровнепроводность больше. Это является также причиной того, что чем больше B , тем больше радиус зоны вокруг скважины, в которой понижение уровня в данный момент времени распределяется по закону установившегося состояния, когда график зависимости $S, \lg r$ имеет вид прямой (см. рис. I).

§ 5. Для оценки результатов применения формулы Дюпюи к данным таблицы 2, представим эту формулу в следующем виде:

$$\left(\frac{4\pi T}{Q}\right)_{\text{каж}} = \frac{4\pi T_{\text{каж}}}{Q} = \frac{2 \ln r_2/r_1}{S_1 - S_2} \quad (6)$$

Здесь индекс "каж" указывает, что величина получена расчетным путем и отличается от истинного (заданного) значения, определенного условием (3).

Разделив (6) на (3), получаем:

$$\frac{T_{\text{каж}}}{T} = \frac{2 \ln r_2/r_1}{S_1 - S_2} \quad (7)$$

Из равенства уравнений (6) и (7) имеем

$$\frac{T_{\text{каж}}}{T} = \left(\frac{4\pi T}{Q}\right)_{\text{каж}} \quad (8)$$

Таким образом, в оговоренных условиях расчетное или кажущееся значение $\left(\frac{4\pi T}{Q}\right)_{\text{каж}}$, получаемое по формуле (6) и данным таблицы 2, одновременно представляют собою также и отношение кажущегося значения T к истинному его значению. Величины $\frac{T_{\text{каж}}}{T}$ для различных условий при $r_1 \leq 0,5 r_2$ приводятся в таблице 3. Чем меньше отличаются эти величины от единицы, тем точнее будут результаты применения формулы Дюпюи в данных конкретных условиях.

Отметим, что в то время, как данные табл. 2 отвечают случаю $\frac{Q}{4\pi T} = 1$, данные табл. 3 справедливы для любых значений $\frac{Q}{4\pi T}$

Анализ приведенного материала показывает следующее:

I. Погрешности, возникающие при применении формулы Дюпюи к данным кустовых откачек в условиях неограниченных пластов, выражаются в завышении параметров T и K .

Таблица 3

Ткаж: T при различном сочетании значений r_1 и r_2 и различных at (I. $at=10^4 \text{ м}^2$; II. $at=10^5 \text{ м}^2$; III. $at=10^6 \text{ м}^2$)

r_1 м	$r_2 = 12,5 \text{ м}$			$r_2 = 25 \text{ м}$			$r_2 = 50 \text{ м}$			$r_2 = 100 \text{ м}$			$r_2 = 200 \text{ м}$			$r_2 = 400 \text{ м}$			Уравнение, описывающее процесс фильтрации
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	
6,25	I,00	I,00	I,00	I,00	I,00	I,00	I,01	I,00	I,00	I,04	I,00	I,00	I,13	I,01	I,00	I,31	I,05	I,00	(I)
	I,00	I,00	I,00	I,00	I,00	I,00	I,01	I,00	I,00	I,05	I,00	I,00	I,13	I,01	I,00	I,27	I,05	I,00	(2), $B=100\text{м}$
	I,00	I,00	I,00	I,01	I,00	I,00	I,01	I,00	I,00	I,01	I,00	I,00	I,02	I,01	I,00	I,06	I,04	I,00	(2), $B=500\text{м}$
	I,00	I,00	I,00	I,00	I,00	I,00	I,01	I,01	I,00	I,00	I,01	I,00	I,01	I,01	I,01	I,02	I,02	I,00	(2), $B=1000\text{м}$
12,5	—			I,01	I,00	I,00	I,02	I,00	I,00	I,06	I,01	I,00	I,17	I,02	I,00	I,39	I,06	I,01	(I)
	—			I,00	0,99	I,00	I,02	I,00	I,00	I,06	I,00	I,00	I,16	I,01	I,00	I,35	I,06	I,00	(2), $B=100 \text{ м}$
	—			I,00	I,00	I,00	I,01	I,01	I,00	I,01	0,99	0,99	I,03	I,01	I,00	I,07	I,04	I,00	(2), $B=500\text{м}$
	—			I,00	I,00	I,00	I,00	I,01	0,99	I,00	I,01	0,99	I,01	I,01	I,00	I,02	I,02	I,00	(2), $B=1000\text{м}$
25	—			—			I,03	I,00	I,00	I,08	I,01	I,00	I,23	I,02	I,00	I,54	I,07	I,01	(I)
	—			—			I,03	I,00	I,00	I,10	I,00	I,00	I,23	I,02	I,00	I,47	I,08	I,00	(2), $B=100\text{м}$
	—			—			I,02	I,00	I,00	I,01	0,99	0,99	I,03	I,01	I,00	I,08	I,05	I,00	(2), $B=500\text{м}$
	—			—			I,00	I,01	0,98	I,00	I,01	0,99	I,01	I,00	I,00	I,03	I,03	I,00	(2), $B=1000\text{м}$
50	—			—			—			I,14	I,14	I,00	I,36	I,03	I,00	I,84	I,09	I,01	(I)
	—			—			—			I,18	I,00	I,00	I,36	I,03	I,01	I,72	I,11	I,01	(2), $B=100\text{м}$
	—			—			—			I,00	0,98	0,98	I,04	I,02	I,00	I,11	I,08	I,01	(2), $B=500\text{м}$
	—			—			—			I,00	I,00	0,98	I,02	I,02	I,00	I,04	I,03	I,01	(2), $B=1000\text{м}$
100	—			—			—			—			I,69	I,05	I,00	2,67	I,14	I,01	(I)
	—			—			—			—			I,59	I,06	I,01	2,22	I,17	I,01	(2), $B=100\text{м}$
	—			—			—			—			I,08	I,07	I,01	I,16	I,13	I,02	(2), $B=500\text{м}$
	—			—			—			—			I,04	I,03	I,03	I,06	I,05	I,02	(2), $B=1000\text{м}$

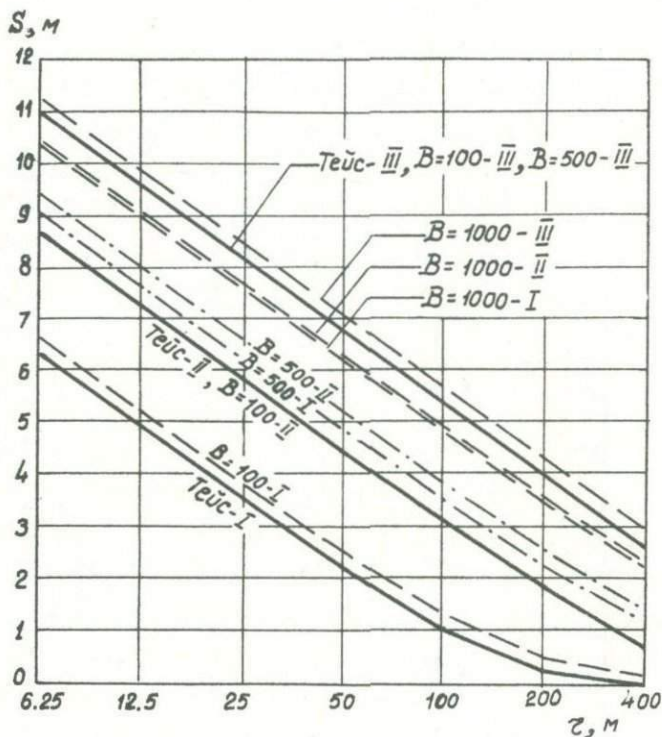


Рис. I. Понижение уровня в наблюдательных скважинах при различных характеристиках процесса неустановившейся фильтрации в разные моменты условного времени: I. $at = 10^4 \text{ м}^2$; II. $at = 10^5 \text{ м}^2$; III. $at = 10^6 \text{ м}^2$.

2. Если $\tau_2 \leq 0,5\tau_2$ и $\tau_2 \leq 50$ м, то при значениях a и t , представляющих практический интерес (см. табл. I), формулы Дюпюи дают исключительно точные результаты, независимо от того, каким уравнением (Тейса или Болтона) описывается процесс фильтрации. При $\tau_2 = 100$ м заметные искажения имеем только для условного времени I ; при $\tau_2 = 200$ м эти искажения весьма существенны, а при $\tau_2 = 400$ м заметные искажения получаются также для условного времени II^x).

3. Во всех случаях искажения увеличиваются с увеличением τ_2 .

4. Наиболее существенным выводом, вытекающим из табл. 3, является то обстоятельство, что с увеличением B искажения уменьшаются. Следовательно, отклонение процесса фильтрации от условий, описываемых уравнением Тейса, способствует увеличению точности оценки T и K , по формулам Дюпюи. Это объясняется тем, что при упомянутых отклонениях увеличивается понижение на любом расстоянии от опытной скважины в данный момент времени и условия, при котором в расширяющейся вокруг скважины зоне понижение уровня распределяется по закону установившегося состояния, наступает быстрее. Отмеченные явления проявляются тем сильнее, чем больше величина коэффициента перетекания B . С течением времени расхождения в величинах понижений исчезают и тем ранее, чем меньше B .

5. Сопоставление кривых рис. I и данных табл. 3 вызывает, что до тех пор, пока между S и $lg \tau$ существует линейная зависимость, искажения не имеют места. Искажения тем выше, чем больше искрив-

х) Если на практике разные сочетания пар наблюдательных скважин дадут значительно отличающиеся друг от друга результаты в условиях, когда согласно изложенному погрешности не должны иметь места, необходимо будет выяснить, правильно ли учтена реальная гидрогеологическая обстановка. В частности, в случае безнапорных горизонтов следует обратить внимание на то, не расположена ли какая-либо из наблюдательных скважин слишком близко от центральной, т.е. в зоне $\tau \leq 1 \div 1,5 H$, для которой уравнение Дюпюи неприменимо.

ление, т.е. чем ниже расположена кривая на рис.1. Исходя из этого, совершенно очевидно, что если рассмотреть кривые для более поздних моментов (IV, V и т.д.), то все они будут иметь вид прямых и искажения не будут иметь места. Расчеты для условных времен IV и V подтверждают сказанное.

Л и т е р а т у р а

1. Болтон Н.С. Анализ данных опытных откачек из ненапорных анизотропных водоносных горизонтов. Мин-во геологии СССР, Новости зарубежной литературы, гидрогеология и инж. геология, № 4, ВИЭМС, М., 1971.
2. Стрельцова Т.Д., Шестаков В.М. Определение гидрогеологических параметров безнапорных пластов по данным опытных откачек из совершенных скважин. Сб. "Вопросы определения гидрогеологических параметров и эксплуатационных запасов подземных вод", Вып. I, изд. ВСЕГИНГЕО, М., 1967.
3. Техника проведения и методика обработки опытно-фильтрационных работ. Мин-во геологии СССР, ВСЕГИНГЕО, М., 1969.

К ВОПРОСУ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ О ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
ВЛАГИ В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Проведение различных гидромелиоративных мероприятий должно базироваться на точном прогнозе миграции влаги в зоне аэрации, основанном на учете конкретных гидрогеологических условий. Отсутствие такого прогноза может привести к нежелательным результатам - заболачивание, вторичное засоление и др.

Породы всех генетических разновидностей, распространенных в зоне аэрации, можно рассматривать как типичные капиллярно-пористые тела, которые при смачивании жидкостью образуют с ней единую систему, причем жидкость удерживается в дисперсной среде с некоторой силой. Эта результирующая сила представляет собой совокупность составляющих сил различной природы: адсорбционных - делающих возможным образование пленки влаги на поверхности твердой фазы; менисковых, обеспечивающих заполнение жидкостью капиллярных пор дисперсной среды; сил осмотических, возникающих при наличии в жидкости растворимых веществ. Эти силы, взаимодействуя между собой, являются причиной того, что жидкость поступившая в дисперсные грунты, может удерживаться в них против внешних сил: тяжести, механического давления, сил, вызванных наличием температурных, электромагнитных и других полей. Величина этих сил различна. Наибольшей величины, порядка десятка тысяч атмосфер, достигают адсорбционные силы в сухой дисперсной среде, с повышением влажности среды величина этих сил уменьшается, приближаясь к нулю в системе, насыщенной влагой. При изменении влажности среды одни силы затухают, в то

время как другие начинают играть более значительную роль. Часто поведение жидкости в дисперсных грунтах зависит от суммарного эффекта действия сил различной природы. Более или менее отчетливо можно выделить область преимущественного действия адсорбционных сил. Перекрытие областей действия сил различной природы не позволяет выделить и оценить каждую из них, но их результирующая может быть измерена. Величина, численно связанная с этой результирующей и дающая представление о энергетическом состоянии жидкости в дисперсном грунте, была названа термодинамическим потенциалом влаги.

Развитие учения о потенциале влаги, обеспечивающего возможность количественной характеристики энергетического состояния влаги, а на этой основе и объективной качественной характеристики ее свойств, является большим прогрессом в разработке вопросов миграции влаги в зоне аэрации.

На основе вышеуказанных физических представлений математические выражения, характеризующие изменения влаги в почвогрунтах, чаще всего представляют в виде дифференциальных уравнений, которые являются математическими моделями процесса.

Ввиду сложности математических уравнений влагопереноса в зоне аэрации, их аналитическое решение весьма затруднительно. Линеаризация уравнения упрощает задачу его интегрирования, но физические допущения, которые приходится принимать для этого, сильно схематизируют модель. Другой путь — это использование одного из приближенных методов для решения соответствующей задачи. Особенно большое значение приближенные методы приобрели в последнее время в связи с широким использованием быстродействующих электронных вычислительных машин.

Сходимость приближенного решения задачи с точным зависит

как от самой исходной задачи, так и от свойств выбранного метода. Большое значение в связи с этим имеет выяснение корректности поставленной задачи и установление устойчивости разностной схемы для данного конечно-разностного метода/6, 8, 9/.

Для численного решения задач миграции влаги в зоне аэрации применяется диффузионная модель, которая базируется на двух физических законах. Это закон Дарси в дифференциальной форме и уравнение неразрывности. Процесс диффузии направляет поток влаги таким образом, чтобы уравнивать влажность всех слоев. Иначе говоря, градиент влажности и градиент потенциала стремятся к нулю.

Таким образом, миграция влаги в зоне аэрации описывается дифференциальным уравнением типа диффузии

$$\frac{\partial w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(w) \cdot \frac{\partial p}{\partial x} \right] \quad (I)$$

где $\frac{\partial w}{\partial t}$ - объем влаги, передвигающейся в единицах времени через единицу площади поперечного сечения; $\frac{\partial p}{\partial x}$ - градиент капиллярно-сорбционного потенциала; K - коэффициент влагопроводности. Это уравнение описывает одномерное движение влаги в зоне аэрации под действием капиллярных и гравитационных сил.

Как известно, в практике исследований и расчетов до сих пор наиболее широко используются простейшие водно-балансовые методы. Между тем, расчет даже по приближенным уравнениям влагопереноса всегда дает большее количество информации, чем применение простейших воднобалансовых методов. Это связано с тем, что любые динамические уравнения влагопереноса включают в себя уравнения водного баланса в дифференциальной форме.

Можно предполагать, что одной из причин слабого внедрения динамических методов расчета водного режима зоны аэрации в практику гидромелиоративных исследований является немногочисленность иссле-

дований, в которых проводится сопоставление расчетов с полевыми наблюдениями за влажностью почвогрунтов.

Из работ этого типа нам известны только исследования А.Н.Якобса и С.С.Корчунова. Однако, в первом из них теоретические расчеты сравнивались с полевыми наблюдениями за электропроводностью, а во втором - с показаниями тензометров, установленных в торфяной залежи. Высоко оценивая значение этих работ, следует отметить, что они явно недостаточны для решения вопроса, более всего интересующего специалистов, занимающихся полевыми опытами и наблюдениями.

Для расчета по этому уравнению необходимо знать две гидрофизические характеристики грунтов. Зависимость капиллярно-сорбционного потенциала P от влажности и коэффициента влагопроводности K , а также начальные и граничные условия. Начальные условия задаются в виде измеренной в некоторый исходный момент эпюры влажности.

Выбор граничных условий определяется тем, какую информацию о метеорологических и гидрогеологических условиях мы имеем. При сравнении измеренных в поле весовым методом эпюр влажности с расчетом единственным надежным источником данных о гидрогеологических условиях являются сведения об изменении во времени уровня грунтовых вод. Поэтому на нижней границе приходится задавать подвижное краевое условие

$$P(x, t) \Big|_{x=N} = 0 \quad (2)$$

Если известен поток влаги через поверхность, то на верхней границе задаются условия II-го рода

$$\beta \left[k(p) \frac{\partial p}{\partial x} + q_k(p) \right] + \alpha p = f(t) \quad (3)$$

Им эти данные, можно рассчитывать на ЭВМ эпюры влажности на любой момент времени и хроноизоплеты.

Известно, что зависимости $p=f(w)$ и $\kappa=f(w)$ подвержены гистерезису и в виде точных поисковых исследований делаются в настоящее время попытки учесть явление. В уравнение должны входить только надежным методом определенные гидрофизические характеристики грунтов $p=f(w)$ и $\kappa=f(w)$. Нами эти характеристики в лабораторных условиях были определены для грунтов зоны аэрации Алазанского орошаемого массива.

Ввиду того, что значение потенциала варьирует в широких пределах, для определения его одного универсального метода не существует, поэтому применяются различные методы, в зависимости от того, какая часть кривой зависимости $p=f(w)$ нас интересует.

Данные, полученные различными методами, дают возможность построить непрерывную кривую зависимости $p=f(w)$. Нами применены методы (прессов и гигроскопический).

Опыты показали, что полученные результаты этими методами хорошо сочетаются друг с другом, давая общую кривую зависимости $p=f(w)$

Для определения коэффициента влагопроводности существует очень много методов, как лабораторных, так и полевых. Нами был использован метод нестационарного потока, который предложили Гарднер и Миклич, теоретически были подсчитаны по формулам С.В.Нерпина и А.Ф.Аверьянова/8/.

Объектом исследования этих характеристик перечисленными методами были глинистые грунты Алазанского орошаемого массива. В пределах Алазанского орошаемого массива уровень грунтовых вод соответственно мощности зоны аэрации, варьирует в широких пределах.

В комплексе мероприятий, намеченных для улучшения мелиоративных условий почвогрунтов Алазанского орошаемого массива, одним из

важнейших вопросов является изучение миграции влаги в зоне аэрации. Для этого по всему орошаемому массиву были отобраны образцы для определения основной гидрофизической характеристики $f(w)$ и коэффициента влагопроводности от влажности.

Для решения этой задачи разработан алгоритм и составлена программа на языке "Алгол-60". Так как задача является квазилинейной, ее решение в настоящее время возможно осуществить только численным методом. Нами выбран конечно-разностный метод - метод сеток, сущность которого состоит в том, что производные, входящие в дифференциальное уравнение, заменяются определенными конечно-разностными отношениями. Ввиду того, что рассматривается профиль многослойного грунта, к задаче добавляются условия (непрерывность потенциала и условия равенства потока).

Для аппроксимации дифференциального уравнения выбираем неявную шеститочечную схему, т.к. они являются абсолютно устойчивыми, в то время как явные схемы устойчивы лишь при выполнении довольно строгих ограничений на шаг сетки.

Аппроксимация дифференциального уравнения по выбранной схеме приводит к системе алгебраических уравнений. Полученная система решается методом прогонки. Осуществление решения возможно только на ЭВМ.

Выбор вариантов для расчета водного режима обусловлен характерными особенностями отдельных участков орошаемого массива (глубина залегания грунтовых вод, количество исследуемых слоев, их литологическая особенность, влагопроводность слоев и т.д.).

Ниже рассмотрены типичные примеры (варианты) расчета влажностного режима на ЭВМ для отдельных участков Алазанского орошаемого массива. Вариант IУ. В этом варианте рассматривается трехслойный

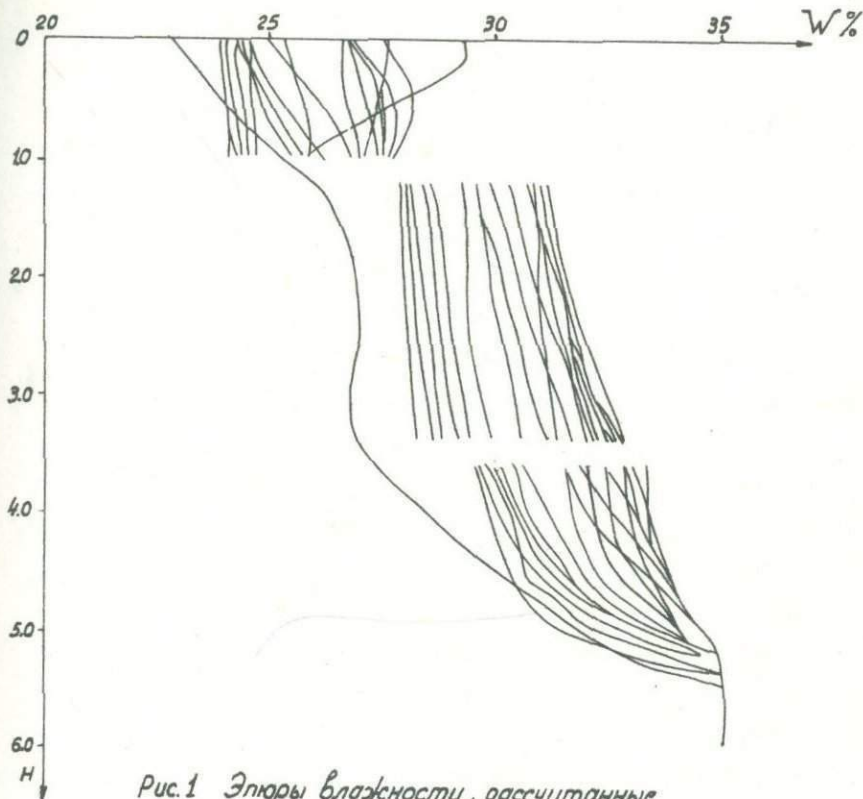


Рис.1 Элюры влажности, рассчитанные на ЭВМ (IV вариант)

геологический разрез в центральной части орошаемого массива. Мощность зоны аэрации 4,0 м. Первый слой имеет мощность 1,0 м, второй слой - 1,2 м, третий - 1,8 м. Грунты представлены глинами, коэффициент фильтрации образцов первого слоя имеет величину 0,052 м/сут, второго слоя - 0,059 м/сут., третьего слоя - 0,854 м/сут. Величина коэффициента влагопроводности для всех слоев равна 10^{-6} м/сут.

Полная влагоемкость образцов всех слоев примерно одинаковая, 32-35%.

Результаты расчета эпюр влажности изображены на рис. I и даны в таблице I. Эпюры влажности рассчитаны через каждые пять суток. В первом метровом слое влажность тем выше, чем глубже, а приближаясь к уровню грунтовых вод, влажность повышается. На рис. I кривая нулевой отметкой показывает начальное распределение влажности.

Вариант УП. Рассматривается трехслойный геологический разрез в центральной части орошаемого массива. Уровень грунтовых вод находится на глубине 6,0 м. Первый слой имеет мощность 1,0 м, второй - 2,4 м, третий - 2,6 м. Грунты представлены глинами. По полевым данным, коэффициент фильтрации первого слоя равен 0,7 м/сут, второго - 0,001 м/сут, третьего - 0,004 м/сут. Коэффициент влагопроводности для всех слоев равен 10^{-6} м/сут. Полная влагоемкость первого слоя составляет 36%, второго слоя - 41%, третьего слоя - 37%. Результаты расчета эпюр влажности показаны на рисунке 2 и даны в таблице 2. В первом слое распределение влажности примерно равномерное, за исключением тех суток, когда преобладают атмосферные осадки. Во втором слое влажность увеличивается и по всей мощности этого слоя равномерно распределяется, в нижнем слое незначительно увеличивается, приближаясь к уровню грунтовых вод, доходит до полного насыщения. Кривая нулевой отметки показывает начальное распределение влажности.

Вариант X. В этом варианте рассматривается двухслойный геологический разрез. Уровень грунтовых вод находится на глубине 5,0 м, мощность первого слоя равна 1,8 м, второго слоя - 3,2 м. Грунты представлены глинами. По полевым данным коэффициент фильтрации первого слоя равен 0,86 м/сут, второго - 0,17 м/сут. Величина коэффициента влагопроводности для обоих слоев равна 10^{-6} м/сут. Полная

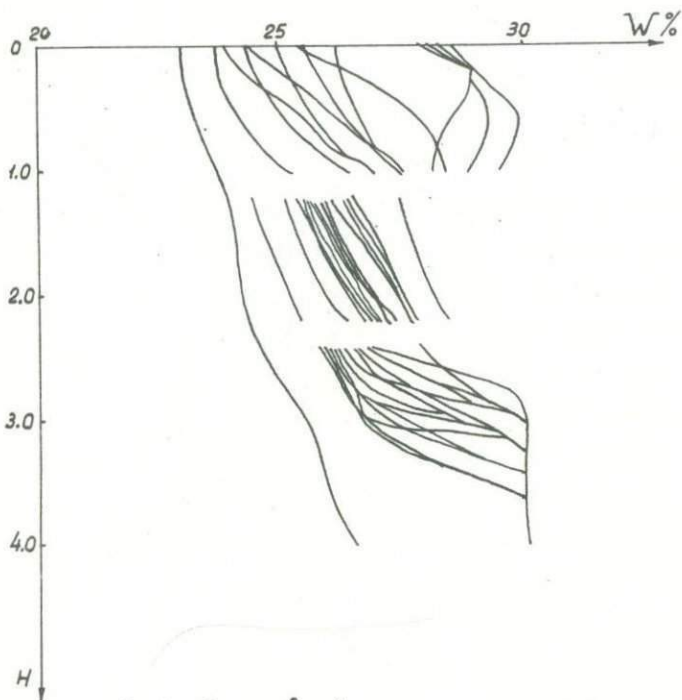


Рис.2. Эпюры влажности, рассчитанные на ЭВМ (VII вариант).

влагоемкость первого слоя равна 32%, второго - 34%. Результаты расчета эпюр влажности показаны на рис.3 и даны в таблице 3. В первом слое влажность по глубине постепенно увеличивается, за исключением тех суток, когда заметно уменьшаются атмосферные осадки. Во втором слое влажность увеличивается особенно интенсивно, приближаясь к уровню грунтовых вод.

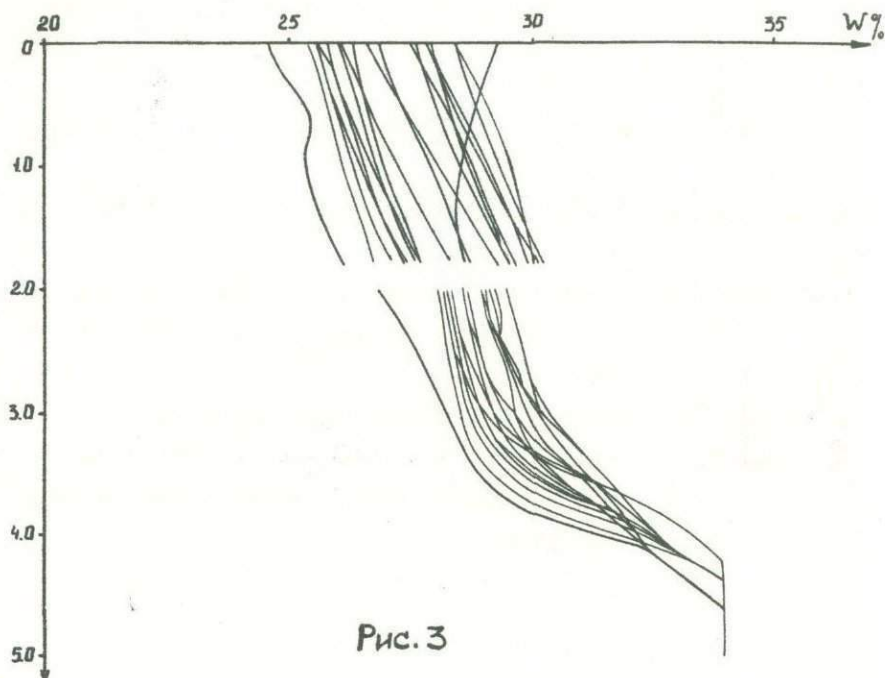


Рис. 3

Эпюры влажности, рассчитанные
на ЭВМ (\bar{X} вариант).

Л и т е р а т у р а

1. Вазов В. , Форсайт. Разностные методы решения дифференциальных уравнений и частных производных. Л., 1963.
2. Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л., 1969.
3. Годунов С.К., Рябенский В.С. Введение в теорию разностных схем. Физматгиз, М., 1965.

4. Коллинз Р.Е. Течение жидкости через пористые среды. Изд-во "Мир" М., 1964.
5. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге, т. I, П. Л., 1965, 1969.
6. Янгарбер В.А. Сеточная схема для решения модифицированного уравнения влагопереноса.
7. Янгарбер В.А. Математические методы прогнозирования водного режима. Материалы объединенной сессии ВАСХНИЛ, 1967.
8. Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы, М., 1969.
9. Нерпин С.В., Юзефович Г.И., Янгарбер В.А. О расчете нестационарного движения влаги в почве. Доклады ВАСХНИЛ, № 9, 1966.

ИССЛЕДОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ОСНОВНОЙ ГИДРОФИЗИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОЧВОГРУНТОВ

В последнее время появилось много исследований, посвященных изучению пространственного варьирования различных воднофизических, морфологических и других свойств почвы. Надо иметь в виду, что в этом случае мы имеем дело с так называемой "задачей с плохой структурой", по определению Ньюэла и Саймона. Здесь нельзя выделить явления или процессы одной физической природы, нельзя вывести функциональные зависимости небольшого количества факторов. По Налимову /7/, "такие системы называют большими системами, поскольку здесь надо учитывать действие очень многих разнородных факторов, задающих различные по своей природе, но тесно взаимодействующие друг с другом процессы". Это определение целиком относится к процессу изменения влажности почвы. Применение методов математической статистики к этому агрометеопараметру базируется на абстракции, позволяющей отвлекаться от второстепенных явлений при изучении больших систем.

При изучении влажности почвы мы имеем дело с природной рандомизацией, т.е. наложением и суммированием систематически действующих случайных факторов. Все это чрезвычайно усложняет вопрос изучения изменчивости влажности почвы. Возможность устранения влияния такого важного фактора изменчивости, как время, представляет, на наш взгляд, существенный интерес. Для этой цели нами была применена известная в гидрофизике почв теория термодинамического потенциала.

Известно, что твердая фаза дисперсных грунтов при смачивании жидкостью образует с ней единую систему, причем жидкость удерживается в дисперсной среде некоторой силой. Эта результирующая сила представляет собой совокупность составляющих сил различной природы адсорбционных — делающих возможным образование пленки влаги на поверхности твердой фазы, менисковых, обеспечивающих заполнение жидкостью капиллярных пор дисперсной среды; сил осмотических, возникающих при наличии в жидкости растворимых веществ. Эти силы, взаимодействуя между собой, являются причиной того, что жидкость поступившая в дисперсные грунты, может удерживаться в них против внешних сил: тяжести, механического давления, сил, вызванных наличием температурных, электромагнитных и других полей. Величина этих сил различна. Наибольшей величины, порядка десятка тысяч атмосфер, достигают адсорбционные силы в сухой дисперсной среде, с повышением влажности среды величина этих сил уменьшается, приближаясь к нулю в системе, насыщенной влагой. При изменении влажности среды одни затухают, в то время как другие начинают играть более значительную роль. Часто поведение жидкости в дисперсных грунтах зависит от суммарного эффекта действия сил различной природы. Более или менее отчетливо можно выделить область преимущественного действия адсорбционных сил. Перекрывание областей действия сил различной природы не позволяет выделить и оценить каждую из них, но их результирующая может быть измерена. Величина, численно связанная с этой результирующей и дающая представление об энергетическом состоянии жидкости в дисперсном грунте, была названа термодинамическим потенциалом влаги/6, 9/.

Так как потенциал влаги — величина, характеризующая энергию жидкости в дисперсной системе, то он может быть использован для

объективной сравнительной оценки влажности и состояния влаги в дисперсных системах с различными водно-физическими свойствами. Прежде всего, потенциал влаги может быть использован для сравнения водно-физических констант, таких, как максимальная гигроскопичность, наименьшая влагоемкость, влажность завядания, влажность разрыва капилляров, полная влагоемкость и другие.

В лаборатории гидрофизики почв и грунтов нами определена зависимость $\phi = f(w)$ для глинистых грунтов зоны аэрации Алазанского орошаемого массива.

Исследуемые почвогрунты Алазанского орошаемого массива по своим физико-механическим и водным свойствам примерно одинаковы, что подтверждается также статистической обработкой таких характеристик, как удельный вес грунта (γ_y), объемный вес скелета (γ_c) и полная влагоемкость (W_k).

В таблице I приведены средние значения, средние квадратические отклонения (S), коэффициенты вариации (C_v) и средние ошибки среднего арифметического (m) этих величин для разных глубин (от 0,5 до 2,0 м). Данные этой таблицы свидетельствуют об однородности почвогрунтов рассматриваемого массива.

Каждая дисперсная система, в том числе и грунты, имеют свою специфическую кривую и зависят от структуры первого пространства. Найти единую формулу, точно описывающую вид этих кривых, невозможно, поэтому для приближенных прикладных расчетов целесообразно эти зависимости типизировать. Типизации поддаются такие грунты, поровое пространство которых устроено одинаково и которые имеют сходный механический состав [5]. Вышеприведенные статистические расчеты в данном случае подтверждают правомерность типизации. В основе такой типизации лежит приведение к безразмерной форме влажности и

Таблица I

Статистические параметры физико-механических и водных свойств
почво-грунтов

Параметры	Глубина, м															
	0,5				1,0				1,5				2,0			
	δ_y	δ_c	W_n	ρ	δ_y	δ_c	W_n	ρ	δ_y	δ_c	W_n	ρ	δ_y	δ_c	W_n	ρ
Число определений (n)	11	11	11	11	16	16	16	16	10	10	10	10	10	10	10	10
Среднее значение	2,71	1,49	44,6	17,6	2,7	1,51	43,8	153,0	2,69	1,48	44,1	153,0	2,72	1,53	43,9	165
S	0,05	0,1	3,5	44,5	0,04	0,08	2,6	46,2	0,04	0,06	2,6	49,5	0,05	0,06	2,6	66,1
C_v	0,017	0,065	0,078	0,259	0,014	0,052	0,059	0,3	0,014	0,044	0,058	0,328	0,018	0,038	0,059	0,4
m	0,01	0,03	1,1	13,5	0,01	0,02	0,6	11,5	0,01	0,02	0,8	15,7	0,02	0,02	0,8	20,9
Δ	0,003	0,014	0,016	0,058	0,002	0,02	0,01	0,053	0,003	0,019	0,01	0,072	0,004	0,008	0,013	0,089

давления потенциала. Типизация происходит в два этапа.

1. Влажность (w) выражается в % от полной влагоемкости (w_n). Построенные после такой нормировки кривые имеют одну общую точку с координатами: ($\phi = 0$; $\frac{w}{w_n} = 1,0$).

2. К безразмерной форме приводятся значения давления (ϕ) грунтовой влаги. В качестве масштаба капиллярного давления для каждого грунта использовано значение давления влаги, соответствующее 50% насыщенности порового пространства. При этом зависимости, построенные после второго преобразования, - кривые $\frac{\phi}{\phi} = f\left(\frac{w}{w_n}\right)$ представляют собой монотонные функции, удобные для широкого применения в практике мелиоративных расчетов.

Полученные материалы позволили также рассмотреть ряд вопросов статистического характера, касающихся в основном масштабного эффекта II рода, т.е. изменения дисперсии и коэффициента вариации относительной влажности. Представленная на рис. I(б) зависимость средних значений (\bar{w}) от потенциала (ϕ) для глубины $h = 1,0$ м (для других глубин взятия образцов получены аналогичные кривые) дает возможность судить о масштабном эффекте I рода /8/, но аппроксимация этих зависимостей теоретическими кривыми нами не проводилась.

Статистической обработке были подвергнуты группы образцов на глубинах 0,5; 1,0; 1,5; 2,0 м. Из-за малого числа определений (w) на глубине более 2,0 м (менее 5 членов ряда) статистические параметры для этих глубин не определялись.

Как для исходных (основных), так и для типизированных кривых были рассчитаны следующие статистические характеристики:

\bar{w} - среднее арифметическое значение относительной влажности на определенных глубинах для различных значений (ϕ);

S - среднее квадратичное отклонение;

C_v - коэффициент вариации;

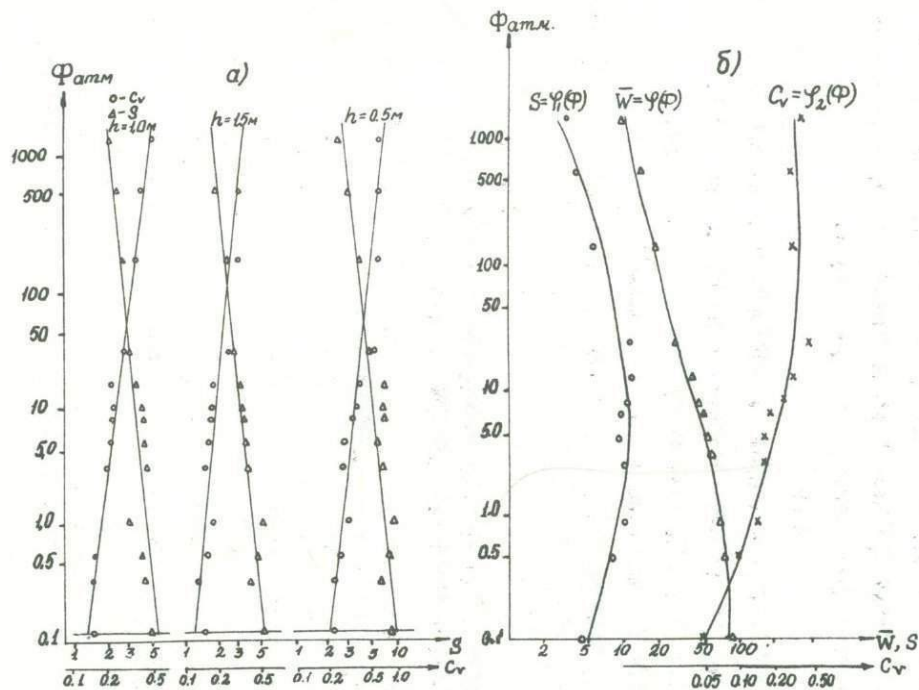


Рис.1 Зависимости статистических параметров от потенциала влаги для исходных (а) и типизированных (б) кривых.

m - средняя ошибка среднего арифметического.

Результаты расчетов позволили определить достаточно четкую зависимость вариационных характеристик от потенциала, т.е. зависимости $C_v = f_1(\Phi)$; $S = f_2(\Phi)$ и $m = f_3(\Phi)$.

Оказалось, что для исходных кривых $\Phi = f(w)$ эти зависимости имеют вид степенных функций. В общем виде эти эмпирические зависимости могут быть представлены следующим уравнением:

$$x = AP^B \quad (I)$$

С помощью логарифмического масштаба была достигнута линеаризация кривых. Угол наклона полученных прямых не зависит от h , для различных глубин показатели степени " B " одинаковы.

С ростом Φ величина S для исходных кривых $\Phi = f(w)$ уменьшается. Зависимость C_v в этом случае оказывается обратной (табл.2).

Таблица 2

Параметры связи статистических характеристик с потенциалом влаги для исходных кривых $\Phi = f(w)$.

№ пп	Параметры	Глубина, м		
		0,5	1,0	1,5
1	A_c	0,27	0,18	0,16
2	A_s	6,0	4,5	4,0
3	A_m	2,30	1,15	1,20
4	$B(C_v)$	0,125	0,125	0,125
5	$B(S) = B(m)$	-0,1	-0,1	-0,1

На рис. I (а) представлены эти зависимости для глубин 0,5; 1,0 и 1,5 м.

Несколько иной характер имеют зависимости статистических ха-

характеристик от потенциала влаги для типизированных кривых. Статистические характеристики были получены для кривых первого этапа типизации, т.е. для кривых $\Phi = f\left(\frac{w}{w_{n1}}\right)$. И в этом случае был использован логарифмический масштаб, но достичь линеаризации не удалось. Зависимости $C_v = f_1(\Phi)$ и $S = f_2(\Phi)$ имеют вид парабол. Расчет параметров этих кривых был произведен на БЭСМ-4 по программе, составленной О.М.Калининым (АФИ).

В логарифмической форме эти зависимости имеют вид

$$\lg x = a \lg \Phi + b (\lg \Phi)^2 + \lg C \quad (2)$$

После преобразования они приобретают следующий вид:

$$x = C \cdot \Phi^{a+b \lg \Phi} \quad (3)$$

Значения параметров, входящих в формулы (2) и (3), приведены в таблице 3, а на рис. I(б) представлены эти зависимости для глубины 1,0 м.

Таблица 3

Параметры связи статистических характеристик с потенциалом влаги для типизированных кривых

№ пп	Параметры	Глубина, м							
		0,5		1,0		1,5		2,0	
		C_v	S	C_v	S	C_v	S	C_v	S
1	a	0,270	0,097	0,333	0,177	0,352	0,202	0,374	0,192
2	b	-0,074	-0,099	-0,068	-0,098	-0,081	-0,105	-0,084	-0,116
3	C	0,148	9,89	0,130	8,91	0,155	10,22	0,164	10,47

Полученные статистические модели можно, повидимому, интерпретировать физически следующим образом. Максимальные значения S наблюдаются при малых значениях Φ , т.е. в той области основной гидрофизической характеристики, которая соответствует перекрытию

зон действия сил различной природы. В этом интервале значений потенциала влаги происходит последовательный переход от гравитационно-капиллярных к пленочно-капиллярным и затем к адсорбционным силам/1/.

Здесь возможно наложение и взаимодействие этих сил, а дисперсия суммы случайных величин равна сумме их дисперсий плюс удвоенная сумма корреляционных моментов по всем возможным парам. С уменьшением количества воздействующих сил (при увеличении Φ , а также при значении $\Phi < 1,0$ атм, т.е. в зоне преобладающего действия гравитационных сил) должна уменьшаться и дисперсия относительной влажности, т.е. в данном случае статистическая модель достаточно наглядно подтверждает физический смысл явления.

С ростом потенциала Φ величина \bar{w} уменьшается быстрее, чем это объясняет обратную зависимость C_v от Φ . Как показал Рац/8/, дисперсия свойств горных пород прямо пропорциональна \bar{w}^2 , где n - количество элементов неоднородности (в нашем случае - количество действующих сил), а коэффициент вариации обратно пропорционален \sqrt{n} .

Результаты, полученные в настоящей работе, относятся к глинистым грунтам. Естественно, что для более легких по механическому составу почво-грунтов и основные гидрофизические характеристики, и статистические зависимости будут иными.

По полученным данным нами были также построены эмпирические кривые распределения величины w для различных значений Φ и h . При построении кривых использовались нормированные, т.е. отнесенные к среднему для данного ряда значению (\bar{w}) величины. По оси ординат откладывались модульные коэффициенты K , полученные из отношения:

$$K = \frac{w_c}{\bar{w}} \quad (4)$$

Вычисленные по измеренным данным коэффициенты вариации C_V , приняты нами за вторые моменты математической кривой обеспеченности. Так как влажность почвы не может иметь значения меньше нуля, следовательно, кривая распределения, соответствующая характеру распределения влажности, должна быть ограничена с левой стороны. Этому условию удовлетворяет биномиальная асимметрическая кривая К.Пирсона III типа, имеющая уравнение

$$y = y_0 e^{-\frac{x}{d}} \left(1 + \frac{x}{a}\right)^{\frac{a}{d}} \quad (5)$$

где d - расстояние от центральной ординаты до моды,

a - расстояние от моды до границы простираения кривой влево

Так как $X = 1,0$ (центральная ордината), то $a+d \leq 1,0$. Но $a+d = \frac{2C_V}{C_S}$, следовательно, $\frac{2C_V}{C_S} \leq 1,0$ или $C_S \geq 2C_V$. Это выражение показывает, что нижним пределом коэффициента асимметрии C_S является значение $2C_V$. Кривые распределения влажности строились нами на клетчатке асимметричного распределения Г.Н.Бровкевича, выпрямляющей биномиальную кривую распределения при $C_S = 2C_V$ (рис.2)

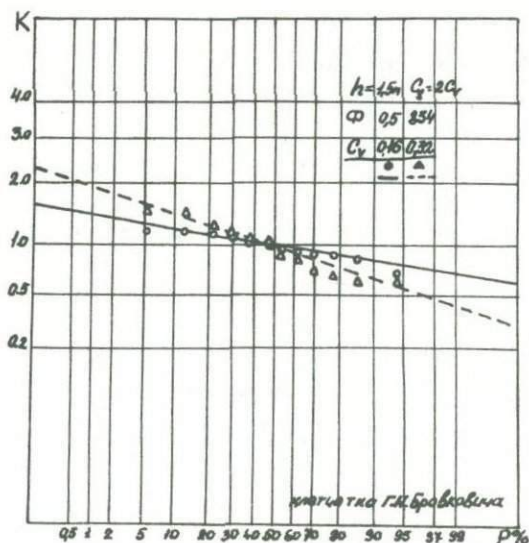


Рис. 2. Кривые обеспеченности W

Эмпирические значения различных значений потенциала и глубины довольно хорошо аппроксимируются этой математической кривой распределения. Так как распределение по кривой Пирсона III типа довольно близко к нормальному, к нему может быть применен t -критерий Стьюдента.

Далее сделана попытка по Алазанскому орошаемому массиву установить необходимую минимальную повторность определения влажности в зависимости от потенциала влаги и от глубины.

Проблема установления необходимой минимальной повторности определения влажности почвы в зависимости от различных факторов уже неоднократно рассматривалась многими исследователями/4, 9/. Но, насколько нам известно, в такой постановке, т.е. при построении зависимостей $\Phi = f(w)$, эта задача формулируется впервые.

Здесь возникает вопрос, какую повторность " n_x " можно считать достаточно большой, чтобы принять $\sigma^2 = S^2$, т.е. значение дисперсии генеральной совокупности заменить выборочным рассеиванием. В этом случае применяется выборочная функция

$$t = \frac{\bar{x} - M_c}{S} \sqrt{n} \quad (6)$$

где \bar{x} - среднее арифметическое выборки,

M_c - математическое ожидание генеральной совокупности,

S - среднее квадратичное отклонение в выборке,

n - объем выборки.

В результате преобразования выборочной функции получится выражение

$$\bar{x} = M_c \pm t \frac{S}{\sqrt{n}} \quad (7)$$

заменяя: $\frac{S}{\sqrt{n}} = m_x$ - средняя ошибка среднего арифметического выборки получим $\bar{x} = M_x \pm t m_x$ - для малой выборки.

При заданной вероятности ошибки α в данном числе степеней

свободы m величина $t_{\alpha, m}$ получается из соотношения

$$P(|t| \geq t_{\alpha, m}) = \alpha \quad (8)$$

где P - вероятность события $|t| \geq t_{\alpha, m}$

Преобразуя это соотношение с учетом свойств плотности $f_t(x)$

t - распределения получаем

$$P(|t| \geq t_{\alpha, m}) = \int_{-\infty}^{-t_{\alpha, m}} f_t(x) dx + \int_{t_{\alpha, m}}^{+\infty} f_t(x) dx = 2 \int_{t_{\alpha, m}}^{+\infty} f_t(x) dx \quad (9)$$

Это и есть определяющее уравнение для $t_{\alpha, m}$

При определении необходимой повторности принято условие, что ошибка измерения не должна превышать 10% измеряемой величины (\bar{w}), согласно (8) величина

$$\frac{t_{\alpha, m}}{\sqrt{m}} \leq \frac{0,1 M_0}{S} \quad (10)$$

Так как в малых выборках величины t зависят от n , то для любой доверительной вероятности α их можно найти по таблицам Стьюдента, где по данным α и m определяются $t_{\alpha, m} = n-1$ и далее, соответственно n_x .

Задавая различную вероятностью α , равной 0,80; 0,90; 0,95, нами получены значения n_x определения влажности на глубинах 0,5; 1,0 и 1,5 м при различных потенциалах Φ . При этом удалось проследить довольно четкую зависимость $n_x = f(\Phi)$. Оказалось, что эта зависимость выражается степенной функцией общего вида $n_x = A n \Phi^B$, где A и B убывают с глубиной по-разному (B - очень незначительно). В свою очередь, нами сделана попытка установить зависимость $A_n = f(h)$. Эта эмпирическая зависимость также имеет вид степенной функции $A_n = a h^{-b_2}$, но из-за малого числа точек она требует дополнительной проверки, особенно для глубин менее 1 м.

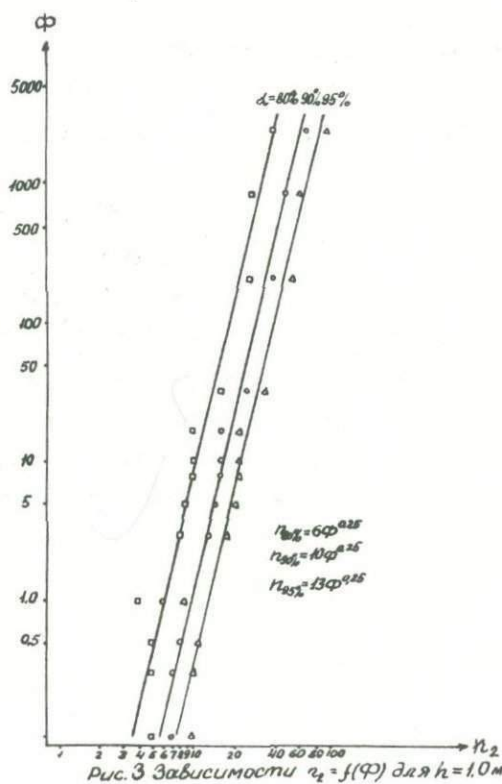
Результаты расчетов помещены в таблице 4.

Таблица 4

Параметры зависимостей $n = f(\varphi)$ и $A_n = f(h)$

№ пп	Глубина, h м	A_n			
		$\alpha = 80\%$	$\alpha = 90\%$	$\alpha = 95\%$	
1	0,5	12	20	27	0,26
2	1,0	6	10	13	0,25
3	1,5	5	8,5	11,5	0,21
	α	6,5	11	14,5	-0,78

Графики $n_x = f(\varphi)$ для $h = 1,0$ м приведены на рис.3.



Окончательно зависимости повторности определения от потенциала и глубины имеют следующий вид:

$$n_x 80\% = 6,5k - 0,78 \Phi 0,25$$

$$n_x 90\% = 11k - 0,78 \Phi 0,25 \quad (12)$$

$$n_x 95\% = 14,5k - 0,78 \Phi 0,25$$

В ы в о д ы

Проведенная работа дает возможность сделать следующие выводы.

1. Зависимость потенциала влаги от влажности является основной гидрофизической характеристикой почво-грунтов и дает много ценной информации о водно-физических свойствах почво-грунтов.

2. Пространственное варьирование влажности функционально зависит от потенциала почвенной влаги и от глубины. С увеличением глубины варьирование уменьшается.

3. Характеру эмпирического распределения влажности наилучшим образом соответствует биномиальная асимметрическая кривая К.Пирсона третьего типа.

4. Как показали расчеты, для основных кривых с ростом потенциала почвенной влаги средняя квадратическая ошибка уменьшается, а коэффициент вариации растет; это объясняется тем, что средние значения влажности с ростом потенциала убывают быстрее средней квадратической ошибки, для типизированных кривых зависимости S и C_V от Φ имеют вид парабол с максимумами в местах сложения наибольшего количества действующих сил.

5. Для построения кривых $\Phi = f(w)$, необходимо производить измерения w и Φ с такой повторностью, чтобы это обеспечивало достоверность полученных зависимостей.

Необходимая минимальная повторность измерений, обеспечиваю-

щая эту достоверность, для различных значений потенциала и глубины различна; она увеличивается с ростом Φ и уменьшается с глубиной. Эти изменения связаны функционально и могут быть представлены в виде зависимости $n_x = f(\Phi, h)$.

6. Резкое увеличение необходимой повторности на глубине менее 1,0 м вызвано тем известным фактом, что в пределах корнеобитаемого слоя отмечается большое пространственное варьирование водно-физических свойств почвы.

7. Для нижней части кривой $\Phi = f(w)$ в интервале от 0,1 до 1,0 атмосфер, дающей возможность определить наиболее важные водно-физические константы данной почвы (капиллярная влагоемкость, полевая влагоемкость), значения минимальной необходимой повторности измерений колеблются от 6 до 20 (максимальные значения приходятся на глубину 0,5 м).

8. Для средней части кривой $\Phi = f(w)$ (в интервале от 3,0 до 16,0), по которой определяются влажность торможения роста растений, влажность завядания и некоторые другие характеристики, число необходимых измерений возрастает.

9. В интервале численных значений потенциала почвенной влаги от 32,0 до 2300 эти капиллярные силы перестают действовать, уступая место сорбционным силам, поэтому в верхней части кривой значения n_x достигают таких больших значений: 50-65 для глубины более 1,0 м и более 100 - для глубины 0,5 м.

Для многих практических исследований верхняя часть кривых $\Phi = f(w)$ и $n_x = f(\Phi)$ не представляет интереса, т.к. основные почвенные гидрологические константы определяются по ее нижней части; но там, где имеется необходимость проводить эту кривую до ее верхних значений, к вопросу о повторности следует относиться достаточно

серьезно, т.к. только необходимая минимальная повторность измерений позволит достаточно надежно и достоверно определить зависимость $\Phi = f(w)$ при больших значениях Φ

Л и т е р а т у р а

1. Варзашвили Л.И. Исследование процессов влагопереноса в зоне аэрации в глинистых грунтах. Материалы Международного симпозиума "Инженерно-геологические свойства глинистых пород и процессы в них", М., 1971.
2. Вентцель Е.С. Теория вероятностей, изд.2, Физматгиз, 1962.
3. Глобус А.М. Экспериментальная гидрофизика почв, Л., 1969.
4. Гуссак В.Б., Зухуров Н., Ахмеджанов И., Разжабов А. Опыт исследования варьированности влажности сероземов. Почвоведение, № 4, 1967.
5. Кулик В.Я. Исследование закономерностей движения воды в почвогрунтах. Автореферат канд.дисс., Л., 1968.
6. Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы, М., 1967.
7. Налимов В.В. Теория эксперимента. Изд-во "Наука", М., 1971.
8. Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. Изд-во "Наука", М., 1968.
9. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге, т.П. Л., 1969.

ГАЗЫ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД БОЛНИССКОГО РАЙОНА

Исследованный район в тектоническом отношении входит в Сомхето-Карабахскую зону (по К.Н.Паффенгольцу) или в область раннеальпийской складчатости (по А.А.Габриеляну). Субстрат представлен метаморфическими сланцами и гранитоидами палеозоя, перекрытыми терригенным лейасом, порфиритовым байосом и вулканогенно-обломочными и карбонатными отложениями верхней юры, мела и палеогена. Широкое распространение находят мелкие интрузивные тела мезозойского возраста, к контактам которых и приурочено большинство углекислых минеральных вод. Эта область характеризуется немногочисленными средне- и низкоминерализованными водами (0,8-6,5 г/л) гидрокарбонатного (иногда и сульфатного) кальциево-магниевого состава с низкой температурой. Эта гидрогеологически раскрытая структура уже полностью промыта; здесь преобладают грунтовые воды верхней зоны трещиноватости. Минеральные воды характеризуются отсутствием сколько-нибудь значительных количеств хлора, что объясняется истощением (вымыванием) погребенного морского хлора и "затухающим характером разломов, могущих подавать глубинный хлор" /1/. Наличие сульфатов связывается с гидротермально измененными зонами и пиритизацией, а магния - взаимодействием с доломитами.

В самой южной части исследованного района на границе с Арменией находятся 4 выхода минеральных вод, из которых два - Ах-Керпи и Хучап описаны ранее /1, 2/, а два исследованы впервые. Интересно, что все они располагаются на одной линии протяженностью 20 км по южной окраине Локского массива в зоне развития байосских вулка-

нитов. Здесь можно предположить разрывную зону, по которой происходит диффузия углекислого газа. Сравнение данных анализов показывает, что минерализация во времени меняется довольно значительно; так в источнике Хучап она составляла: по /1/ - 1,30 г/л, по /2/ - 2,16 г/л, а по нашим данным - 2,09 г/л. Изменение гораздо меньше в источнике Ах-Керпи - от 2,19 до 2,60 г/л. Все это можно объяснить различной степенью опреснения выходов, находящихся в зоне интенсивной циркуляции грунтовых вод. Вода скважины в Болниси (Ра-чис-убани) также неоднократно меняла как степень, так и характер минерализации в процессе бурения, что вызывалось неглубоким захватом минеральной воды (основной водоносный интервал расположен на глубине 30-40 м в вулканитах верхнего мела). Минерализация изменялась от 2 до 8,5 г/л, а в катионном составе магний перемещался на первое место вместо натрия.

Наибольшее количество сульфатов характеризуют воды Казретской скважины, расположенной в районе Маднеульского рудного месторождения.

Газы минеральных вод характеризуются монокомпонентным углекислым составом, лишь в двух случаях в количестве до 2,8% в спонтанной фазе присутствует азот, который является атмосферным по аргон-азотному соотношению. Газовые факторы колеблются в пределах 1-3, а полные газосодержания превышают 4200 см³/л; из них на долю спонтанной фазы приходится 3000 см³/л. Незначительные количества гелия, парагенетического углекислым струям, позволяют вычислить возрастной коэффициент по гелий-аргоновому отношению ($K_T=0,2$), который близок к таковому для углекислых минеральных вод Армении /7/ и Боржомского района /8/. (Табл. I). Вообще, закономерности формирования и распространения минеральных вод исследованного района хо-

Таблица I

Газы минеральных вод Болнисского района

№№ пп	№№ на карте	Название и местоположение выхода	Дебит воды, л/сек	Спонтанные газы			Растворенные газы			Полное газосодержание, см ³ /л	Формула химического состава воды
				газов. фактор, Д _г /Д _в	объемные %		уд.газосод., см ³ /л	объемные %			
					CO ₂	N ₂		CO ₂	N ₂		
1	876	Болниси, скв.	1,0	3,0	100	-	1215	100	4215	M _{6,03} $\frac{HCO_3 67 SO_4 22}{Na 42 Mg 35 Ca 21}$	
2	877	Казрети, скв.	3,0	1,0	97,2	2,8	780	100	3780	M _{3,44} $\frac{SO_4 65 HCO_3 32}{Ca 71 Mg 14}$	
3	880	Волчы ворота	0,01	2,0	98,6	1,4	1223	100	1243	M _{3,03} $\frac{HCO_3 97}{Ca 57 Mg 30}$	
4	881	Хучап	0,01	-	-	-	602	100	602	M _{2,09} $\frac{HCO_3 95}{Ca 64 Mg 21}$	
5	882	Ах-Керпи	0,1	1,0	100	-	1031	100	1131	M _{2,19} $\frac{HCO_3 93}{Ca 53 Mg 23 Na 21}$	
6	883	Чанахчи (Джилиза)	0,03	-	-	-	1023	100	1023	M _{0,97} $\frac{HCO_3 95}{Ca 59 Na 18}$	

Примечание: Номера источников взяты из "Кадастра газопроводов Грузии", 1973.

рошо совпадают с таковыми для территории Северной Армении/1/.

Особый интерес представляет выяснение генезиса углекислого газа, приуроченность которого к глубинным процессам не вызывает сомнения. Вопрос состоит в выделении той части углекислоты, которая образовалась за счет процессов метаморфизма осадочных пород (их карбонатной части). Ранее нами было высказано /4/ положение об использовании в решении этого вопроса данных изотопного состава углерода CO_2 .

Как известно /5/, на основании данных многих исследователей, среднее $\delta C^{13} = -0,7\%$, для углерода CO_2 эндогенного происхождения. Утяжеление изотопного состава вызывается примешиванием метаморфической углекислоты, наследующей тяжелый углерод карбонатов.

В этом отношении газы исследуемой области являются наиболее тяжелыми (среднее $\delta C^{13} = -0,02\%$) для всего Кавказа. Приведенные данные (табл.2) показывают, что во всей области процесс метаморфизма идет очень интенсивно, наряду с уменьшением роли глубинной (идущей из мантии) углекислоты.

Таблица 2

Наименование газопроявления	Водчън ворта	Казрети, скв.	Ах-Керпи	Болниси, скв.
$\delta C^{13} \%$	+0,09	-0,03	-0,06	-0,08

Это совпадает и с возрастом складчатости (раннеальпийский, по А.А.Габриеляну), о чем нами было сказано в /6/.

В заключение хотелось бы обратить внимание на перспективность Болнисского участка и для добычи природной углекислоты, на что нами неоднократно указывалось.

Л и т е р а т у р а

1. Геология Армянской ССР, т. IX, Минеральные воды, Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1969.
2. Природные ресурсы Грузинской ССР, т. III, Минеральные воды, Изд-во АН СССР, М., 1961.
3. Буачидзе Г. И. К вопросу о геохимической характеристике природных газов бассейна верхнего течения р. Куры. Тр. НИЛ гидрогеологии ГПИ им. Ленина, № 2, Тбилиси, 1963.
4. Буачидзе И. М., Буачидзе Г. И., Тевзадзе И. Т. Изотопный состав углерода CO_2 углекислых вод Грузии. Геохимия, № 6, 1972.
5. Галимов Э. М. Геохимия стабильных изотопов углерода, "Недра", М., 1968.
6. Буачидзе Г. И. Вопросы генезиса природных газов Армении. Сообщения АН Арм. ССР, № 2, 1975.

ГЕОХИМИЯ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ БАГИАТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Месторождение минеральных углекислых вод Багиата расположено в складчатой системе Ю.склона Б.Кавказа в зоне развития флишевых пород верхней юры - нижнего мела. Минеральные воды представлены гидрокарбонатным натриевым типом; в анионном составе (с увеличением минерализации) значительную роль играет хлор, а в катионном (с уменьшением минерализации) - кальций. Гидрогеология месторождения достаточно подробно изложена в /I/. Характерной чертой является деление на два участка - в северном от Тлисского надвига в породах кимериджа - титона циркулируют сравнительно высокоминерализованные (9-16 г/л) гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды, а в южном - в меловых отложениях развиты гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 3,5 - 8,5 г/л.

Газовый состав месторождения является типичным для углекислой провинции. Почти монокомпонентный характер ассоциации, наряду с большими газовыми факторами и высоким газосодержанием, указывает на тесную связь процессов молодого вулканизма с газообразованием.

Данные анализов природных газов (табл. I) достаточно ясно показывают различие в характере газоносности для двух, выделенных выше участков. Во-первых, это выражается в количестве CO_2 в спонтанной фазе. Для северного участка процентное содержание колеблется в пределах 98,3 - 100, в то время как для южного - этот интервал составляет 47,4 - 92,5. Газовые факторы примерно одинаковые (2-5), но полные газовые содержания на северном участке выше, если не считать скв.8 южного участка, которая находится в зоне влияния

Газы Багиатского месторождения минеральных вод

Участки	№	Название выхода	Дебит воды д/сек	Газов фактор	Спонт. газы				Раствор. газы				Уд. газов. сод. см ³ /л	Полное газовое сод. см ³ /л	Формула Курлова
					объемные		%		объемные		%				
					CO ₂	CH ₄	O ₂	N ₂	CO ₂	CH ₄	O ₂	N ₂			
С О Р О В О С	I	Скважина 3	0,5	-	99,2	0,1	0,01	0,7	не определялся				-	-	M _{н,0} $\frac{HCO_3 77 Cl 22}{Na 87}$
	2	Скважина I	2,0	2,0	99,8	0,007	0,005	0,24	99,8	0,008	-	0,09	93I	493I	M _{4,4} $\frac{HCO_3 72 Cl 28}{Na 93}$
	3	Скважина 7	0,7	-	98,5	0,09	0,03	1,4	не определялся				-	-	M _{10,4} $\frac{HCO_3 82 Cl 18}{Na 76 Ca 16}$
	4	Источник 2	0,01	-	99,2	0,1	-	0,7	не определялся				-	-	M _{3,1} $\frac{HCO_3 89}{Ca 49 Na 34}$
	5	Источник I	0,08	-	-	-	-	-	96,0	0,003	0,6	3,3	6I5	-	M _{2,4} $\frac{HCO_3 91}{Ca 51 Na 38}$
	6	Скважина 2	2,0	-	98,3	0,07	0,07	1,5	не определялся				-	-	M _{3,0} $\frac{HCO_3 77 Cl 23}{Na 72 Ca 20}$
	7	Скважина 5	0,5	4,0	100	-	-	-	100	-	-	-	980	2980	M _{16,1} $\frac{HCO_3 73 Cl 27}{Na 87}$
М Я Н И	8	Скважина 8	1,5	2,5	97,0	0,01	0,02	2,8	97,6	0,04	0,3	2,0	I323	5073	M _{8,2} $\frac{HCO_3 87 Cl 13}{Na 84}$
	9	Источник 4	0,5	2,0	78,5	0,7	0,2	20,5	97,4	0,04	0,4	1,8	8I7	1817	M _{4,1} $\frac{HCO_3 90 Cl 10}{Na 58 Ca 28}$
	10	Скважина 9	0,6	3,0	96,6	0,3	0,002	3,1	98,5	0,02	0,1	1,3	866	2666	M _{6,1} $\frac{HCO_3 90 Cl 10}{Na 75 Ca 16}$
	II	Скважина II	0,3	2,0	47,4	1,2	0,03	51,2	88,9	0,06	0,6	10,4	446	1046	M _{2,4} $\frac{HCO_3 90 Cl 7}{Na 65 Ca 21}$
	12	Скважина 10	0,05	5,0	92,5	0,2	0,03	7,3	97,0	0,01	0,5	2,4	I3II	15II	M _{3,8} $\frac{HCO_3 97}{Na 46 Ca 41}$

Тлийского разрыва.

Этот последний является основной зоной разгрузки южного участка как для минеральных вод, так и для углекислоты, полное количество которой (по мере растекания вод к югу) закономерно уменьшается от 5073 см³/л в скв.8 до 1511 см³/л в скв.10.

Количество азота на северном участке малое - 0,7 - 1,5%, а на южном - гораздо выше - до 7,3%. В естественных выходах и в скв.11, где по степени минерализации ясно видно примешивание грунтовых вод, количество азота гораздо больше.

Разнятся участки и по содержанию метана - если на северном количестве его колеблется в пределах 0,007 - 0,1%, то на южном этот интервал составляет 0,3 - 1,2%.

Количество кислорода на всем месторождении мало и составляет 0,002 - 0,07%. Значительный интерес представляет рассмотрение данных инертных составляющих природных газов (табл.2).

Таблица 2

Инертные газы Багнатовского месторождения минеральных вод

Участки	№	Название выхода	N ₂	Ar	He	K _r	а
Северный	1	Скважина 1	0,2	0,0015	0,00003	0,02	0,62
	2	Скважина 2	1,5	0,01	-	-	0,56
	3	Скважина 7	1,4	0,01	-	-	0,63
Южный	4	Скважина 8	2,8	0,01	-	-	0,34
	5	Источник 4	20,5	0,1	0,0015	0,02	0,41
	6	Скважина 9	3,1	0,01	0,0002	0,02	0,47
	7	Скважина 10	7,3	0,02	0,0006	0,03	0,24

Количество аргона доходит до десятой, а чаще составляет сотую долю процента. На южном участке гелий присутствует в количестве тысячных и десятитысячных процента, а на северном - еще меньше (0,00003%).

На основании этих данных рассчитаны возрастные и генетические коэффициенты $K_T = \text{He}/\text{Ar}$ и $a = \frac{\text{Ar} \cdot 100}{\text{N}_2 \cdot 1,18}$. Сравнение с другими месторождениями углекислых вод показывает, что возраст вод Багиата близок к возрасту минеральных вод "коренных струй" с некоторым разбавлением пресными водами. Укажем, например, что K_T для минеральных вод основных скважин Боржомского р-на равен 0,2 - 0,3, а для естественных выходов - 0,02 - 0,05 /2/.

Значительный интерес представляет генетический коэффициент a , который уменьшением своей величины (< 1) указывает на неатмосферность происхождения азота. Это обстоятельство можно было приписать наличию метана и, следовательно, развитию биохимических процессов. Но в нашем случае картина совершенно иная. Во-первых, возраст всех газовых ассоциаций одинаков, а биохимические процессы резко должны его увеличивать. Далее, обычные величины (особенно в углеводородных газовых ассоциациях с малым количеством метана) колеблются в пределах 0,7 - 0,8, а в Багиата значения доходят до 0,24. И, самое главное, для северного участка, где количество метана меньше, среднее $a = 0,6$, тогда как на южном участке среднее $a = 0,3$. Все это приводит нас к выводу, что и метан и азот (значительная его часть) являются глубинного происхождения. Аналогичный случай, на наш взгляд, имеется в Джавском р-не, где в скважинах из порфиритовой свиты байоса получена азотная ассоциация с $a = 0,2$, а иногда и меньше. С такой точки зрения становится понятным увеличение количества азота и метана на южном участке с

очень низким значением α .

Проведенное исследование изотопного состава углерода углекислоты (табл.3) показывает, что интервал значений $\delta C^{13} = 0,43 - 0,59\%$ близок к таковому Боржомского месторождения /3/ и, вообще характерен для углекислых провинций. В то же время он заметно отличается от средней $\delta C^{13} = -0,7\%$, выведенной на основании материалов многих исследователей/4/. Это положение, как и в некоторых других случаях /3/, мы склонны объяснять большой ролью процессов метаморфизма в генезисе CO_2 , при котором происходит утяжеление изотопного состава газа за счет тяжелого изотопа углерода карбонатов.

Вероятно, в вулканических процессах наряду с эндогенной CO_2 , идущей из мантии, участвует и углекислота, регенерированная в результате термометаморфизма. Это обстоятельство подтверждается и различием в изотопном составе CO_2 минеральных вод, приуроченных к различным стратиграфическим уровням (табл.3). Так, на северном участке в породах в.юр. большую роль играет глубинная часть углекислоты, по сравнению с южным, где мощность карбонатных флишевых отложений больше.

На большую интенсивность процессов метаморфизма в породах карбонатного флиша указывает общая "зараженность" всех литологических разностей тяжелыми изотопами углерода. Так, вмещающие породы (известняки, сланцы) и вторичные кальциты имеют разные средние $\delta C^{13} = +0,16 - +0,21\%$.

Заключая, можно подчеркнуть, что на Багиатском месторождении широко развиты углекислые ассоциации среднего возраста (Боржомского типа), значительная доля которых по изотопным данным имеет метаморфическое происхождение. Небольшие количества азота и метана по генетическим коэффициентам являются глубинными. По всем геохи-

Таблица 3

Изотопный состав углерода CO_2 Багнатского месторождения

Участки	С е в е р н ы й						Ю ж н ы й				
	скв.3	скв.1	ист.2	ист.1	ист.3	скв.5	скв.8	ист.4	скв.9	скв.11	скв.10
Название выхода											
$\delta \text{C}^{13}, \%$	-0,59	-0,51	-0,48	-0,58	-0,52	-0,55	-0,46	-0,47	-0,43	-0,49	-0,47
Среднее	- 0,54						- 0,46				

мическим показателям природных газов, так же как и по химизму минеральных вод, месторождение делится на два самостоятельных участка, развитых по обе стороны от Тлийского разрыва.

Л и т е р а т у р а

1. Элердашвили Н.С. К вопросу гидрогеологии Багиатского месторождения. Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии, АН ГССР, Тбилиси, 1975.
2. Буачидзе Г.И. К вопросу о геохимической характеристике природных газов бассейне верхнего течения р.Куры. Тр.л.наб.гидрог. и инж.геод. проблем ГПИ им.Ленина, № 2, Тбилиси, 1963.
3. Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И., Тевзадзе И.Т. Изотопный состав углерода CO_2 углекислых вод Грузии. Геохимия, № 6, 1972.
4. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода, "Недра", М., 1968.

Г.И.Буачидзе, И.М.Буачидзе, В.П.Зверев
ПОДЗЕМНЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ СТОК ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Особенности подземного химического стока в горноскладчатых областях во многом связаны с их геологическим строением и морфологией рельефа. Большая разница между абсолютными отметками областей питания и разгрузки, значительная расчлененность территории, густая речная сеть, высокая норма атмосферных осадков и ряд других факторов являются причиной более высоких значений подземного химического стока в пределах горноскладчатых сооружений по сравнению с платформенными областями.

В 1971-1974 гг. Геологический институт АН ГССР (В.П.Зверев) и Сектор гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР (И.М.Буачидзе, Г.И.Буачидзе) провели совместные предварительные исследования для подсчета химического стока. При этом, первый автор под руководством проф. П.П.Тимофеева и А.В.Щербакова проводил гидрохимические работы в рамках комплексного изучения современных процессов литогенеза и седиментогенеза. Сотрудники Сектора гидрогеологии проводили оценку параметров подземных вод и данных по газонасности.

Западная Грузия характеризуется весьма высокой среднегодовой нормой атмосферных осадков, которая изменяется от 800 мм в северо-восточной части района до 2500 мм в юго-западной.

Крупнейшей речной системой Западной Грузии является р. Риони с притоками Квирила, Цхенисцкали, Техури. Далее следуют рр. Ингури, Кодори и Бзыби. Большинство перечисленных рек берет начало в высокогорной части Большого Кавказа. Они имеют смешанное питание: ледниковое, снеговое, дождевое и подземное. Большинство рек, берущих начало на Большом Кавказском хребте, имеют преобладающее снеговое и ледни-

ковое, а в высокогорной части дождевое питание.

Особенности подземных вод Западной Грузии теснейшим образом связаны с ее геолого-структурным строением. Резкое различие между абсолютными отметками областей питания подземных вод в пределах горных сооружений Большого Кавказа и разгрузки в Черное море на глубинах до 2 км, обусловило образование мощной зоны активного водообмена. К ней приурочена вся толща грунтовых вод, а также напорные горизонты, дренируемые гидрографической сетью. Мощность зоны активного водообмена колеблется от 300 м в области выхода кристаллического субстрата на поверхность в Дзирульском массиве и Главном хребте Б.Кавказа до 600-1000 м в Аджаро-Триалетии и складчатой зоне Южного склона Б.Кавказа.

Подземные воды активного водообмена маломинерализованы. Их минерализация изменяется от 70 до 1000 и несколько более мг/л. Минимальной минерализацией обладают подземные воды интрузивных и метаморфических пород (70-100 мг/л). Максимальной - воды понта, мезотиса и миоцена (1 г/л).

Помимо зоны активного водообмена И.М.Буачидзе (1970) выделяет в пределах Западного Кавказа также подзону сравнительно активной циркуляции, расположенную внутри зоны замедленного водообмена. Воды этой зоны, несмотря на значительную глубину от поверхности, характеризуются низкой минерализацией (до 1,5 г/л). Они приурочены к мощной (до 1000 м) толще высокопроницаемых карбонатных отложений нижнего мела. Область питания подземных вод этих отложений протягивается узкой полосой в предгорной части Южного склона Б.Кавказа. Их разгрузка осуществляется в основном в акватории Черного моря и частично на суше в зонах отдельных тектонических нарушений. В результате погружения водовмещающих пород на глубину порядка 2,5-3 км

воды нижнемеловых отложений характеризуются высокими температурами, достигающими иногда 100 и более градусов.

Подземные воды зоны замедленного водообмена в пределах Западной Грузии развиты также повсеместно. К этой зоне относятся подземные воды со скоростями движения $< 10^{-7}$ см/сек. Подобные скорости обуславливаются относительно низкой водопроницаемостью вмещающих пород, а также низкими гидравлическими градиентами. В складчатой зоне Южного склона Б.Кавказа и Аджаро-Имеретии это в своем большинстве углекислые гидрокарбонатные натриевые или натриево-кальциевые воды с минерализацией до 10 г/л. Циркуляция этих вод в основном приурочена к зонам разломов и повышенной трещиноватости.

В пределах Грузинской глыбы подземные воды зоны замедленного водообмена характеризуются сероводородным, азотным и азотно-метановым газовым составом и имеют минерализацию до нескольких десятков граммов в литре и хлоридно-натриевый состав. В эту же гидрогеологическую область входит Гурийская подзона, где среднеэоценовые отложения характеризуются гидрогеологически закрытыми структурами. Особое место среди подземных вод занимают высокоминерализованные воды типа Лугела, развитые в юрских породах, формирование которых, по мнению И.М.Буачидзе, объясняется метаморфизацией юрских вод в ходе диагенеза.

В горноскладчатых областях в силу резкой геологической неоднородности подземный сток значительно дифференцирован по площади. Его картирование в отличие от платформенных областей нельзя осуществлять методом изолиний его модуля, т.к. этот метод применим лишь при плавном, постепенном изменении модуля подземного стока. Поэтому при составлении карт подземного стока горноскладчатых областей обычно используют (Куделин, 1966) предельные значения модуля подзем-

ного стока по отдельным водоносным комплексам в горных районах и по отдельным водоносным горизонтам для межгорных впадин. Этот метод использован и для картирования подземного стока Грузии, выполненного И.М.Буачидзе и С.Н.Зедгинидзе (1970) в масштабе 1 : 600000.

В целом, по данным И.М.Буачидзе и С.Н.Зедгинидзе/1970/, подземный сток из зоны активного водообмена для Западной Грузии достигает $358,84 \text{ м}^3/\text{сек}$, т.е. модуль при площади в 27300 км^2 равен $13,3 \text{ л/сек км}^2$. Отмечается четкая тенденция, заключающаяся в уменьшении подземного стока с запада на восток, что связано с уменьшением в этом же направлении нормы атмосферных осадков. Средние значения модулей меняются от $0,2 \text{ л/сек км}^2$ для флиша нижнего эоцена и палеоцена, до $23,5 \text{ л/сек км}^2$ для карбонатных пород палеогена, мела и верхней юры. От величины суммарного речного стока подземный сток Западной Грузии составляет 30,7%.

Величина подземного химического стока определяется произведением модуля или объема подземного стока на среднюю минерализацию, а для ионного стока на среднее содержание отдельных компонентов (Макаренко, Зверев, 1970). В основу количественной оценки подземного химического стока положены приведенные выше результаты картирования собственно водного подземного стока.

Данные о суммарном подземном стоке отдельных водоносных комплексов в пределах выделенных в Грузии артезианских бассейнов и водонапорных зон (Буачидзе, Зедгинидзе, 1970) позволили определить средние значения модулей подземного стока в пределах основных гидрогеологических структур. Эти модули и явились первым множителем в уравнении подземного химического стока.

Определение среднего химического состава подземных вод различных водоносных комплексов было выполнено следующим образом. Для ме-

таморфических и кристаллических пород ядра Большого Кавказа, сланцевых пород средней и нижней юры в пределах Южного склона Б.Кавказа и среднеэоценовых вулканогенно-осадочных отложений по межennomу (зимняя межень) составу рек, дренирующих соответственные отложения. Это соответственно рр.Гвандра, Мулхура и верховья р.Супсы. Для расчетов использованы анализы, отобранные в то время, когда питание рек осуществлялось только за счет подземного стока. Средний состав вычислялся как средневзвешенный по стоку. Для расчетов использованы данные, опубликованные в Гидрологических ежегодниках за 1960-1970 гг.

Для других водоносных комплексов складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа (вулканогенно-осадочные отложения байоса, терригенный карбонатный флиш нижнего мела и верхней юры, отложения верхнего и среднего миоцена и лагунаы и морские отложения понта и мзотиса) средний состав подземных вод определен как среднее арифметическое химических анализов родников, дренирующих соответствующие отложения.

Для подземных вод четвертичных и плиоценовых отложений Рионского межгорного прогиба средний состав определен как среднее арифметическое химических анализов проб грунтовых и напорных вод, отобранных в скважинах.

Часть анализов, использованных для определения среднего состава выделенных водоносных комплексов, получена нами в результате исследования проб, отобранных во время полевых работ 1971-1973 гг. Другая, большая часть, анализов взята из многочисленных фондовых работ, касающихся гидрогеологических условий Западной Грузии.

Наряду с химическим стоком, подземные воды характеризуются и газовой составляющей. В зависимости от происхождения, природные га-

вы бывают сингенетичными подземных вод или примешивающимися из других зон; строго говоря, речь идет о длительности совместной истории вод и газов. Наиболее ярким примером "чуждых" газов являются нарзаны, для которых контакт грунтовой воды и глубинной углекислоты происходит на небольшой глубине. В природе чаще всего встречаются смешанные случаи.

Большое количество факторов, влияющих на газовый баланс земной коры, не позволяет провести детальные исследования всех горизонтов и комплексов. Но схематические расчеты для некоторых газов все же возможны.

На исследованной территории были рассмотрены углеводородные газы и часть азота для водоносных комплексов среднего эоцена, верхнего мела и средней юры. В изученных районах эти комплексы характеризуются метановым и метаново-азотным составом, сравнительно замедленными скоростями циркуляции и повышенной минерализацией (иногда и высокой) (Буачидзе, Мхеидзе, 1970). Углеводородные газы принимаются как результат преобразования органики, имеющейся в водовмещающих отложениях. Их подсчет должен указывать, в грубо приближенной форме, на интенсивность образования и выноса газов из того или иного комплекса и косвенно на условия сохранения залежей.

Подсчитанные ранее количества углекислоты, рассеивающиеся в атмосферу, на данной стадии исследования невозможно связать с каким-либо определенным водоносным комплексом.

Результаты подсчетов средних химических анализов основных водоносных комплексов приведены в табл. I. На их основании мы смогли дать оценку химического подземного стока для основных водоносных комплексов и дать суммарную количественную оценку подземного химического стока Западной Грузии и оценить вынос Na, Ca, Si и др. ,

Подземный химический сток Западной Грузии

Таблица I

Водоносные комплексы	Площадь, км ²	Средний модуль подземного стока, л/сек км ²	Подземный сток, м ³ /сек	Верхняя: средний химический состав, мг/л Нижняя: ионный сток, 10 ³ г/сек							
Трещиноватые интрузивные и метаморфические породы юры и палеозоя	3050	14,20	43,34	4,6 0,204	2,0 0,089	8,3 0,368	1,2 0,053	6,1 0,271	35,4 1,570	3,5 0,152	63,4 2,707
Сланцевые породы средней и нижней юры	5110	13,7	70,5	12,1 0,865	6,6 0,466	27,4 1,940	3,6 0,255	27,0 1,910	116,1 8,20	4,1 0,289	199,2 13,925
Морские вулканогенно-осадочные отложения байоса	4210	15,2	64,1	29,2 1,870	6,6 0,423	23,7 1,520	6,4 0,410	14,8 0,950	142,5 9,15	3,9 0,250	228,4 14,573
Терригенный карбонатный флиш верхней юры	1280	12	15,4	13,0 0,20	10,4 0,16	49,3 0,760	1,4 0,021	24,4 0,376	191,3 2,950	3,6 0,055	283,4 4,522
Карбонатные породы палеогена, мела и верхней юры	4060	23,5	95,4	1,2 0,114	10,7 1,02	41,2 3,92	2,3 0,220	11,2 1,070	153,7 14,65	1,2 0,114	221,5 21,108
Флиш нижнего эоцена и палеоцена	120	0,2	0,2	13,0 0,003	10,4 0,002	49,3 0,010	1,4 0,001	24,4 0,005	191,3 0,038	3,6 0,001	293,4 0,060
Средне-эоценовые вулканогенно-осадочные отложения	2160	10	21,6	10,0 0,216	2,6 0,056	14,1 0,306	0,6 0,013	11,1 0,241	42,2 0,919	5,3 0,115	107,0 1,862
Отложения верхнего и среднего миоцена	1800	1	1,8	108,7 0,193	11,3 0,020	49,4 0,089	46,5 0,084	44,8 0,081	261,5 0,470	7,7 0,014	519,9 0,951
Дельта и морские отложения понта и мзотиса	740	1,1	0,8	21,2 0,017	11,7 0,009	42,7 0,034	21,2 0,017	18,5 0,015	217,8 0,174	7,7 0,006	340,4 0,272
Четвертичные и плиоценовые отложения	4770	9,6	45,7	53,4 2,440	12,5 0,572	35,6 1,630	16,3 0,745	3,0 0,137	248,0 11,35	7,7 0,352	371,2 17,226
В с е г о	27300	13,3	358,84	17,05 6,122	7,84 2,817	29,45 10,577	5,07 1,819	14,09 5,056	137,40 49,467	3,76 1,348	215,11 77,206

т.е. химических элементов, входящих в состав основных породообразующих минералов.

Значения модуля подземного химического стока для отдельных водоносных комплексов послужили основой для его схематического картирования в пределах выделенных артезианских бассейнов и водоносных систем. Таким образом, схематическая карта подземного химического стока горноскладчатых областей (в данном случае для Западной Грузии в масштабе 1 : 600000) показывает контуры отдельных участков земной коры, характеризующихся тем или иным интервалом суммарного подземного стока растворенных соединений. Одновременно подобным образом построены схематические карты подземного выноса или стока Na, Ca, Si - элементов, входящих в кристаллическую решетку многих породообразующих минералов. Сопоставление выноса этих элементов из горных пород различных типов несомненно представляет определенный интерес и должно дать количественную оценку интенсивности химической мобилизации в верхних частях земной коры.

Для картирования подземного химического стока Западной Грузии избраны следующие градиенты: 0,25; от 0,25 до 0,5; от 0,5 до 1,0; от 1,0 до 1,5; от 1,5 до 2,0; от 2,0 до 2,5; от 2,5 до 3,0; от 3,0 до 4,0; от 4,0 до 5,0 и $> 5,0$ г/сек км², которые охватывают всевозможные интервалы значений модуля.

Построенная в этих интервалах карта подземного химического стока приведена на рис. I, который показывает значительную дифференциацию модуля подземного химического стока по площади и его тесную связь с литологическим составом горных пород и собственно подземным стоком. Наибольшие значения подземного химического стока 5 г/сек км² характеризуют поля распространения карбонатных отложений нижнего мела и юры в пределах Бзыбского и Мегрельского артези-

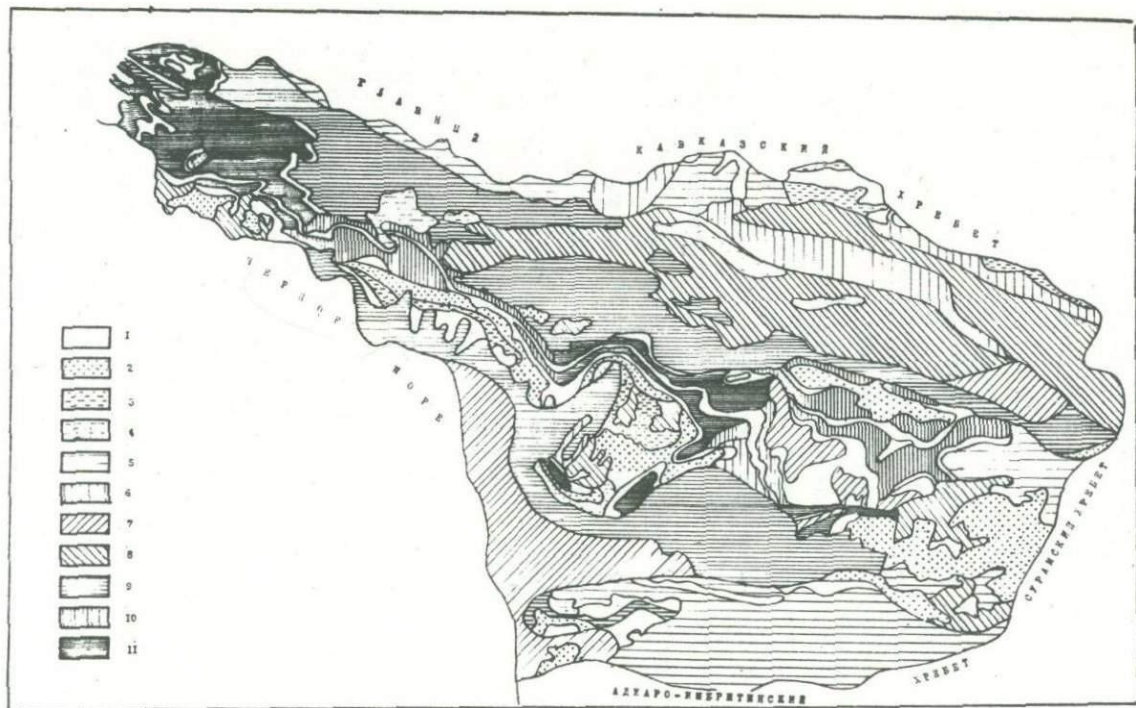


Рис. I. Схематическая карта подземного химического стока Западной Грузии

I - подземный химический сток практически отсутствует; модуль подземного химического стока г/сек км². 2 - < 0,25; 3 - от 0,25 до 0,5; 4 - от 0,5 до 1,0; 5 - от 1,0 до 1,5; 6 - от 1,5 до 2,0; 7 - от 2,0 до 2,5; 8 - от 2,5 до 3,0; 9 - от 3,0 до 4,0; 10 - от 4,0 до 5,0; II - > 5,0.

анских бассейнов. Значительными модулями подземного химического стока обладают и карбонатные отложения других артезианских бассейнов Южного склона Большого Кавказа (4,0-5,0 г/сек км²).

Несколько меньшими, но все же существенными значениями модулей подземного химического стока характеризуются зоны, протягивающиеся к северу и югу от карбонатных отложений. На севере это в основном область распространения отложений байоса, на юге - четвертично-плиоценовых отложений предгорной части Колхидской низменности. Для этих зон подземный химический сток составляет 2-4 г/сек км². При дальнейшем движении в этих же направлениях отмечается дальнейшее уменьшение величин подземного химического стока до 2,0-3,0 г/сек км², что связано с переходом к средне- и нижнеюрским отложениям на севере и четвертично-плиоценовым отложениям приморской части Рионской низменности на юге. И, наконец, крайние северные и южные части Западной Грузии, относящиеся к наиболее возвышенным ее частям, имеют сравнительно невысокие значения подземного химического стока, который находится здесь в пределах 1-2 г/сек км². К этой же зоне относится и крайняя восточная часть района - Дзирульский массив. Для него значения модуля подземного химического стока составляют 0,25 - 2,0 г/сек км².

Весьма своеобразной чертой горноскладчатых областей являются резкие переходы от зон максимальных значений подземного химического стока к практически безводным участкам. Так и в пределах Западной Грузии, где непосредственно к карбонатным отложениям нижнего мела и юры примыкает зона минимальных значений подземного химического стока, а также водоупорных глинистых пород киммерия, понтано-мэотиса, нижнего миоцена и олигоцена, верхнего эоцена, альб-апта и титон-кимериджа подземный химический сток практически полностью

отсутствует. Минимальные значения модулей подземного химического стока имеют спорадически обводненные породы миоплиоцена и комплекс понтических и мезотических лагунно-морских отложений ($0,25 - 0,5$ г/сек км²). Незначительные величины модулей подземного химического стока в этих отложениях в первую очередь объясняется крайне низкими значениями собственно водного подземного стока. Причем этот фактор полностью подавляет сравнительно высокую минерализацию вод этих отложений.

Таким образом, характеризуя подземный химический сток Западной Грузии в целом, можно в первую очередь отметить его большую неоднородность. Причем наблюдаются отдельные участки, где его величина может меняться от максимальных величин до практически нулевых. Характерной особенностью этого района является и то, что высокогорная и приморская часть территории имеют более низкие значения подземного химического стока, чем предгорная часть. Уменьшение величины подземного химического стока происходит также с запада на восток, во всех водоносных комплексах.

Для Западной Грузии выполнено и картирование ионного стока Na^+, Ca^{++} , а также молекулярного Si .

Для картирования Na^+ выбраны следующие интервалы: $< 0,5$; от $0,5$ до $1,0$; от $2,0$ до $3,0$; от $3,0$ до $5,0$ и $> 5,0 \cdot 10^{-1}$ г/сек км². (рис.2).

Картирование Ca^{2+} выполнено в интервалах: $< 1,0$; от $1,0$ до $2,5$; от $2,5$ до $5,0$; от $5,0$ до $7,5$; от $7,5$ до 10 и $> 10 \cdot 10^{-1}$ г/сек км² (рис.3).

И, наконец, картирование Si - в интервалах: $< 0,25$; от $0,25$ до $0,5$; от $0,5$ до $0,75$; от $0,75$ до $1,0$; от $1,0$ до $1,5$ и $> 1,5 \cdot 10^{-1}$ г/сек км² (рис.4).

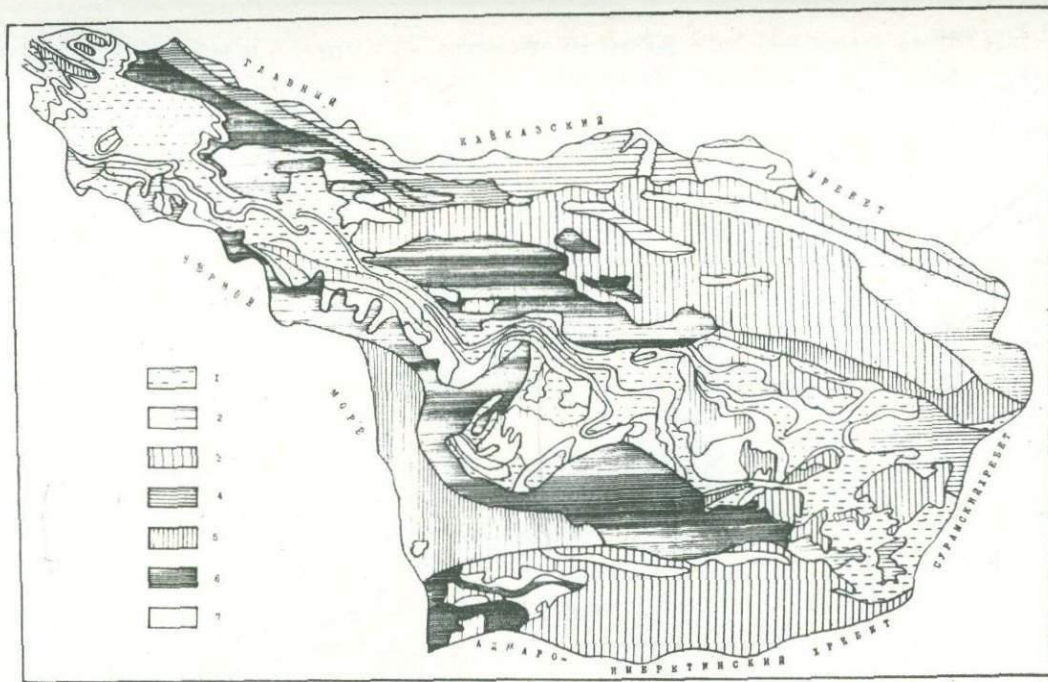


Рис.2. Схематическая карта ионного подземного стока. Модуль ионного подземного стока Na^+ , $\text{г} \cdot 10^{-1} / \text{сек} \cdot \text{км}^2$.
 1 - $< 0,5$; 2 - от 0,5 до 1,0; 3 - от 1,0 до 2,0; 4 - от 2,0 до 3,0; 5 - от 3,0 до 5,0;
 6 - более 5,0; 7 - подземный химический сток практически отсутствует.

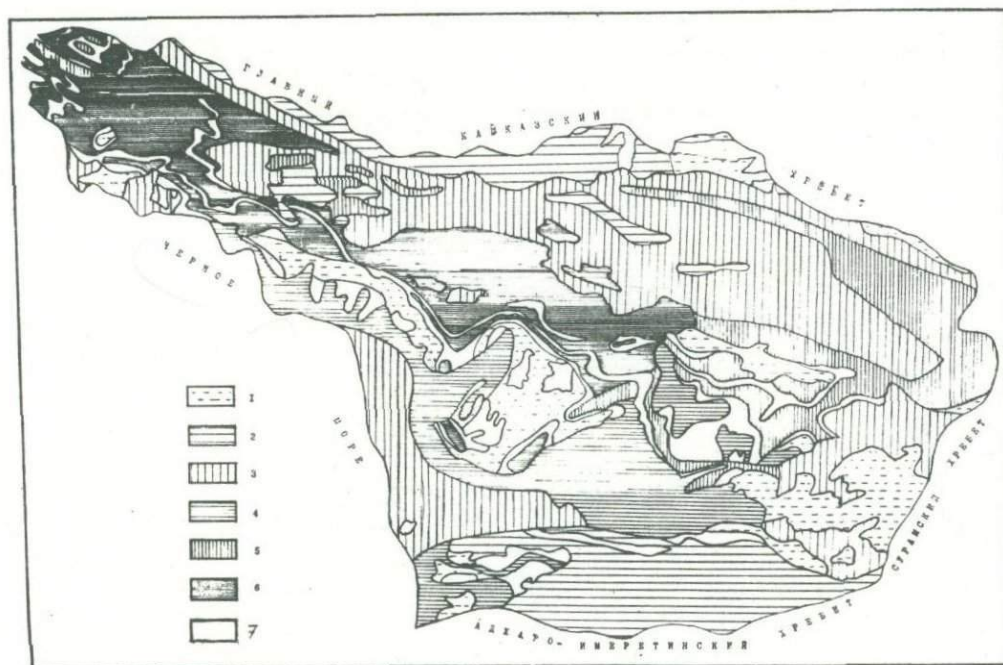


Рис.3. Схематическая карта ионного подземного стока Ca^{2+} . Модуль ионного подземного стока Ca^{2+} , $n \cdot 10^{-1}$ г/сек км^2 .
 1 - $< 1,0$; 2 - от 1,0 до 2,5; 3 - от 2,5 до 5,0; 4 - от 5,0 до 7,5; 5 - от 7,5 до 10,0; 6 - $> 10,0$; 7 - подземный химический сток практически отсутствует.

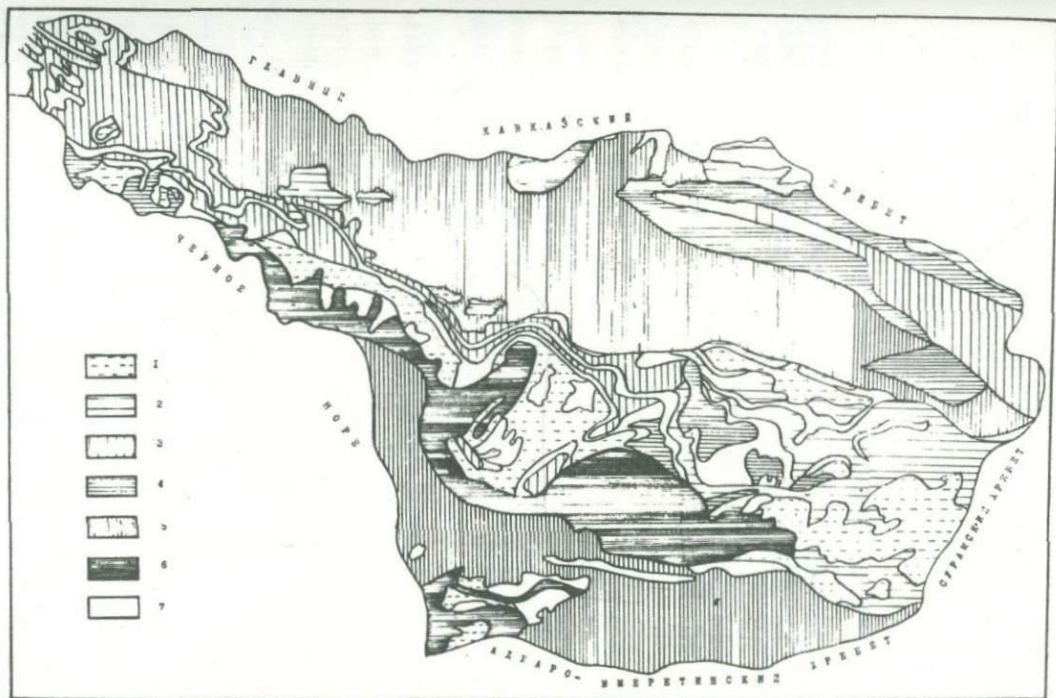


Рис.4. Схематическая карта подземного стока. Модуль подземного стока S_i , $n \cdot 10^{-1}$ г/сек км²
 1 - < 0,25; 2 - от 0,25 до 0,5; 3 - от 0,5 до 0,75; 4 - от 0,75 до 1,0;
 5 - от 1,0 до 1,5; 6 - > 1,5; 7 - подземный химический сток практически отсутствует.

Наибольший вынос кальция связан с карбонатными отложениями нижнего мела и юры, где он больше 10,1 г/сек км². Основные особенности его изменения по площади во многом сходны с закономерностями изменения модуля подземного химического стока, т.к. в большинстве типов подземных вод Ca^{2+} является преобладающим ионом.

В отличие от Ca^{2+} , подземный вынос Na^+ в общих чертах имеет противоположные закономерности, т.к. наличие его в подземных водах в значительной мере связано с отложениями байоса и толщей четвертичных и плиоценовых отложений предгорной части Рионской низменности, где вынос Na^+ с подземными водами 5,10 г/сек км². Минимальные же значения выноса Na^+ связаны с толщей карбонатных отложений нижнего мела и юры и примыкающим к ним отложениям мио-плиоцена и понта, протягивающейся вдоль Южного склона Большого Кавказа.

Для Si максимальные объемы его выноса подземными водами связаны с терригенными отложениями юры на северном склоне Б.Кавказа, эоцена в Аджаро-Имеретии и четвертичными отложениями Рионской низменности. Минимальный вынос Si характерен для карбонатных отложений предгорий Б.Кавказа.

Рассмотрение карт ионного подземного выноса $\text{Na}^+, \text{Ca}^{2+}, \text{Si}$ показывает, что он теснейшим образом связан с литологическими особенностями водовмещающих пород. В конечном итоге эти данные позволяют судить как о темпах химической мобилизации в целом, так и об интенсивности выноса Na, Ca, Si из верхней части земной коры.

Одновременно с количественной оценкой подземного химического стока Западной Грузии в целом и для отдельных наиболее характерных бассейнов составлены гидрогеохимические балансы. Метод гидрогеохимического баланса заключается в раздельной количественной оценке поступающих и выносимых с различными типами природных вод химических

элементов (Зверев, 1971). Он позволяет более детально подходить к гидрогеохимической оценке различных экзогенных геологических процессов (Зверев, 1973).

Полный химический или ионный сток (Q_{Σ}) с площади любого бассейна оценивается следующим балансовым уравнением:

$$Q_{\Sigma} = Q_{\text{атм}} + Q_{\text{пов}} + Q_{\text{подз. а.}} + Q_{\text{подз. г.}},$$

где $Q_{\text{атм.}}$ - атмосферная составляющая химического стока, $Q_{\text{пов.}}$ - химический сток поверхностного происхождения, $Q_{\text{подз. а.}}$ - подземный химический сток из зоны активного водообмена и $Q_{\text{подз.}}$ - подземный химический сток глубоких зон.

Однако последняя составляющая (имеющая сравнительно небольшую величину) отбрасывается, т.к. в нашем распоряжении не было достаточного количества фактического материала для количественной оценки подземного химического глубинного стока.

В итоге для Западной Грузии составлен гидрогеохимический баланс в целом, а также отдельные гидрогеохимические балансы бассейнов горных рек площадью около 100 км², дренирующих наиболее характерные литолого-фациальные комплексы горных пород этого района: гранитоиды и кристаллические сланцы палеозоя - докембрия (р. Гвандра), глинистые сланцы и песчаники юры (р. Мужхура), морские вулканогенно-осадочные породы (порфириты и их туфы) байоса (р. Хоби), карбонатные отложения палеогена и мела (р. Чхаримела), вулканогенно-осадочные отложения (андезиты и их туфы) эоцена (р. Супса).

Определение составляющих, входящих в уравнение гидрогеохимического баланса, производилось следующим образом.

Атмосферная составляющая вычислялась как произведение среднего химического состава атмосферных осадков на полный водный сток с территории бассейна. В горной части Западной Грузии химический со-

став атмосферных осадков не изучался. Поэтому для его характеристики мы привлекли результаты режимных наблюдений, проводившихся на Северном склоне Большого Кавказа и Приэльбрусье на станции Матжатмаз. Правомочность использования этих материалов вытекает из результатов наших исследований химизма атмосферных осадков Черноморского побережья Кавказа и территории СССР в целом (Зверев, 1963), подтвердивших предположения В.И.Вернадского, что средний химический состав атмосферных осадков отдельных районов является геохимической константой.

Таким образом, за фоновым содержанием химических элементов в атмосферных осадках горной и предгорной частях Западной Грузии принят средний химический состав атмосферных осадков Шатжатмаз (табл. 2). Для равнинной части площадью 4800 км² за средний химический состав приняты данные режимных наблюдений на станции Сухуми (табл. 2)

Полный ионный сток с территории Западной Грузии получен как сумма ионных стоков бассейнов рр.Кодори, Ингури, Риони и Супсы, а также площадей, расположенных между бассейнами этих рек (табл. 3). Данные о водном стоке и химизме этих рек взяты по материалам Гидрометеослужбы Грузинской ССР.

И, наконец, данные о подземном стоке получены на основании его картирования. Суммарные его величины для Западной Грузии получены как суммы подземных химических и ионных стоков основных водоносных комплексов (см. табл. I). Об определении подземного химического стока большинства малых рек: Гвандра, Хоби, Мулхура, Супса сказано выше. Он определялся по зимнему межённому водному стоку и межённому составу воды.

Величина собственно поверхностного химического стока во всех случаях получена по разности между полным химическим стоком и дру-

Таблица 2

Ионный сток атмосферного происхождения

Район З.Грузии	Площадь, км ²	Водный сток, м ³ /сек	Верхняя: среднее содержание компонентов в мг/л Нижняя: ионный сток, 10 ³ г/сек							
			Na ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	Si	Σ
Предгорная и горная части	24060	1020,5	0,76	0,74	1,1	0,94	3,26	4,50	0,24	11,54
			0,775	0,755	1,122	0,96	3,33	4,60	0,246	11,788
Равнинная часть	4800	114,5	2,47	1,01	1,14	2,32	4,83	4,90	0,24	16,91
			0,283	0,115	0,130	0,266	0,552	0,560	0,027	1,933
Всего	28860	1135	0,940	0,765	1,10	1,08	3,42	4,54	0,24	12,085
			1,058	0,870	1,252	1,226	3,882	5,160	0,273	13,721

Таблица 3

Ионный сток Колхидской низменности и ее горноскладчатого обрамления

Бассейн	Площадь, км ²	Водный сток, м ³ /сек	Верхняя: среднее содержание компонентов, мг/л Нижняя: ионный сток, 10 ³ г/сек								Механи- ческий сток. Сумма взве- шенных осадков, 10 ³ г/сек	Σ в.о. Σ х.с.
			Na ⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	HCO ₃ ⁻	Si	Σ х.с.		
К с.-з.от бас- сейна на р.Кодори	4320	234	4,96 1,16	30,2 7,05	3,42 0,8	1,62 0,38	12,9 3,03	112,0 26,2	2,23 0,505	167,34 39,12	29,3	0,76
р.Кодори	2160	130	5,0 0,65	16,3 2,12	2,69 0,35	1,61 0,21	12,4 1,61	55,4 7,21	2,56 0,332	95,96 12,482	38,9	3,11
Между бассейна- ми рр.Кодари и Ингури	2100	108	6,4 0,69	26,1 2,82	4,81 0,52	2,22 0,24	9,35 1,01	93,5 10,1	2,57 0,277	144,75 15,657	18,9	1,21
р.Ингури	4062	177	7,62 1,35	22,0 3,9	5,91 1,05	2,08 0,37	2,19 3,88	81,4 14,4	2,58 0,457	123,78 25,407	81,0	3,25
Между бассейна- ми рр.Ингури и Риони	1698	51	5,70 0,29	16,1 0,82	2,55 0,13	2,55 0,13	7,66 0,39	60,4 3,08	1,7 0,087	96,66 4,927	15,3	3,10
р.Риони	13420	394	9,8 3,85	39,8 15,7	6,1 2,4	4,56 1,4	22,6 8,9	135,0 53,1	2,66 1,050	220,52 86,810	165,8	1,91
р.Супса	1100	76	1,71 0,13	7,62 0,58	1,32 0,10	0,95 0,08	4,09 0,31	25,5 1,94	3,1 0,235	43,79 3,375	6,9	2,04
В с е г о	28860	1170	6,95 8,13	28,1 32,99	4,56 5,35	2,74 3,21	18,15 19,13	99,1 116,03	2,51 2,943	162,11 187,783	355,11	1,895

гами его составляющими.

Таким образом, в конечном итоге мы получили как гидрогеохимический баланс Западной Грузии, так и гидрохимические балансы отдельных бассейнов рек.

Для Западной Грузии в целом (табл.4) преобладает собственно поверхностный сток, который составляет 50% от полного стока. Далее идет подземный химический сток - 42%. В то же время среди ионов подобного соотношения не наблюдается. Вынос Na^+ , Mg^{++} , Cl^- , Si наибольший в подземном стоке. Лишь Ca^{2+} и другие анионы преобладают в собственно поверхностном.

Рассматривая балансы рек, дренирующих различные литологические комплексы, мы видим уже совершенно иную картину.

Подземный химический сток преобладает в бассейнах рек Гвандры и Чхеримелы, т.е. в районах, сложенных сильно трещиноватыми кристаллическими породами ядра Б.Кавказа и в районах, характеризующихся широким развитием карбонатных карстующихся пород.

В бассейне р.Гвандры преобладает подземный ионный вынос K^+ , Na^+ , Mg^{++} , Ca^{++} , что, очевидно, связано с интенсивными процессами гидролиза породообразующих силикатов. В бассейне р.Чхеримелы в подземном ионном стоке преобладает Ca^{2+} и Mg^{2+} , что, несомненно, связано с процессами растворения карбонатных пород. Для бассейна этой реки весьма показательным то, что наибольшее количество кремния выносится с собственно поверхностным стоком.

Бассейны других рассматриваемых рек: Мулхуры, Хоби и Супсы, приуроченных к зонам широкого развития терригенных формаций, характеризуется преобладанием собственно ионного поверхностного стока. Повидимому, это связано с повышенной способностью горных пород к размыву, что может обуславливать более высокие темпы поверхностной

Таблица 4

Гидрогеохимический баланс Западной Грузии

Составляющие стока	Площадь, км ²	Водный сток м ³ /сек	Ионный сток, 10 ³ г/сек							
			Na ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁻	Si	Σ
Атмосферная	28860	1170	1,058	0,870	1,252	1,226	3,882	5,160	0,273	13,721
Подземная	27300	358,8	6,122	2,817	10,577	1,819	5,056	49,467	1,348	77,206
Собственно поверхностная	28860	811,2	0,950	1,663	21,161	0,165	10,192	61,403	1,322	96,856
Полный сток	28860	1170	8,13	5,35	32,99	3,21	19,13	116,03	2,943	187,783

химической мобилизации в бассейне р.Мулхуры таких элементов, как Na, Mg, Ca, в бассейне р.Хоби - K, Na и Ca и в бассейне р.Супсы - K, Na, Ca и Si. В подземном ионном стоке бассейнов этих рек большей частью преобладает лишь Mg и Si.

Приведенные данные являются основой для сопоставления темпов химической мобилизации вещества в различных районах Западной Грузии. Они однозначно показывают, что подземный химический сток, обуславливающий подземную химическую мобилизацию, имеет большую интенсивность в районах, сложенных карбонатными породами, а также в высокогорных, где распространены кристаллические и метаморфические разности.

Из данных гидрогеохимического баланса следует, что полный сток с территории Западной Грузии составляет $187,78 \cdot 10^3$ г/сек, а подземный - $77,206 \cdot 10^3$ г/сек. Общий механический сток с территории Западной Грузии составляет $355,3 \cdot 10^3$ г/сек (Владимиров, 1962) Таким образом, полный химический сток составляет примерно 0,5, а подземный химический сток - 0,2 от механического.

Приведенные соотношения не являются постоянными для всей территории и меняются в зависимости от литологического состава дренируемых пород. Так, для северной части района, где наибольшее распространение имеют карбонатные породы, полный химический сток превышает механический, а подземный химический приближается к нему.

В то же время в высокогорных районах (бассейн рр. Кодори и Ингури) механический сток превышает полный химический в 3 раза, а подземный химический - более чем в 6 раз. Для остальной территории соотношение между ними близко к среднему.

В таблице 5 приводится подсчет выноса углеводородных газов и азота подземными водами затрудненной циркуляции. Для средне-эоцено-

Таблица 5

Водоносные комплексы	Площадь, км ²	Средний модуль глубокого подземного стока, л/сек км ²	Глубокий подземный сток, л/сек	Средняя газонасыщенность, см ³ /л вынос газов, 10 ³ г/сек		
				$\Sigma C_n H_{2n+2}$	N ₂	Σ
1. Средний эоцен (Гурийская подзона)	750	0,02	15	$\frac{1427}{15,3}$	$\frac{165}{1,3}$	$\frac{1,592}{18,4}$
2. Верхний мел Колхидской низменности	3600	0,05	180	$\frac{906}{117,0}$	$\frac{44}{9,9}$	$\frac{950}{126,9}$
3. Средняя юра (байос), гидрогеол. закрытые структуры	3000	0,01	30	$\frac{904}{19,4}$	$\frac{41}{1,6}$	$\frac{945}{21,0}$

вых вулканогенно-осадочных отложений выбран район Гурийской подзоны, где развиты хлоридные натриевые воды средней минерализации, верхний мел Колхидской низменности имеет большей частью аналогичные гидрогеологические условия; наибольшая гидрогеологическая закрытость характеризует байосские отложения в глубоких зонах. Площадь распространения всех этих вод равна 7350 км^2 , что составляет четвертую часть всей исследованной территории.

Следует оговорить вопрос азота. В исследованном районе он имеет органическое и атмосферное происхождение. По соотношению инертных газов удается достаточно уверенно выделить долю атмосферного азота. Поэтому при определении средней газонасыщенности, мы считаем органическим азотом: для I района - четвертую часть суммарного количества, для II района - третью, и для III района - половину.

Суммарное количество выносимого на поверхность подземными водами газа ($166,3 \cdot 10^3 \text{ г/сек}$) близко к величине полного химического стока и приблизительно в два раза больше подземного химического стока.

Основная масса газа выносится подземными водами верхнемелового горизонта, где средняя газонасыщенность невелика, но величина глубокого подземного стока в четыре раза больше, чем в остальных. Минимальное количество газа выносится водами среднего эоцена, хотя средняя газонасыщенность у них наибольшая. Приблизительно такое же количество газа выносится водами байосского комплекса, хотя площадь его распространения в 4 раза превышает среднеэоценовый. Это положение еще раз подтверждает благоприятные условия для сохранения газовых залежей в отложениях средней юры.

Приведенные материалы показывают, что итог процесса подземного химического стока, обусловливаемого взаимодействием между при-

родными водами и горными породами, соизмерим с механической денудацией не только в равнинных районах (Зверев, 1971), но и в горных. Следует подчеркнуть также, что количество органических углеводородов и азота, выносимого водами затрудненной циркуляции, близко к величине полного химического стока.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе Г.И., Мхеидзе Б.С. Газовый состав подземных вод. В кн. "Гидрогеология СССР", т.10, Грузинская ССР, "Недра", М., 1970.
2. Буачидзе И.М. Основные закономерности формирования и распространения подземных вод Грузии и их зональность. В кн. "Гидрогеология СССР", т.10, Грузинская ССР, "Недра", М., 1970.
3. Буачидзе И.М., Зедгенидзе С.Н. Естественные ресурсы подземных вод. В кн. "Гидрогеология СССР", т.10, Грузинская ССР, "Недра", М., 1970.
4. Вернадский В.И. История минералов земной коры, т.2, История природных вод, ч.1, вып.1, Госхимиздат, Л., 1933.
5. Владимиров Л.А. Средний годовой сток Грузии. Тбилиси, 1962.
6. Владимиров Л.А. Питание рек и внутригодовое распределение стока на территории Грузии. Тбилиси, 1964.
7. Зверев В.П. Химический состав атмосферных осадков Черноморского побережья Кавказа, Докл.АН СССР, т.142, № 5, 1962.
8. Зверев В.П. Роль атмосферных осадков в круговороте химических элементов между атмосферой и литосферой. Докл. АН СССР, т.181, № 3, 1968.

9. Зверев В.П. О гидрогеохимическом балансе территории СССР. Докл. АН СССР, т.198, № 1, 1971.
10. Зверев В.П. Гидрогеохимические критерии и количественная оценка мобилизации вещества в процессе литогенеза. В кн. "I Международный геохимический конгресс", т.IV Осадочные процессы, кн.1, М., 1973.
11. Куделин Б.И. (редактор). Подземный сток на территории СССР. Изд-во МГУ, М., 1966.
12. Макаренко Ф.А., Зверев В.П. Подземный химический сток на территории СССР, "Литология и полезные ископаемые", № 6, 1970.
13. Тимофеев П.П., Щербаков А.В. Проблемы гидрогеохимии литогенеза, "Литология и полезные ископаемые", № 2, 1972.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ, РУСЛОВЫХ
И ПОЙМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНЕ Р.ИНГУРИ

С целью выявления взаимосвязи между речными наносами и размываемыми породами, а также характера перемещения наносов, было произведено детальное и всестороннее изучение взвешенных наносов, русловых и пойменных отложений.

Для выявления режима движения наносов наглядную картину дает изучение гранулометрического и минералогического состава взвешенных наносов, русловых и пойменных отложений с вычислением их гранулометрических коэффициентов.

Гранулометрический состав взвешенных наносов р.Ингури проанализирован по материалам Тбилгидепа и УГМС (ресурсы поверхностных вод СССР, т. IX, вып. I), а также по данным анализов проб, взятых в период половодья. Параллельно нами изучался гранулометрический состав русловых, пойменных и делювиальных отложений. Отобранные пробы водных суспензий и образцы пойменных и русловых отложений подвергались гранулометрическому анализу. Минералогический состав изучался по-фракционно, под поляризационным микроскопом МИН-8 в иммерсионных жидкостях и бинокулярной лупой БИМ-2. Глинистые фракции исследовались под электронным микроскопом марки TESLA и термическим методом аппаратом УТА-1. Все лабораторные исследования были произведены в секторе гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР.

Исследования показали, что минералогический состав взвешенных наносов, русловых и пойменных отложений довольно схож между

собой.

Грубозернистые и крупно- и среднезернистые песчаные фракции сложены обломками горных пород, которые в русловых и пойменных отложениях р. Ингури представлены гранитоидами, различными кристаллическими сланцами, филлитами, глинистыми сланцами, базальтом, габбро, кварцитами, мергелями, песчаниками.

Мелкие песчаные и алевритовые фракции сложены в основном зернами отдельных минералов: кварца, полевого шпата, роговой обманки, авгита, актинолита, тремолита, циркона, апатита, эпидота, рутила, дистена, силлиманита, чешуйками биотита и мусковита и хлорита. Нередки зерна глинистых и серицитовых сланцев.

Отдельные ассоциации минералов дают возможность восстановить основные типы размываемых материнских пород.

Немаловажная роль принадлежит изучению тонкодисперсной глинистой фракции ($d < 0,005$ мм). Глинистые минералы представлены гидрослюдой, местами с примесью монтмориллонита, которые по течению реки изменяются как по соотношению, так и по морфологическим особенностям и дают возможность судить о характере размываемых материнских пород. Наличие тонкодисперсного кальцита указывает на быстрое затвердевание илистых осадков, что необходимо учесть при заилении водохранилищ.

Разные фракции одного и того же образца характеризуются разнообразным составом тяжелых минералов.

Общая тенденция изменения минералогического состава русловых отложений и взвешенных наносов вдоль течения реки одинаковая, что указывает на значительную роль осаждающихся взвешенных наносов в формировании донных отложений.

Пойменные отложения характеризуются более бедным минералогическим составом. В них отсутствуют обломки горных пород, базальта, габбро; в малом количестве присутствуют обломки кристаллических сланцев и др.

Несоответствие в распределении обломочного материала в пойменных отложениях с одной стороны и в русловых и взвешенных наносах с другой, указывает на разный режим их формирования. В пойменных отложениях господствующая роль принадлежит глинистым сланцам и лейаса, продукты же разрушения гранитоидов, кристаллических сланцев и порфиритовой свиты байоса встречаются в меньшем количестве.

Гранулометрический состав взвешенных наносов р. Ингури в верхнем и среднем течениях представлен пылевато-илистой фракцией (58-66%), с преобладанием последней. Малкопесчаная фракция присутствует в более подчиненном количестве и колеблется от 21 до 32%. Крупно- и среднезернистая фракция не превышает 17%, с преобладанием среднепесчаной фракции. Гравелистые зерна встречаются спорадически и составляют 1,5%.

Иным составом характеризуются взвешенные наносы нижнего течения р. Ингури. Здесь преобладающей фракцией является мелкопесчаная (59%). Количество пылевато-илистой фракции не превышает 22%, но сравнительно возрастают крупно- и среднепесчаные частицы, относительное количество которых достигает 19%.

Уменьшение пылевато-илистых частиц в нижнем течении р. Ингури, по видимому, объясняется коагулирующим воздействием электролитов, повышение которых в речной воде вызвано размывом известняковых пород, вследствие чего происходит укрупнение и, возможно, последующее осаждение и выпадение из общего состава наносов пылевато-илистых частиц.

Гранулометрический состав взвешенных наносов (в период половодья), русловых и пойменных отложений в основном представлен песчаной фракцией. Взвешенные наносы и русловые отложения сложены из тонкопесчаной фракции ($d = 0,1 - 0,05$ мм), а пойменные - из мелкопесчаной фракции ($d = 0,25 - 0,10$ мм), Механический состав взвешенных наносов менее однороден. Пылеватая фракция местами достигает 27%, иногда же уменьшается до 4%. Сильно колеблется содержание глинистой фракции: от 60 до 40%. Неоднородность состава взвешенных наносов указывает на изменение скорости течения реки. По притокам Ингури (в среднем и верхнем течениях) глинистая фракция в составе взвешенных наносов также колеблется в больших пределах (4,0 - 37,9%).

Гранулометрический состав донных отложений также неоднороден, но здесь роль песчаной и пылеватой фракции более выдержана вдоль течения реки, а глинистая фракция присутствует в незначительном количестве, что объясняется ее вымыванием в верхних частях реки и осадением в нижнем течении. Последнее подтверждается и минералогическим составом глинистых минералов, отсутствием монтмориллонита в донных отложениях.

Наиболее выдержан гранулометрический состав пойменных отложений. В основном он представлен мелкопесчаной фракцией. Пылеватая и глинистая фракции присутствуют в подчиненном количестве, не превышая 4-6%.

Рассматривая изменение гранулометрического состава, взвешенных наносов и русловых и пойменных отложений вдоль течения р. Ингури, можно отметить, что пойменные отложения довольно выдержаны по всей длине реки. Та же картина наблюдается и в русловых отложени-

ях, но здесь роль глинистой и пылевой фракции более повышена. Гранулометрический состав взвешенных наносов более разнообразен.

Средний размер зерен наибольший у пойменных отложений (0,11-0,17 мм - мелкозернистый песок), у русловых отложений (0,1-0,01 мм - тонкозернистый песок и пыл) и взвешенных наносов (0,05-0,07 мм - тонкозернистый песок) он почти равен. По притокам средний размер зерен взвешенных наносов менее однороден и изменяется от 0,05 мм до 0,13 мм.

Рассматривая коэффициент сортировки пойменных, русловых отложений и взвешенных наносов, можно отметить, что вдоль течения реки пойменные и русловые отложения (в верхнем течении) хорошо отсортированы (для пойменных отложений $S_c = 1,44 - 1,78$, $S_c' = 1,20 - 1,33$, для русловых $S_c = 1,08 - 1,80$, $S_c' = 1,04 - 1,34$). В среднем течении русловые отложения среднеотсортированы ($S_c = 2,62 - 4,54$, $S_c' = 1,61 - 2,13$). Наиболее неоднородной сортировкой характеризуются взвешенные наносы, в основном они средне- и плохо отсортированы ($S_c = 3,04 - 7,36$, $S_c' = 1,90 - 2,70$). Для пойменных отложений коэффициент асимметрии меньше единицы ($S_k = 0,80 - 0,99$), аналогичная картина наблюдается для русловых отложений ($S_k = 0,85 - 0,99$). Для взвешенных наносов он местами меньше единицы ($S_k = 0,43 - 0,83$), а местами больше (1,25-4,24).

Изменение в течение года и по длине реки режима стока воды и взвешенных наносов обуславливает соответствующее изменение гранулометрического состава наносов.

В верхнем течении р.Ингури (с.Латали) во время половодья преобладают илестые частицы (60,8%), а также мелкопесчаные (24,9%). Относительное количество крупно- и среднепесчаных частиц незначи-

тельно (7,1%). Пылеватые частицы составляют 7,2%. Средний диаметр взвешенных частиц составляет 0,06 мм. Во время спада половодья наблюдается такая же картина. Процент крупно- и среднепесчаных частиц несущественно повышен (8,1%). Остальные фракции присутствуют почти в равном количестве, характерном для подъема половодья. Незначительно изменяется и средний диаметр, достигая 0,07 мм. В гранулометрическом составе взвешенных наносов при осенних паводках, возрастает относительное количество илистых частиц (67,3%). Процент мелкопесчаной фракции составляет 18,6%, среднепесчаной фракции — 6,5%, а крупнопесчаной фракции — 0,87%. Средний диаметр равен 0,06 мм.

В створе Ингури-Дарчели в период подъема половодья пылеватая и илистая фракции отсутствуют. Ведущей фракцией является мелкопесчаная (75,4%). Среднепесчаная фракция составляет 17,5%, крупнопесчаная же 7,1%. Средний диаметр равен 0,2 мм. Во время спада половодья илистая фракция отсутствует. Процент пылеватых частиц равен 41,7%. Значительна доля и мелкопесчаной фракции, хотя по сравнению с периодом подъема половодья она заметно ниже (42,6%). Меньше содержание средне- и крупнопесчаной фракции (15,7%). Во время спада паводков ведущей является пылеватая (54,0%) фракция. Доля мелкопесчаной фракции также значительна (39,8%). Значительно понижено количество крупно- и среднепесчаных частиц (6,2%).

О ВЫСОКОДЕБИТНЫХ КАРСТОВЫХ ИСТОЧНИКАХ
ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

За последнее время проблема питьевого водоснабжения повсюду принимает все более острый характер. Актуальность этой проблемы подчеркнута также в программе Международного гидрологического десятилетия.

Высокодебитные карстовые источники Западной Грузии, вытекающие в удобных для их каптажа условиях, представляют собой огромные, пока только частично освоенные, ресурсы питьевой воды.

Как известно, поглощение поверхностных вод в карстовых областях происходит либо путем инфиляции, либо - инфильтрации (/2/, стр. 52). Большой частью оба указанных вида движения вод в толще закарстованных пород наблюдаются одновременно, с доминированием одного из них. Так, в процессе формирования стока карстовых источников, питающихся инфиляционными водами, участвуют и инфильтрационные воды, проникающие в подземный тракт на пути от места сосредоточенного поглощения к выходам. А в формировании стока источников, питающихся инфильтрационными водами, в период выпадения обильных дождей или весеннего снеготаяния, в зависимости от степени закарстования поверхности, могут участвовать периодические инфиляционные потоки.

Значительная часть крупных карстовых источников Западной Грузии, питающиеся преимущественно инфильтрационными водами, зарождается на высокогорных известняковых массивах, к которым относятся: массивы Гагрский, Бамбский, Охачкуе, Квира, Аски и др.

Наиболее характерными чертами этих источников являются: низкая и малоколеблющаяся температура, отсутствие мутности или небольшое периодическое помутнение, пригодность для употребления в качестве питьевой воды.

Для примера приводим данные гидрологических наблюдений по крупнейшему карстовому источнику Кавказа Мчиште (Гудаутский район) и источнику Цивицкали (Амбролаурский район) у выходов (табл. I, рис. I).

Источники, питающиеся преимущественно инфильтрационными водами, образуются в результате полного или частичного поглощения поверхностного потока сквозь карстовые поноры, щели, воронки или другие образования аналогичного характера; также полного или частичного поглощения воды непосредственно из озера или другого водоема. Характерными чертами подобных карстовых источников являются: сильно колеблющаяся температура воды, наличие мутности или частое значительное помутнение и непригодность для употребления в качестве питьевой воды, так как в санитарном отношении они мало надежны.

К источникам такого характера относились Шараула и Дзеврула, которые являлись продолжением ушедших под землю рек Дидичалы (Амбролаурский район) и Ткибулы (Ткибульский район). В настоящее время, в связи с сооружением Шаорской и Ткибульской ГЭС, доступ воды к поглощающим воронкам прегражден плотинами регулирующих водохранилищ. Приведенные ниже данные расходов и температур относятся к периоду, когда естественный режим отмеченных источников еще не был нарушен (табл. I, рис. I).

В горных карстовых областях зоны разгрузки карстовых вод, сформировавшихся на высоко расположенных участках, в большинстве случаев приурочены к предгорьям. В Западной Грузии эти зоны в ос-

Таблица I

Средние месячные расходы ($\text{м}^3/\text{сек}$) и температуры воды ($t^{\circ}\text{C}$) некоторых карстовых источников Западной Грузии

Река - пункт	За период		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сред. за год
Мчишта (Черная) - Чернореч. форе- релевое хозяй- ство	1961- 1965 гг.	$\text{м}^3/\text{сек}$	7,90	7,39	10,7	15,3	20,0	13,7	8,18	4,58	5,54	3,92	7,92	9,97	9,62
		°	9,5	10,0	9,9	9,3	8,9	9,2	10,6	11,6	11,2	10,4	9,6	9,4	10,0
Цивицкали - с. Удабно	1946- 1953 гг. 1950- 1959 гг.	$\text{м}^3/\text{сек}$	0,14	0,20	0,30	1,01	0,85	0,75	0,28	0,25	0,19	0,61	0,42	0,22	0,44
		°	6,2	6,3	6,4	6,3	6,0	6,1	6,3	6,3	6,4	6,2	6,1	6,1	6,1
Шараула - с. Удабно	1950 г.	$\text{м}^3/\text{сек}$	0,55	0,68	6,10	26,7	11,2	2,60	5,44	2,16	0,25	9,17	2,26	0,81	5,67
		°	3,6	3,3	3,5	7,5	10,7	11,8	12,5	13,6	13,4	9,2	6,6	4,4	8,7
Дзеврула - с. Ткибули ГЭС	1954 г.	$\text{м}^3/\text{сек}$	5,42	6,76	10,3	7,83	4,05	0,89	1,09	0,30	1,62	1,75	0,18	0,10	3,24
		°	4,2	4,7	6,0	8,7	14,7	16,4	18,0	19,1	17,8	16,2	13,6	10,8	12,5

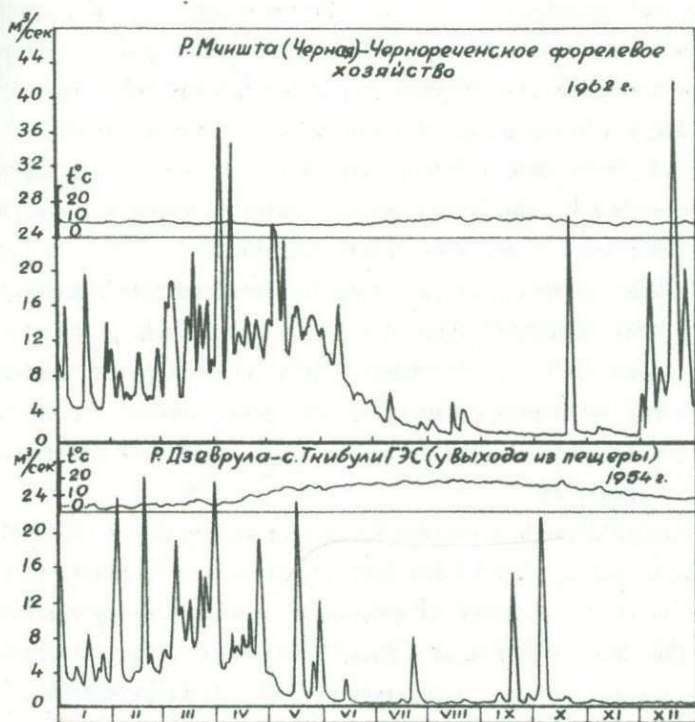


Рис. 1.

Графики годового хода расходов и температуры воды рек Мчишты и Дзаврулы.

новном расположены в самой густонаселенной полосе, верхняя граница которой поднимается до высоты 400-800 м над ур. моря, хотя в зависимости от пролегания карбонатных пород, некоторые крупные карстовые источники разгружаются и на более высоких отметках.

Самую высокую абсолютную отметку имеет воклз Хсиданта (1770 м), вытекающая в Юго-Осетинской АО, на восточной периферии известняковой полосы. Этот источник, вместе с потоком сточного карстового озера Эрцо, дает начало р.Квириле.

нижний уровень разгрузки карстовых вод проходит в противоположном конце карстовой области - у западной границы республики, между курортами Гагра и Гантиади. Здесь со дна морского, недалеко от берега, выбиваются субмаринные источники, которые в ясную и тихую погоду легко заметны на водной глади, благодаря характерным котлам "вскипания".

Материал гидрологических наблюдений над стоком и температурой карстовых источников Западной Грузии весьма неоднороден. По части из них мы располагаем материалом стационарных наблюдений за несколько лет, а по другим - данными полустационарных наблюдений или единичных замеров, произведенных в период экспедиционных обследований.

За последнее время, в связи со строительством крупных гидротехнических сооружений и освоением водных ресурсов для других хозяйственных целей, по ряду карстовых источников организованы гидрологические стационарные наблюдения. Эти работы, в первую очередь, ведутся в системах Тбилгидепа и УГМС.

Согласно десятичной классификации источников по дебиту, предложенной О.Э.Мейндером и Г.А.Максимовичем (/№/, стр.387), источники подразделяются на 8 классов - от наиболее высокодебитных -

"гигантских" (свыше 10000 л/сек) до самых низкодебитных - "весьма незначительных" (менее 0,01 л/сек). Карстовые источники Западной Грузии, отнесенные нами к разряду высокодебитных, в основном подходят к следующим двум классам - "исполинские" (10000 л/сек - 1000 л/сек) и "очень большие" (1000 л/сек - 100 л/сек). (табл.2).

Высокое качество карстовых источников, питающихся преимущественно инфильтрационными водами, большинство из которых легко доступны, явилось причиной их использования для нужд питьевого водоснабжения. Из 43 крупных источников с общим дебитом свыше 40000 л/сек для этой цели используется пока 14. Карстовые воды являются основным источником водоснабжения крупных горнодобывающих центров республики Чиатуры и Ткибули, курортов Гагра, Ахали Афони и других населенных пунктов.

Более рационально можно использовать те карстовые источники, пригодные для питьевого водоснабжения, которые служат другим хозяйственным задачам. Например, источники Речхи, Рачха, Джирхва, Одишские и Подтавские с общим дебитом свыше 7000 л/сек, используются только для энергетических нужд, в то время как они выносят высококачественную питьевую воду.

К разряду совершенно неиспользованных относятся около 20 крупных карстовых источников, питающихся преимущественно инфильтрационными водами с общим дебитом около 15500 л/сек.

Крупные карстовые источники с малоколеблющейся низкой температурой, вытекающие на низких отметках, с успехом могут быть использованы в качестве баз для рыбных хозяйств. Пример тому - Чернореченское форелевое хозяйство, которое расположено в Гудаутском районе у выходов крупнейшего карстового источника Кавказа Мчитты.

Высокодебитные карстовые источники Западной Грузии

Название источника, бассейн	Специфика питания	Высота выхода (над ур. моря), м	Дебит, л/сек	t °C воды	Период наблюдений или дата измерения дебита и температуры
I	2	3	4	5	6
Мчишта	Преимущественно инфильтрационное	70	9120	9,5	1961 - 1967 гг.
Речки (р. Эрисцкали)		205	3710	10,4	1/IX-1961 - 31/УШ-1962 г.
Голубое озеро (р. Бзыби)		100	3500	7,0	1/IX-1958 г.
Репруа		1	2820	8,9	1/Ш-1968 - 28/П-1969 г.
Чачхура (р. Техури)		320	2530	8,0	18/УП-1962 г.
Мааниквара		25	2200	11,0	1/Х-1964 - 30/IX-1965 г.
Цивцкала (р. Джампала)		390	2175	9,4	14/УП-1963 г., 19/Х-1970 г.
Рачха (р. Цхенисцкали)		780	2000	7,6	1958 г.
Олори (р. Ингури)		400	1710	8,1	1/У-1963 - 30/IV-1964 г.
Инцра (р. Чанисцкали)		410	1600	9,0	25/УП-1963 г.
Водопад Геги (р. Бзыби)		650	1320	7,0	1/IX-1958, 24/УШ-1959, 11/VI-1966, 23/У-1968 г.
Камани (р. Гумиста)		110	1180	13,5	36 измерений расхода за 1930-1960 гг.
Мтисубанские (р. Гумиста)		190	1000	-	29/VI-1960 г.
Джаноульские (р. Цхенисцкали)	970	880	5,8	13/УП-1962 г.	
Хабью (р. Аапста)	525	840	11,0	29/УП-1961 г.	

I	2	3	4	5	6
Легвешара (р. Ингури)		360	820	8,5	1959 - 1961 гг.
Инчхия (р. Абаша)		320	662	11,0	I/УШ-1958 - 3I/У-1959 гг.
Джирхва (р. Бзыби)		1140	570	-	I/УШ-3I/Х-1949 г.
Одишские (р. Беслети)		120	570	12,5	20/УП-3I/УШ-1959 г.
Куми (р. Семи)		140	532	14,5	15/УП-1964 г.
Бегерепста или Холодная речка		50	470	9,6	3I/УП-1968 г.
Кверешула (р. Цхенисцкали)		1170	470	8,0	13/УП-1962 г.
Цивицкали (р. Шараула)		1070	420	6,2	1946-1953 гг.
Буджа (р. Квирила)		1250	404	7,2	9/УП-1965 г.
Хсиданта (р. Квирила)		1770	392	7,2	9/УП-1964 г.
Малая Цивицкали (р. Шараула)		1065	390	7,4	1955-1959 гг.
Субмаринные (Черное море)		4-10	≈300	-	-
Грудо (р. Квирила)		385	≈300	12,5	12/УП-1965 г.
Тоба-средняя (р. Абаша)		700	280	10,2	30/Х-1963 г.
Полтавские (р. Маджара)		175	270	12,0	8/УП-1960 г.
Кацхура (р. Квирила)		570	267	11,4	14/УП-1965 г.
Чолага (Шаорское водохр.)		1170	265	6,7	11/УП-1964 г.
Эрисцкали (р. Окуми)		270	260	12,3	19/УП-1966 г.
Монастрисцисквилисцкаро (р. Квирила)		360	≈200	-	-

I	2	3	4	5	6
Кватица (р. Квирила)		560	166	12,3	14/УП-1965 г.
Манели (р. Хоби)		360	≈ 150	13,2	27/УП-1962 г.
Чери (р. Абаша)		300	125	11,2	19/УП-1962 г.
Швицкали (р. Дзеврула)		230	120	12,4	5I измерение расхода за 1953-1954 гг.
Тоба-левая (р. Абаша)		650	120	10,2	30/X-1963 г.
Цивицкери (р. Цхенисцкали)		510	112	10,0	1952-1953 гг.
Черулисцкали (р. Квирила)		760	≈ 100	-	-
Ргицкургиле (р. Джуми)		50	93	13,2	23/УП-1956 г.
Шавцкала верх. (р. Джампали)	Преимущественно инфлюационное	168	6720	11,2	15/УП-1963 г.
Шараула ^х) (р. Риони)		1070	4500	8,7	1946-1954 гг.
Дзеврула ^х) (р. Квирила)		199	3270	12,5	1949-1954 гг.
Саниоре (р. Абаша)		650	1270	10,2	25/X и 30/X-1963 г.
Шавцкала нижн. (р. Джампали)		165	≈ 1000	11,3	15, УП-1963 г.
Уравские (р. Беслети)		87	810	12,5	2/УП- 3I/УШ-1959 г.
Пермисцкали (р. Джампали)		170	150	9,6	18/X - 1970 г.
Отали (р. Мокви)		275	146	13,6	21/УП-1968 г.

х) После сооружения Шаорского (1954 г. и Ткибульского (1956 г.) водохранилищ постоянная инфлюация прекращена.

В связи с вышесказанным, возникает необходимость более тщательного изучения богатых и ценных ресурсов карстовых вод Грузии. Следует установить характер происхождения всех карстовых источников, детально обследовать области формирования их стока, организовать сезонные гидрохимические и гидробиологические наблюдения и выработать конкретные рекомендации для их дальнейшего рационального использования.

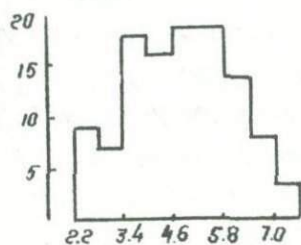
Г.И.Буачидзе, Н.А.Годердзигишвили, М.П.Шаоршадзе

ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД ГРУЗИИ (СТАТИСТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ)

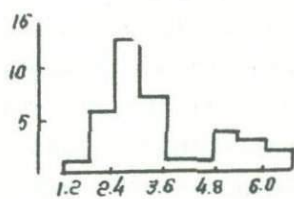
Теплопроводность горных пород зависит от множества факторов, таких как температура, давление, влажность, вещественный состав, структура и др./1/. В наших исследованиях температурные поправки вводились при вычислениях теплового потока в каждом конкретном случае. Поправка на влажность нами исключалась путем сохранения в образцах естественной влажности или их максимального насыщения водой. Подсчитанное влияние давления в наших исследованиях оказалось несущественным. Очень трудно учитывать влияние минералогического состава, структуры и плотности горных пород.

Ввиду того, что эти факторы косвенно отражены в литологии и стратиграфии пород и их геотектоническом положении, мы сочли возможным положить эти последние в основу группировки. Определяющим фактором явилась литология. Изученные образцы (свыше 500) условно разделены на четыре группы: известняки, мергели, глины и песчаники. В то же время выяснилось, что внутри групп наблюдается довольно большой разброс - даже для очень однородной группы известняков интервал значений равен $(2,5-7,3) \cdot 10^{-3}$ кал/см.сек. $^{\circ}$ С. Поэтому необходимо учитывать геотектоническое положение и возраст изучаемых образцов. В свете этих положений рассмотрим выделенные группы.

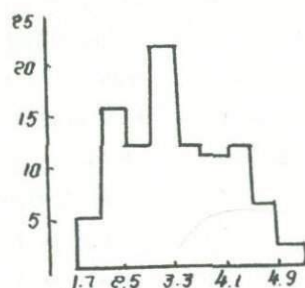
И з в е с т н я к и . Статистическая обработка лабораторных данных дает следующие результаты. Для пород третичной системы зоны западного погружения Грузинской глыбы - $\bar{\lambda} = 5,63 \pm 0,57$; $S = 0,46$ (выборочная дисперсия). Для пород верхнего мела Аджаро-Триалет-



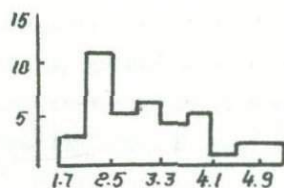
Puc.1



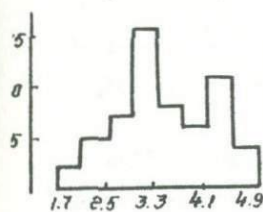
Пуч. 2



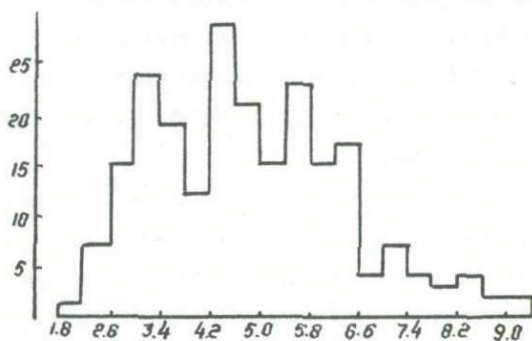
Пуч.3



Пуч.4



Пуч.5



Пуч.6

ской складчатой системы - $\bar{\lambda} = 5,50 \pm 0,3$; $S = 0,32$. Верхнемеловые-палеоценовые отложения зоны западного погружения Грузинской глыбы - $\bar{\lambda} = 4,71 \pm 0,28$; $S = 1,21$, породы неокома там же - $\bar{\lambda} = 4,38 \pm 0,54$; $S = 1,29$. В складчатой системе Южного склона Б. Кавказа флишевые отложения верхней юры имеют $\bar{\lambda} = 3,39 \pm 0,63$; $S = 1,09$. В целом для известняков $\bar{\lambda} = 4,77 \pm 0,22$; $S = 1,22$. Закономерность распределения дается на гистограмме (рис.1).

М е р г е л и . Для пород третичной системы Аджаро-Триалетии $\bar{\lambda} = 5,78 \pm 1,29$; $S = 0,81$. Для пород зоны западного погружения Грузинской глыбы третичного возраста - $\bar{\lambda} = 3,63 \pm 0,82$; $S = 1,20$, верхнего мела-палеоцена - $\bar{\lambda} = 2,93 \pm 0,49$; $S = 1,15$. Распределение числа величин теплопроводности, данное на рис.2, имеет характер, близкий к бимодальному, что объясняется введением в данную литологическую группу какой-то части глинистых известняков и известковистых глин. В целом для мергелей $\bar{\lambda} = 3,36 \pm 0,48$; $S = 1,46$.

Г л и н ы . Наиболее широко эти породы распространены на Грузинской глыбе в третичных отложениях. Гистограмма распределения дана на рис.3. Общие $\bar{\lambda} = 3,29 \pm 0,15$; $S = 0,75$. В данной группе хорошо проявляется влияние геотектоники, когда законы распределения для различных зон в одной и той же геотектонической области различны. Для зоны западного погружения (рис.4) $\bar{\lambda} = 3,09 \pm 0,27$; $S = 0,85$, для зоны восточного погружения (рис.5) $\bar{\lambda} = 3,41 \pm 0,21$; $S = 0,74$. При проверке нулевой гипотезы различие между ними оказалось значимым.

П е с ч а н и к и . В Аджаро-Триалетии третичные породы имеют $\bar{\lambda} = 6,10 \pm 0,23$; $S = 0,60$. В зоне западного погружения Грузинской глыбы $\bar{\lambda} = 3,81 \pm 0,79$; $S = 1,43$, в зоне восточного погружения $\bar{\lambda} = 3,53 \pm 0,31$; $S = 0,78$. В юрских отложениях Южного

склона Б.Кавказа $\bar{\lambda} = 4,96 \pm 0,26$; $S = 1,58$. Различия теплопроводности песчаников, развитых в складчатых системах и на глыбе, достигают больших величин, что находит свое отражение в характере гистограммы (рис.6) общего распределения. В целом для песчаников $\bar{\lambda} = 4,81 \pm 0,22$; $S = 1,67$.

В заключение были проведены проверки нулевых гипотез о равенстве средних и дисперсий для выделенных групп и подгрупп. Общая статистическая обработка всех данных приводит к выделению двух пар (с незначимой разностью внутри пар) - глины и мергели с генеральным средним $\bar{\lambda} = 3,3 \pm 0,4$ и известняки и песчаники с $\bar{\lambda} = 4,8 \pm 0,2$.

Л и т е р а т у р а

- Г. Любимова Е.А., Старикова Г.Н. Лабораторные и теоретические исследования тепловых свойств горных пород. Геотермические исследования и использования тепла Земли. Тр. П совещания по геотермическим исследованиям в СССР. Изд-во "Наука", М., 1966.

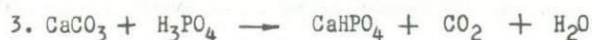
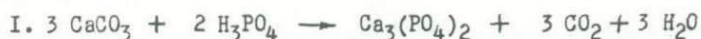
О ПОДГОТОВКЕ КАРБОНАТНЫХ ОБРАЗЦОВ ДЛЯ РАДИОУГЛЕРОДНОГО
ДАТИРОВАНИЯ

При изучении голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений, в том числе и из шельфовых областей, радиоуглеродным методом, важное значение имеет подготовка карбонатных образцов - речных, озерных и морских раковин моллюсков - для датировки и учет ряда факторов для получения более точных и надежных результатов/4, 9, 10, 11 и др./.

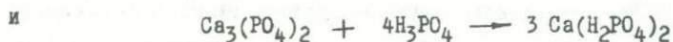
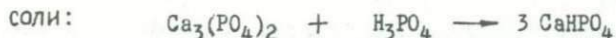
Нами создана система для переработки подобных образцов и последующей очистки счетного газа(рис.1) перед наполнением им пропорционального счетчика. Ракушечный материал прежде всего необходимо тщательно очистить от посторонних механических примесей, затем промыть дистиллированной водой и высушить. Помещая затем образцы в откачиваемую реакционную колбу и заполняя ее необходимым количеством кислоты через воронку с краном, разлагаем его, а выделенный углекислый газ пропускаем через ловушки для влаги, замораживаем жидким азотом и после откачки размораживаем в специальный баллон. Затем газ очищается от примесей несколько раз при помощи CaO /6, 13, 14/. После этого он до измерения хранится в баллоне, предварительно откачанном до высокого вакуума (до 10^{-5} мм рт.ст.)

Желательно проводить разложение образца, помещая предварительно реакционную колбу в жидкий азот, затем долить кислоту, откачать и после этого удалить жидкий азот /7/. Для этой цели мы изготовили специальный сосуд Дьюара из пенополистирола.

Первоначально мы пользовались для разложения карбонатов соляной кислотой. Но эта кислота довольно летучая и при разложении ей требуется принятие дополнительных мер для избавления от весьма нежелательных электроотрицательных примесей. Мы сочли более целесообразным пользоваться фосфорной кислотой. Но при работе с концентрированной кислотой реакция разложения карбонатов не шла до конца, хотя выделенный углекислый газ был достаточно чистым. В том случае, когда образцы имеются в ограниченном количестве, желательно их разложить полностью и получить максимальное количество счетного газа. Причина неполной реакции — в образовании нерастворимых продуктов, которые мешают дальнейшему разложению. Исходя из карбоната, в зависимости от соотношения CaCO_3 и H_3PO_4 могут протекать реакции 1, 2 или 3:



Исходя из средней соли $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ и H_3PO_4 , получаются кислоты



Исходя из CaHPO_4 и H_3PO_4 , получаем кислотную соль $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$:



Мы имеем типичные топохимические реакции, которые не идут до конца количественно. Избежать этого можно при удалении продуктов реакции.

Если кислота в избытке и разбавлена, то образуются более кислые соли, продукты реакции растворимы в воде и диффундируют с по-

верхности образца, обнажая место для реакции. В настоящее время мы пользуемся 20% раствором фосфорной кислоты в бидистилляте.

Поверхностный слой карбонатных материалов загрязняется окружающей средой довольно-таки сильно, что вносит существенные ошибки при датировании в сторону "омоложения". Поэтому 20-30% поверхностного слоя материала удаляется обработкой рассчитанным количеством кислоты (5,8).

Эффект фракционирования изотопов необходимо учитывать при радиоуглеродном датировании, проводя масс-спектрометрические измерения отношения C^{13}/C^{12} и перерасчитывая его на C^{14}/C^{12} /1, 12/. Кейт и Андерсон приводят следующую методику подготовки раковин для масс-спектрометрического анализа на C^{13}/C^{12} . Образцы раковин обрабатываются в 5% растворе гипохлорита натрия для удаления плотного органического материала, затем высушиваются на воздухе, измельчаются и нагреваются в течение 20 минут при $420^{\circ}C$ в потоке очищенного гелия для удаления летучих органических соединений. Очищенный таким образом карбонат кальция раковин обрабатывают 100% H_3PO_4 в откачанной реакционной колбе. Выделяющаяся CO_2 собирается, очищается и анализируется (очистку CO_2 можно производить как в /13/). Рассматриваются также результаты изотопного анализа различных типов раковин и возможные источники ошибок при датировании по раковинам моллюсков из различных водоемов. Максимальные конечные ошибки радиоуглеродного возраста могут составлять около 3000 лет для речных раковин и несколько сот лет для озерных и морских раковин.

Рассматривался вопрос о надежности датирования по раковинам моллюсков /2, 3/ и были поставлены специальные эксперименты. Делается заключение, что максимальное количество "мертвого" углеро-

да, используемого моллюсками для построения раковин, составляет примерно 10-12%, остальное количество углерода в карбонате раковин поступает из пищи или атмосферы и результирующая величина C^{14}/C^{12} должна быть такой же, как и в этих источниках; ошибка в C^{14} датировках по раковинам порядка 1000 лет или несколько выше.

Л и т е р а т у р а

1. M.L.Keith, G.H. Anderson, "Science", 1963, vol.141, No 3581, p. 634 - 636
2. M.Rubin, D. Taylor, "Science", 1963, vol. 141, No 3581, p.637
3. M.Rubin, R.C.Likins, E.G.Berry. Journal of Geology, 1963, vol.71, p.84-88
4. H.A.Polach, J.Chappell, J.F.Lovering Radiocarbon, vol.11, No 2, 1969, p.245-262
5. T.V. Olsson, S.Killee, Radiocarbon, v.6, 1964, p.291
6. Zastawny A. J. Science Instr., 1966, 43, No 3, p.179-181
7. Mann, Seliger, Marlow and Medlock, R.S.I., 1960, vol.31, No 7
8. R.Nydal, Radiocarbon, vol. 4, 1962, p. 160-181
9. Вопросы геохимии и геохронологии океана. П/р В.М.Вдовенко, Изд."Мир", М., 1965.
10. W.S. Broecker, R.Gerard, M.Ewing, B.C.Heesen - J.Geophys.Res., 1960, 65, No 9, 2897
11. Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. Изд."Наука", М., 1967.
12. Старик И.Е. Ядерная геохронология. Изд.АН СССР, М.-Л., 1961.
13. Виноградов А.П., Девириц А.Л., Добкина Э.И., Маркова Н.Г., Мартищенко Л.Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} при помощи пропорционального счетчика. Изд.АН СССР, М., 1961.
14. Буачидзе И.М., Нишарадзе Т.Н., Санадзе А.А., Каджая Ц.Г. Труды Всесоюзного совещания по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод. Изд.Тбил.гос.ун-та, Тбилиси, 1970, стр.111.

И.М.Буачидзе, Г.М.Арешидзе, Э.А.Джавახишвили

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТ ОПОЛЗНЕВОЙ ПОРАЖЕННОСТИ ДЛЯ ГОРНО-СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ ГРУЗИНСКОЙ ССР

Горно-складчатые области характеризуются сложным геологическим и геоморфологическим строением с интенсивным развитием многообразных современных геологических процессов; среди последних на территории Грузии ведущую роль играют оползни, наносящие большой ущерб народному хозяйству республики.

Развитие оползневых процессов обусловлено многообразием природных и искусственных факторов: сложной морфологией, большим диапазоном колебания степени литификации слагающих горных пород, климатическими, гидрогеологическими и гидрологическими условиями и влиянием хозяйственной и инженерной деятельности человека.

Для планомерного освоения территории Грузии необходимо наличие многообразных специализированных карт, среди которых карта оползневой пораженности является одной из ведущих.

Попытка составления указанной карты была нами предпринята в 1964 году. Впервые она была продемонстрирована в г.Киеве на совещании по вопросам изучения оползней и мер борьбы с ними. Более усовершенствованный вариант карты был предложен на Всесоюзной конференции по инженерной геологии в 1971 году. Принципы составления вышеотмеченной карты излагаются в публикуемой статье.

В основу составления карты оползневой пораженности положено выделение областей по наиболее распространенным типам оползней, районов — по коэффициенту оползневой пораженности и подрайонов —

по литолого-петрографическим комплексам горных пород и их территориальному размещению.

В основу типизации оползней положена их классификация, предложенная Г.М.Арешидзе в 1960 году, предусматривающая механизм динамики оползней.

Всего для территории Грузии выделено 5 областей, отмеченные на карте штрихами. Область А - с развитием оползней скольжения - с горизонтальной штриховкой; область Б - оползней-обвалов - клетчатая штриховка; область В - пластических оползней - вертикальная штриховка; область Г - со смешанными оползнями - наклонная штриховка и область Д - неоползневая - без штриховки.

Выделение районов производится по коэффициенту оползневой пораженности; указанный параметр был предложен проф.И.М.Буачидзе в 1964 году; он равен отношению площади, пораженной оползнями, к общей площади района, т.е. $K_{оп} = \frac{S_{оп}}{S_{общ}}$. По коэффициенту оползневой пораженности выделяются 4 вида районов: с низкой оползневой пораженностью $K_{оп} = 0,01 - 0,1$; со средней оползневой пораженностью $K_{оп} = 0,1-0,2$; с высокой оползневой пораженностью $K_{оп} = 0,2-0,4$ и с очень высокой оползневой пораженностью $K_{оп} = 0,4-0,7$. Районы по интенсивности оползневой пораженности на карте отражаются по густоте штриховок. В области А и Б выделены по 2 района с низкой и со средней оползневой пораженностью. В области В - все 4 вида районов. в области Г - один район со средней оползневой пораженностью.

Переходя к рассмотрению подрайонов, необходимо отметить, что нередко степень литификации пород обуславливает тип оползня и коэффициент оползневой пораженности. В областях объединены отдельные формации и инженерно-геологические группы пород, а в районах одно-

типные генетические разновидности. Область А - оползней скольжения - сложена скальными анизотропными породами - глинистыми сланцами с коэффициентом оползневой пораженности $0,1-0,01$ и чередованием известняков и мергелей мела с $K_{оп} = 0,1-0,2$.

В области Б - оползней-обвалов - распространены скальные метаморфические, магматические и вулканогенные породы палеозоя, юры, мела и эоцена. А степень оползневой пораженности определяется как зональным их расположением, так и типом и возрастом горных пород. На нивальном водораздельном гребне и высокогорной части южного склона Кавказии гранитоиды и кристаллические сланцы характеризуются коэффициентом оползневой пораженности $0,01-0,1$, а на Дзирульском, Храмском и Локском массивах $K_{оп} = 0,1-0,2$; что же касается пирокластолитов юры, мела и эоцена, то в юрских пирокластолитах $K_{оп} = 0,01-0,1$, а в меловых и эоценовых - $K_{оп} = 0,1-0,2$.

Область В - пластических оползней - представлена полускальными туфогенно-глинистыми породами юры и палеоген-неогена. Для юрских пород коэффициент оползневой пораженности равен $0,1-0,2$, а для пород палеоген-неогена в зависимости от климатических условий изменяется для Восточной Грузии от $0,01-0,1$ и для Западной $K_{оп} = 0,2-0,4$ и $0,4-0,7$.

Область Г - смешанных оползней - сложена флишевыми образованиями, известняками, аргиллитами, песчаниками, туфопесчаниками и мергелями мезокайнозоя. Указанные породы характеризуются коэффициентом оползневой пораженности, равным $0,1-0,2$.

Область Д - неоползневая - сложена долеритовыми, базальтовыми и андезитовыми лавами верхнего плиоцена и четвертичного возраста и четвертичными рыхлыми отложениями.

В заключение можно отметить, что составленная карта является прогнозной, где выделены площади с разной оползневой пораженностью.

На карте возможен учет площадей неосвоенных земель и тот ущерб, который оползни наносят народному хозяйству.

Для полноты указанной карты необходимо внести поправку на проявления оползней во времени.

М.Г.Кванчадзе, Г.М.Арешидзе

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ ПАЛЕОГЕН-НЕОГЕНОВЫХ ПОРОД,
КАК СРЕДА ЗАРОЖДЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ПРОЦЕССОВ

В Рача-Лечхумской депрессии широко развиты физико-геологические процессы, которые возникают при определенной обстановке, обуславливаемой средой и действующими на нее природными и искусственными агентами.

Под средой объединяются геологическое строение и геоморфологические условия, рассматриваемые на определенной стадии формирования склона; под агентами – поверхностные и подземные воды, климатические условия, выветривание, сейсмика, неотектонические проявления и деятельность человека.

Из физико-геологических процессов в исследованном районе в глинистых породах палеоген-неогена развиты – выветривание, оползни, коллювиальные процессы, эрозия и смыв.

Умеренно-влажный климат и наличие сравнительно непрочных осадочных горных пород обуславливают активный ход процессов выветривания. Здесь широко развиты все три вида выветривания: физическое, химическое и биогенное, которые образуют в разных литологических комплексах горных пород характерные коры выветривания, являющиеся основной средой зарождения и развития большинства склоновых гравитационных процессов.

В палеоген-неогеновых породах кора выветривания хорошо выражена и представлена ее разнообразными типами: в органогенных и гла-

уконитовых полускальных мергелях и скальных известняках палеоцен-эоцена развита щебнисто-глыбовая кора выветривания, мощностью 12-15 м; в полускальных субаргиллитах майкопской серии развит полный профиль коры выветривания, мощностью 7-10 м, местами достигающий до 15-20 м; в чередующихся полускальных и скальных песчаниках и уплотненных глинах среднего и верхнего миоцена развита селективная кора выветривания, общей мощностью 15-20 м.

В палеоцен-эоценовых мергелях в большинстве случаев выделяются все четыре зоны выветривания; соотношение зон в разных типах мергелей различно: в зеленых мергелях развита щебнистая зона $M_{0,2}Ш_{5,5}Г_{3,5}Ст_3$, а в гидроокисножелезистых мергелях - глыбовая зона $M_{0,2}Ш_{0,3}Г_6Ст_3$.

Мощность отдельных зон для субаргиллитов майкопской серии с запада на восток разная: в западной части соотношение зон $M_{0,2-1,5}Ш_{3,5-4}Г_{4-5}Ст_{3-5}$, в восточной - $M_{0,1-0,5}Ш_{2,5-3,0}Г_{1,5-2,5}Ст_3$. В песчано-глинистых породах нижнего и среднего миоцена соотношение мощностей отдельных зон следующее: в песчаниках $M_{0,5}Ш_{3,5}Г_6Ст_5$, а в уплотненных глинах $M_{0,5}Ш_{3-4}Г_{4-5}Ст_2$.

Детальное изучение кор выветривания вышеуказанных горных пород показало, что в профиле выветривания снизу вверх изменяется их состав, структура и текстура, что влечет за собой ухудшение их физико-механических свойств. Но наиболее пониженными показателями характеризуются породы, залегающие на контактах смежных зон, в особенности между зонами щебнистой и глыбовой и реже глыбовой и скрытотрещиноватой. Мощность переходных контактов не превышает 0,1-0,15 м.

В контактных-ослабленных зонах резко повышается содержание

глинистой фракции (43%). Кроме гранулометрического состава, изменяется также текстура, структура и минеральный состав. В палеоценовых известково-мергелистых породах, в субаргиллитах майкопской серии и песчано-глинистых породах нижнего и среднего миоцена глинистый минерал гидрослюдисто-хлоритово-монтмориллонитового типа, в контактных зонах же повышается роль тонкодисперсного монтмориллонитового минерала. В этих зонах происходит интенсивное выщелачивание и разрыхление пород и соответственно с этим возрастает пористость, достигая 50%. Изменяются водные свойства, пластичности равна 20-25, набухание 80-100%, угол внутреннего трения $\varphi = 12-14^{\circ}$, сцепление $C = 0,12-0,2 \text{ кг/см}^2$ и т.д., из-за чего вышеуказанные контакты являются наиболее ослабленными местами на склоне.

Породы кор выветривания при малейшей перегрузке или изменении природных условий залегания и при содействии вод и нарушении их режима легко приобретают текучую консистенцию, в результате чего возникает склоновые пластические - (в субаргиллитах майкопской серии) или овражные оползни истечения. Полевыми наблюдениями установлено параллельное расположение наиболее ослабленных зон к поверхности склона. Наибольшие смещения прослеживаются при уклоне ослабленных зон от $18-20^{\circ}$ до $30-35^{\circ}$.

Наличие мощной коры выветривания с хорошо развитыми ослабленными зонами, обилие подземных вод и эрозионная расчлененность местности обуславливают формирование в палеоген-неогеновых породах весьма благоприятной обстановки для повсеместного возникновения оползней разного типа.

На исследованной территории встречаются четыре основные группы оползней: оползни скольжения, оползни-обвалы, оползни пласти-

ческого истечения и смешанные оползни (Арешидзе, 1971); по возрасту они древние, давние, современные, потенциальные; по мощности — от поверхностных до очень глубоких; по активности — активно действующие, приостановленные, стабилизированные. Поверхность оползневых склонов волнистая с западинами, хаотическая, глыбистая, ступенчатая и др.

Базисы оползания обычно приурочены к логам гидрографической сети, к крупным переломам по склонам, к подошвам верховых склонов надпойменных террас и другим неровностям склонов.

Мощности оползней обусловлены литологией, тектоникой, степенью выветривания, а также наклоном склонов. Для возникновения оползней весьма благоприятным условием является развитие полного профиля выветривания с наложением процессов окисления и выщелачивания.

В субаргиллитах майкопской серии широко распространены пластические оползни мощностью 10–15 м, с коэффициентом оползневой пораженности $K_{оп} = 0,5–0,7$. В сильно дислоцированных породах, Цагерской и Орбельской котловин и в зонах разрывных дислокаций на Рачинском участке синклинали, мощность оползней достигает 20–30 м с коэффициентом оползневой пораженности $K_{оп} = 0,8–0,9$.

В глинисто-песчаных породах среднего и верхнего миоцена при нормальных тектонических условиях оползни мощнее 20–25 м, а степень развития оползней ниже, чем в породах майкопской серии. В Лечхумской котловине и западной части Рачи глинисто-песчаные породы чокрака, караган-конка и сармата дислоцированы, что обусловлено скольжением пород миоцена по подстилающим породам майкопской серии и коэффициент оползневой пораженности здесь $K_{оп} = 0,3–0,5$.

В карбонатно-мергелистых породах палеоцен-эоцена характерны локальные мощные оползни скольжения и оползни-обвалы с коэффициентом оползневой пораженности $K_{оп} = 0,1-0,15$.

В формировании склоновой гравитационной обстановки важное значение имеют краевые дислокации, приуроченные к северному крылу Рача-Лечхумской синклинали. Здесь сформированы крупные, высокие склоны, сложенные сильно трещиноватыми известняками, где особо важное значение имеют системы трещин с наклоном в сторону мульды синклинали. К этим склонам приурочены многочисленные очаги обваливания, осыпания и отседания склонов. Смещенный с крутых известняковистых склонов обвало-осыпной материал накапливается вдоль их подножья, по наклонной эрозионной поверхности пород майкопа, вследствие чего сформирован и продолжает формироваться коллювиальный склон с мощным аккумулярованным чехлом. Залегавшие под ними глинистые породы, ввиду своеобразного обводнения инфильтрующимися через коллювий водами, создают весьма благоприятную оползневую обстановку и по этой причине в западной части синклинали оползневые процессы широко развиты ($K_{оп} = 0,9$).

В восточной части синклинали зона краевой складчатости и краевого надвига по северному ее крылу не продолжается, однако ее мульда и южное крыло дислоцированы разрывами типа взбросов, направленных с юга на север (мухлинский сдвиг, Путиетский, Самтисский, Подхверевский взброс).

Вдоль взбросовой ступени карбонатных и туфогенных пород мела на породы среднего миоцена $K_{оп} = 0,9$, а вдоль поднятых известковых массивов коллювиально-оползневых склонов, развитых в породах среднего миоцена (сс. Патара-Они, Зеда-Шавра, Кедис-убани, Шрома, Саке-

ция) $K_{оп} = 0,5-0,6$. Под влиянием отмеченных разрывных дислокаций породы сильно трещиноваты, крутозалегающие, развита мощная кора выветривания и имеются многочисленные выходы подземных вод, обводняющих крылья синклинали. В настоящее время для изучаемой территории одним из наиболее активных оползнеобразующих факторов нужно считать эрозию.

В эрозионном расчленении территории, кроме главных артерий Риони, Ладжанурис-цкали и Цхенис-цкали, активное участие принимают их боковые притоки. Последние характеризуются прямолинейностью главных тальвегов, и большими продольными уклонами, перистыми или дендритовыми разветвлениями, "У" или клямообразным поперечным очертанием эрозионных врезов веерообразными сборными бассейнами и узкими водоразделами. По склонам речных долин и боковых притоков происходит разгрузка гравитационных и тектонических напряжений, обуславливающих деформацию существующей коры выветривания, с образованием мощных оползневых очагов.

Притоки I и II порядков, обильно распространенные на территории Рачи и Лечхуми, в настоящее время при наличии вышеотмеченной обстановки, являются главными или ведущими агентами, обуславливающими нарушение равновесного состояния склонов и возникновение склоновых гравитационных процессов.

Формирование оползневой обстановки по мере развития гидрографической сети происходит в двух фазах: первая - при формировании вреза главной водной артерии и вторая - при развитии боковых притоков. Склоны долины р.Риони начали формироваться в верхнем плиocene, останцы которых в настоящее время имеются на высотах 500-700 м над руслом реки. Между отмеченными высотами и руслом реки хорошо про-

слеживается пять террас, которые в период их формирования служили базами оползания. Оползанию подвергались породы коры выветривания, которые вновь образовывались после оползания. По мере углубления вреза главной водной артерии зарождались и развивались боковые притоки II и III порядков, увеличивалась их обводненность, длина, глубина и продольные уклоны стока, а равным образом и их эрозионная способность. По мере углубления эрозионного вреза на их склонах возникали оползневые процессы, в связи с чем врезы расширялись поверху, а борта временно выколаживались, однако, скоро наступала следующая стадия эрозионного вреза, и оползневые процессы омолаживались. Эти процессы продолжаются и в современное время, чему способствует воздымание района, доказательством чего служит наличие тонкого слоя руслового аллювия р. Риони, а по боковым его притокам почти полное его отсутствие.

Наблюдениями установлено, что каждому циклу оползневых явлений соответствует эрозионный цикл. Глубинная эрозия в исследованном районе происходит активно, из-за неотектонических движений. По продольному профилю антецедентно развивающейся реки чередуются участки с трудно и легкоразмываемыми породами; на последних формируется весьма благоприятная оползневая обстановка, в которой возникают оползни сингенетично с террасами. После формирования последних, под действием эрозионных врезок гидрологической сети II и III порядков, наступает вторая стадия возникновения и развития оползней в раннеоползневых накоплениях и в породах вновь образовавшейся коры выветривания. Быстрое таяние снегов и обильные ливни обуславливают формирование бурных паводков, вызывающих эрозию склонов, изменение их конфигурации и обстановки с новым соотношением равно-

весия, при котором гравитационные силы выступают на первом месте.

Смыв выветрелого материала происходит интенсивно поверхностными водами и особенно зависит от степени обнаженности склонов, их конфигурации (прирусловые склоны), величины поверхностного потока, а также наличия растительного покрова.

Заключение

1. Кора выветривания палеоген-неогеновых пород является основной средой возникновения оползней.

2. Наиболее ослабленные полосы сдвига приурочены к контактам между зонами выветривания и по мощности не превышают 0,10-0,15 м.

3. Уклоны, вещественный состав и обводнение наиболее ослабленных полос обуславливают параметры и время начала оползания.

РОЛЬ АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ В РАЗВИТИИ СКЛОНОВЫХ
ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ г.ТКИБУЛИ

Влияние инженерно-хозяйственной деятельности человека на ход и направленность природных геологических процессов и явлений особенно ярко проявляется в городах, где антропогенные факторы преобразуют почти все элементы природной обстановки.

Широкий размах строительства в современных городах вынуждает осваивать территории, не совсем пригодные для строительства, что является причиной развития многих нежелательных процессов и явлений.

Проблема человека как геологического фактора остро проявляется и в городах Грузии, где сложные природные условия создают хорошие предпосылки для интенсивного развития антропогенных процессов и явлений. Здесь влияние природных и антропогенных факторов настолько сильно переплетено, что часто затрудняется установление истинных причин развития того или иного процесса, а потому и своевременное его предупреждение.

Своеобразные природные особенности города Ткибули - крупного горно-промышленного центра Грузии - обусловили его развитие в пределах замкнутой котловины, ограниченной со всех сторон высокими горами. Котловина густо расчленена эрозионной сетью, вскрывающей породы байоса, бата и верхней юры, которые с трех сторон (с севера, востока и юга) окаймлены величественными карнизами известняков мела.

В городе распространен осадочный комплекс порфиритовой свиты байоса, сложенный тонко- и толстослоистыми зеленовато-серыми песчаниками с тонкими прослоями алевролитов и пелитолитов. Отложения баша согласно залегают на байосских породах и представлены свитой листоватых сланцев и породами угленосной свиты. Верхняя юра представлена породами пестроцветной свиты, в составе которой главную роль играют обломочные лагунно-континентальные образования пестрой окраски.

Коренные породы на северной, восточной и юго-восточной частях котловины перекрыты мощным делювиально-коллювиальным чехлом, сложенным в основном, известковистым материалом на глинистом, суглинистом или травертиновом цементе. Нередко в этой массе встречаются нагромождения глыб и валунов известняка.

Западные и юго-западные склоны Ткибульской котловины сложены суглинисто-супесчаными породами с обломками песчаников коренных пород. Дно котловины выпрямлено аллювиальными отложениями.

Большое распространение имеют в городе оползневые накопления, а также антропогенные образования. Последними выполнены многие крупные и мелкие овраги или запружены верховья рек и созданы обширные терриконы в местах разработок полезных ископаемых. Мощность четвертичных отложений варьирует в широких пределах: от нескольких до 80 м.

Горные породы интенсивно дислоцированы многочисленными и разнообразными домеловыми и послемеловыми структурами, которые осложнены вторичной складчатостью, внутриформационными разрывами, микроскладчатостью, сбросами и надвигами.

Гидрогеологический облик района, в основном, определяется его геологическим строением и геоморфологическими особенностями. Насмо-

тря на влажный климат и обилие атмосферных осадков, просачивание и накопление вод в глубоких горизонтах происходит в ограниченном количестве. Большая часть выпадающих осадков стекает по крутым и эрозионно-расчлененным склонам котловины в реку Ткибула и ее притоки.

В городе Ткибули развиты многие виды современных геологических процессов и явлений, из которых основными можно считать: выветривание, речную, овражную и плоскостную эрозию, карст, механическую суффозию, оползни, обвалы и осыпи. Развитие этих процессов связано, главным образом, с деятельностью поверхностных и подземных вод, с климатическими условиями, а особенно, с антропогенными факторами, усиливающими или вызывающими данный процесс.

Таким образом, в гор.Ткибули представлены все три категории современных геологических процессов и явлений по классификации Котлова Ф.В.: 1) природные (геологические процессы и явления, не испытывающие влияния деятельности человека), 2) природно-антропогенные (природные, геологические процессы и явления, количественно и качественно измененные деятельностью человека) и 3) антропогенные (геологические процессы и явления, целиком вызванные деятельностью человека).

В последнее время, в связи с ростом и коренным преобразованием города, большое распространение получили 2 последние категории процессов и явлений, наносящие большой урон народному хозяйству и угрожающие жизни населения города. Особенно это касается оползневых и обвальных проявлений, которые, можно сказать, в большинстве случаев являются результатом нерациональной инженерно-хозяйственной деятельности человека.

Антропогенный фактор в развитии оползневых и обвальных про-

цессов в условиях развивающегося города, расположенного в сложных геологических и геоморфологических условиях, особенно наглядно проявляется при изменении конфигурации склонов, при освоении непригодных для строительства склонов и при нарушении водного режима на склонах.

Изменение конфигурации склонов путем устройства выемок, полу-выемок и т.д. вызывает изменение соотношения удерживающих и сдвигающих сил в горном массиве, что часто сопровождается развитием склонных гравитационных процессов. Эти явления наиболее активно проявляются при наличии ослабленных зон в массиве, какими могут быть: контактная поверхность делювиальных грунтов и коренных пород (особенно если эта зона обводнена), оглинившиеся слои в элювии коренных пород, трещиноватые зоны и др.

Сползание делювиального, почвенно-растительного и делювиально-коллювиального покрова по коренным породам наблюдалось нами в Ткибули во многих местах, но особенно хорошо процесс проявляется по откосам дорог, например у АТК, по дороге Ткибули-Амбролаури, на ул. Бараташвили, Церетели и др.

Оглинившиеся слои в элювии горных пород в случаях падения пород в сторону склона часто являются поверхностью скольжения оползня. Такие случаи имеют место при эрозионном воздействии речных вод или при подрезке склонов в связи с инженерно-хозяйственной деятельностью человека.

Примером может служить оползень, расположенный над территорией оперативного взвода Ткибульского ВГСЧ. Крутой склон, у подножья которого расположены сооружения ВГСЧ, сложен толстослоистыми песчаниками байоса с содержанием прослоек аргиллитов. Элювий коренных пород представлен глыбовой и щебеночной зонами выветривания мощ-

ностью до 7-8 м. В коренных породах устроены учебные горные выработки: штольня протяженностью до 30 м, горизонтальные и наклонные штраки и теплокамеры. В связи с подсечкой слоев коренных пород у основания склона произошло смещение пород со склона. Ширина оползня составила 20 м, длина тоже около 20 м. Мощность ползущего слоя 3-6 м. Оползень носил характер согласного скольжения, соскальзывали пачки элювия по плоскости наложения пород. Сместившимися блоками пород была разрушена часть учебной штольни на протяжении 8 метров и деформирована стена жилого восьмиквартирного дома барачного типа. Над образовавшимся крутым откосом нависли крупные глыбы пород, представляющие реальную опасность для нижерасположенных зданий жилого дома, гаража и частично для служебного корпуса ВГСЧ. Установление факторов, способствующих оползанию (наличие ослабленных зон в массиве, совпадения падения слоев с уклоном склона, положение штольни и др. горных выработок, подсечка, просачивание поверхностных вод в трещиноватую зону) позволило провести мероприятия, стабилизирующие оползень.

Освоение непригодных для строительства участков, таких, как например, оползневые склоны, должно осуществляться лишь в исключительных случаях, так как стабилизация оползневого склона связана с большими затратами. Однако, в Ткибули нередки случаи заселения оползневых склонов без их предварительного закрепления. Такова, например, улица Советская, где инженерно-хозяйственная деятельность человека еще более способствует развитию деформационных явлений и поэтому многие сооружения здесь находятся в аварийном состоянии.

Подсечка оползневого склона у дирекции шахты им. В.И. Ленина в связи со строительством нового здания дирекции вызвала активизацию

оползня и разрушение двухэтажного жилого дома. При строительстве нового стадиона подъездная дорога пересекла оползневое тело и также активизировала оползень. У нового железнодорожного вокзала перенос полотна в нагорную сторону оживил оползневой процесс и его стабилизация потребовала значительных затрат.

Если в центральных частях города Ткибули влияние антропогенного фактора в какой-то мере контролируется и направляется, то на окраинах города на это не обращается никакого внимания, поэтому антропогенные процессы и явления здесь широко представлены. Эти процессы вызваны, в основном, разработкой карьеров гидрозакладочных песков и укладкой терриконика и вскрышных пород месторождений.

Открытая разработка гидрозакладочных песков осуществляется взрывными работами и последующей обработкой разрыхленного материала мощными струями гидромониторов. Склоны, по которым идут разработки, находятся в предельно устойчивом состоянии, а поэтому изменение их конфигурации, мгновенные сотрясения и переувлажнение приводят к интенсивному развитию оползней. Расположенная на этих же склонах водопроводная сеть питьевых и технических вод нередко состоит из труб разного диаметра и в местах их соединений происходит утечка вод. Они представляют дополнительный, весьма существенный фактор для нарушения устойчивости склонов.

Терриконики и вскрышные породы месторождений вызывают перегрузку склонов, ухудшают условия равновесия и способствуют образованию оползней, как например, у вентиляционного ствола шахты им. Орджоникидзе.

Накопление большого количества разрыхленного материала в крутых оврагах создает угрозу образования при соответствующих метео-

рологических условиях селевых потоков с нежелательными последствиями для города.

Влияние человека на развитие гравитационных процессов в гор. Ткибули не ограничивается непосредственным воздействием на условия равновесия склонов, а выражается в подготовке среды, благоприятной для зарождения и развития того или иного процесса.

Климатические условия, сложное тектоническое и геоморфологическое строение района, состав и состояние горных пород обуславливают активный ход естественных процессов выветривания, интенсивность которых нередко возрастает при воздействии искусственных факторов. Выветривание изменяет состав и строение пород, понижает их физико-механические показатели, что приводит к образованию в массиве горных пород ослабленных зон и развитию гравитационного процесса.

Устройство выемок и полувыемок, подсечки, образование искусственных обнажений в местах открытых разработок гидрозакладочных песков, обнажение коренных пород путем вырубki леса и усиления плоскостной эрозии, нарушение водного режима создают искусственные условия для усиления процессов выветривания, тем самым способствуя созданию среды для развития оползневых и обвальных явлений.

В заключение нельзя не отметить, что антропогенные факторы на территории гор. Ткибули играют не только отрицательную роль, способствуя зарождению и развитию нежелательных процессов и явлений, но и конечно, положительную, проявляющуюся в проведении различных инженерных мероприятий, обеспечивающих замедление или полное прекращение естественных процессов и претворение зарождения новых природно-антропогенных или антропогенных процессов и явлений.

Л и т е р а т у р а

1. Котлов Ф.В. Взаимосвязь природных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений. Сб. "Природные физико-геологические и инженерно-геологические процессы и явления". Изд.АН СССР, М., 1963.
2. Котлов Ф.В. Антропогенные геологические процессы и явления. Сб. "Вопросы инженерной геологии", М., 1970.
3. Петриашвили Г.С., Церцвадзе Л.А. Инженерно-геологические условия оползней на территории города Ткибули. Отчет, Тбилиси, 1971.

Э.Д.Церетели

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СРЕДА РАЗВИТИЯ СЕЛЕВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА ЮЖНОМ СКЛОНЕ Б.КАВКАЗА И ВОПРОСЫ ИХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Из сложных комплексов природно-ландшафтных факторов развития селей, геолого-литологическая среда является одной из ведущих в формировании очагов селеобразования. Литолого-петрографический состав, состояние и инженерно-геологические свойства продуктов разрушения исходных пород, определяют не только количество накопленных обломочных образований в очагах селеобразования, но и интенсивность развития склоновых процессов, принимающих непосредственное участие в формировании твердой составляющей селей. Как справедливо отмечает С.М.Флейшман (1970), какое бы количество осадков не выпало в данном водосборе, образование селя невозможно, если на склонах и в руслах рек не окажется достаточного для формирования селя количества рыхлообломочного материала.

В тесной зависимости от литолого-петрографического состава горных пород и устойчивости их к процессам денудации, находятся также генезис и динамика селевых потоков, частота прохождения селей, степень пораженности ими бассейнов рек в региональном масштабе и прогноз развития этих явлений во времени и пространстве.

На южном склоне Б.Кавказа проявления селей известны во всех физико-географических областях. Однако, в зависимости от устойчивости горных пород к процессам денудации, вещественного состава продуктов разрушения и степени насыщенности ими очагов селеформирования, категория селеактивности бассейнов рек, расположенных даже в одной и той же ландшафтно-климатической зоне, изменяется в

значительных пределах.

Учитывая особенности зонального и регионального развития основных литолого-петрографических комплексов горных пород, формирующих близкие по генетическим условиям седали, в пределах южного склона Б.Кавказа, для сравнительной оценки влияния литолого-петрографического состава на условия формирования селей, приведем некоторые из основных инженерно-геологических характеристик комплексов пород кристаллической, терригенно-метаморфической, флишево-карбонатной, вулканогенной и карбонатной формации.

Породы кристаллической формации доверхнепалеозойского возраста слагают нивальную зону центрального поднятия Главного хребта, южной границей которой служит Главный надвиг, выраженный в рельефе крутым уступом. Формация представлена кристаллическими сланцами хлорит-мусковитового, серицит-гранатового и кварц-серицитового состава, анизотропными гнейсами и гранитоидами (Ш.И. Джавахишвили, 1970). Основная масса состоит из кварца (47,2 - 71,7%), плагиоклаза (2 - 20%), мусковита (3 - 40%) и биотита (5 - 30%). Содержатся также в разных количествах алюминий (12 - 230), магний (2,8 - 9,4%), железо (0,1 - 3,7%), кальций (4,6 - 14,6%) и натрий (1,5 - 6,4%), процентное соотношение которых заметно влияет на прочностные свойства пород.

Породы кристаллической формации создают высокогорный скалистый рельеф с преобладающими уклонами поверхности 25 - 45°. Эрозионные врезы, расчленяющие ледниково-нивационные склоны, молодые, со средними уклонами тальвегов в пределах II-26° и больше.

В ненарушенном состоянии породы обладают высокими показателями прочности, водостойкости и сопротивления сдвигу. Однако в зонах тектонической раздробленности, интенсивной трещиноватости и

сланцеватости пород климат вечных снегов и ледников оказывает значительное влияние на их прочностные свойства. Установлено, что если для невыветрелых разностей кристаллических пород прочность составляет $1600 - 2300 \text{ кг/см}^2$ при объемном весе $2,73 - 2,90 \text{ г/см}^3$ и пористости $0,3^7 - 0,91\%$, то в зоне сравнительного выветривания и дробления показатели ее снижаются в $1,5 - 2$ раза; у некоторых, заметно измененных пород, прочность падает до $100 - 50 \text{ кг/см}^2$. Прочность гранитоидов и гнейсов при 25-кратном замораживании и колебании температуры от $+10^0$ до -20^0C уменьшается от $1,5$ до 4 раз.

Таким образом, на территории развития пород кристаллической формации основными поставщиками обломочного материала в очагах селеобразования могут быть зоны предварительно механически ослабленных пород, где процессы морозного выветривания и дезинтеграции их протекают наиболее интенсивно. При этом, накоплению рыхлого глыбово-обломочного материала коры выветривания в очагах селеобразования способствуют высокая сейсмическая активность, крутые борта долины, камнепады, обвалы, осыпи и снежные лавины. Преобладающая фракция поступающих материалов крупнее 200 мм составляет $70 - 80\%$; среди них нередки включения глыб размером $1,5 - 5 \text{ м}$. Форма их стрельчатая, плейчатая, плитчатая, игольчатая и грубоугловатая.

Очаги селеобразования обычно отличаются малым количеством поступающих рыхлообломочных продуктов. При формировании селей в основном происходит полная разгрузка твердого стока из очагов. Преобладающий тип селей водокаменный.

Для насыщения очагов твердым материалом и формирования крупных селей требуется примерно два десятка лет. Однако, в некоторых верхних притоках бассейнов рек Риони, Ингури и Терека имеет место и более частый сход селей, но в таких случаях в питании селей

обычно принимают участие моренные образования отступающих ледников. В связи с этим иногда формируются сели каменногрязевого состава.

На территории Б.Кавказа высоким коэффициентом селеактивности отличаются комплексы пород терригенно-метаморфической и флишево-карбонатной формации мезозоя и палеогена, которые пользуются наибольшим пространственным развитием в пределах гипсометрических высот 1500 - 4000 м.

Селевым явлениям подвержены почти все крупные и малые водотоки бассейнов рек Ингури, Цхенисцкали, Риони, Арагви, Коани, Терека, реки горной Тушетии, левых притоков Алазани, Мзымта и др.

Для данной области эрозионные процессы являются главными рельефообразующими факторами, а созданные ими формы - господствующими. Степень горизонтального расчленения составляет 3 - 5 км на 1 км и больше. Подавляющее большинство селеносных рек относится к классу горных с невыработанным продольным профилем, со средними уклонами русел в II - 26⁰ и более и крутыми эрозионно-осыпными склонами, нередко достигающими высоты нескольких сот метров.

Литологически комплекс представлен интенсивно дислоцированными, часто смятыми в мелкие складки и осложненными тектоническими нарушениями, аспидными и глинистыми сланцами, песчаниками и мергелями, мергелистыми и песчанистыми известняками и аргиллитами.

Обнажающиеся на поверхности, преимущественно полускальные, водонестойкие породы, находятся под влиянием интенсивного выветривания, смыва и постоянного возобновления гравитационных процессов. Степень воздействия агентов выветривания и денудации находятся в полном соответствии с петрографо-минералогическим составом пород и их изменяющимися инженерно-геологическими показателями.

Установлено, что для сланцев песчано-алевритового и алевритопелитового состава, терригенный материал которых представлен кварцем, кислым плагиоклазом, мусковитом и измененными пластинками биотита, а глинистый минерал — преимущественно гидрослюда с участием хлорита и каолинита, предел прочности на сжатие в воздушно-сухом состоянии колеблется от 700 до 1700 кг/см². Показатели прочности их при воздействии водной среды и морозного выветривания заметно снижаются (до 560 — 130 кг/см²), а в ряде случаев разрушаются совсем.

Для свежих кварцевых и аркозово-кварцевых песчаников на гидрослюдисто-хлоритовом цементе, при их объемном весе 2,50 — 2,70 г/см³, пористости 0,51 — 1,40% и водопоглощении 0,19 — 2,77%, прочность составляет 1100 — 2200 кг/см². В сравнительно выветрелой породе снижается в 4—5 раз, а при воздействии водной среды и морозного выветривания — примерно в 6 — 10 раз.

Механическое разупрочнение особенно быстро протекает в карбонатных песчаниках, где наряду с физическим выветриванием происходит и химическое — выщелачивание. Данные химического анализа показывают, что содержание в них легкорастворимых минералов составляет 1 г на 100 г породы и более; в результате этого при воздействии водной среды происходит заметное ослабление прочности их жестких связей. Особенной податливостью к выветриванию отличаются тонкорассланцованные, размягчающиеся мергелистые сланцы, мергели и глинистые песчаники. У мергелей в зоне выветривания прочность снижается с 1100 — 1000 до 470 — 130 кг/см². Для свежих мергелистых сланцев показатели прочности варьируют в пределах от 130 — 200 до 600 — 900, нередко снижаясь после смачивания до 70 — 50 кг/см²; в ряде случаев в зоне выветривания прочность их падает до нуля.

По результатам трехлетних режимных наблюдений, среднее значение показателя выветривания составляет: для аспидных и глинистых сланцев - 0,20 - 0,34, для мергелей и мергелистых сланцев - 0,33 - 0,39, карбонатных и глинистых песчаников - 0,12 - 0,15, а крепких а аркозовых песчаников - 0,08 кг/м² в год.

Таким образом, преобладание в разрезе неустойчивых к процессам выветривания и денудации пород создает исключительно благоприятную среду для развития мощного чехла коллювиально-делювиальных образований и формирования оптимальных условий очагов селеобразования, насыщенных рыхлообломочными продуктами.

По приближенным подсчетам среднегодовое количество продуктов разрушения, накопленных в селеносных бассейнах за счет выветривания на участках активной денудации, составляет: для Дуруджи 30 тонн, Ласли и Мулхура (притоки р.Ингури) - 44,1 и 26 т, Лахашури (приток р.Цхенисцкали) - 22 т, Сакаура (приток р.Риони) - 33,3 т, а для притоков р.Арагви - Мугуда и Дгналишеви - 45,5 и 60,6 тонн. При этом, в результате активизации склоновых процессов почти во всех селеносных бассейнах рек наблюдается заметное увеличение площадей активного выветривания.

Обычно, в продуктах выветривания годовичного цикла материалы крупнее 20 мм в среднем составляют 53 - 60%, 20 - 1 мм - 40-56%, а фракции меньше 1 мм содержатся не более 4%, тогда как в дезинтегрированных продуктах 3-летнего накопления количество фракций меньше 1 мм увеличивается до 10-15%, а крупнообломочные образования измельчаются и преимущественно распадаются на пластинки, иголки, щебенку, образуя легкоподвижные осыпи.

В делювиальных отложениях преобладает тонкодисперсная фракция (70 - 80%) в основном глинисто-суглинистого состава, обогащенная

гидрослюдистыми минералами. Отложения преимущественно размокаемые, со средним значением пределов текучести 42-54% и раскатывания 26-29%. Размывающая скорость тонкоплитчатых продуктов выветривания и делювиальных суглинисто-обломочных образований определена в I, 28-2, 27 м/сек (Мачавариани н.Г., 1972).

Исходя из вышеизложенного, можно заключить, что поступающие в очаги селеобразования в большом количестве рыхлообломочные продукты с эрозионно-гравитационных и делювиальных склонов за счет выветривания, осыпания, солифлюкци, оползней и размыва, создают потенциальную возможность для зарождения мощных селевых потоков в среднем раз в 2-3 года, в основном структурно-несвязных селей каменногрязевого типа.

Породы вулканогенной формации среднеюрского возраста, представленные роговообманковыми и альбитовыми порфиритами и их туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, лавовыми брекчиями и подчиненными им песчаниками и сланцами, в пределах среднегорья западной части Б. Кавказа благоприятствуют развитию селей с коэффициентом средней селеактивности. Однако, ввиду неоднородной устойчивости пород к процессам выветривания и эрозии, поступление твердой составляющей селей имеет исключительно селективный характер.

Слагаемый высокопрочными ($\sigma_{вр}$ - до 1700-2000 кг/см²) и водостойкими породами порфиритового состава эрозионно-скалистый рельеф отличается большой устойчивостью склонов, с горизонтальным расчленением до I-I, I км/км². В результате механического разупрочнения пород образуются глыбовая и глыбово-обломочная зоны выветривания и слагающие их продукты крупнообломочного состава, среди которых содержание материала крупнее 200 мм превышает 85-90%. Из площади активного выветривания в годовом разрезе осыпаются материалы в

среднем 0,05 - 0,06 кг/м².

В литологическом комплексе вулканогенных пород сравнительно легкой податливостью к процессам денудации и эрозии отличаются туфобрекчи, туфопесчаники и слоистые туфы на глинисто-пепловом цементе. В этих породах степень горизонтального расчленения достигает 2,5 - 3 км/км². В процессе выветривания показатели прочности с 1300-2000 кг/см² в глыбовой и глыбово-обломочной зоне падает до 980 - 500 кг/см², а пористость увеличивается в 16 - 20 раз. Нередко формируется мощная кора выветривания (до 15 - 20) от глыбово-обломочной зоны до тонкого дробления.

Результаты стационарных исследований показывают, что среднее значение сносимого материала из площадей активного выветривания составляет для слоистых туфов и туфопесчаников 0,11 - 0,14, а для туфобрекчий - 0,31 кг/м² в год. Продукты выветривания дезинтегрируются сравнительно быстро. В годичном цикле выветривания продукты разрушения распределяются в следующей последовательности: материалы 200-50 мм занимают более 35-40%, крупнее 200 мм - 12-15%, фракция 50-20 мм - 15%, 20-2 мм - 30%, а меньше 2 мм - 4,5%.

Обычно накопление продуктов разрушения в очагах селеобразования происходит за счет обвально-осыпных процессов, размыва и отчасти снежных лавин. В нормальных условиях очаги селеформирования не успевают насыщаться твердым материалом. Период селепроявления в среднем составляет 10-15 лет. Преобладающий тип потока неструктурный водокаменный и каменногрязевой.

Область распространения высокопрочных пород карбонатной формации верхней юры и мела, несмотря на большую выдержанность площадей активного выветривания в очагах селеобразования, по характеру селеформирования отличается самым низким коэффициентом пораженности.

Массивные и грубослоистые доломитизированные и кристаллические известняки, доломиты, брекчиевидные, песчанистые и мергелистые известняки и подчиненные им мергели в пределах средне- и высокогорья передовых хребтов западной части Б.Кавказа обуславливают развитие глубокообрезанных каньонообразных ущелий в основном гравитационно-обрывистыми бортами, нередко достигающими сотен метров высоты. Вследствие интенсивной инфильтрации атмосферных и поверхностных вод по системам карстовых пустот и трещин, процессы линейной эрозии ограничены до $0,3 - 1 \text{ км/км}^2$.

В зависимости от вещественного состава, структуры, степени доломитизации и перекристаллизации карбонатных пород, меняются в широких пределах их прочностные свойства. Особенно высокими прочностными показателями (до $1270-2200 \text{ кг/см}^2$) отличаются окварцованные, криптокристаллические и доломитизированные известняки и доломиты; для песчанистых, мергелистых, брекчиевидных и тонкослоистых глауконитовых известняков пределы прочности колеблются в пределах $450-930 \text{ кг/см}^2$.

Карбонатные породы, подвергаясь физическому выветриванию и химической денудации, в зоне поверхностной циркуляции образуют глыбовую и глыбово-обломочную кору дробления с последующими распадами на продукты различной крупности. В зависимости от податливости пород к процессам денудации, количество выветрелых продуктов, накопившихся в нормальных природных условиях, колеблется в пределах $0,06-0,10 \text{ кг/м}^2$ в год.

В дезинтегрированных колловиально-осыпных продуктах выветривания карбонатных пород всегда преобладают крупнообломочные образования, среди которых глыбовые и крупнообломочные материалы (крупнее 100 мм) составляют $46-64\%$, средней крупности ($50-100 \text{ мм}$)-

- 26-35%, щебнистые (10-2 мм) - 13-24%, а фракция меньше 2 мм не превышает 2-9%. Эти образования у подножья известняковых карнизов, в ряде случаев превращены в брекчии с глинисто-травертиновым цементом.

Обычно селеносные реки, приуроченные к карбонатным породам, не имеют обособленных очагов селеобразования и, несмотря на наличие больших площадей гравитационных склонов, они не насыщаются твердым составляющим; в большинстве случаев формируются не мощные сели водокаменного состава.

Сравнительно высоким содержанием продуктов разрушения отличаются селевые очаги, приуроченные к зонам тектонических нарушений, по линиям которых нередко сосредоточены процессы отседания склонов, крупные оползни-блоки и обвалы.

• Л и т е р а т у р а

1. Аджар Алиев. Роль геологических факторов формирования селей в горах Азербайджана. Материалы Всесоюзного совещания по изучению селевых потоков и меры борьбы с ними.
2. Буацидзе И.М., Арешидзе Г.М., Бердзенишвили Д.П., Джавахишвили Э.А. Формирование состава и инженерно-геологических свойств селевых выносов р.Дуруджи. Труды НИЛ ГПИ, № 4, 1972.
3. Джавахишвили Ш.И. Кристаллические сланцы южного склона Б.Кавказа. Тбилиси, 1970.
4. Думитрашко Н.В. Геологические условия образования селей в СССР. Материалы V Всесоюзного совещания по изучению селевых потоков и мер борьбы с ними.

5. Думитрашко Н.В., Будагов Б.А., Ермаков Е.Е., Флейшман С.М.
Проблема селей и их изучение. В кн. "Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., 1970.
6. Мачавариани Н.Г. Влияние размываемости и некоторых физико-механических свойств горных пород на формирование стока взвешенных наносов. Труды НИЛ ГПИ, № 4, 1972.
7. Окуджава Е.А. К вопросу о роли геологических процессов и некоторых физико-механических свойств грунтов в формировании селевых потоков. Материалы У Всесоюзного совещания по изучению селевых потоков и мер борьбы с ними.
8. Флейшман С.М. Сели. Л., 1970.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО МОРЯ
В ПРЕДЕЛАХ АДЖАРИИ

Инженерно-геологическое изучение шельфовой зоны Аджарии имеет важное научно-практическое значение в связи с перспективами народно-хозяйственного и курортного освоения, а также с проблемой добычи полезных ископаемых на подводном склоне.

Динамика побережья Аджарии впервые исследовалась Д.Д.Свищевским/4/. Как объект для разведки полезных ископаемых, побережье Аджарии изучалось еще в 1932-1934 гг. Поисково-разведочные работы продолжались и в последующие годы. В 1962-1963 гг. Грузгеолуправлением (Ф.Г.Парцвания, И.Г.Оситашвили) в пределах подводного берегового склона Черного моря Аджарии было разведано месторождение магнетитовых песков. Что касается инженерно-геологических исследований шельфа данного района, то эти работы впервые были начаты в 1964 г. под научным руководством И.М.Буачидзе/1, 2/ сектором гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР с участием автора.

Исследования проводились с экспедиционного судна "Геолог", оснащенного необходимой аппаратурой и приборами, с применением вибропоршневого бурения и сейсмоакустического профилирования.

Результаты этих исследований позволяют установить некоторые особенности инженерно-геологических условий шельфа Аджарии. К этим особенностям мы относим геолого-геоморфологическое строение и характер литодинамических процессов, которые по-разному проявляются на разных участках исследуемого района. (Рис.1).

От устья р.Супса до мыса Цихисдзири береговая зона примыкает к широко развитой здесь Новочерноморской террасе. Подводный каньон р.Супсы, которым начинается исследуемый район, как показал анализ эхограммных записей, имеет один глубокий центральный гальвет и несколько, параллельных центральному, менее глубоких подводных долин. Среднегодовой сток пляжеобразующих наносов р.Супса составляет примерно 25000 тонн /3/. Твердый сток ее питает, в основном, пляжи и подводный склон исследуемого района от устья р.Супса до р.Натанеби. Изучение проб песчаных отложений, поднятых с больших глубин Супсинского каньона, позволяет предположить, что определенное количество наносов твердого стока р.Супса не принимает участия в питании береговой зоны и увлекается потоками на большие глубины. До левобережья р.Натанеби пляж и подводный береговой склон песчаные; анализ этих песков показал высокое содержание в них магнетита. Пески, в основном, серые и темносерые, мелкозернистые и тонкозернистые, они развиты на подводном склоне до глубины моря 27-29 м, с последующим переходом в илистые пески, илы. Уклоны подводного склона к югу увеличиваются и если на правом берегу р.Супса уклон равен $0,007$, то между устьями рек Сефа и Натанеби составляет $0,02$. На контакте песка с илом наступает свал глубины с характерным уклоном $0,16$.

Галечный материал на подводном склоне появляется с левого берега р.Натанеби. С появлением галечного материала заметно резкое увеличение уклонов. Наибольшая крутизна подводного склона описываемого района наблюдается в Кобулети ("Пичвиари"), где галечный материал слагает подводный склон с уклонами $0,1-0,2$ до глубины моря 3-4 м и контактирует с разнозернистыми песками, которые в свою очередь распространяются до глубины моря 25-27 м, после чего посте-

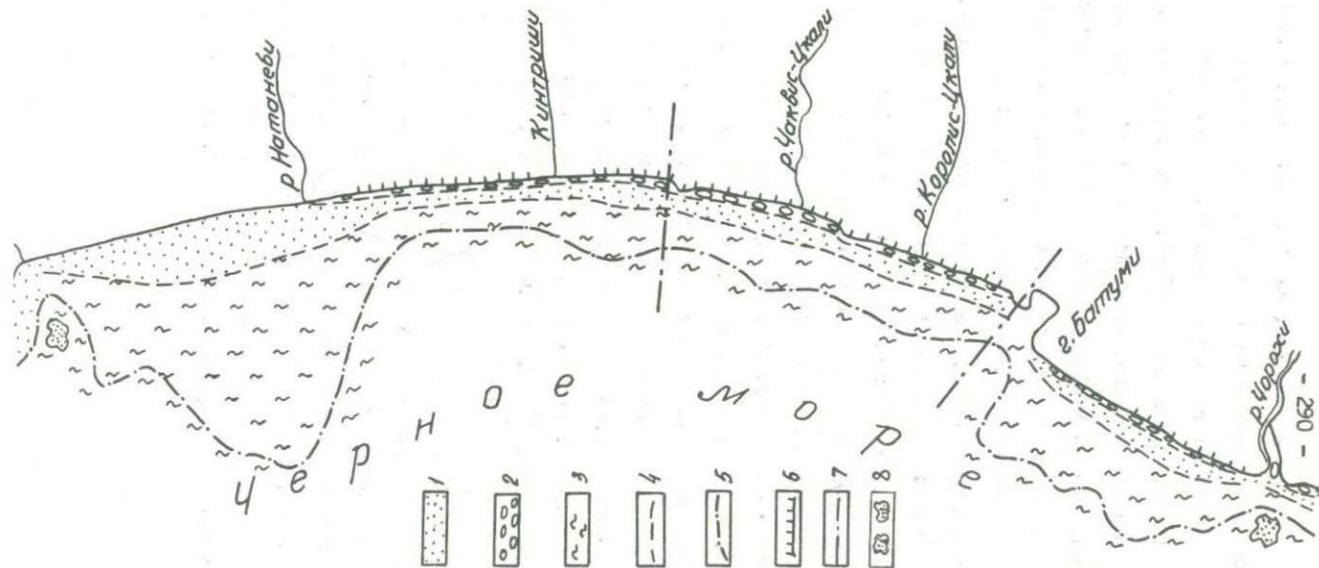


Рис. I Схематическая инженерно-геологическая карта.

1. Пески. 2. Галечники. 3. Илы. 4. Граница между литологическими разностями.
5. Граница шельфа. 6. Размыв берега. 7. Граница между участками. 8. Подводные осыпи.

пенно переходят в илистые осадки. По мере продвижения в южном направлении ширина галечного дна увеличивается, что объясняется увеличением в составе твердого стока рек галечного материала. Галечники представлены андезитами, гранодиоритами, андезитовыми порфиритами, туфопесчаниками и др. Петрографический состав гальки показывает, что они привносятся реками из северного склона Малого Кавказа и распространяются вдольбереговыми потоками наносов на подводном склоне.

Илистые отложения от р.Супса до м.Цихисдзире распространены с глубины моря 25-30 м и характеризуются низкими показателями сдвига ($\mu = 2-4^0$, $C=0,05-0,09$). В вертикальном разрезе или сверху жидкие, в основном слабопластичные.

Описанные выше донные отложения от р.Супса до м.Цихисдзире, по данным микросейсмоакустического профилирования, в вертикальном разрезе характеризуется большой мощностью, превышающей 100 м (предел досягаемости микросейсмоакустической аппаратуры).

Одним из главных факторов влияния на процессы динамики этого участка являются реки Супса и Натанеби, выносы которых обеспечивают сравнительную стабильность берегов в междуречье Супса-Натанеби. Реки Кинтриши и Чаквисцкали выносят малое количество галечного материала. Эти галечники по составу однообразные, перемещение их происходит с юга на север, слагая определенную часть береговой зоны Кобулет. Однако петрографический анализ галечников у Кобулет показывает, что в основном пляжи и подводная береговая зона на этом участке состоят из выносов р.Чорохи. В настоящее время перемещение наносов р.Чорохи севернее порта Батуми резко ограничено - этому препятствует каньон у мыса Бурун-Табие и Батумский порт (порт построен почти 90 лет назад). Поэтому, по причине недоста-

точности количества наносов рр. Кинтриши, Чаквисцкали и других мелких рек от порта Батуми до Кобулет, почти на всем протяжении, происходят размывы берегов, которые в некоторых местах принимают особенно большие размеры.

Южнее Кобулет, к морю примыкают северные склоны Аджаро-Триалетской складчатой системы (м. Цихисдзири). Шельф узкий, непосредственно от уреза подводный склон начинается крутыми уклонами; уклон галечного дна составляет $0,3(16^{\circ})$. Галечники представлены андезитами, андезитовыми туфами, гранодиоритами, андезитовыми порфиритами, туфопесчаниками и др. С глубины моря 3-4 м на дне появляются пески. Песчаные наносы слагают дно с уклоном $0,01$ до глубины моря 20-30 м. Пески в вертикальном разрезе сверху тонкозернистые и мелкозернистые, а ниже часто встречается более крупнозернистая фракция. Залегание более мелкого материала над крупным отмечалось почти везде, что, очевидно, указывает на процесс наступания моря на сушу и связаны с новейшими тектоническими движениями.

Илистые отложения развиты с глубины моря 25-30 м. Илы в основном слабопластичные, по минералогическому составу монтмориллонитовые, с содержанием кальцита; в верхней части обычно жидкой консистенции, а внизу по вертикальному разрезу уплотняются.

В процессах литодинамики илы, по сравнению с донными песками и гравийно-галечными наносами, играют подчиненную роль.

Движение наносов в пределах данного участка, по нашим данным и данным прежних исследователей, происходит с юга на север. Скальные породы, спускающиеся непосредственно к урезу моря, образуют несколько выступов и вогнутостей между м. Цихисдзири и Зеленым мысом; южные склоны этих форм рельефа покрыты наносами. Это явление, наряду с данными петрографического состава наносов и фактором от-

клонения устьев рек с юга на север, указывает на существование потока наносов северного направления на этом участке.

Одним из главных факторов развития береговой зоны и подводного склона является волновой режим моря. Южнее Зеленого мыса береговая зона почти защищена от штормов юго-западного направления мысом Бурун-Табие, вследствие чего небольшие речки, впадающие в море севернее мыса Бурун-Табие, не носят следов южного влияния волнового режима и имеют прямые дельты. Южнее с.Махинджаури крутизна подводного склона увеличивается, но после м.Бурун-Табие происходит резкое выполаживание дна и сравнительно широкий подводный склон с пологими уклонами распространяется до правого берега р.Чорохи.

От м.Цихисдзири до порта г.Батуми, микросейсмоакустикой нами зафиксировано появление на подводном склоне коренных пород, которые сверху перекрыты сравнительно маломощными голоценовыми и современными терригенными осадками (рис.2). Эти коренные породы представляют собой продолжение вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена, которые слагают побережье на этом участке. Погружение вулканогенно-осадочных пород среднего эоцена в море обуславливает развитие узкого и крутого шельфа на этом промежутке исследуемой территории.

На всем протяжении от м.Цихисдзири до порта г.Батуми происходит размыв берегов, вызванный дефицитом пляжеобразующих наносов. Исключение составляют отдельные узкие пляжи, в основном, у выхода рек, где более или менее стабильные участки.

Участок от порта г.Батуми до м.Календер примыкает к Кахаберской изменности. На этом участке шельф расширяется, но максимальная ширина его не превышает 5 км. Выполаживание подводного склона наблюдается до правого берега р.Чорохи, где на подводном склоне

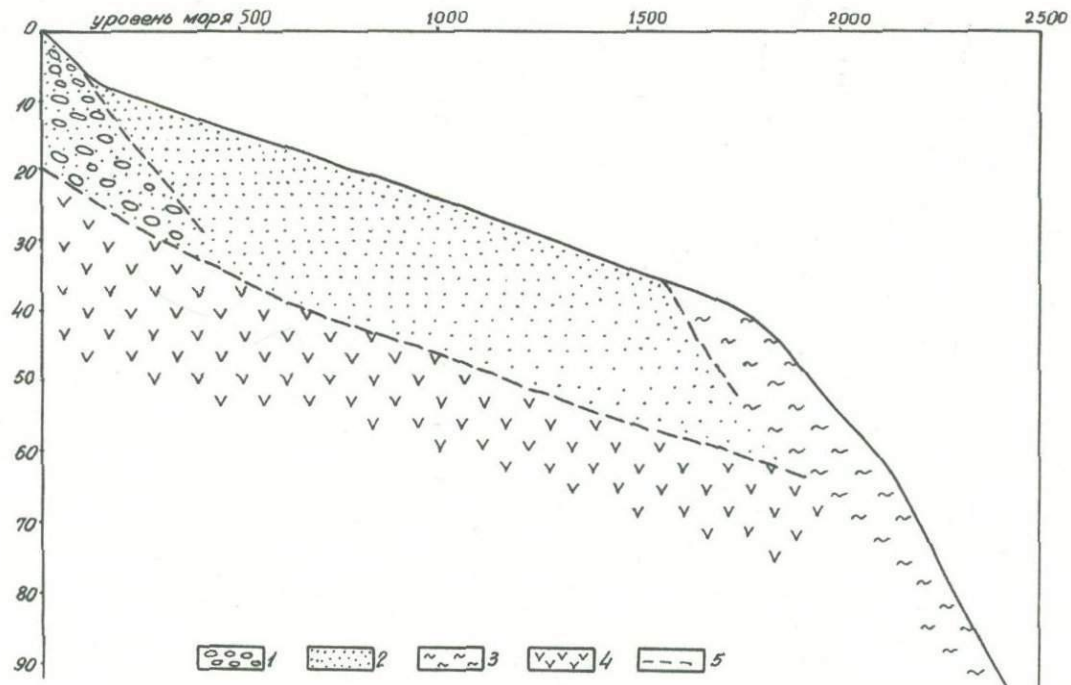


Рис.2 Геологический разрез у мыса Цихидзари.

1. Галечники. 2. Пески. 3. Илы. 4. Коренные породы ср.эцена.
5. Граница между литологическими разностями.

развит глубокий каньон, определяющий основные направления развития литодинамических процессов в береговой зоне участка. Анализ проб, поднятых с больших глубин каньона, показал, что определенная часть наносов р. Чорохи сваливается в подводный каньон, не принимая участия в формировании береговой зоны этого участка.

Река Чорохи, которая характеризуется самым высоким твердым стоком на Кавказе, выносит свыше 3,1 млн. тонн пляжеобразующих наносов в год/3/. Часть этих наносов перемещается вдольбереговым потоком в северном направлении и прерывается подводным каньоном у мыса Бурун-Табие и Батумским портом. На этом локальном участке, напротив Батумского бульвара, на всем протяжении происходит интенсивное нарастание пляжа и подводного берегового склона.

Широкий пляж и подводный береговой склон до глубины моря 3-3,5 м сложен галечниками. Они представлены в основном гранитами, порфиритами, базальтами, туфобрекчиями, песчаниками. Галечники в основном средние и крупные, а на контакте с песками часто встречаются валуны.

Южнее мыса Бурун-Табие, на участке села Адлия, наблюдается интенсивный размыв берегов, достигающий нескольких метров в год. Эти абразионные (у с. Адлия) и аккумуляционные (у м. Бурун-Табие) процессы на локальных участках, очевидно, вызваны гидродинамическими процессами, имеющими разные направления в зависимости также от морфологического строения подводного рельефа, уклоны которого варьируют от 0,01 до 0,07. Уклоны южнее устья р. Чорохи разные, что объясняется наличием почвенного вала, прослеживающегося вдоль берега на глубине 3-4 м. Здесь (район с. Гонио) в связи с разработкой подводного карьера строительных песков, подводный береговой склон преверпел значительные изменения, причем ширина пляжа почти не из-

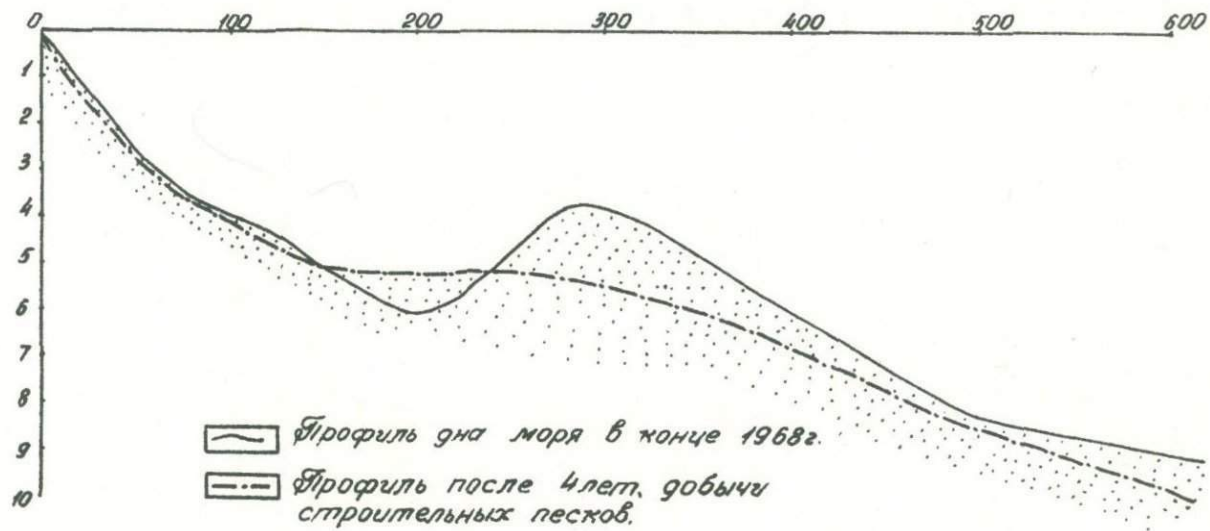


Рис.3 Разрез в районе с.Гойно.

менилась. Режимные наблюдения в многолетнем разрезе показали почти полное исчезновение подводного песчаного вала высотой 1,5 м. Соответственно изменились уклоны дна. Все эти изменения вызваны отрицательным влиянием подводной добычи строительных песков (рис.3).

Конечный отрезок берега изучаемого участка, у с.Кварт, сложен средне-эоценовыми туфобрекчиями и туфопесчаниками, образуя отвесные берега. пляж совершенно отсутствует, подводный склон характеризуется крутыми уклонами. До глубины 10 м прослеживаются обнажения вулканогенных образований, прикрытых местами гравийно-галечными наносами. Вдоль уреза до глубины моря 15 м, пески здесь почти отсутствуют, а глубже прослеживаются до 35-40 м и потом переходят в илестые отложения. Процесс абразии незначителен, ввиду устойчивости пород, слагающих берега.

На основе вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1. По инженерно-геологическим условиям и характеру литодинамических процессов на исследуемой территории можно выделить 3 участка:

1) От устья р.Супса до м.Цихисдзир, характеризующийся мощным покровом песчано-галечных и илестых отложений и отсутствием в интервале досягаемости сейсмоакустики (до 100 м) коренных пород.

2) От м.Цихисдзир до порта г.Батуми, с распространением песчано-галечных и илестых образований относительно небольшой мощности (до 20-30 м) и наличием хорошо фиксируемых микросейсмоакустикой коренных отложений среднего эоцена, отложениями которых сложены берега вдоль этого участка.

3) От порта г.Батуми до мыса Календер, примыкающий к Кахаберской низменности и характеризующийся широким распространением чет-

вертикальных отложений, наличием глубокого Чорохского каньона и сравнительно широким шельфом.

II. Шельф в пределах Аджарии узкий, особенно от м.Цихисдзери до порта г.Батуми, а небольшие расширения шельфа на северном и южном окончании исследуемого района приурочены к устьям р.Сулса на севере и р.Чорохи на юге.

III. Междуречье Сулса-Натанеби до глубины моря 30 м сложено песками с высоким содержанием магнетита, является сравнительно стабильным и при условии систематических режимных наблюдений за динамикой береговой зоны можно осуществить опытную подводную добычу магнетитовых песков.

IV. На участке с.Гонио, ввиду размыва подводного берегового склона, дальнейшее изъятие строительных песков с подводного склона считать нецелесообразным.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М. К проблеме инженерно-геологического изучения шельфа и береговой зоны Черного моря. Докл. симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря, Тбилиси, 1972.
2. Буачидзе И.М., Джанджава К.И., Хачапуридзе Я.Ф., Яшвили Г.Е. Опыт инженерно-геологической съемки шельфовой зоны Черного моря в пределах границ СССР. Сб. "Геология Черного и Азовского моря. Изд. "Народова думка", 1970.
3. Мандыч А.Ф. Твердый сток рек западной Грузии. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, МГУ, 1967.

4. Свищевский Д.И. Разрушения морского берега у г.Батуми как явление, общее для восточного побережья Черного моря. Изв.Гос. географ.общества, Изд.АН СССР, М.-Л., 1939.
5. Яшвили Г.Е. К вопросу изучения инженерно-геологических условий шельфа Черного моря от Кобулети до Батуми. Тезисы докл.научно-технической конференции ГПИ, Тбилиси, 1974.

И.М.Буачидзе, К.И.Джанджгава

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ВЕРХНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВОЙ
ИСТОРИИ И ФОРМИРОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
УСЛОВИЙ ШЕЛЬФОВОЙ И БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ
В ПРЕДЕЛАХ ГРУЗИИ

Инженерно-геологические исследования шельфовой зоны моря и прилегающей полосы побережья имеют важное научно-практическое значение, так как опережая все виды работ по освоению шельфа и береговой зоны, они являются основой проектирования и строительства прибрежных и подводных комплексов сооружений, а также разведки и добычи полезных ископаемых в морских акваториях.

Руководствуясь этим положением, Сектор гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР с 1964 г. проводит с научно-экспедиционно-го судна "Геолог" инженерно-геологическое изучение шельфа, включая береговую зону Черного моря в пределах Грузии в связи с осуществлением генеральной схемы берегоукреплений и схемы районной планировки Черноморского курортного района.

Уже первые наши работы показали, что инженерно-геологические условия шельфа Черного моря в пределах Грузии контролируются неотектоническим развитием в четвертичное время обрамляющих структур Южного склона Большого Кавказа, Западной зоны погружения Грузинской глыбы (Колхидская межгорная впадина) и горно-складчатых сооружений Малого Кавказа, с которыми шельфовая зона связана единым процессом геологической истории.

В связи с этим нами в качестве основы для оценки современных геологических процессов изучались вопросы истории по некоторым ре-

гиональным структурам, погружающимся в Черное море. Типичным геолого-структурным типом шельфа мезоэоосинклинальных зон характеризуется Абхазия, приуроченная в основном к переходной зоне, между складчатой системой Южного склона Большого Кавказа и Колхидской межгорной впадиной, с которыми она, по мнению Е.Е.Милановского /3/, сочленены посредством крупных флексур-поверхностных выразителей глубинных разломов. В зависимости от направленности неотектонических движений глыбово-сводовые структуры и флексуры Гагрская, Гудаутская банка, Ново-Афонская и др. в период четвертичного времени, местами включая и голоцен, являются областями смыва с маломощной седиментацией на шельфе песчано-галечных и илистых отложений мощностью от 0 до 30 м. Что касается депрессий Гантиадской, Пицундской, Гудаутской и др., то эти структурные блоки испытывали значительные погружения, сопровождаемые накоплением на шельфе мощной (до 150 м) толщи чередований песчаных, галечных и илистых слоев, по которым иногда удается установить следы Черноморских трансгрессий, регрессий и связанных с последними породами переуглублений.

В качестве опорного участка для данного типа шельфа наиболее подходящим является район Гагра-Пицунда-Гудаутская банка, который изучен хорошо благодаря обширному комплексу геолого-геофизических исследований на шельфе и побережье в связи с проблемой укрепления береговой зоны мыса Пицунда.

В этом районе общее воздымание и регрессия среднего плейстоцена сменились верхнеплейстоценовой (карангатской) трансгрессией, высокая терраса которой на абсолютных отметках 14-24 м отмечается около г.Гагра и с.Мюссера. Отложения верхней карангатской террасы, по всей вероятности, разделены регрессией от нижней карангатской террасы, расположенной на абсолютных отметках 6-8 м/1/.

В конце верхнего плейстоцена четко проявляется обширная новозвксинская регрессия, в которой Е.Н.невесский /4/ на черном море допускает снижение уровня до отметок (-60 м), что по литературным данным, характерно для всего мирового океана/2, 7/.

В районе мыса Пицунда новозвксинская регрессия проявилась в значительном переуглублении устья р.Бзыби по всем ее древним многочисленным рукавам.

Несколько лет назад, основываясь на редкой сетке сейсмоакустического профилирования и двух скважинах на суше, нами была высказана мысль, что "по всей вероятности, основные контуры современных подводных долин (каньонов) представляли собой древние переуглубленные рукава р.Бзыби и являются результатом мощного верхнеплейстоценового эрозионного цикла"/1/. И действительно, из этого же рисунка видно, что вдольбереговой сейсмоакустический разрез от мыса Пицунда до мыса Инкит, выполненный в среднем удалении от берега 300 м, показывает, что врезы всех подводных каньонов заложены в коренных породах мезотиса-понта на глубину 50 м - на абсолютных отметках, достигающих не только -60 (допускаемый уровень новозвксинской регрессии), но и -75, -110 и более метров. Значительные колебания врезов подводных каньонов нами объяснялось "их приуроченностью к разным регрессивным циклам, вызванным явлениями эвстазии в верхнем плейстоцене, хотя и не исключается определенное влияние дифференцированного характера неотектонических движений в краевой зоне Черноморской впадины"/1/.

Указанное предположение подтвердилось в последнее время многочисленными скважинами, пробуренными на шельфе и побережье (ГПП УП района ВНИИМОРГЕО) с многочисленными датировками и абсолютного возраста по C_{14} (Сектор гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР, ВСЕГИНГЕО).

Эти материалы сделали очевидной четвертичную тектонику, выразившуюся в дифференциальных вертикальных движениях отдельных блоков на шельфе, по системам разрывов с амплитудой 15 и более метров, секущих морские четвертичные осадки, включая нижний голоцен.

Здесь, в краевой зоне "Гудаутской банки" выделяются два основных структурных блока, разграниченных серией разрывов с небольшими горстами и грабенами в зоне Пидундского залива.

Западный блок, приуроченный к зоне подводных каньонов погружен относительно восточного, и характеризуется большой мощностью отложений верхнего плейстоцена-голоцена (свыше 100 м). Это в основном продукты развивающейся с голоцена послеледниковой Черноморской трансгрессии, начало которой датируется для данного района 8550, 160 лет (определения ВСЕТИНГЕО).

Подпор моря, максимум которого наблюдается в новочерноморское время, вызвал заполнение предголоценовых эрозионных врезов, где частая смена фаций галечников, песчаников и суглинков в вертикальном разрезе указывает на довольно частые колебания уровня моря в голоцене за счет эвстатических факторов при общем довольно интенсивном погружении структурного блока 85 м за 8500 лет (по C^{14}), и, следовательно, на высокий средний темп осадконакопления в голоцене - до 10 мм в год.

Восточный блок, приуроченный к Гудаутской флекуре (банке), испытывает абсолютное поднятие. Как показывает анализ морских скважин ГП УП района, в плейстоцене большая часть Гудаутской банки была областью смыва и маломощные отложения голоцена, залегающие непосредственно на миоплиоценовом цоколе, датируются по C^{14} (сектор ГИГ АН СССР) от 10480 ± 170 до 770 ± 135 лет, что при мощности 15 м указывает на малую скорость осадконакопления - в среднем 1,5

мм в год.

На общем фоне неотектонических поднятий и опусканий структурных блоков в береговой зоне Абхазии фиксируются голоценовые фазы размыва и аккумуляции, вызванные эвстатическими колебаниями, на которые указывает наблюдаемая синхронность уровней галечников и песчано-глинистых слоев во всех переуглубленных устьях рек (Бзыби, Гумиста, Кодори).

К этим явлениям следует отнести реликтовые галечные и глыбовые полосы на глубинах 5 - 10 м в 20 - 200 м от берега по всей Абхазии (Пицунда, Мюссера, Кодори): а также погруженные в море участки торфяников, по всей вероятности, являющиеся следами береговой линии кратковременной фанаторийской регрессии.

К этому же времени следует отнести формирование основных контуров современного мыса Пицунда, да и других дельтово-морских мысов Абхазии (Сухумского, Кодорского и др.), которые выступали в море по линии современных изобат 10 - 15 м.

Нимфейская трансгрессия, выделенная П.В.Федоровым /5/, отрицаемая, как и предшествующая ей фанаторийская регрессия, рядом авторов, явно наблюдается на мысе Пицунда, где галечники нимфейской террасы, залегающие на высоте 2 м, увязываются с высокой поймой р.Бзыби и датируются по C^{14} от 1980 ± 180 (подошва) до 1665 ± 86 (кровля) лет (определения ВСЕТИНГЕО).

После нимфейской трансгрессии уровень моря вновь понизился, море покинуло мыс Пицунда, оставив в одном из рукавов р.Бзыби реликтовое озеро Инкит, а р.Бзыби сместилась еще более к СВ от мыса Пицунда.

Современное развитие шельфа мыса Пицунда, как и других мысов побережья Абхазии, обусловлено, с одной стороны, дифференцирован-

ными новейшими тектоническими процессами и связанными с ними условиями седиментации, и с другой, выносами твердого стока рек в условиях существующего ветро-волнового режима.

Сравнительно меньше данных имеется по Колхидскому прогибу, который характеризовался максимальным опусканием в четвертичное время в центральной части (широта г.Поти) свыше 700 м, где буровыми скважинами вскрыты разные горизонты антропогена вплоть до чауды.

Этот факт свидетельствует о том, что Колхида в разные фазы четвертичных трансгрессий являлась шельфовой зоной и современный шельф создан интенсивной аккумуляцией на фоне общего погружения района.

Колхидская впадина испытывает погружение в течение всего голоцена и в настоящее время, по геодезическим данным, со средней скоростью 6 мм в год /6/.

По данным Д.В.Церетели /6/, на общем фоне тектонических погружений в голоцене выделяются 3 фазы регрессий, устанавливаемых по горизонтам торфа на глубинах 36,18 и 10 м. По нашим данным абсолютного возраста (по C^{14}) торфа, залегающего на новочерноморской террасе в полосе Кобулет-Поти, последняя регрессия в Колхиде датируется 2650 лет.

К настоящему времени почти нет материала по знае погружения в море Аджаро-Триалетской складчатой системы (Малый Кавказ), которая является типичной эвгеосинклинальной зоной с узким шельфом, образованным в результате дифференцированных неотектонических движений структур, со значительными переуглублениями устьев рек (р.Чорохи).

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М., Джанджава К.И., Хачапуридзе Я.Ф. Некоторые вопросы геологического строения мыса Пицунда. Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Тбилиси, 1972.
2. Каплин П.А. Новейшая история побережий мирового океана. Изд. МГУ, 1973.
3. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. "Недра", М., 1968.
4. Невесский Б.Н. Последняя фаза истории Черного моря по данным исследования прибрежной зоны. Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. II. Изд-во АН СССР, М., 1961.
5. Федоров П.В. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. Докл. АН СССР, т. I27, № 4, 1959.
6. Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. "Мецниереба", Тбилиси, 1966.
7. Шепард Ф. Морская геология. "Мир", М., 1970.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРАСНОЗЕМОВ
БАТУМСКОГО РАЙОНА (АДЖАРСКОЙ АССР)

Красноземы широко распространены на юго-западной оконечности Аджаро-Триалетской складчатой системы в пределах прибрежной зоны Черного моря, на территории Аджарской АССР и Гурии. Последние, ввиду географического их расположения, наличия мягких форм рельефа и субтропических климатических условий, принадлежат к области весьма оживленной хозяйственной и инженерной деятельности человека. Здесь гражданским, промышленным и инженерным сооружениям грунтами основания служат красноземы, которые формируют также основную среду возникновения современных экзогенных и инженерно-геологических процессов. В связи с этим, всестороннее изучение инженерно-геологических свойств красноземов становится неотложной задачей инженерной геологии, частичное пополнение которой является целью настоящей статьи.

Генезис, возраст, петрографический состав и химическая природа красноземов с достаточной детальностью освещены в обширной литературе (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9), на основании которой красноземы принадлежат к породам коры выветривания и по возрасту и признакам образующих их пород резко делятся на две группы: а) неоген-плейстоценовые красноземы, так называемые "Батумские латеритоподобные красноземы", генетически связанные с коренными основными эффузивными породами эоцена; б) плейстоценовые "зеброидные" красноземы, образовавшиеся за счет выветривания обломочных отложений, главным образом, аллювиального происхождения (1, 2, 5, 6, 7).

Первая разновидность широко распространена и развита до абсолютной высоты 400 м, а вторая приурочена к четвертичным террасам, пользуется ограниченным распространением, ввиду чего она в настоящей статье не рассматривается.

В западных частях района в области развития низкогорно-холодно-эрозионного рельефа передовых отрогов Аджаро-Триалетской складчатой системы, смежных с приморской областью, в условиях субтропического, сильно влажного климата происходит процесс латеритизации горных пород. В Батумском районе последняя, в основном, проявляется в образовании мощной (до 20 м и более) зоны мелкого дробления - "Батумские латеритоподобные красноземы".

В среднегорной (на абсолютных отметках выше 400 м) - восточной части исследуемого района развит полный профиль выветривания; мощность отдельных зон выветривания колеблется в следующих пределах: мелкого дробления - 3-4 м; монолитная - более 5 м.

Батумские латеритоподобные красноземы представлены преимущественно суглинками, реже глинами. Местами, чаще всего в нижних горизонтах, эти породы имеют включения сильно выветрелых обломков материнских пород. Однако, количество обломков нигде не превышает 10%, а в большинстве случаев составляет 2-5%.

Латеритоподобные красноземы красно-бурого, красного и красновато-желтого цветов относятся к инженерно-геологической группе связанных пород.

В пределах исследованного района мощность латеритоподобных красноземов в среднем составляет 2-5 м - в восточной части и 5-10 м - в западной части, местами достигая 20-25 и более м. Мощность красноземов постепенно уменьшается с запада на восток. Резко увеличивается мощность в устьевой части эрозионных врезов, а в вер-

ховьях постепенно уменьшается.

В полевых условиях красноземы изучались буровыми скважинами глубиной в среднем 20–25 м и шурфами глубиной 2,5–5,0 м, которые подвергались опробованию через каждые 3 м. Для отобранных образцов и монолитов в лабораторных условиях определялись физико-механические свойства и производились химические, минералогические, петрографические и термические анализы. Получены следующие результаты (табл. I и рис. I).

Удельный вес красноземов в среднем колеблется от 2,69 до 2,88 г/см³. Изменение удельного веса наблюдается по вертикальному разрезу, причем наибольшие значения характерны для нижней толщи. Такая же зависимость прослеживается и для объемного веса (от 1,29 до 2,0 г/см³).

Естественная влажность при отсутствии или при очень глубоком залегании грунтовых и подземных вод по всей мощности красноземов имеет почти одинаковое значение (от 25 до 45%). Резкие изменения влажности обуславливаются близким залеганием грунтовых вод (влажность иногда достигает 50% и доходит до 70%).

Пористость красноземов находится в пределах 40,62–68,65%. Пластичность изменяется от 3 до 17. Латеритоподобные красноземы слабо размокаемы. Максимальная влагоемкость красноземов колеблется от 19 до 40%.

По данным термических анализов красноземы относятся к каолиновым и реже монтмориллонитовым типам (рис. 2).

По химическому составу латериты характеризуются повышенным содержанием SiO_2 , количество которого колеблется от 30 до 50%, Al_2O_3 (16 – 29%) и Fe_2O_3 (9 – 20%). Суммарное содержание этих компонентов во многих случаях составляет около 72–83% от веса

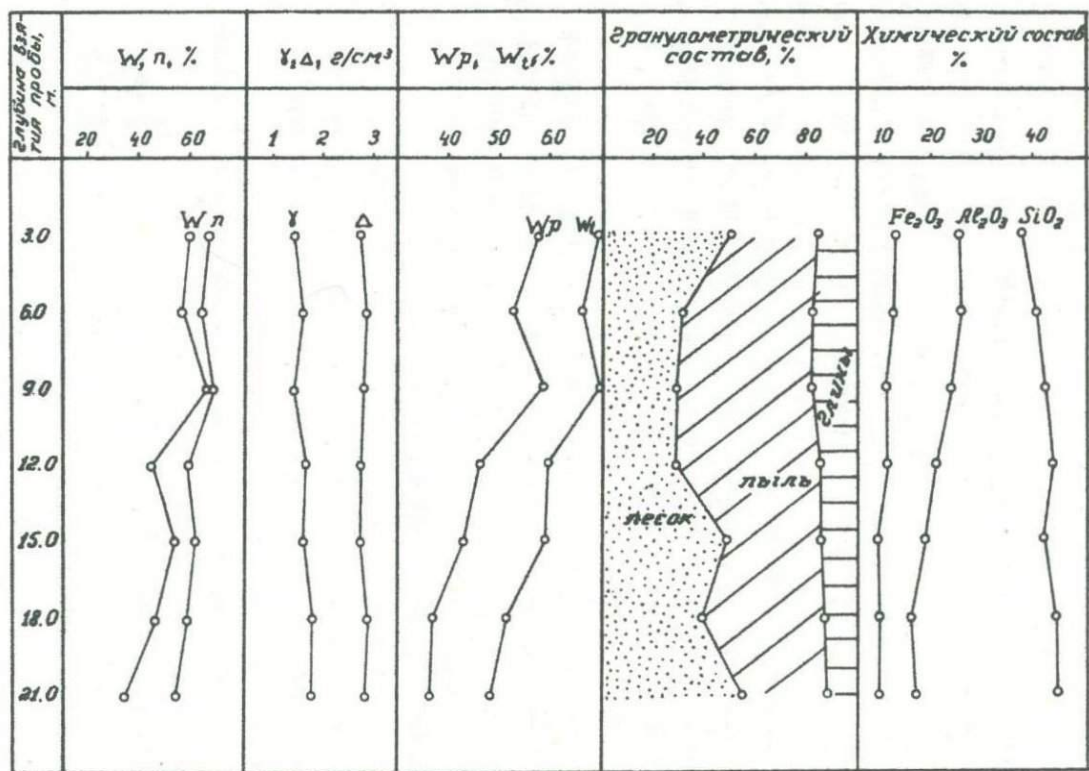


Рис. 1

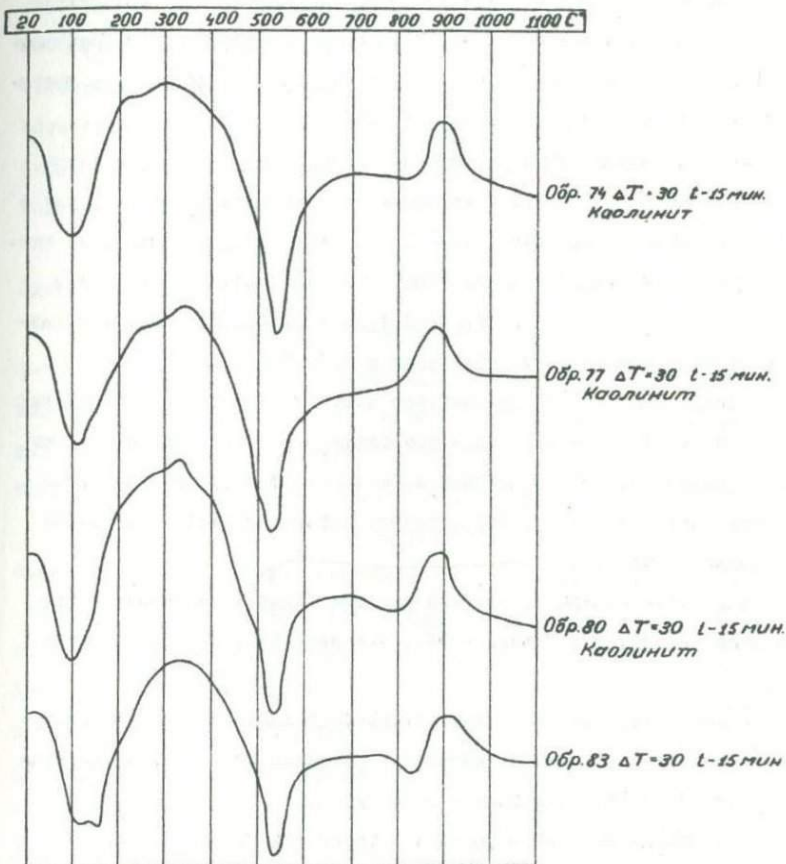


Рис.2

сухой породы, а в отдельных образцах превышает 83%.

Довольно много в породе окислов CaO и MgO . Встречаются также TiO_2 , MnO , K_2O и Na_2O . Содержание каждого из них обычно составляет десятые и сотые доли процента. С глубиной химический состав латеритов изменяется (рис. I).

Например, в кернах скважины SiO_2 на глубине 3 м содержится 37,77%, а на глубине 18 м - 44,37%; Al_2O_3 на глубине 3 м составляет 25,10%, а на глубине 18 м - 15,40%; Fe_2O_3 на глубине 3 м достигает 12,82%, а на глубине 18 м - 3,46%.

По содержанию легко растворимых солей эти грунты незасоленные (комплекс солей составляет менее 0,3% от веса породы), редко в слабой степени засоленные (0,3-1,0% по весу). Тип засоления во многих случаях хлоридный и карбонатный. Солевой состав латеритов в основном $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca}$ и Cl-Na-K . Подобные результаты водной вытяжки в вертикальном разрезе приведены в табл. I.

Минеральный состав красноземов зависит от состава материнских пород. Минералы легкой фракции преобладают и составляют в среднем 79% и доходят до 93%. Основными минералами этой фракции являются полевые шпаты (в среднем 58%), группа пироксенов (18%), кварц (3%) и обломки пород (14%).

В составе минералов тяжелой фракции большое значение имеют минералы: магнетит и ильменит (5%), лимонит (1%) и роговая обманка (1%).

Гранулометрический состав латеритоподобных красноземов следующий: глинистая фракция колеблется в пределах от 9 до 17%, пылевая - от 29 до 88%, песчаная - от 10 до 60%.

Красноземы характеризуются коэффициентом фильтрации от 0,0000015 до 0,00040 см/сек. Набухаемость изменяется в пределах 0,1-7,4%.

Угол внутреннего трения красноземов при естественной влажности 12-31°, а сцепление - 0,15-0,45 кг/см². При увлажнении показатели отмеченных параметров уменьшаются (табл. 2).

Категория разрабатываемости красноземов Ш-IV. В откосах они в естественных условиях устойчивы и местами слабоустойчивы. Угол естественного откоса колеблется в пределах 20-35°. При нарушении естественных условий и технических требований строительства стабильность склонов ухудшается и зарождаются склоновые деформации (оползни, оплывины и др.).

Из современных геологических процессов широким развитием здесь пользуются оползни.

Латеритоподобные красноземы являются водоупорными, однако при формировании они сохраняют структуру материнских пород, которые характеризуются довольно интенсивной трещиноватостью. Система трещин сохраняется и в латеритах, но их раскрытие незначительно, благодаря процессам химического выветривания.

Обыкновенно подземные воды циркулируют на границе материнских скальных пород и латеритоподобных глин, которые, как правило, вблизи скальных пород становятся рыхлыми и водопроницаемыми. Водобильность родников, выходящих по склонам и у их подошв, слабая. Дебит родников колеблется в пределах 0,1-0,3 л/сек. В засушливое время года многие из них пересыхают. Воды пресные, очень мягкие, реже средней жесткости. По химическому составу воды латеритовой зоны относятся к гидрокарбонатно-хлоридным кальциево-магниевым и гидрокарбонатным кальциево-магниевым типам, с общей минерализацией до 0,67-0,348 г/л; в основном неагрессивные, реже с углекислотной агрессивностью. Разгрузка происходит у подножий склонов и вдоль эрозионных врезов. Вода с температурой 13-16°C, без цвета и запаха используется населением для питья и технических целей.

Инженерно-геологическая группа связанных и крупнообломочных пород в основном распространена в среднегорной части района, т.е. в

Таблица 2

Физико-механические свойства элювиальных грунтов вне зоны латеритизации

Наименование пород	Влажность естественная	Объемный вес, г/см ³		Удельный вес, г/см ³	Пористость, %	Гранулометрический состав			Пластичность			Коэффициент внутреннего трения	Угол внутреннего трения	Сцепление, кг/см ²	Набухание, %
		влажного грунта	скелета			Песок, % 0,05	Пыль, % 0,05-0,005	Глина, % <0,005	Предел текучести	Предел пластичности	Число пластичности				
Глина	24	1,81	1,45	2,72	46	29	42	29	39	21	18	0,530	28°	0,250	0,2
Суглинок	32	1,72	1,31	2,76	52,50	39	50	11	39	30	9	0,420	22°48'	0,250	1,30
Суглинок со щебнем от 10 до 30%	51	1,50	0,99	2,77	64,24	44	45	11	63	54	9	0,500	26°33'	0,200	0,60

Таблица 3

Наименование пород	Тяжелая фракция	Легкая фракция, %		
	магнетит+ильменит	полевой шпат	глинистая масса	обломки пород
Глина	ед. зерна	ед. зерна	77	22
Суглинок	ед. зерна	4	85	11

восточной части территории на гребнях и пригребневых частях вышеупомянутых хребтов.

В естественных обнажениях и в шурфах, заданных здесь, чаще всего вскрывается полный профиль верхней части коры выветривания, а именно зоны мелкого дробления и щебнистая. Суммарная мощность их на гребнях достигает 3-5 м, а на склонах, в зависимости от их экспозиции, 1-3 м, уменьшаясь на северных и восточных и увеличиваясь на южных и западных. Зона мелкого дробления (мощность ее от 0,5 до 2,0 м) представлена суглинками и глинами желтого, коричнево-желтого, реже красного и фиолетового цвета.

Физико-механические свойства и минералогический состав их приведены в таблицах 2, 3 и на рис.3.

По количеству содержащихся в данной породе легко растворимых солей грунты относятся к незасоленным (комплекс легко растворимых солей в 100 г грунта составляет 0,07-0,17 г). Результаты водных вытяжек из этих литологических разностей приведены в таблице 4.

Таблица 4

Наименование пород	Общая минерализация	Катионы, % мг/экв.			Анионы, % мг/экв.		
		Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Глина	0,072	6,66	46,67	46,67	86,68	-	13,32
Суглинок	0,042	57,69	42,31	-	40,77	-	59,23
Суглинок со щебнем (10 - 30%)	0,065	57,83	26,59	15,58	31,90	9,60	58,50

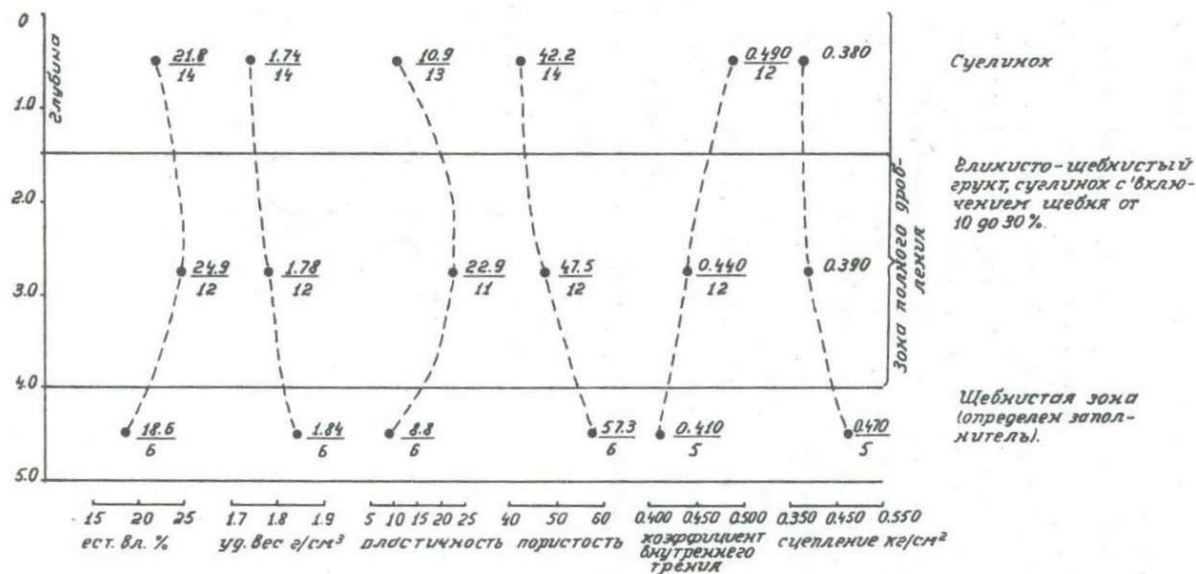


Рис. 3

Щебнистую зону слагают глинисто-щебнистые и щебнистые образования, причем на гребнях хребтов обычно встречаются первые, а на крутых склонах — вторые.

Глинисто-щебнистые грунты представлены вышеописанными глинами и суглинками, а крупнообломочные включения составляют здесь от 10 до 30%. Последние, в зависимости от петрографического состава материнской породы, представлены обломками порфиритов, лавовых брекчий, разнообразных туфогенов.

Величина обломков в среднем 3-10 см, реже бывает больше. Обломки чаще всего выветрелые и легко разрушаются при слабых ударах молотка, а местами даже режутся ножом.

Категория разрабатываемости глинисто-щебнистых грунтов III-IV. В откосах они в естественных условиях устойчивые и местами слабоустойчивые. При высоте устойчивых откосов 10-12 м их крутизна не превышает 20-35°.

Щебнистые грунты в основной массе представлены крупно- и грубообломочной фракцией. Средний гранулометрический состав их следующий: крупный щебень и камни 15-25%, средний и мелкий щебень — 30-40%, дресва — до 20%, мелкозем (чаще всего илловиальная пластичная глина) — 10-35%.

Как показали полевые наблюдения, эта порода обладает жестким скелетом, прочность ее на сжатие определяется главным образом, прочностью крупнообломочного материала, а сопротивление сдвигу определяется зацеплением крупнообломочных частиц.

Во многих местах щебнистые горизонты элювия (особенно там, где развиты эрозионно-гравитационные карнизы) являются средой питания осыпей и обвалов.

Л и т е р а т у р а

1. Дзоценидзе Г.С. Возраст и условия образования древней коры выветривания в Грузии. В кн. "Кора выветривания", вып.5. Изд.АН СССР, М., 1963.
2. Кузнецов С.С. Геологический очерк Аджаристана. Мат. по геол. и петрографии ГССР, I изд., АН СССР, 1935.
2. Лабарткава Н.А., Вольский А.И. Отчет Батумской инженерно-геологической съемочной партии по работам 1966 г. Фонды Груз.ГУ, 1969.
4. Лабарткава Н.А., Вольский А.И. Отчет Батумской инженерно-геологической съемочной партии по работам 1967-1968 гг. Фонды Груз.ГУ, 1969.
5. Левченко С.В. Материалы к познанию латеритов прибатумья. Мат. по геол. и петрографии ГССР, ч. I, Изд.АН СССР, 1935
6. Лисицина П.А. О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа. В кн. "Кора выветривания", вып.4. Изд.АН СССР, М., 1962.
7. Разумова В.Н. Четвертичный элювий Батумского побережья Кавказа. Сб. "Генезис и литология антропогенных отложений". Изд. "Наука", 1965.
8. Роква М.Л. Генетические типы огнеупорных глин Грузии. Труды Кавказского ин-та мин.ссырья, вып. I, 1960.
9. Харатишвили Л.А. Отчет Батумской гидрогеологической съемочной партии по работам 1963 -1964 гг. Фонды Груз.ГУ, 1965.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОКРОВНЫХ ГРУНТОВ
КОМПЛЕКСА ПОРОД БАЙОСА И БАТА ГОР.ТКИБУЛИ

Ткибульский район является наиболее крупным угольным бассейном Грузии, по своим промышленным запасам превосходящим другие, известные в республике месторождения. Добыча угля возрастает с каждым годом, в связи с чем в районном центре – гор.Ткибули строятся сооружения различного назначения, застраивается и расширяется территория населенной части города. Однако полному освоению территории города мешают активизировавшиеся в последнее время оползневые явления, которыми охвачены не только окраины, но и центральные части города.

В связи с этим, по заданию Совета Министров ГССР, НИЛ гидрогеологических и инженерно-геологических проблем ГПИ (ныне сектор гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР) в 1970-1972 годах проводила в г.Ткибули специальные работы с целью изучения инженерно-геологических условий развития оползней на территории города.

Одним из важнейших вопросов разрабатываемой темы являлось изучение горных пород, с которыми связано образование оползней, что и было проделано нами с особой тщательностью.

Ниже приводится описание физико-механических свойств элювиальных, делювиальных и оползневых грунтов порфиритовой свиты байоса и листоватых сланцев бата, являющихся средой зарождения и развития оползней на территории гор.Ткибули.

По гранулометрическому составу мелкодисперсная и заполнитель щебеночной зоны коры выветривания байосских и батских пород представлены, в основном, пылеватыми суглинками с содержанием глинистых частиц от 10 до 30%. Пылеватые фракции составляют 55-88%, а содержание песчано-гравелистого материала 5-25%.

Средний удельный вес элювиальных грунтов байоса равен 2,51 г/см³. Изменяется этот показатель от 2,53 до 2,71 г/см³ (с отбросом 10% крайних значений). Наиболее часто встречающееся значение - 2,56 г/см³.

Объемный вес пород в среднем 1,99 г/см³. Из исследуемых 38 образцов семь показали значение 2,0 г/см³, а остальные показатели разбросаны почти равномерно в интервалах 1,84-2,05 г/см³. Среднее значение объемного веса скелета 1,61 г/см³. Изменяется этот показатель от 1,47 до 1,77 г/см³. Пористость колеблется от 31 до 45%. Наиболее часто она равна 36%, а остальные значения разбросаны почти равномерно, составляя в среднем 38%. Коэффициент пористости в среднем равен 0,61, изменяется в пределах 0,45-0,82. Значение моды составляет 0,56.

На рис. I приведены графики рассеяния объемного веса, объемного веса скелета, удельного веса и пористости элювиальных грунтов байоса.

Естественная влажность описываемых грунтов в среднем равна 21%, изменяется от 15 до 28%. Пластичные свойства грунтов соответствуют значениям, характерным для пылеватых суглинков. Число пластичности в среднем равно 15. Пределы текучести и пластичности соответственно составляют 42 и 27%. В восьми случаях из 38 число пластичности превышало 20 (в грунтах с высоким содержанием глинистых частиц). Предел текучести изменяется в пределах 20-

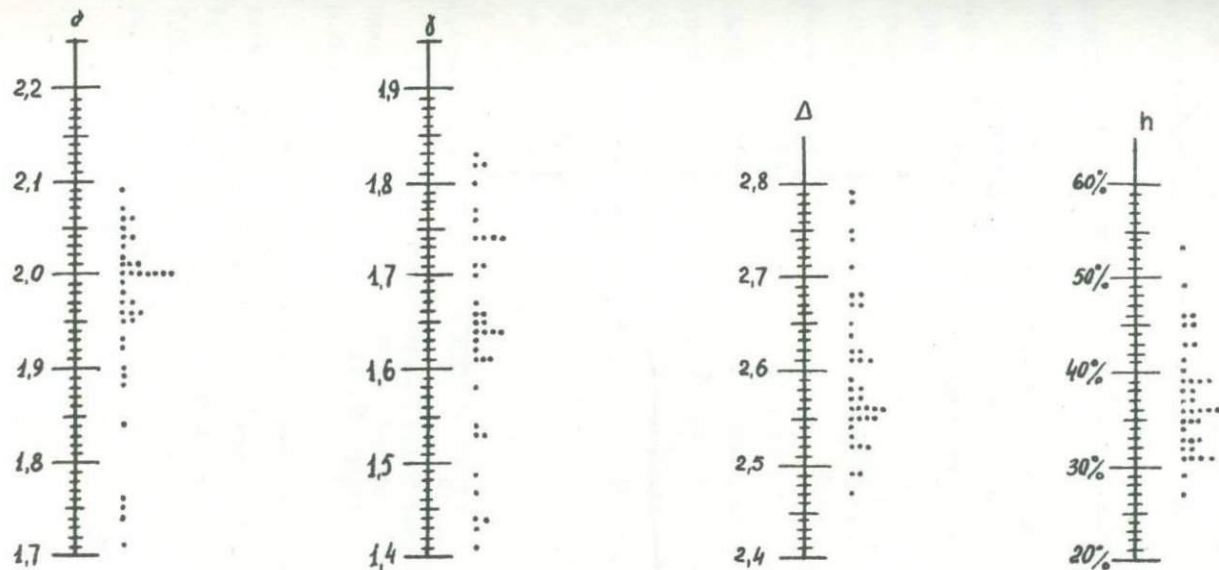


Рис. I. Графики рассеяния объемного веса, объемного веса скелета, удельного веса и пористости элювиальных грунтов порфиритовой свиты байоса

38%, а число пластичности в интервале II-23.

Полная влагоемкость пород в среднем составляет 24%, изменяется в пределах 20-25%. Прирост объема грунта на 1 см^3 в результате набухания в среднем равняется $0,8 \text{ см}^3$. Изменяется этот показатель в пределах $0,6-1,4 \text{ см}^3$.

Показатели сопротивления сдвигу элювия байосских пород следующие. Угол внутреннего трения в среднем по 34 испытаниям равен 21° , сцепление $0,34 \text{ кг/см}^2$. Средняя влажность при испытаниях 27%.

(Рис. 2).

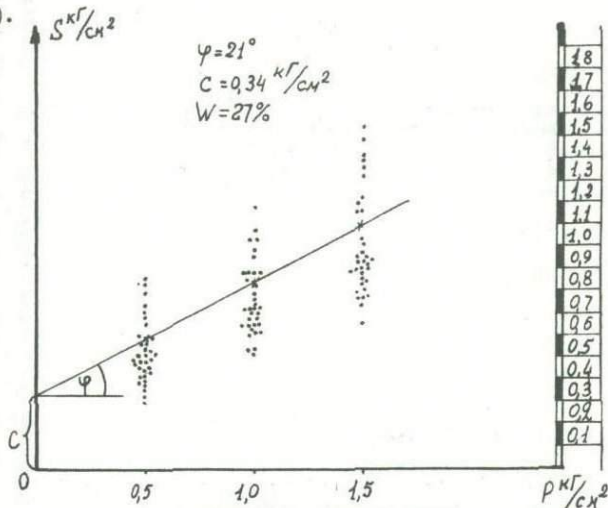


Рис. 2. Усредненный график зависимости сдвигающих усилий от нормального давления элювиальных грунтов байоса

Как показали исследования компрессионных свойств грунтов (28 определений), коэффициенты сжимаемости в интервалах нагрузок $0-0,5$; $0,5-2,0$; $2,0-3,0$; $3,0-5,0 \text{ кг/см}^2$ составляют $0,168$; $0,033$;

0,039 и 0,017 см²/кг. Модули общей деформации в тех же интервалах нагрузок составляют 10, 50, 42 и 93 кг/см².

Гранулометрический состав элювия листоватых сланцев бата характеризуется следующими данными. Содержание глинистых частиц колеблется от 15 до 40%, пылеватых – от 20 до 60% (рис. 3).

Средний удельный вес пород 2,54 г/см³. Изменяется этот показатель от 2,55 до 2,75 г/см³. Объемный вес в среднем 1,85 г/см³, пределы колебаний 1,83–1,92 г/см³. Объемный вес скелета 1,47 г/см³, изменяется в пределах 1,44–1,50 г/см³. Пористость пород в среднем 44%, коэффициент пористости 0,79 изменяется от 42 до 47%, а коэффициент пористости – от 0,72 до 0,89.

Естественная влажность пород в среднем равна 26%. Пластичные свойства пород соответствуют гранулометрическому составу. Число пластичности в среднем равно 18. Пределы текучести и пластичности соответственно равны 51% и 33%. Изменяется число пластичности от 5 до 29, предел текучести от 37 до 65%, а предел пластичности от 26 до 42%. Полная влагоемкость в среднем составляет 30%. Изменяется от 28 до 35%.

Приращение объема грунта на 1 см³ в результате набухания 0,9 см³, изменяется этот показатель от 0,6 до 1,2 см³.

Исследования элювиальных грунтов листоватых сланцев на сдвиг показали, что средний угол внутреннего трения $\varphi = 23^{\circ}$, сцепление 0,28 кг/см² при средней увлажненности 29%.

Коэффициенты сжимаемости, вычисленные по усредненной компрессионной кривой, в интервалах нагрузок 0–0,5; 0,5–2,0; 2,0–3,0; 3,0–5,0 кг/см² соответственно составляют 0,214; 0,042; 0,027 и 0,008 см²/кг. Модули общей деформации в тех же интервалах равны 82,39, 58 и 193 кг/см².

Средний удельный вес делювиальных грунтов байоса $2,58 \text{ г/см}^3$, изменяется этот показатель от $2,52$ до $2,65 \text{ г/см}^3$. Наиболее часто встречающееся значение $2,57 \text{ г/см}^3$. Объемный вес пород в среднем равен $1,90 \text{ г/см}^3$. Изменяется он от $1,80$ до $2,04 \text{ г/см}^3$ (с отбросом 10% крайних значений). Мода равна $1,98 \text{ г/см}^3$. Средний объемный вес скелета равен $1,56 \text{ г/см}^3$. Разброс значений этого показателя довольно широк, изменяется от $1,39$ до $1,72 \text{ г/см}^3$. Пористость исследуемых пород в среднем составляет 39%. Наиболее часто она равна 35%. Изменяется в пределах 31–47%. Средний коэффициент пористости 0,84.

Естественная влажность делювиальных грунтов изменяется в довольно широких пределах от 13 до 35%. В среднем она составляет 22%. Пластичные свойства грунтов хорошо соответствуют их гранулометрическому составу. В среднем число пластичности равно 13, пределы текучести и пластичности составляют 40 и 17%. Наиболее высокий предел текучести 58%, наиболее низкий 30%. Предел пластичности колеблется в интервале 41–16%. Полная влагоемкость в среднем 25%, изменяется она в пределах 18–36%.

Исследования механических свойств показали, что угол внутреннего трения в среднем 28° , а сцепление $0,24 \text{ кг/см}^2$ при средней влажности 25%. Коэффициенты сжимаемости в интервалах нагрузок $0,0-0,5$; $0,5-2,0$; $2,0-3,0$; $3,0-5,0 \text{ кг/см}^2$ составляют в среднем по 38 определениям $0,146$; $0,030$; $0,034$; $0,014 \text{ см}^2/\text{кг}$. Модули общей деформации равны I 2, 54, 46 и III кг/см^2 (Рис. 5).

Делювиальные грунты листоватых сланцев бата представляют собой суглинки с содержанием глинистых частиц в основном от 10 до 30%. Содержание пылеватых частиц изменяется от 40 до 80%, а песчано-гравелистого материала от 5 до 45%.

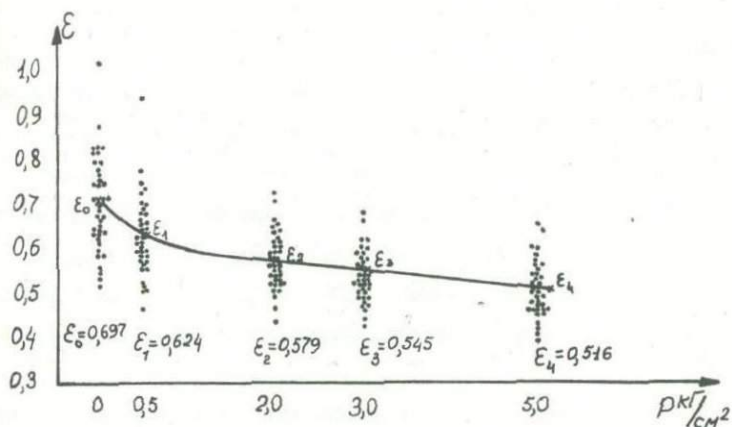


Рис.5. Усредненная компрессионная кривая делювиальных грунтов байоса

Средний удельный вес пород по 13 определениям равен $2,56 \text{ г/см}^3$, изменяется от $2,51$ до $2,66 \text{ г/см}^3$.

Объемный вес пород равняется в среднем $1,85 \text{ г/см}^3$. Пределы колебаний $1,70 \text{ г/см}^3$ и $1,96 \text{ г/см}^3$. Объемный вес скелета в среднем $1,42 \text{ г/см}^3$, изменяется от $1,27 \text{ г/см}^3$ до $1,51 \text{ г/см}^3$. Пористость в среднем 44% . Колеблется этот показатель в пределах $33-51\%$. Коэффициент пористости в среднем равен $0,79$, пределы изменений $0,49$ и $1,04$.

Естественная влажность пород по результатам 13 определений в среднем равна 29% . Изменяется она в пределах $22-35\%$. Число пластичности грунтов в среднем 16 . Изменяется оно в больших пределах в зависимости от гранулометрического состава от 9 до 31 . Предел текучести изменяется от 36 до 68% , а предел пластичности от 25 до

44%. Полная влагоемкость пород в среднем 31%, изменяется она в пределах 22-41%.

Прирост объема грунта на 1 см³ в результате набухания равняется в среднем 1,0 см³. Изменяется в пределах 0,4 - 2,0 см³.

Показатели сопротивления грунтов сдвигу в среднем равны $\varphi = 18^{\circ}$ и $C = 0,25$ кг/см² при средней влажности 34%. Коэффициенты сжимаемости в интервалах нагрузок 0-0,5; 0,5-2,0; 2,0-3,0; 3,0-5,0 кг/см² в среднем составляют 0,134; 0,031; 0,026; 0,023 см²/кг. Модули общей деформации в тех же интервалах равны 13,54, 63, 70 кг/см².

Инженерно-геологическая характеристика оползневых накоплений байоса дается на основании исследований 65 образцов.

По гранулометрическому составу эти грунты представлены, в основном, суглинками и супесями с большим содержанием песчано-гравелистого материала (до 60-70%).

Объемный вес оползневых грунтов в среднем равен 1,87 г/см³, изменяется он в пределах 1,73-2,02 г/см³. Мода составляет 1,85 см³. Объемный вес скелета изменяется от 1,32 до 1,71 г/см³, в среднем равен 1,50 г/см³.

Удельный вес в среднем 2,51 г/см³. Изменяется этот показатель от 2,51 до 2,72 г/см³. В восьми случаях он равнялся 2,60 г/см³.

Пористость исследуемых пород в среднем 42%. Изменяется она от 33 до 52%. Коэффициент пористости равен 0,72, пределы колебаний 0,49 - 1,08.

Естественная влажность оползневых грунтов в среднем 25%. Число пластичности 14, пределы текучести и пластичности соответственно равны 40% и 26%. Пределы изменений числа пластичности 10-18. Предел текучести изменяется от 28 до 45%, а предел пластичности от

20 до 33%. Полная влагоемкость в среднем 27%, изменяется в пределах 21-33%.

Прирост объема грунта на 1 см^3 в результате набухания равняется в среднем $0,7 \text{ см}^3$.

Угол внутреннего трения в среднем по 53 определениям составляет 20° , сцепление $0,26 \text{ кг/см}^2$ при средней влажности 27%.

Сравнение параметров сдвига оползневых грунтов байоса с элювиальными и делювиальными грунтами показывает, что оползневые грунты наиболее слабые и при соответствующих условиях легко сползают. Угол внутреннего трения здесь нередко достигает $6-7^\circ$, а сцепление $C = 0,1 \text{ кг/см}^2$ (скв. № 22, скв. № 2 и др.). Правда, с уменьшением угла внутреннего трения наблюдается некоторое повышение сцепления, но в общем сопротивление сдвигу здесь ниже, чем в элювии или делювии, что может быть объяснено более интенсивным нарушением структуры грунта, высокой пористостью и влагоемкостью (рис. 6).

Коэффициенты сжимаемости оползневых накоплений байоса, вычисленные по усредненной компрессионной кривой в интервалах нагрузок $0-0,5$; $0,5-2,0$; $2,0-3,0$; $3,0-5-0 \text{ кг/см}^2$ составляют $0,162$; $0,035$; $0,032$; $0,016 \text{ см}^2/\text{кг}$. Модули общей деформации в тех же интервалах равны 11, 48, 50 и 99 кг/см^2 .

В гранулометрическом составе оползневых накоплений листоватых сланцев бата содержание глинистых фракций изменяется от 7 до 28%, пылеватых от 25 до 82%, а песчано-гравелистых от 5 до 65%.

Средний удельный вес пород равен $2,63 \text{ г/см}^3$, изменяется он от $2,54$ до $2,73 \text{ г/см}^3$.

Объемный вес в среднем равен $1,92 \text{ г/см}^3$. Изменяется в пределах $1,84-2,08 \text{ г/см}^3$. Объемный вес скелета в среднем $1,56 \text{ г/см}^3$, пределы колебаний $1,48-1,74 \text{ г/см}^3$.

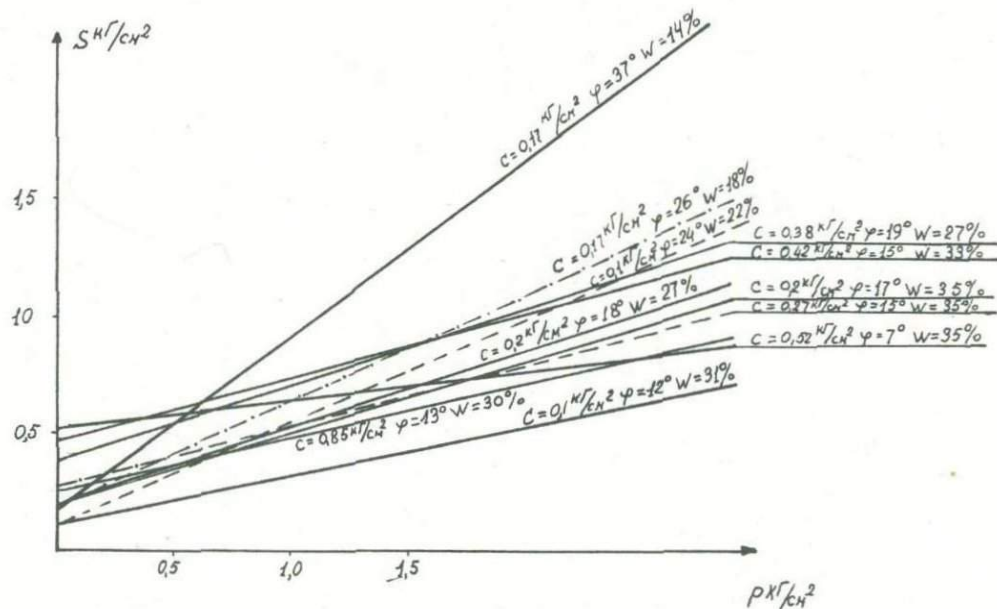


Рис.6. Графики зависимости сдвигающих усилий от нормальных нагрузок при различных значениях естественной влажности оползневых накоплений байоса

Пористость в среднем составляет 41%. Изменяется она в пределах 37-52%. Наиболее часто встречающееся значение 41-42%.

Естественная влажность пород по 16 определениям 22%. Изменяется она от 19 до 27%. Число пластичности в среднем 13, изменяется в интервале 35-55%. Предел пластичности в среднем 30%, изменяется от 24% до 37%. Полная влагоемкость оползневых грунтов в среднем 28%. Предел колебаний 18-36%.

Исследования сопротивления сдвигу показали, что $\varphi = 24^{\circ}$, $C = 0,38 \text{ кг/см}^2$, при средней влажности 26%.

Коэффициенты сжимаемости в интервалах нагрузок 0-0,5; 0,5-2,0; 2,0-3,0; 3,0-5,0 кг/см^2 в среднем составляют 0,160; 0,025; 0,004; 0,015 $\text{см}^2/\text{кг}$. Модули общей деформации равны 10, 65, 400 и 106 кг/см^2 .

Анализ вышеприведенных данных показывает, что прочностные и деформационные свойства покровных грунтов гор.Ткибули в сильной степени зависят от их физического состояния(консистенции), что находит свое выражение в резком снижении сопротивления пород сдвигу в периоды интенсивного их увлажнения атмосферными, поверхностными и подземными водами и нарушении устойчивости пород на склонах и в откосах с образованием оползней.

Д.В.Чхеидзе, М.Ш.Лапишвили

НЕКОТОРЫЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА
ТБИЛИССКИХ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На территории г.Тбилиси, в нижнем течении р.Вере, на эродированной поверхности верхнеэоценовых песчаников и аргиллитов залегают тонкослоистые глинистые отложения, образовавшиеся в замкнутом водном бассейне. Часто они бывают перекрыты аллювиальным покровом, обнажаясь в русле реки, а также на ее левобережной части преимущественно в строительных котлованах и в выемках дорог. В верхних частях разрезов эти отложения тонкослоистые, коричневатого-ржавого цвета, содержат пелитовый и тонкопесчаный материал. Ниже они имеют голубовато-синий цвет, слоистость нечеткая и наблюдается содержание тонких линз и прослоев мелкого аллювия.

Горизонтальное и субгоризонтальное залегание, структурно-текстурные особенности, морфология коренного ложа говорят о застойном озерном режиме образования этих пород. В вопросе их генезиса нет единого мнения. Вначале считалось, что образование озерных отложений связано с водоемом, возникшим в результате оползневого сдвига блока коренных пород. В дальнейшем, при геологических изысканиях было выявлено их залегание ниже современных русел рр. Вере и Куры и было высказано соображение о тектоническом характере депрессии, в которой происходило осадконакопление. Существует мнение об идентичности этих глинистых отложений с таковыми, распространенными в Куринской долине между Тбилиси и Густави /3/. Таким образом, вопросы генезиса рассматриваемых пород окончательно не выяснены.

С инженерно-геологической точки зрения озерные глины интересны, т.к. часто становятся грунтом основания для ряда объектов: крупных жилых зданий, промышленных сооружений. Первое наиболее детальное инженерно-геологическое изучение их связано с проектированием первой линии Тбилисского метрополитена /I/. В настоящее время, в связи с разработкой генерального плана развития города Тбилиси и интенсивного строительного освоения центральной части города (склоны р.Вере, территория зоологического сада, реконструкция площади Героев, строительство академгородка и т.д.), возникла необходимость как комплексного инженерно-геологического изучения этих глин, так и установления точных геологических контуров, особенно глубины их распространения.

На кафедре гидрогеологии и инженерной геологии была выполнена работа по установлению некоторых инженерно-геологических показателей Тбилисских озерных отложений, с учетом существующих представлений об их инженерно-строительных свойствах.

Лабораторные испытания проведены для 150 образцов, взятых из наиболее характерных участков распространения озерных отложений. Определения прочностных и деформационных свойств каждого образца производились как по напластованию, так и вкрест его с учетом возможной анизотропии свойств пород. Основные разрезы, по которым производился отбор образцов находились: 1. на левом склоне р.Вере у зоологического сада; 2. на строительном участке телестудии; 3. на территории химического корпуса ГПИ; 4. во дворе треста "Грузнефть"; 5. у дороги, идущей на плато Академии наук Грузинской ССР.

Изучение физико-механических свойств произведено по принятой методике /2/. Детальное петрографическое и вещественное описание

пород здесь не приводится. Освещены лишь особенности состава и строения, в той или иной степени определяющие условия формирования инженерно-геологических свойств изученных пород.

Проведено несколько определений рентгеноструктурного и термального анализов. Все изученные образцы характеризуются однородностью. Из основных минералов преобладают: кварц, полевые шпаты, кальцит. Глинистая часть состоит из минералов гидрослюдистой группы, отмечается присутствие хлорита.

Многочисленными определениями гранулометрического состава установлены переходные типы пород от супесей до тяжелых суглинков. Значительное процентное содержание составляет пелитовая фракция. Превалирующее значение в разрезах имеют легкие пылеватые суглинки, в составе которых около 35-40% - тонкопесчаная фракция, 45-50% - пелитовая и 12% - глинистая. В песчаной фракции основное процентное содержание приходится на размер частиц от 0,25 до 0,05 мм.

Изученные породы характеризуются невысокими числами пластичности, меняющимися от 6 до 18, что является наиболее характерным для данного гранулометрического состава.

Удельный вес колеблется в малых интервалах 2,69-2,73. Объемный вес - 1,84-1,88. Естественная влажность 32-36%. Полная влагоемкость 34-37%. Коэффициент насыщения 0,95. Объемный вес скелета - 1,36. Пористость - 48-50%. Коэффициент пористости - 0,97.

Из анализа физических свойств видно, что исследуемые группы характеризуются постоянством основных физических показателей. Близкоповерхностное их расположение, а также контакт с поверхностными и грунтовыми водами определяют их высокую природную влажность, насыщенность пор влагой. Породы характеризуются высокой пористостью,

хотя в условиях естественного залегания они имеют максимальную уплотненность, определяемую структурными условиями. Здесь же следует отметить, что при определении числа пластичности показатель влажности, соответствующий пределу текучести, был меньше показателя естественной влажности исследуемых грунтов. Создавалось впечатление, как будто грунт в естественном залегании должен находиться в состоянии текучести. Этот факт можно объяснить высоким процентным содержанием влаги в песчаных тонких прослоях в условиях ненарушенности структуры. В процессе определения пластичности структура нарушается и уменьшается та часть пористости, которая в ненарушенном образце создавалась за счет песчаных прослоев. Это обстоятельство указывает на то, что при насыщении пород, с увеличением влажности песчаных тонких прослоев уплотняемость породы в целом уменьшается, с потерей определенного количества влаги возможно уплотнение грунта. Этот фактор, видимо, придется учесть при расчете допускаемых нагрузок на озерные отложения.

При оценке инженерно-геологических условий песчаных и глинистых пород большое значение имеет установление деформационных свойств. Нами были определены коэффициенты сжимаемости для озерных глин из разных участков разреза. Установлено, что все изученные образцы независимо от их ориентации характеризуются примерно одинаковой величиной сжимаемости. При $P = 3 \text{ кг/см}^2$ коэффициент сжимаемости 0,03. Однако, выветренные разновидности глинистых пород, имеющие нарушенную структуру и пониженные показатели влажности, характеризуются более высоким коэффициентом сжимаемости, т.е. являются сильно сжимаемыми грунтами. На нагрузках порядка 3 кг/см^2 коэффициент сжимаемости составляет 0,05.

Компрессионные испытания показали, что озерные отложения ха-

рактируются средними показателями сжимаемости, уменьшающимися с глубиной. Коэффициент сжимаемости этих пород на глубине 4–5 м составляет 0,02. При глубоком заложении фундамента не следует ожидать значительной деформации оседания при прочих благоприятных условиях.

Определения сопротивляемости сдвигу исследуемых грунтов показали, что угол внутреннего трения разноориентированных образцов, примерно, одинаковый и составляет $26-27^{\circ}$. Величина сцепления, как и следовало ожидать, разная вкрест и параллельно напластованию и равняется соответственно 0,325 и 0,264. Уменьшение величины сцепления по напластованию обусловлено наличием плоскостей раздела глины и песков, по которым сила трения меньше, чем вкрест напластования.

Вообще, исследуемые глинистые грунты характеризуются повышенными показателями сопротивления сдвигу, что указывает на структурное упрочнение этих грунтов, особенно их глинистых разновидностей. В грунтах с нарушенной структурой эти показатели резко уменьшаются, особенно показатель сцепления. Например, были получены такие показатели $C = 0,05$ и $0,06$.

Полученные данные определения физико-механических свойств Тбилисских озерных глин дают возможность качественной оценки их инженерно-геологических свойств. Эти свойства, в основном, определяются глубиной их залегания, степенью выветривания, водоносностью и характером приложения нагрузки в отношении их слоистости.

Известно, что оценка физико-механических свойств горных пород не может производиться на основании единичных испытаний, определений или измерений, т.к. по своей природе все горные породы в той или иной степени неоднородны, а многие из них характеризуются ани-

зотропностью. Поэтому требуется большое число определений, обобщение и анализ которых дает возможность устанавливать степень достоверности и надежности полученных данных. Метод математической статистики позволяет сгруппировать данные лабораторных определений (вариационный ряд). Любой вариационный ряд может быть охарактеризован следующими статистическими показателями: \bar{x} - среднеарифметическим, σ - средне-квадратным отклонением и V - коэффициентом вариации. x - представляет собой наиболее достоверную величину. Часто необходимо знание также минимальных и максимальных величин. Полученные данные многочисленных лабораторных определений дали возможность их обработки методом математической статистики, обобщенные показатели которых приведены в таблице.

Л и т е р а т у р а

1. Джапаридзе Г.В. Инженерно-геологические условия подземного строительства на территории г.Тбилиси (на примере строительства метрополитена I очереди). Автореферат диссертации, Тбилиси, 1955.
2. Ломтадзе В.Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Изд. "Наука", 1972.
3. Чхаидзе Д.В., Мацхонашвили К.Г. К истории развития долины р.Куры между Тбилиси и Марнеульской равниной. Труды ГПИ, № 7, 1965.

Таблица

Статистическая характеристика	Влажность естественная $W, \%$	Объемный вес, г/см^3		Удельный вес Δ г/см^3	Пористость, $\rho, \%$	Коэффициент пористости ϵ	Коэффициент влагоемкости $W_n, \%$	Коэффициент насыщения ψ	Число пластичности F	Сдвиговая характеристика		
		сырого грунта γ	скелета δ							угол внутреннего трения, φ°	сцепление C_0 кг/см^2	Коэффициент сжимаемости при $P = 3 \text{ кг/см}^2$
Средне-арифметическое \bar{x}	35	1,85	1,37	2,71	49	0,98	36	0,97	10	27	0,29	0,031
Средне-квадратическое отклонение, σ	4	0,05	0,05	0,02	1,8	0,07	0,49	0,03	4,1	4	0,01	0,007
Коэффициент изменчивости (вариации) $V, \%$	10	2,70	3	0,74	3,7	7	1,36	3	41	15	5,6	23
Средне-минимальное \bar{x}_{\min}	31	1,80	1,33	2,69	46	0,86	33	0,87	8	23	0,18	0,025
Средне-максимальное \bar{x}_{\max}	40	1,92	1,45	2,74	51	1,05	42	1,00	18	29	0,46	0,040

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ КАК ОСНОВА ДЛЯ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ
СООРУЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ АБХАЗИИ)

По существующему инженерно-геологическому делению Грузии, территория развития карбонатной формации входит в область среднегорья западной части складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

Древнейшими образованиями, входящими в состав карбонатной формации, являются отложения верхней юры. Представлены они массивными и тонкослоистыми доломитизированными известняками. Они в основном развиты в бассейне среднего течения р.Бзыбь, мощность их здесь превышает 500 м.

Отложения мелового возраста в пределах всей полосы карбонатной формации развиты полным своим разрезом.

Неоком представлен массивными и толстослоистыми известняками, доломитизированными известняками и доломитами мощностью 600-900 м. Отложения апт-альб-сеноманских ярусов представлены мергелистыми известняками, мергелями, глауконитовыми песчаниками - общая мощность 150-200 м.

Верхний мел представлен слоистыми плотными известняками, переходящими в верхней части в кристаллические известняки. Мощность 600-700 м.

Полоса развития меловых известняков представляет собой сложно построенную моноклираль. Их тектонической особенностью является развитие краевых складок и надвигов, синклинальных и антиклинальных перегибов, осложняющих основную моноклираль, а также много-

численных разрывов различного порядка, расчленяющих толщу меловых осадков на крупные структурные блоки.

Так, в районе головного узла Ингури ГЭС основная моноклираль, имеющая южное падение, осложнена Ингиришским антиклинальным и Цулишским синклинальным перегибами, а также целой серией разрывных нарушений. Крупнейшим разрывом является Ингиришский взбросо-сдвиг, прослеживающийся западнее участка плотины и имеющий субмеридиональное простирание, восточное падение и амплитуду взброса до 1 км.

Ингиришский взбросо-сдвиг сопровождается оперяющими его разрывными нарушениями меньшего порядка. Хорошо выражено также тектоническое нарушение вдоль контакта меловых и юрских пород, именуемой краевой дислокацией или краевым надвигом.

Район распространения отложений верхней юры характеризуется довольно интенсивной линейной складчатостью, а также крупными тектоническими разрывами.

Для обеих охарактеризованных подзон характерно проявление новейшей тектоники, заключающейся в общем поднятии (воздымании) горного массива. Скорость поднятия в районе головного узла Ингури ГЭС, по данным Г.С.Золотарева, В.Ш.Чумбуридзе и Т.Ю.Пиотровской, для верхнего плейстоцена-голоцена составляет в среднем 1-1,5 см в год.

Указанное воздымание сопровождалось в раннечетвертичное время дифференцированными движениями структурно-тектонических блоков, образованных многочисленными разрывами. В верхнечетвертичное время (а возможно, и в среднечетвертичное) произошло затухание дифференцированных подвижек, однако скорости общего воздымания возросли.

Доломитизированные, в отдельных прослоях слабобитуминозные, голсто- и среднеслоистые известняки верхней юры по данным изучения створа проектируемой плотины Бзыби-ГЭС, характеризуются нижеследу-

ющими показателями: удельный вес $2,75-2,85 \text{ т/м}^3$, временное сопротивление сжатию в сухом состоянии $1150-1300 \text{ кг/см}^2$.

Известняки, доломитизированные известняки и доломиты баррема, апта и, частично, валанжин-готерина, изучены с большой детальностью на участке строящейся арочной плотины Ингури ГЭС.

Эти породы характеризуются следующими физико-механическими показателями: известняки, удельный вес $2,70-2,75 \text{ т/м}^3$, объемный вес $2,64-2,67 \text{ т/м}^3$, временное сопротивление сжатию в среднем $900-1170 \text{ кг/см}^2$; доломитизированные известняки: удельный вес $2,72 \text{ т/м}^3$, объемный вес $2,68 \text{ т/м}^3$, временное сопротивление сжатию в среднем $1000-1200 \text{ кг/см}^2$; доломиты: удельный вес $2,75 \text{ т/м}^3$, объемный вес $2,65-2,68 \text{ т/м}^3$, временное сопротивление сжатию в среднем $1000-1100 \text{ кг/см}^2$.

Физико-механические свойства известняков турон-сенона и маастрихт-дата и песчано-глинистых пород альб-сеномана хорошо изучены в связи с проектированием и строительством деривационного и отводящего туннелей Ингури ГЭС. По материалам "Тбилгидропроекта" известняки маастрихт-дата и турон-сенона характеризуются следующими показателями: удельный вес $2,70-2,75$, объемный вес $2,20-2,60$, временное сопротивление сжатию $500-1500 \text{ кг/см}^2$.

Материалы исследования альб-сеноманских пород свидетельствуют, что глауконитовые песчаники представляют собой довольно прочную породу с объемным весом около $2,4 \text{ т/м}^3$ и временным сопротивлением сжатию в пределах $550-700 \text{ кг/см}^2$; глины же характеризуются объемным весом около $2,0 \text{ т/м}^3$ ($I,8-2,02$), показателями сопротивления сдвигу: вдоль напластования $\varphi = 8-24^\circ$, $C=2,0-6,4 \text{ кг/см}^2$, поперек напластования $\varphi = 10^\circ$, $C=13,7$.

Породы карбонатной формации характеризуются развитой, места-

ми значительной трещиноватостью, преимущественно тектонического происхождения.

С наибольшей детальностью изучена трещиноватость известняков и доломитов баррема и апта на участке строящейся арочной плотины Ингури ГЭС.

На данном участке породы характеризуются сильно развитой, повышенной трещиноватостью, связанной, в основном, как с вышеупомянутым Ингиришским взбросо-одвигом и оперяющими его мелкими разрывами, так и с краевой тектонической дислокацией между меловыми и юрскими отложениями.

Выделяется 6 систем трещин, из которых наибольшим распространением пользуются трещины, согласные напластованию. Значительным развитием пользуются крутопадающие трещины, направленные примерно вдоль склонов, а также пологопадающие с направлением падения под левый и под правый склоны. Из общего количества трещин 55% характеризуются раскрытием/шириной/ менее 1 см, 35% - раскрытием 1-5 см, 6% - 5-10 см и 4% - свыше 10 см. Наиболее крупных трещин (с раскрытием более 10 см) выделено 25. Они ориентированы в большинстве случаев согласно напластованию и имеют наибольшее значение в смысле влияния их на деформируемость массива.

Характерной чертой всех трещин, независимо от размера их, является изменчивость раскрытия, вплоть до смыкания их. Заполнитель трещины разнообразный: 55% зафиксированных трещин имеют различный мелкообломочный или обломочно-суглинистый заполнитель, 20% глинистый, 30% трещин заполнено (зацементировано) кальцитом, 15% трещин относится к разряду волосных, естественно лишенных заполнителя.

Кроме сказанного, в верхней части правого склона, в долами-

тах IV пачки Баррема в результате неоднократных смещений по трещинам, образовалось несколько зон дробления мощностью I-3 м, выполненных, в основном, доломитовой мукой, дресвой и щебнем.

Интенсивность развития трещиноватости в массиве неравномерная: отмечается как связь трещиноватости с основными тектоническими структурами, выделяющимися на рассматриваемом участке, так и закономерное убывание степени трещиноватости и глубиной массива.

По степени трещиноватости, наличию крупных трещин, преобладающему набору систем трещиноватости, наличию зон дробления, характеру изменения трещиноватости по глубине массива, заполнителю трещин и другим показателям в основании плотины выделено 7 структурно-тектонических зон: зона сводовой части антиклинального перегиба, нижняя и верхняя зоны левобережного крыла перегиба, две приразломных зоны правобережного крыла и верхняя доломитовая зона правобережного крыла.

Упругие свойства пород основания арочной плотины Ингури ГЭС изучены опытами со статическими нагрузками, сейсмоакустическими исследованиями в штольнях и на поверхностных профилях и специальным анализом геоструктурных особенностей основания (в особенности трещиноватости). При этом выявлена нижеследующая зональность его по модулю деформации - $E_{дф}$.

Зона с самыми низкими значениями модуля деформации $E_{дф} = 20-40$ тыс. кг/см² (коэффициент трещинной пустотности - КТП - 6-8%) выделяется в приповерхностной полосе обоих склонов и коренного дна долины (соответствует зоне выветривания и верхней части зоны сильного разуплотнения).

Ниже ее (также в зоне сильного разуплотнения), почти на всем протяжении обоих склонов (с повышенной мощностью в районе правобе-

режного разлома) выделяется зона с модулями

$$E_{дф.} = 40-70 \text{ тыс.кг/см}^2 (\text{КТП} - 3-6\%).$$

Еще ниже располагается зона слабого разуплотнения с модулями

$$E_{дф.} = 70-130 \text{ тыс.кг/см}^2 (\text{КТП} - 1-3\%), \text{ а с абс.отм.}$$

275 м на правом склоне и с отм.330 м на левом склоне - зона с модулями 130-160 тыс.кг/см² (КТП - 1%) (соответствующая зона неизменных пород).

В верхней части правого примыкания, где в толще пород часто встречаются мелкие зоны тектонического дробления, модуль деформации оценивается более широким пределом 5-70 тыс.кг/см².

В качестве расчетных приняты значения $E_{дф.} = 130, 80, 60$ и 20 тыс.кг/см^2 .

Расчетные значения показателей сопротивления сдвигу трещиноватой скалы, по материалам опытов, выполненных Гидропроектом, приняты равными: для зон с низкими значениями $E_{дф.}$ (20-40 и 40-70 тыс.кг/см²) $\varphi = 0,8$ и $C = 2,0 \text{ кг/см}^2$; для зон с высокими значениями $E_{дф.}$ $\varphi = 0,9$ и $C = 4,0 \text{ кг/см}^2$.

Представляет интерес также еще один показатель упругих свойств пород в массиве, зависящий от степени трещиноватости его, и необходимый для расчетов обделок напорных подземных сооружений - коэффициент удельного упругого отпора ($K_0 \text{ кг/см}^3$). По материалам опытных работ ГрузНИИЭС и геофизических исследований Гидропроекта, производившихся в верхнемеловых известняках применительно к напорному деривационному туннелю Ингури ГЭС, характерные значения его составляют: для слабо-трещиноватых пород - 600-800 кг/см³, для пород повышенной трещиноватости 300-400 кг/см³ и для раздробленных, перемятых зон - 100-200 кг/см³.

Водопроницаемость пород основания плотины также определяется трещиноватостью их.

Средние статистические значения удельного водопоглощения с глубиной постепенно уменьшаются, причем наиболее четко это уменьшение намечается с глубины 50-75 м.

Охарактеризованная выше зональность массива пород основания арочной плотины Ингури ГЭС по степени и характеру трещиноватости, а следовательно, по деформативности, показателям сопротивления сдвигу и водопроницаемости может рассматриваться типичной для пород карбонатной формации на участках пересечения их речными ущельями. Естественные же местные отклонения от данной типовой схемы будут определяться конкретной геоструктурной обстановкой.

На водораздельных участках горных массивов, по материалам инженерно-геологического изучения деривационного туннеля Ингури ГЭС, породы характеризуются несколько меньшей (в целом) степенью трещиноватости, чем на участках ущелий, за исключением зон, прилегающих непосредственно к краевому надвигу или к другим крупным тектоническим разрывам.

Наиболее характерным для пород карбонатной формации и широко развитым физико-геологическим явлением является карст. Развит он как в известняках и доломитизированных известняках верхней юры и нижнего мела (в нижнем неокоме и барреме), так и в карбонатных породах верхнего мела и палеогена. Наибольшей степенью развития карста в целом характеризуются нижнемеловые и верхнеюрские породы, однако, местами значительного развития карст достигает и в верхнемеловых отложениях.

В Абхазии карстовые формы широко развиты на Гагрском и Бзыбском массивах известняков, будучи представлены многочисленными шахтами и воронками, глубокими пещерами (Великан, Гигиствине, Анакопийская и др.), подземными карстовыми реками и источниками, дре-

нирующими зону неглубокого карста (истоки рр. Черная, Голубое озеро, источник Репруа, субмаринные источники в районе Гагра-Гантиади).

В моноклиальной полосе выходов карбонатной формации карст развит как в нижнем, так и верхем меду, причем гидродинамическая связь между карстовыми системами в нижнем и верхнем отделах отсутствует, т.к. они разделены толщей глинистых пород альб-сеномана. Более интенсивно, хотя и в меньшей степени, чем в Абхазии, карст развит в нижнем меду, выходы которого располагаются гипсометрически выше верхнего мела, в приводораздельных зонах Мегрельского хребта. Здесь выделяются крупные карстовые массивы Охачкуе, Квира, Мигария, испещренные крупными карстовыми воронками, колодцами и др. карстовыми формами.

Дренаживание карстовой системы в данном отделе формации осуществляют мощные родники, дающие начало карстовым рекам Речхи, Олори, Чачхури и др. В верхнемеловых известняках карст проявляется в виде полостей, щелей и трубок по трещинам преимущественно субмеридионального, поперечного по отношению к склону хребта направления. Деривационным туннелем Ингури ГЭС, пройденным в верхнемеловых известняках, на протяжении около 15 км, вскрыто свыше 20 поперечных карстовых полостей, мелких щелей и трубчатых систем.

При этом поперечные размеры карстовых полостей и щелей обычно не превышают 1-3 м. Большая часть карстовых пустот заполнена глиной с обломками скальных пород. Подземные воды, связанные с карстовой системой в верхнем меду, проявляются на поверхности родниками, приурочены к зоне контакта с перекрывающими известняки глинами Майкопской свиты. Дебиты данных родников значительно меньше таковых, связанных с карстом в нижнем меду.

В районе плотин Ингури ГЭС выделяются карстовые зоны:

- а) Зона поверхностного, площадного развития карста.
- б) Зона интенсивной объемной закарстованности, характеризующаяся крупными частыми сообщающимися щелями и трубками по трещинам всех систем.
- в) Зона разреженной вертикальной закарстованности, с редкими трубками-ходами по крупным трещинам преимущественно крутопадающих систем и по отдельным пластам доломитов лучнистой структуры, а также с выборочной выщелоченностью материала зон тектонического дробления до состояния доломитовой муки.

Из всего изложенного выше об геоструктурных особенностях горных массивов, физико-технических свойствах пород и о типичных физико-геологических процессах следует сделать вывод.

Инженерно-геологические условия для гидротехнического строительства в пределах развития карбонатной формации в целом благоприятны. Учитывая сложность геоструктурных условий и, в особенности, развитую, часто повышенную и сильную трещиноватость пород, при выборе типов плотин предпочтение следует отдавать каменно-набросным плотинам из местных материалов. Возможно, также на примере Ингури-ГЭС, строительство тяжелых бетонных плотин, в том числе арочных. Однако в этом случае многократно возрастают требования к детальности изучения всех элементов, определяющих инженерно-геологические условия этих сооружений. Это требование диктуется тем, что для обеспечения безопасной эксплуатации плотин, в основании их должен выполняться целый комплекс инженерных мероприятий по консолидации и повышению деформационных показателей пород в массиве.

Как показывает опыт, не вызывает серьезных осложнений и подземное строительство в породах карбонатной формации. Повышенное горное давление и вывала в известняках и доломитах нижнего и верх-

него мела развивается на ограниченных по протяжению участках, при пересечении зон тектонического дробления и сильной трещиноватости.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М. и др. Инженерно-геологические условия территории Грузии. Гидрогеология СССР, том X (Грузинская ССР), "Недра", 1970.
2. Кереселидзе С.Б. Тектоническая трещиноватость и прочностные свойства нижнемеловых пород участка плотины Ингури-ГЭС. Труды НИЛ Гидрогеологических и инженерно-геологических проблем, № 4, 1972.
3. Кереселидзе С.Б., Чумбуридзе В.Ш. Тектонические структуры и анализ их развития на участке головного узла Ингури-ГЭС. Труды НИЛ Гидрогеологических и инженерно-геологических проблем, № 4, 1972.
4. Габачава Д.Ш., Чумбуридзе В.Ш. Корреляция экспериментальных данных по растворимости карбонатных пород Западной Абхазии с данными фактического карстопроявления. Труды ГПИ, № 6(146), 1971.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ
IУ УГЛЕННОЙ ПЛОЩАДИ ТКВАРЧЕЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
В СВЯЗИ С ПРИТОКОМ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД В ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ

В оценке инженерно-геологических условий ряда месторождений полезных ископаемых гидрогеологический фактор является определяющим. Приток подземных вод иногда настолько усложняет условия эксплуатации, что его учет становится главной задачей при разработке конкретных инженерных мероприятий.

Как известно, IУ угленосная площадь Ткварчельского месторождения, где сосредоточены значительные запасы угля, характеризуется термальным водопитоком. Разгружаясь в горные выработки шахты № 8, эти воды, температура которых достигает 40⁰С, значительно нагревают воздух, образуют пар и нарушают вентиляционный режим. Это явление вызывает резкое нарушение условий разработки месторождения и снижение производительности работ.

В течение нескольких лет кафедра гидрогеологии и инженерной геологии ГПИ проводила работы по изучению условий движения подземных вод и причин термального обводнения горных выработок /5/. Заключение по результатам гидрогеологических работ и схема предложенных мероприятий по отводу термальных вод были использованы при составлении проекта осушения шахты № 8. Значительное распространение термальных вод и возрастающий объем будущих эксплуатационных работ, определили необходимость изучения гидрогеологических условий в пределах движения термов с учетом дальнейшего расширения разработки месторождения. Наряду с гидрогеологической съемкой тер-

ритории площадью 10 км² в масштабе 1:5000 и режимными гидрогеологическими наблюдениями в горных выработках, была изучена трещиноватость — как среда, в которой происходит восходящее движение термов. Анализ и обработка гидрогеологического материала по данным разведочного бурения более 150 скважин, имеющих на исследованной территории, а также опытные гидрогеологические работы дали возможность количественной прогнозной оценки притока термальных вод в участках будущих разработок IУ угленосной площади.

Изучение гидрогеологических условий показало, что термальные воды имеют субнапорный характер, по химическому составу они являются сульфатно-кальциево-натриевыми с общей минерализацией 0,2–0,8 г/л. Основные их выходы вскрываются в горных выработках шахты № 8, в районе руд.двора горизонта 480–505 м. В разное время они фиксировались в горных выработках верхнего горизонта — 950 м, на поверхности в виде двух восходящих источников, а также в разведочных буровых скважинах.

Режим и условия циркуляции термальных вод непостоянны. В момент вскрытия подземных потоков горными выработками наблюдается максимальный приток, затем он уменьшается, а в некоторых случаях вовсе прекращается. Основной средой циркуляции термов являются тектонические трещины, на которых остановимся более подробно.

Ткварчельское месторождение характеризуется интенсивной тектонической расчлененностью. За всю историю геологического развития юрские отложения неоднократно подвергались значительным тектоническим воздействиям. Скальные породы вулканогенной серии байоса разбиты многочисленными трещинами разной глубины и протяженности. Определяющее значение для движения термальных вод имеют тектонические трещины, характеризующиеся большой протяженностью и глуби-

ной распространения. Пространственная взаимосвязь разнотипных тектонических трещин определила повсеместный характер движения подземных вод, однако в зонах развития интенсивных складчатых и разрывных дислокаций наблюдается заметное преобладание движения потоков, что хорошо наблюдается на I участке IV угленосной площади.

Из тектонических трещин здесь наблюдаются трещины как отрыва, так и скола. С гидрогеологической точки зрения наибольший интерес представляют открытые трещины отрыва, часто наблюдаемые в вулканогенной свите байоса. Произведено количественное изучение трещиноватости, как в горных выработках, так и на естественных обнажениях. Составлены диаграммы распространения тектонических трещин. Выделено семь групп разнотипных трещин. I - поперечные трещины отрыва, II - диагональные - сдвиговые трещины скола, III - диагональные - сдвиговые трещины скола, перпендикулярные трещинам II группы, IV - надвиговые трещины - вдоль напластования, V - горизонтальные трещины отрыва - "высвобождения", VI - трещины отрыва, перпендикулярные напластованию, "мохплавовые", VII - трещины кливажа осевой плоскости.

Анализом большого количества замеров трещин установлено, что все указанные группы характеризуются определенной ориентировкой. Так например, раскрытые трещины имеют азимуты от ЮВ - 235° до СЗ - 283° с падениями на юго-восток под углом $40-45^{\circ}$ или на северо-запад под углом $45-55^{\circ}$ и от ЮВ - 150° , с падением на северо-восток или юго-запад под углом $50-60^{\circ}$. Как показывают наблюдения, максимальный дебит выходов термальных вод по всей длине штолен шахты № 8 совпадают с участками распространения раскрытых трещин.

Количественное изучение трещиноватости на IV угленосной площади проводилось и ранее /I/. Были выделены две группы трещин от-

рыва и четыре группы скола. Трещины отрыва имеют северо-восточное простирание $50-60^{\circ}$, падение одной группы трещин ЮВ- $60-75^{\circ}$, другой - СВ - $50-55^{\circ}$. Две системы сколовых трещин - широтного простирания с падением на север 85° и на юг $40-60^{\circ}$. Юго-восточное простирание имеют также две системы трещин, причем одна система характеризуется юго-западным падением ($35-70^{\circ}$), а другая - северо-восточным ($50-60^{\circ}$).

Эти данные были дополнены новыми замерами параметров трещин в горных выработках и в обнажениях. Уточнены некоторые особенности трещиноватой среды в связи с ее коллекторными свойствами. Выполнено более 700 определений. Для систематизации полученных данных параметров трещин составлена диаграмма. На диаграмме кроме параметров трещин показан и характер водопритока по основным водоносным трещинам. Приводятся данные трещиноватости и водопритока горизонта 480-505 м, начиная от зоны сброса № I, где наблюдается значительное увеличение водопритока. На диаграмме обозначены данные по двум основным разрабатываемым горизонтам шахты № 8. Закономерность изменения количества водопритока, определяемая дебитом водоносных трещин, можно распространить и на другие горизонты, намечаемые в разработке. На диаграмме о контурены участки сосредоточения наиболее часто встречаемых азимутов водоносных трещин с обозначением соответствующих дебитов. Для каждого горизонта выделяются две основные группы трещин. На нижнем горизонте, где расположено большинство выработок, трещины имеют следующие азимуты: ЮЗ - $210-260^{\circ}$ и СВ - 70 - ЮВ - 100° . На верхнем - ЮВ - 140° , ЮЗ - 190° и СВ - 350° , СВ - 30° . Наиболее часто встречаемые азимуты для обоих горизонтов ЮВ $140-170^{\circ}$ и СВ $20-30^{\circ}$. Крупные сбросы № I и № 3, распространенные в пределах I участка IV угленосной площади, имеют при-

мерно такие же азимуты (сброс № I - С - 360° - СВ - 30° , сброс № 3 ЮВ - 160° , ЮЗ - 205°).

Приведенные на диаграмме водоносные трещины как нижнего, так и верхнего горизонтов относятся к группе этих сбросов и имеют такую же пространственную ориентировку (углы падения их варьируют в пределах от 30° до 80°). Как показали данные замеров, все основные выходы термальных вод сосредоточены в зоне, ограниченной сбросами субширотного простирания, с падениями плоскостей сбросов как на север, так и на юг. С приближением фронта горных выработок к сбросу № 3, суммарный дебит термального водопритока увеличивается почти вдвое и возрастает в полосе между сбросами № I и № 3. Большинство описанных водоносных трещин находится в этой полосе. Анализом большого количества замеров азимутов трещин было выявлено сравнительное постоянство углов падения трещин на нижнем горизонте ($60-70^{\circ}$) и более широкое изменение углов на верхнем ($30-75^{\circ}$). Это можно объяснить большей разветвленностью и раскрытостью трещин с приближением к поверхности, а также увеличением их числа за счет экзогенных факторов.

Изучение трещинной расчлененности горного массива в пределах IV угленосной площади и ее связи с характером водопроявлений, дают возможность заключить, что максимальный термальный водоприток связан с полосой, ограниченной с севера и юга вышеотмеченными сбросами.

Шахтой № 8 разработана лишь часть из разведанных запасов угля на территории IV угленосной площади. Это, в основном, северные и северо-западные участки в районе скатов № I, 2, 3 и 4. Основная часть будущих разработок находится восточнее и частично западнее и северо-западнее капитальных штолен шахты № 8. В первую очередь

предполагается разработка района участка № I на горизонтах 950-870 м, 870-750 м и ниже 750 м, причем этот последний горизонт как по площади, так и по запасам превосходит другие разрабатываемые горизонты.

Для детального и всестороннего освещения вопросов прогнозирования гидрогеологических условий горного массива, намечаемого к разработке, требуется проведение специальных разведочных и опытных гидрогеологических скважин, что для высокогорных условий IV угленосной площади связано с большими затруднениями. Наш прогноз основан на анализе данных, полученных в процессе разведки месторождения, хотя следует отметить недостаточность гидрогеологических данных. Были использованы также результаты опытных гидрогеологических работ, выполненные нами как в горных выработках, так и по термальным источникам бальнеологического курорта. Составлена пространственная модель горного массива будущих разработок в виде блок-диаграммы. Геологические данные собраны по продольным и поперечным геологическим разрезам. Отмечены уровни термальных вод по эксплуатационным горным выработкам и по скважинам, причем показана как начальные уровни, так и уровни, установившиеся после вскрытия их выработками. Максимальный уровень термальных вод по всей полосе распространения почти совпадает с кровлей вуканогенной свиты байоса, где сосредоточены основные пути их циркуляции. В зонах тектонических нарушений, характеризующихся повышенной водопропускной способностью, эти уровни значительно выше. До проведения горных выработок имелись естественные выходы термов в полосе сброса № 3. На продолжении плоскости этого сброса, в полосе сброса № 5, в скважине № 200 отмечался самоизлив термальной воды дебитом 14,5 л/сек. В скважине № 197, расположенной в этой же по-

лосе, также отмечался самоизлив. Аналогичная картина наблюдается и в полосе сброса № I, где расположены скважины № 208, I99, I87. В них одновременно был зафиксирован самоизлив субтермальных вод. Таким образом, восстановлением плоскости, соответствующей верхним уровням термальных вод, обнаруживается ее мультислойный характер. Относительное понижение уровня центральной части, по сравнению с краями, составляет 150 м, а абсолютный уровень в центральной части 700–800 м. При разработке угольных пластов ниже отмеченного уровня возможно вскрытие термального потока. Максимальный приток следует ожидать в момент вскрытия, затем, как это наблюдалось на горизонтах 505 и 950 м, произойдет заметное понижение уровня и уменьшение дебита. Исходя из этого, при вскрытии зон тектонической трещиноватости, горизонтов 750 и 870 м, особенно в полосе между сбросами № I и № 3, не исключена возможность термального водопритока, аналогично горизонту 480–505 м. Есть основания полагать, что его продолжительность и напор окажутся меньшими, т.к. гипсометрически ниже расположенными выработками уже произведен частичный перехват путей восходящего движения потока. С удалением от ныне разрабатываемых горизонтов это влияние будет постепенно уменьшаться, и, возможно, совершенно исчезнет.

Нами произведена попытка подсчета количества термального водопритока. Известно, что возможный приток вод к горным выработкам может быть определен несколькими методами: 1) методом аналогии, 2) балансовым методом, 3) методом электрогидродинамических аналогий и 4) методом гидродинамики. Выбор метода зависит от конкретных гидрогеологических и геоструктурных условий /2, 4/.

Для Ткварчельского месторождения наиболее приемлемым является метод аналогии, который используется для прогноза водообильности в

в пределах освоенных горно-промышленных районов или месторождений. Особенно удовлетворительные результаты получаются при прогнозе притоков для нижних, намечаемых к отработке горизонтов, находящихся в аналогичных геолого-гидрогеологических условиях, или на смежных с действующими шахтами участках.

Количественный расчет прогноза нами произведен на основании формулы

$$Q = Q_1 \frac{S}{S_1}$$

где Q - ожидаемые притоки на единицу площади очистных работ в заданных условиях разработок в м³/час.

Q_1 - фактические притоки на ту же единицу площади очистных работ по эксплуатируемой шахте.

S - величина понижения уровня подземных вод на заданной площади очистных работ, считая от первоначального, ненарушенного уровня, до уровня почвы горных выработок.

S_1 - фактическое понижение уровня подземных вод в процессе эксплуатации шахты.

Для определения фактического единичного притока в условиях горных выработок шахты № 8 были использованы данные режимных наблюдений в шахте.

Расчеты показали, что $Q = 0,24$ м³/мин или 14,4 м³/час. Аналогичная величина получена при расчете водопритока в центральном водоприемнике в руд. дворе шахты № 8, $Q = 12$ м³/час.

Показатели понижения уровней в пределах существующих выработок шахты № 8 и будущих разработок получены изменением абсолютных отметок первоначальных уровней термальных вод и установленного уровня, а также ожидаемого при разработке новых горизонтов. Соответственно получены: $S_1 = 1125 - 505 = 620$ м; $S = 1125 - 870 = 255$ м -

для горизонта 870 м и $S = 1125 - 750 = 375$ м для горизонта 750 м.

Подставив значения, получим:

1. Для горизонта 870 м

$$Q = 0,24 \cdot \frac{255}{620} = 0,1 \text{ м}^3/\text{мин} = 6,0 \text{ м}^3/\text{час}$$

2. Для горизонта 750 м

$$Q = 0,24 \cdot \frac{375}{620} = 0,145 \text{ м}^3/\text{мин} = 8,7 \text{ м}^3/\text{час}$$

Увеличение водопритока для горизонта 750 м закономерно, т.к. с глубиной поток мощнее.

Полученные данные приближенные, но, с нашей точки зрения, правильно отражают особенности условий циркуляции термальных вод.

На основании вышесказанного можно заключить, что при освоении новых угленосных участков IУ площади Ткварчельского месторождения имеется основание ожидать вскрытие, аналогичных для горизонта 480-505 м, шахты № 8, термальных вод. Исходя из этого, при проходке горных выработок потребуются проведение специальных мероприятий как по отводу термальных вод, так и по уменьшению их влияния на условия подготовки и эксплуатации угленосных горизонтов.

Л и т е р а т у р а

1. Джикия Т.Р. Связь между тектоническими нарушениями и экзогенными трещинами на Ткварчельском месторождении. Труды ГПИ, № 6, вып.3, 1966.
2. Климентов П.И. Методика гидрогеологических исследований. Изд. "Высшая школа", М., 1967.
3. Плотников Н.И., Сыроватко М.В., Щеголев Д.И. Подземные воды рудных месторождений. Металлургиядат, М., 1957.
4. Сыроватко М.В. Гидрогеология и инженерная геология при освоении угольных месторождений. Госгортехиздат, 1960.
5. Чхвaidзе Д.В. Гидрогеологические особенности IУ угленосной площади Ткварчельского месторождения. Труды XV научно-технической конференции ГПИ, вып.6, 1970.

О ВАЖНОСТИ ПРОГНОЗА ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ
ГОРНЫХ ПОРОД ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ДАННЫМ
ДЕТАЛЬНОЙ РАЗВЕДКИ

Основной тенденцией развития отечественной горнодобывающей промышленности является повышение удельного веса открытого способа разработки месторождений. Вместе с ростом масштабов открытых работ увеличиваются сроки существования карьеров.

Обеспечение устойчивости откосов на карьерах является одним из основных вопросов, от решения которого зависит дальнейшее развитие открытого способа разработки. В связи с этим при проектировании и строительстве новых карьеров важно заранее располагать данными об инженерно-геологических условиях месторождений и, в частности, ценными для прогнозирования свойств горных пород.

Анализ материалов детальной разведки железорудных
месторождений

Опыт проектирования и эксплуатации карьеров железорудных месторождений показывает, что в настоящее время намечается определенный разрыв между детальной разведкой и инженерно-геологическим изучением месторождения.

Изучение факторов устойчивости бортов многих глубоких карьеров показало, что в большинстве случаев причиной их деформации является недостаточный учет инженерно-геологических условий месторождений и в частности физико-механических свойств горных пород.

Большой объем дополнительных инженерно-геологических исследований, выполняемый после окончания детальной разведки, связан со

значительными расходами и затягивает введение месторождения в эксплуатацию. В этом легко можно убедиться на примере анализа материалов детальной разведки некоторых крупнейших железорудных месторождений. Так, например, после окончания детальной разведки на Оленегорском и Коршуновском месторождениях перед проектированием, а позднее и в процессе эксплуатации возникла необходимость детального изучения инженерно-геологических условий этих месторождений, без чего проектирование карьеров было невозможно.

Несмотря на значительный объем проведенных геолого-разведочных работ для каждого из этих месторождений на стадии детальной разведки, вопросу изучения физико-механических свойств горных пород не уделялось внимание, и детальная разведка дала материалы только по условиям обводнения карьеров.

После окончания детальной разведки на этих месторождениях неоднократно ставились специальные инженерно-геологические работы, которые проводили ВНИИ и ИГД.

Детальная разведка на Соколовско-Сарбайском месторождении проводилась для обоих карьеров примерно в одно и то же время, с 1949 по 1955 гг. и носила аналогичный характер в отношении методики и объема работ.

Если на Оленегорском и Коршуновском месторождениях в период разведки физико-механические свойства не изучались, то на Соколовско-Сарбайском месторождении детальная разведка сопровождалась лабораторным изучением всего комплекса физико-механических свойств горных пород. Тем не менее, к 1960 г., к моменту составления проектов на стадии рабочих чертежей имеющиеся материалы оказались не достаточными. В частности, не была изучена трещиноватость, палеозойских пород, вкрайне недостаточно были изучены физико-механические

кие свойства пород мезо-кайнозойской толщи. В связи с этим институтом "Фундаментпроект" и ВНИМИ были проведены значительные инженерно-геологические исследования, продолжавшиеся по 1963 год.

Приведенные примеры подтверждают вывод о том, что в период детальной разведки месторождений полезных ископаемых крайне недостаточное внимание уделяется изучению их инженерно-геологических условий.

Следует отметить, что детальная разведка, правда, не всегда удовлетворительно объемна, но всегда дает: характеристику геологического строения месторождения, распространение и формы залегания горных пород, сведения об их выдержанности по мощности и по простиранию, состав и строение слагающих горных пород, сведения о нарушенности условий первоначального залегания породы и т.д.

Согласно инструкциям по изучению инженерно-геологических условий месторождений твердых полезных ископаемых при их разведке/7/ и требованиям ГКЗ, детальная разведка должна сопровождаться оптимальным объемом инженерно-геологических исследований, состоящих в изучении физико-механических свойств горных пород, но это требование не всегда можно выполнить.

К основным источникам для получения сведений о физико-механических свойствах горных пород, следует отнести материал геофизического исследования (электрокаротаж, гамма-гаммакаротаж, ультразвуковой каротаж, сейсмоакустический каротаж, резистивиметрия и т.д.), входящие в комплекс детальной разведки полезного ископаемого.

Обеспечение детальной разведкой всех требований проектирования и разработки, в том числе требования прогноза физико-механических свойств горных пород, особенно важно, так как все проектные решения и определения технико-экономических показателей горно-рудного пред-

приятия должны базироваться на исходных данных детальной разведки.

Возможные прием прогноза свойств горных пород

Проектирование и строительство горных предприятий требует учета физико-механических свойств горных пород, полученных как на основании обобщения имеющихся материалов, так и на основании использования методов прогноза.

Прогнозирование физико-механических свойств горных пород по данным детальной разведки является одним из методов решения задач в инженерной геологии месторождений полезных ископаемых.

Так как устойчивость бортов карьеров рассматриваемых месторождений во многом обуславливается прочностью скальных и полускальных пород, в дальнейшем внимание будет уделено главным образом прогнозированию прочностных свойств этих пород.

Прочность горных пород зависит от ряда факторов, из которых преимущественное значение имеет вещественный состав, структура и текстура. А каждый из этих факторов в определении прочности пород оказывает различное количественное влияние.

Прогнозирование физико-механических свойств горных пород может осуществляться на основе знаний: 1) общих положений о свойствах горных пород, основанных на качественных и количественных обобщениях отдельных наблюдений и исследований; 2) закономерностей развития процессов формирования физико-механических свойств различных генетических и петрографических типов горных пород и 3) закономерностей пространственного изменения свойств горных пород в земной коре (Ломтадзе В.Д., 1973).

С целью полного использования материалов детальной разведки для прогноза физико-механических свойств горных пород, нами была

изучена корреляционная зависимость между сопротивлением пород на сжатие и скоростью распространения продольных волн.

Был произведен множественный корреляционный анализ некоторых совместно влияющих факторов на определение прочности горных пород. В частности, проанализировано влияние таких параметров, как процентное соотношение главных породообразующих и рудных минералов, объемный вес, пористость и сделана попытка количественного учета структурно-текстурных особенностей пород на определение их прочности.

С целью установления и изучения корреляционной зависимости между сопротивлением пород на сжатие и скоростью распространения продольных волн, нами в лабораторных условиях были изучены скальные и полускальные горные породы Коршуновского, Оленегорского, Качканарского и Соколовско-Сарбайских железорудных месторождений.

Определение сопротивления на сжатие и упругих свойств производились по известной методике (Домтадзе В.Д., 1972) для одного и того же образца с параллельным изучением состава и строения горных пород.

Экспериментальные данные для каждого типа пород были обработаны методом наименьших квадратов, а полученная графическая зависимость была описана уравнением регрессии.

Вычисления производились на ЭВМ по программе, составленной на языке АЛГОЛ-60.

Статистическая обработка (выборка $N=60$) показала, что для исследуемых разностей пород между величинами сопротивления сжатий и скоростью распространения продольных волн существует тесная корреляционная зависимость (см. табл. I), что позволяет в случае знания скоростей распространения продольных волн, с довольно высокой до-

Таблица I

Уравнение связи прочности пород на сжатие и скорости распространения продольных волн для различных петрографических типов пород разных месторождений

Месторождение и породы	$R_{сж}$ ср. кг/см ²	V_p ср. м/сек	Уравнение связи	Корреляционное отношение η	Ошибка корр. отношения $m\eta = \pm \frac{1-\eta^2}{\sqrt{N}}$	Теснота связи η - 3 мм
<u>Коршуновское месторождение</u>						
Известняки	642	6185	$R_{сж} = \frac{1198307}{8337} + V_p$	0,85	0,04	0,71 тесная
Песчаники	719	4487	$R_{сж} = \frac{1594500}{6500} + V_p$	0,84	0,03	0,75 тесная
Алевриты и аргиллиты	474	4684	$R_{сж} = \frac{618025}{6440} + V_p$	0,83	0,04	0,71 тесная
<u>Оленегорское месторождение</u>						
Гнейсы	842	6669	$R_{сж} = \frac{2600690}{9430} + V_p$	0,95	0,01	0,92 очень тесная
Кварциты	1010	6778	$R_{сж} = \frac{2547406}{9775} + V_p$	0,92	0,02	0,86 тесная
<u>Соколовско-Сарбайское месторождение</u>						
Туфобракчи	1025	5894	$R_{сж} = \frac{2573983}{8050} + V_p$	0,89	0,01	0,86 тесная
Известняки	600	5837	$R_{сж} = \frac{1349795}{8050} + V_p$	0,86	0,04	0,74 тесная
Песчаники	386	4455	$R_{сж} = \frac{598273}{6600} + V_p$	0,52	0,09	0,25 очень слабая
Опоки	357	4344	$R_{сж} = \frac{659720}{6480} + V_p$	0,60	0,08	0,36 очень слабая
<u>Качканарское месторождение</u>						
Пироксениты	683	5584	$R_{сж} = \frac{1389542}{7360} - V_p$	0,85	0,03	0,75 тесная

стоверностью определить сопротивление на сжатие, минусуя трудоемкие работы по испытанию образцов.

Применение методов множественной корреляции с количественным учетом текстурно-структурных особенностей существенно улучшает методику анализа экспериментальных данных и дает возможность математически выразить существующие зависимости в виде уравнения регрессии.

Для изучения указанных зависимостей нами были выбраны песчаники и известняки Коршуновского месторождения и кварциты Оленегорского карьера.

Статистическая обработка экспериментальных данных (выборка $N=60$), так же, как при парной корреляции, производилась на электронно-вычислительной машине на языке АЛГОЛ-60.

Для характеристики вещественного состава приняли процентное содержание главных породообразующих минералов, а для показателей физических свойств пористость в % и объемный вес породы. С целью количественного учета структурно-текстурных особенностей, влияние этих факторов условно оценили двадцатибалльной системой. Самая низкая оценка - количество баллов 10, дается образцам пород самой неблагоприятной (с точки зрения прочности) структуры и текстуры, а самая высшая - 20 баллов - образцам, строение которых обеспечивает высшую прочность для этих петрографических типов пород.

Таким образом, структура кварцитов, гранобластовая, гранофири-бластовая и лепидогранобластовая, была оценена соответственно десятью, пятнадцатью и двадцатью баллами.

Массивная, слоистая и тонкослоистая текстура кварцитов была оценена соответственно - массивная 15 баллов, слоистая - 10 и тонкослоистая - 8 баллов.

Для песчаников комплекс структур, которые различаются по крупности зерен, оценивался следующим образом: алевритовая - 20 баллов, псаммитовая - 15 баллов, псефитовая и пелитовая - по 10 баллов.

Образцы известняка кристаллической структуры - 20 баллов, пелитоморфной - 15.

Для обоих типов осадочных пород массивная и слоистая текстура оценивались соответственно пятнадцатью и десятью баллами.

Следовательно, в уравнении регрессии под показателем вида структуры или текстуры понимается условная сумма баллов, начисленная образцу породы за тот или иной вид структуры и текстуры.

Помимо вышеперечисленных величин в уравнениях регрессии встречается общая пористость пород в %-ах, величина которой для известняков колеблется от 3 до 12%, а для песчаников - от 5 до 15%; объемный вес кварцитов меняется в пределах от 3,37 до 3,65 г/см³.

Такой подход к количественному учету структурно-текстурных особенностей горных пород при множественном корреляционном анализе имеет весьма условный характер, но рассматривается как попытка количественно охарактеризовать строение горной породы при его инженерно-геологической оценке. Следует отметить, что вышеуказанное условное допущение имеет весьма существенное значение для сравнительной характеристики прочности разных петрографических типов пород.

В результате систематической обработки фактического материала по вышеуказанной методике получены уравнения регрессии для пород Боршунковского железорудного месторождения:

для известняков

$$R_{\text{сжк}} = 380 + 5 X_1 + 11 X_2 + 22 X_3 + 54 X_4 \quad (1)$$
$$r = 0,82,$$

где X_1 - содержание карбонатного материала в %,

X_2 - показатель вида структуры,

X_3 - показатель вида текстуры,

X_4 - пористость в %,

r - коэффициент множественной корреляции.

Для песчаников

$$R_{\text{сжк}} = 17 X_1 + 28 X_2 + X_3 - 10 X_4 - 710 \quad (2)$$
$$r = 0,81,$$

где X_1 - содержание кварца в %,

X_2 - показатель вида структуры,

X_3 - показатель вида текстуры,

X_4 - пористость в %,

r - коэффициент множественной корреляции.

Для кварцитов Оленегорского месторождения

$$R_{\text{сжк}} = 780 + 20 X_1 - 23 X_2 - 10 X_3 + 14 X_4 - 15 X_5 \quad (3)$$
$$r = 0,91,$$

где X_1 - содержание кварца в %,

X_2 - содержание рудного минерала в %,

X_3 - показатель вида структуры,

X_4 - показатель вида текстуры,

X_5 - объемный вес породы, г/см³,

r - коэффициент множественной корреляции.

Величина коэффициента корреляции, которая во всех трех случаях высокая, говорит о надежности установленных зависимостей. Влияние каждого изучаемого фактора на определение прочности горной по-

роды в общем виде отражается величиной коэффициента в уравнениях регрессии.

Сопоставление данных определения прочности горных пород на сжатие непосредственно в лабораторных условиях и показателей прочности, полученных с помощью уравнений регрессий (1, 2, 3) показывает, что максимальное отклонение теоретических (по уравнению регрессии) величин от фактических (непосредственно испытанием образца) составляет не более 27%, а минимальное - 13% (см. табл. 2, 3, 4).

Сказанное еще раз подтверждает вывод о возможности прогнозирования прочностных свойств горных пород с высокой достоверностью по материалам детальной разведки.

Сложностью для внедрения в практику методов прогноза физико-механических свойств горных пород является отсутствие единой научно обоснованной методики их применения.

Л и т е р а т у р а

1. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Изд. "Недра", 1970.
2. Ломтадзе В.Д. Теоретические основы прогноза физико-механических свойств горных пород. Труды Всесоюз. конф. по инж. геологии. Тбилиси, 1973.
3. Ломтадзе В.Д. Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. "Недра", 1972.
4. Проблемы инженерной геологии. Труды межведомственного совещания по инженерной геологии. Изд-во МГУ, 1970.
5. Коломенский Н.В. Инженерная геология, ч.2, М., Гссгеолтехиздат, 1956.
6. Шаумян Л.В. Физико-механические свойства массивов скальных горных пород. Изд-во "Наука", М., 1972.
7. Скворцов Г.Г., Бобов Н.Г., Кориковская А.К. Инструкция по изучению инженерно-геологических условий месторождений твердых полезных ископаемых при их разведке. (Проект - первая редакция) Ротапринт ВСЕГИНГЕО, 1972.

Таблица 2

Сопоставление результатов исследования прочности на сжатие кварцитов Оленегорского месторождения

Место взятия проб и № образца	Прочность пород на сжатие, определенная лабораторным методом, кг/см ²	Прочность пород на сжатие, вычисленная уравнением регрессии, кг/см ²	Относительная ошибка, %
<u>Оленегорское месторождение</u>			
Северо-восточный борт			
32	1250	1170	6,4
34	1750	1620	7,5
38	1900	1980	-4,2
41	1000	1045	-4,5
42	750	740	1,3
Юго-западный борт			
21	1250	1200*	4,0
23	2200	1600	27,2
14	750	760	-1,3
15	850	875	-2,9
16	1300	1500	-15,3

Таблица 3

Отклонение предела прочности на сжатие песчаников
Коршунковского месторождения от фактических величин

Место взятия проб и № образца	Прочность пород на сжатие, опре- деленная лабо- раторным мето- дом, кг/см ²	Прочность пород на сжатие, вычис- ленная уравнени- ем регрессии, кг/см ²	Относительная ошибка, %
<u>Коршуновское месторождение</u>			
Скв. 40I			
1	620	550	11,3
2	680	750	-10,3
7	750	800	-6,6
9	750	600	20,0
10	900	850	5,5
12	1100	1200	-9,9
Скв. 42			
18	850	1000	-17,6
19	1150	1050	8,5
20	800	900	-12,5
21	1000	1100	-10,0
32	625	700	-12,0

Таблица 4

Сопоставление результатов исследования прочности известняков Коршуновского месторождения

Место взятия проб и № образца	Прочность пород на сжатие, определенная лабораторным методом, кг/см ²	Прочность пород на сжатие, вычисленная уравнением регрессии, кг/см ²	Относительная ошибка, %
<u>Коршуновское месторождение</u>			
Скв. 42			
14	500	580	-16,0
15	620	680	-9,7
16	750	700	6,7
17	600	750	-25,0
22	1000	800	20,0
24	750	650	13,3
Скв. 40I			
5	980	900	8,2
6	770	800	-3,8
8	980	1100	-12,2
14	1300	1200	7,7

СУФФОЗИОННАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОН ДОЛОМИТОВ
ОСНОВАНИЯ ПЛОТИНЫ ИНГУРИ ГЭС

Основанием арочной плотины Ингури ГЭС служат карбонатные отложения нижнего мела, моноклинально падающие на юго-восток $110-120^{\circ}$ под углом $50-70^{\circ}$. В этих породах по данным инженерно-геологической съемки, проведенной ТбилГидЭП, можно выделить шесть пачек, более или менее отличающихся друг от друга своим литолого-петрографическим составом и физико-техническими показателями.

Так как основным объектом наших исследований являлась IV пачка, характеристика других пачек дается вкратце.

I пачка (характеристика пачек дается в нисходящем разрезе) представлена тонкослоистыми плотными мергелистыми известняками зеленовато-серого цвета; мощность пачки доходит до 30 м.

II пачка представлена средними и тонкослоистыми мергелистыми известняками, иногда тонкими пропластками мергелей и мелкозернистыми известняками.

III пачка представлена окремненными глауконитовыми известняками верхнего баррема.

С инженерно-геологической точки зрения особый интерес представляет IV пачка. Именно в этой пачке встречаются ослабленные и выветрелые зоны. IV пачка состоит из светлосерых плотных известняков. Участками известняки доломитизированы или полностью превращены в доломиты. На поверхности доломиты местами сильно выветрены, я выщелочены и превращены в доломитовую муку.

Доломиты IV пачки характеризуются мозаичной структурой. В не-

большом количестве обнаруживаются небольшие участки мелкозернистых карбонатов. Предел прочности на сжатие у доломитов 1000 кг/см^2 , а у известняков $1200-1300 \text{ кг/см}^2$.

Известняки и доломиты этой пачки имеют невыдержанную мощность. Доломиты по простиранию и падению переходят в известняки и характеризуются разными формами залегания (пласты, линзы, бесформенные тела и т.д.).

Общая мощность IV пачки достигает 200 м. Порода пересечена многочисленными тончайшими трещинами, заполненными иногда водянoproзрачным кальцитом.

V пачка в основном представлена тонкослоистыми (0,8-3 м) битуминозными известняками, секущимися многочисленными тонкими трещинами. Известняки в основном доломитизированы или полностью превращены в доломиты.

VI пачка состоит из известняков и доломитов. Известняки доломитизированы, серые, пятнистые, слабо битуминозные, плотные, средне- и грубослоистые, толщина пластов 0,4-0,8 м, иногда 2-4 м. Доломиты VI пачки светлосерые и белые, неравномерно зернистые, слабо кавернозные. Мощность пластов I-2 м и более.

Общая мощность VI пачки 100-120 м.

Из перечисленных пачек с суффозионной точки зрения опасной является IV пачка. Как отмечалось выше, эта пачка характеризуется отдельными расслабленными зонами и трещиноватостью. Повышенная трещиноватость этой пачки подтверждается не только геологической съемкой, но и фильтрационными свойствами пород.

Ослабленные и трещиноватые зоны пород IV пачки являются наиболее неблагоприятными для плотины, т.к. они могут оказаться соединительными каналами для верхнего и нижнего бьефа. Если учесть

также очень низкие физико-механические показатели ослабленных зон этой пачки, то ясно будет, какое важное значение приобретает изучение суффозионной устойчивости ослабленных зон доломитов.

Эксперименты по суффозионной устойчивости пород

Суффозионная устойчивость IУ пачки была исследована лабораторно в научно-исследовательской лаборатории гидрогеологических и инженерно-геологических проблем на договорных началах с ТбилГМДЭП.

Образцы были отобраны из штолен № 3957, 2403, и 1652. Определению суффозионной устойчивости пород предшествовало детальное изучение вещественного состава и физико-механических свойств пород.

Расслабленные доломитовые известняки IУ пачки по своим физико-механическим показателям можно разделить на три разновидности: доломитовая мука, доломитовая дресва и доломитовый щебень. Ниже дается краткая характеристика физико-механических свойств этих грунтов.

Доломитовая мука. Содержание MgO в доломитовой муке не превышает 20%, а CaO - 35%. Содержание фракции > 2 мм равняется 10-15%, песчаных фракций - 35-45%, пылеватых - 35-50%, содержание глинистых фракций не превышает 5%. Объемный вес влажных грунтов составляет $1,9 \text{ г/см}^3$ - $2,1 \text{ г/см}^3$, а удельный вес - $2,78 \text{ г/см}^3$. Естественная влажность изменяется в пределах 8-16%.

Доломитовая мука в воде неустойчивая, время размокания образцов 10 мин при влажности 10%. Коэффициент фильтрации грунтов, определенный в лабораторных условиях, составляет 0,001 м/сут, а некоторые образцы практически водонепроницаемые.

Доломитовая дресва. Количество MgO доходит до 15%, а CaO -

45%. Содержание фракции $d = 2 \div 20$ мм не превышает 40-50%, песчаных - 20-30%, пылеватых 15-20%, а глинистых - 2-3%. Объемный вес грунтов составляет 1,93-2,10 г/см³, а удельный - 2,75 г/см³. Коэффициент фильтрации меняется в пределах 0,01-0,2 м/сут.

Доломитовый щебень. Количество М 0 не превышает 13-18%, а СаО - 50%. Количество фракций $d > 20$ мм составляет 40-50%, фракции $d = 2-20$ мм по сравнению с доломитовой дрсевой резко уменьшается и доходит до 15-20%, количество песчаных и пылеватых фракций меняется в пределах 12-16%. Что касается глинистых фракций, то содержание этой фракции доходит до минимума и не превышает 1,5-2%. Объемный вес грунтов составляет 2,2 г/см³, удельный вес 2,75 г/см³. Коэффициент фильтрации меняется в пределах 0,05-1 м/сут.

Методика исследования. Методика исследования суффозионной устойчивости пород заключалась в следующем: ненарушенные образцы вышотмеченных трех разновидностей грунтов исследовались на фильтрационно-компрессионных приборах при разных градиентах фильтрационного потока воды.

Высота образцов бралась 10-15 см, а площадь - 60 см². Образцы исследовались при градиентах 0,1-0,2; 0,5; 1,2; 3 и 5. Отмеченные градиенты соответствуют градиентам будущей плотины. Вода для фильтрации бралась как дистиллированная, так и из реки Ингури. Всего было исследовано около 150 образцов. Температура воды при фильтрации менялась от 13 до 20°. До начала опытов тщательно проверялось специальным прибором наличие пристенной фильтрации.

Во время фильтрации велись наблюдения за изменением коэффициента фильтрации грунтов. Резкое увеличение его, происходящее обычно с одновременным помутнением воды в фильтрате, указывало на на-

чало процесса механической суффозии. В процессе опыта регулярно брались фильтраты для исследования химического состава.

Содержание карбонатов в профильтрованной воде определяли путем титрования фильтратов соляной кислотой. Для контроля в некоторых фильтратах содержание карбонатов определяли методом осаждения в виде карбоната бария. Определялся также сухой остаток фильтратов. Количество в фильтрате Ca и Mg пересчитывалось на CaCO_3 и MgCO_3 в миллиграммах на литр. Зная минералогический состав образца, таким же пересчетом определяли содержание в породе выщелоченных карбонатов, причем предполагали, что эквивалентное количество CaCO_3 и MgCO_3 находится в породе в виде доломита, а избыток присутствует в виде свободного кальцита.

Вода, протекающая вдоль поверхности образцов, может оказывать на них с одной стороны химическое действие, а с другой — механическое.

Механическая суффозия зависит от скорости течения воды и физико-механических свойств данной породы. Что касается химической суффозии, то она, кроме вышеперечисленных факторов, во многом зависит от агрессивности фильтрующейся воды.

При фильтрации воды в карбонатных породах происходит постепенное насыщение потока воды водорастворимыми солями, в результате чего движущаяся вода теряет агрессивные свойства. После полного насыщения раствора солями процессы химической суффозии должны полностью прекратиться. С этого времени в породах при фильтрации действует только механическая суффозия.

При фильтрации в карбонатных породах оба процесса, как механическая, так и химическая суффозии, происходят одновременно. Од-

нако, не вызывает сомнения, что в зависимости от типа грунта, химизма фильтрующей воды и от величины действующих напоров воды, нарушение устойчивости грунтов в одних случаях обусловлено в основном механической суффозией, а химическая имеет подчиненную роль, в других случаях, наоборот, чарушение устойчивости грунтов в основном вызвано химической суффозией.

Таким образом, для правильного прогнозирования суффозионной устойчивости известняков IУ пачки считаем необходимым определить, чем вызвано в основном нарушение устойчивости грунтов, механической или химической суффозией.

Для сопоставления процесса механической суффозии с химической нами были поставлены специальные опыты, заключающиеся в следующем: одни образцы фильтровались природной ингурской водой, являющейся по своему химическому составу вполне агрессивной по отношению к известнякам IУ пачки, а в других опытах бралась ингурская вода, предварительно искусственно насыщенная солями Са и Mg, и тем самым превращенная в неагрессивную воду. Таким образом, во вторых опытах в образцах при фильтрации могла происходить только механическая суффозия. Результаты, полученные при фильтрации неагрессивной и агрессивной ингурской водой, сопоставлялись и определялась роль механической и химической суффозии в общих процессах фильтрации.

Полученные результаты. Результаты исследований показали, что в различных типах грунтов процессы суффозии протекают различно.

Доломитовая мука характеризуется незначительным коэффициентом фильтрации - K_{ϕ} в среднем равняется 0,001 м/сут. На рис. I дается изменение K_{ϕ} во времени. Как видно из рисунка, кривая изменения K_{ϕ} во времени имеет плавный характер и признаков механической

ОБРАЗЕЦ 45
ДОЛОМИТОВАЯ МУКА
P- ВЕРТИКАЛЬНАЯ НАГРУЗКА

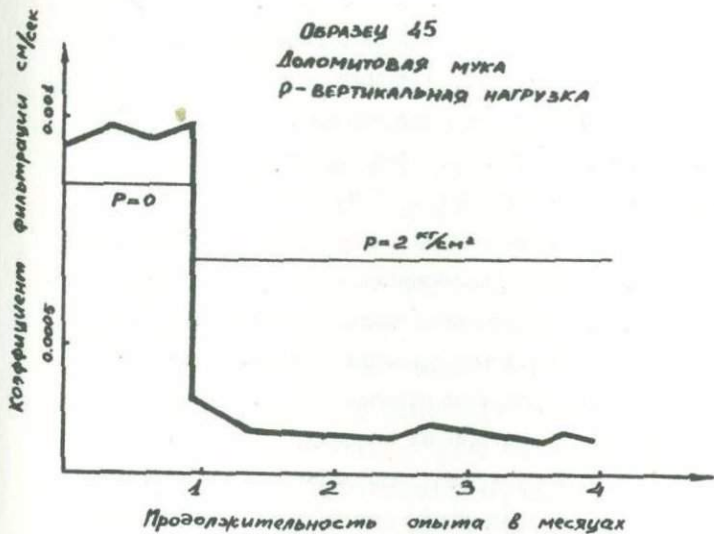


Рис. 1

суффозии в грунтах не наблюдается. Химический анализ фильтратов воды показывает, что химическая суффозия в доломитовой муке имеет место, но, надо предполагать, что интенсивность процесса химической суффозии вследствие низкого коэффициента фильтрации, настолько незначительна, что ее можно пренебречь.

Интересно отметить, что указанные грунты при всех исследуемых градиентах оказались суффозионно-устойчивыми. Однако, надо отметить, что при градиенте $J = 5$ часто наблюдается в образцах пристенная фильтрация, вызывающая обычно быстрый размыв грунта.

Доломитовая древа. В зависимости от действующих скоростей и коэффициента фильтрации доломитовой дресвы, процесс суффозии в

ней протекает различно. При $v = 0,05$ м/сут. суффозия протекает аналогично процессам в доломитовой муке. Но при $v = 0,05$ м/сут в грунтах начинается механическая суффозия, резко повышающая коэффициент фильтрации грунтов. Так, например, у образца № I при $v = 0,06$ м/сут после пятимесячной фильтрации K_f увеличился в четыре раза. Увеличение коэффициента фильтрации обычно сопровождается уменьшением концентрации $CaCO_3$ и $Ca Mg (CO_3)_2$ в фильтратах.

При $v = 0,9 - 1,1$ м/сут в грунтах наблюдается явная картина механической суффозии, резко увеличивающаяся во времени, фильтраты мутнеют и в них появляются отдельные частицы грунта. На рис.2 показан прорыв образца в результате суффозии, а на рис.3 дается изменение коэффициента фильтрации во времени.

Необходимо отметить, что процесс механической суффозии в доломитовой дресве при малых скоростях проявляется очень медленно, обычно через несколько месяцев, тогда как при больших скоростях это явление протекает значительно быстрее; иногда буквально за несколько дней.

Доломитовый щебень. Самым неблагоприятным грунтом с точки зрения суффозионной устойчивости оказался доломитовый щебень, что прежде всего объясняется его сильной трещиноватостью.

При раскрытии некоторых образцов доломитового щебня обнаружались макротрещины, которые иногда заполнены мелкими фракциями. Трещиноватость в породе распределена неравномерно и имеет локальный характер. Анизотропность трещины обусловила изменение K_f в широких пределах от 0,05 до 1,5 м/сут.

Результаты исследований показали, что в доломитовом щебне процесс механической суффозии начинается при $v = 0,02$ м/сут. Чем больше величины действующих градиентов и K_f , тем интенсивнее

идет процесс суффозии. При повышении скоростей концентрация CaCO_3 и $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ в фильтрате уменьшается.

Кривую изменения коэффициента фильтрации грунтов во времени можно разбить на три этапа: во время первого этапа происходит химическая суффозия; механическая суффозия имеет подчиненную роль. Во втором этапе механическая суффозия начинает преобладать над химической, в фильтратах вод уже появляются механические частицы, выносимые фильтрационным потоком воды. Во время третьего этапа механическая суффозия полностью преобладает над химической. Коэффициент фильтрации грунтов увеличивается резко. При этом почти в каждом опыте фильтраты воды мутнеют, что объясняется выносом из образцов мельчайших частиц уже в большом количестве.

Продолжительность каждого этапа зависит как от коэффициента фильтрации, так и от действующих напоров.

Выше было отмечено, что для выяснения роли механической и химической суффозии в разрушении грунта агрессивную ингурскую воду искусственно превращали в неагрессивную. Результаты опытов показали, что неагрессивная вода не меняет общей картины процесса суффозии; так, например, как видно из рис.3, при воздействии агрессивной и неагрессивной воды величина критической скорости фильтрации у образца № 109 почти не изменилась. Однако при воздействии агрессивной воды прорыв грунта происходит гораздо быстрее. Такая картина наблюдается почти во всех опытах.

Таким образом, как показали многочисленные исследования образцов, прорыв грунта при фильтрации в основном обусловлен механической суффозией. Ингурская вода развивает в испытуемых образцах химическую суффозию; однако надо отметить, что при сопоставлении роли механической суффозии с химической решающее значение в разруше-

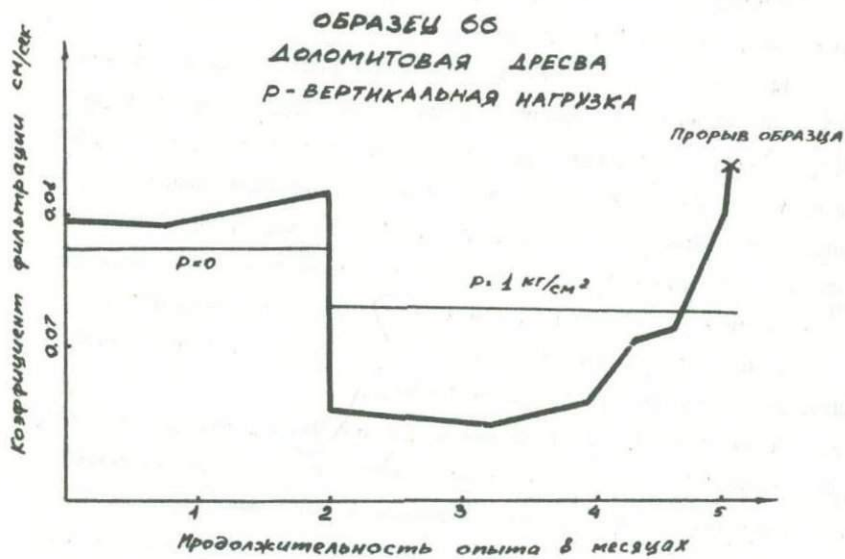


Рис. 3

нии грунта (имевшем место при высоких градиентах) принадлежит первой. Растворимость доломитов все же настолько незначительная, что химическая суффозия, учитывая даже длительный срок эксплуатации будущей плотины, самостоятельно не может ослабить прочность породы настолько, чтобы грунт разрушился. Она только способствует и подготавливает почву для механической суффозии, ускоряет процесс. Если учесть и тот факт, что длина пути насыщения фильтрующейся воды солями измеряется, как показали эксперименты, несколькими метрами, то очевидным станет преобладающее значение роли механической суффозии над химической.

Таким образом, анализ результатов суффозионной устойчивости исследуемых грунтов показывает, что доломитовая мука при исследуемых градиентах суффозионно устойчивая. В доломитовой дресве и в доломитовом щебне критические скорости суффозии соответственно равны 0,06 м/сут и 0,02 м/сут. Следовательно, для предотвращения неблагоприятных суффозионных явлений в ослабленных зонах доломитов противофильтрационные мероприятия в основании плотины должны проектироваться с таким расчетом, чтобы фильтрационные скорости воды не превышали указанные величины.

РОЛЬ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ПРИ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОМ
ЗАКРЕПЛЕНИИ ГРУНТОВ

Вопросы упрочнения глинистых грунтов под действием постоянного электрического тока изучались многими исследователями как у нас в СССР, так и за рубежом.

Существуют различные мнения об эффекте электрохимического закрепления. По мнению К.Энделя и Б.Гофмана/1/, преобразование глинистых пород под действием постоянного электрического тока происходит в результате обменных реакций между поглощенными катионами. Б.Ф.Рельтов и А.В.Новиков/2/ решающим фактором электрохимического закрепления считали материал электрода, они наблюдали цементацию грунтов гелями $Al(OH)_3$ и $Fe(OH)_3$, в зависимости от электродов. Б.В.Толстомятов/3/ показал, что в грунте возможны ионные реакции двух типов: физико-химические реакции поглощения и обмена, протекающие между ионами и грунтами, и химические реакции, происходящие между ионами и материалом электродов. По мнению Н.И.Титкова и др. /4/, в основе электрохимического закрепления глинистых пород лежат явления взаимодействия материала электродов, электролита и растворимой части породы, влияют при этом и состав и pH водной среды. Изменяя состав и pH водной среды глинистых пород, можно соответствующими добавками вести направленно процессы электрохимического закрепления.

Устойчивое закрепление глинистых грунтов происходит вследствие физико-химических процессов, протекающих в тонкодисперсной среде, поэтому процентное содержание глинистых и мелкопылеватых

частиц в грунте является решающим фактором устойчивого закрепления. По данным Жинкина/5/, устойчивому электрохимическому закреплению подвергаются грунты, если содержание фракций менее 0,01 мм составляет не менее 50%.

Существование различных мнений об эффекте электрохимического закрепления/1, 2, 3, 4, 5/ говорит о том, что, во-первых, еще не разработана единая методика электрохимического закрепления глинистых пород и, во-вторых, недостаточно хорошо изучена роль отдельных факторов в процессе закрепления, таких как: влияние катионного состава на характер закрепления, влияние состава и pH жидкой фазы на свойства закрепляемого грунта, влияние материала электрода на формирование новообразований, зависимость прочности закрепляемого грунта от режима электрообработки и других.

Для выявления влияния отдельных факторов в процессе электрохимического закрепления необходимо проводить детальные исследования на мономинералах различного типа глинистых пород. Объектом наших исследований был выбран №а-аскангель, который является типичной бентонитовой глиной, в состав которой входят тонкодисперсные минералы главным образом монтмориллонитовой группы (до 95%). Месторождение аскангелей находится в с.Аскана Грузинской ССР.

Химический и гранулометрический составы №а-аскангеля представлены в таблицах I и 2.

Таблица I

Химический состав №а-аскангеля

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	H ₂ O	Потери при прокаливании
46,98	21,30	3,60	4,06	3,61	0,95	10,06	19,98

Таблица 2

Гранулометрический состав №а -аскангеля (анализ выполнен ареометрическим методом, с обработкой грунта пирофосфатом натрия)

размер частиц, мм				
количество фракций, %				
I - 0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001
0	3,68	2,94	12,74	80,64

В образцах №а -аскангеля количество обменного №а составляет 64,5 мг/экв. на 100 г, а Са⁺⁺ - 9,1 мг-экв. на 100 г породы.

Целью наших исследований было изучение некоторых факторов, которые, по нашему мнению, оказывают наибольшее влияние на свойства глинистых пород в процессе электрохимического закрепления, а именно:

1. Состав поглощенных катионов.
2. рН жидкой фазы.
3. Материал электродов.

Программа работ включала 2 серии экспериментов:

1. Опыты с угольными электродами.
2. Опыты с железными электродами.

Образцы исходного №а -аскангеля перед началом экспериментов отмывались от различных солей и примесей. Отмывка образцов происходила следующим образом: высушенная до воздушно-сухого состояния глина измельчалась в порошок и просеивалась через сито диаметром

1 мм. Затем приготавливалась суспензия на дистиллированной воде в отношениях глина к воде - 1:100, которая помещалась в большой стеклянный сосуд. В этот сосуд погружали фарфоровые фильтры, подключенные через систему трубок к масляному электронасосу, который, создавая вакуум, откачивал воду из суспензии (рис.1).

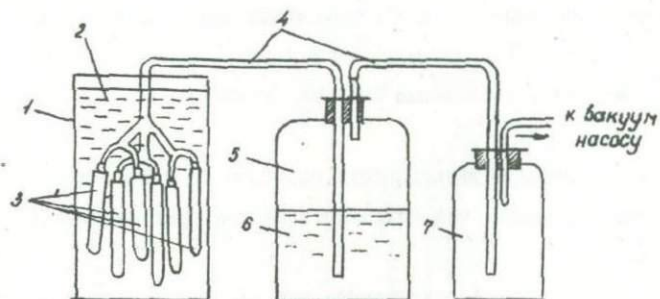


Рис.1. Схема установки для отмывки грунта

1. Стеклянный сосуд. 2. Суспензия грунта. 3. Фарфоровые фильтры. 4. Сосуд для сбора воды. 5. Сосуд для улавливания капель воды, установленный перед вакуум-насосом.

После откачки воды систему выключали и с фильтров снимали "рубашки" - осевший слой грунта, из которого снова приготавливали суспензию, и весь цикл повторяли несколько раз. В результате такой обработки нам удалось в короткий срок отмыть большое количество грунта.

Для выяснения влияния катионного состава на физико-механические свойства грунта до и после закрепления из отмывого Na -аскангеля были приготовлены образцы Ca и Fe -аскангеля.

Замена Na^+ на Ca^{++} и Fe^{++} -ионы производилась при помощи многократного промывания на воронке порошка Na^+ -аскангеля растворами соответствующих хлоридов CaCl_2 и FeCl_2 . Избыток солей отмывался дистиллированной водой также при помощи фарфоровых фильтров до исчезновения реакции на Cl^- .

В полученных образцах Ca и Fe -аскангеля определялось содержание обменных Ca^{++} и Fe^{++} . Содержание Ca^{++} в Ca -аскангеле составляло 28,5 мг/экв. на 100 г, содержание Fe^{++} в Fe -аскангеле - 40,8 мг/экв. на 100 г породы.

В таблице 3 показана дисперсность образцов Ca и Fe -аскангеля, а в таблице 4 - физико-механические свойства трех разновидностей аскангеля.

Анализ таблиц 2, 3 и 4 показывает, что из трех разновидностей исследуемой глины наиболее слабыми физико-механическими свойствами, а также наибольшей дисперсностью отличается исходная глина - Na^+ -аскангель. Замена Na^+ -катиона в поглощающем комплексе исследуемой глины на Ca^{++} и, особенно, Fe^{++} -катион, вызывает значительное изменение гранулометрического состава и улучшение основных физико-механических показателей. Грунты становятся более агрегированными и, следовательно, более прочными.

Все три разновидности аскангеля подвергались электрообработке в соответствии с поставленными задачами.

Эксперименты по электрохимическому закреплению проводились в плексиглазовых цилиндрах размерами 15x7 см. Грунтовая паста загружалась в цилиндры с послойным трамбованием и выдерживалась под нагрузкой 0,5 кг/см² в течение трех суток. В качестве электродов использовались угольные и стальные пластинки. Расстояние между электродами составляло 12 см, причем нижние электроды служили ка-

Таблица 3

Гранулометрический состав образцов Са- и Fe-аскангеля (Ареометрический метод анализа с обработкой грунта пирофосфатом натрия)

№№ п/п	Грунт	Количество фракций, %; размер частиц, мм				
		I - 0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	< 0,001
1	Са-аскангель	0	4,50	5,27	20,05	70,18
2	Fe-аскангель	0	3,92	8,34	30,21	57,53

Таблица 4

Физико-механические свойства исследуемой глины

Разновидность	Влажность, %	Объемный вес, г/см ³		Пределы пластичности			Пористость, %	Удельный вес, г/см ³	Прочность на раздвигание, кг/см ²	Угол внутреннего трения, °	Сцепление, кг/см ²	Размокание, мин, час
		грунта	скелета	текучести	раскатывания	число пластичн.						
Na-аск.	109	1,38	0,66	152	96	56	75	2,59	0,5	3	0,06	5 мин.
Ca-аск.	101	1,41	0,69	105	56	49	78	2,67	0,9	4,30	0,08	20 мин.
Fe-аск.	100	1,49	0,79	102	61	41	70	2,70	1,4	11,30	0,12	24 час

годами, а верхние - анодами. Цилиндры помещались в воронки Бюхнера, под которые подставлялись мензурки для замера выхода воды у катодов. Источником постоянного тока служил выпрямитель ВС - 24 М, подключенный к городской сети. Режим закрепления во всех опытах был одинаков: градиент потенциала поддерживался постоянным - 0,7-0,9 в/см.

1. В первой серии опытов проводилось электрохимическое закрепление исследуемых грунтов с угольными электродами.

Целью экспериментов первой серии было выявление факторов закрепления грунтов с различным катионным составом при исключении взаимодействия материала электродов с растворимой частью грунта. Всего было проделано 8 опытов.

2. Во второй серии - проводилось закрепление с железными электродами. Целью экспериментов второй серии было установление роли электродов в процессе электрохимического закрепления грунтов с различным составом поглощенных катионов. Было проделано 10 опытов.

Все опыты по электрохимическому закреплению продолжались 60 часов, процесс закрепления проводился с односторонней направленностью тока. После завершения процесса закрепления образцы глины исследовались по зонам - анод, катод, на изменение влажности, прочности, удельного и объемного весов, дисперсности, рН - водных вытяжек, состава поглощенных катионов, химического состава и др. Основные данные состава и свойств закрепленных глин приведены в таблицах 5, 6, 7, 8. В таблице 5 представлено изменение гранулометрического состава закрепленных грунтов по зонам.

Анализ таблицы 5 показывает, что в процессе электрохимического закрепления происходит уменьшение дисперсности исследуемых

Таблица 5

Изменение гранулометрического (микроагрегатного) состава исследуемой глины после электрохимического закрепления (Ареометрический метод с химической обработкой пирофосфатом натрия)

№№ пп	Грунт	Зона	Вид электро- опреде- лений	Число опреде- лений	Количество фракций, %, размер частиц, мм		
					1-0,5	0,05-0,005	< 0,005
1	Na-аскан-гель		незакреплен	3	0	40	60
2		анод катод	уголь- ный	2	0	48	52
				3	0	35	65
3		анод катод	желез- ный	3	5	66	32
				2	0	40	60
4	Ca-аскан-гель		незакреплен	3	0	49	51
5		анод катод	уголь- ный	3	0	54	46
				2	2	60	38
6		анод катод	желез- ный	3	4	63	33
				3	2	60	38
7	Fe-аскан-гель		незакреплен	2	3	68	39
8		анод катод	уголь- ный	2	6	69	25
				2	8	68	39
9		анод катод	желез- ный	3	6	70	24
				3	2	65	33

грунтов. Наибольшая агрегация наблюдается в прианодных зонах закрепления, причем особенно заметна она в опытах с железными электродами с Na-аскангелем и Ca-аскангелем, где имеет место замещение катионов Na и Ca на Fe-ион. Вхождение иона Fe в поглощающий комплекс приводит к уменьшению диффузионного слоя электрокинетического потенциала глинистых грунтов и к коагуляции

коллоидных глинистых частиц. В опытах же с угольными электродами агрегацию в анодных зонах можно объяснить возникновением резко кислой реакции у анода, которая вызывает коагуляцию глинистых частиц. Кроме того, в результате кислой реакции в растворе могут появиться алюминий и железо, извлекаемые из самого грунта, играющие роль коагуляторов. Это подтвердил Толстопятов Б.В./3/ в опытах с угольными электродами.

В таблице 6 показано изменение состава поглощенных катионов закрепленных образцов по зонам.

Таблица 6

№ пп	Грунт	Электроды	Зона	Кол-во поглощенных катионов в мг/экв. на 100 г		
				Na	Ca	Fe
1	Ма-аскангель	угольные	анод	40,0	6,3	2,33
			катод	56,0	8,5	-
		железные	анод	12,3	2,8	39,7
			катод	63,0	6,9	4,2
2	Са-аскангель	угольные	анод	0,05	30,3	4,66
			катод	0,90	69,6	-
		железные	анод	0,20	23,5	21,2
			катод	0,72	65,0	2,8
3	Fe-аскангель	угольные	анод	0,05	30,3	4,66
			катод	0,90	69,6	-
		железные	анод	0,20	23,5	21,2
			катод	0,72	65,0	2,8

При рассмотрении таблицы 6 становится очевидным, что в процессе электрохимического закрепления исследуемых грунтов происходит резкое изменение состава обменных катионов. В анодных зонах

всех разновидностей глин значительно уменьшается роль натрия и кальция в обменном комплексе и соответственно должна увеличиваться роль водорода, алюминия и железа, которые оказывают большое влияние на образование крупных агрегатов и прочных связей между ними. Судя по увеличению количества обменного железа в анодных зонах, наши данные хорошо согласуются с этими представлениями. Увеличение количества железа в процессе закрепления происходит в основном в опытах с железными электродами за счет обменных реакций с материалом электрода. Так, в опытах с Na -аскангелем в анодной зоне количество поглощенного железа становится почти равным количеству его в незакрепленной глине Fe -аскангель. Следовательно, и свойства закрепленной с железными электродами глины Na -аскангель должны быть близки к свойствам незакрепленной глины Fe -аскангель.

В экспериментах же с угольными электродами появление обменного железа в поглощающем комплексе анодных зон Na и Ca -аскангелей можно объяснить растворением алюмо-силикатного ядра грунта в результате возникновения резко кислой реакции у анода и появлением в растворе ионов железа и алюминия, часть которых входит в поглощающий комплекс грунта и тем способствует улучшению свойств в анодной зоне - коагуляции, агрегации и др. Эти соображения хорошо согласуются с данными таблиц 5 и 7.

В катодных зонах в поглощающем комплексе при электрохимическом закреплении должна повышаться активность ионов Na , Ca и Mg . В наших опытах наилучший эффект закрепления катодной зоны наблюдается с Ca -аскангелем при использовании железных электродов, т.к. вытесненные из поглощенного комплекса анодной зоны ионы Ca переходят в поровый раствор и, передвигаясь к ватоду, входят в

поглощающий комплекс катодной зоны, а избыток их отлагается в виде CaCO_3 , скрепляя и цементируя частицы грунта, повышая его прочность. Хороший эффект закрепления обеих зон – анодной и катодной, судя по данным таблиц 5 и 6, наблюдается при закреплении Fe-аскангеля с использованием железных электродов.

Результаты изменения pH в исследуемых глинах около катода и анода приведены в таблице 7.

Таблица 7

Изменение реакции среды по зонам в результате электрохимического закрепления аскангелей (по водным вытяжкам)

№ пп	Грунт	Электроды	Зона	pH
1	Na-аскангель	Угольные	анодная	1,2 – 1,5
			катодная	> 12
		железные	анодная	1,8 – 2,0
			катодная	12
2	Ca-аскангель	Угольные	анодная	3,0
			катодная	8 – 10
		Железные	анодная	4,0
			катодная	12
3	Fe-аскангель	Угольные	анодная	2,5
			катодная	12
		Железные	анодная	2
			катодная	12

Как видно из таблицы 7, легко обменивающие основания аскангели очень скоро приобретают резкоокислую реакцию анода и резкощелочную у катода.

Известно, что от рН среды зависит, в каких формах выпадают минералы, определяются условия накопления и растворения отдельных минералов. В щелочной среде имеет место выделение гидратов, приводящих к образованию нерастворимых цементирующих веществ, в кислой среде интенсивно протекает процесс электролитического растворения электродов, приводящий к образованию коагелей, например, алюминия и железа, которые также принимают участие в образовании цементирующих веществ.

Но для формирования новообразований в процессе электрохимического закрепления необходимо наличие источника ионов, которые служат строительным материалом, при отсутствии же их в грунте будут преобладать процессы растворения и разложения минералов, что может ослабить структурные связи грунта и ухудшить его свойства. Так, в опытах с угольными электродами, несмотря на более резкое изменение рН в анодных и катодных зонах, получены худшие результаты изменения гранулометрического состава и состава поглощенных катионов, чем в опытах с железными электродами. В данном случае железные электроды явились источником ионов, вступающих в реакции обмена с грунтом, в результате чего происходит изменение состава обменных катионов в поглощающем комплексе грунта, кроме того, в результате электролитического разложения железного анода в грунте накапливаются гидроокислы железа, цементирующие агрегаты грунта в анодной и средней зонах, а катодная укрепляется за счет вытесненных ионов Са и Ма из поглощенного комплекса и отложенных в виде карбонатов, а также за счет выноса и переотложения гидрокарбонатов.

В результате электрохимического закрепления происходит обезвоживание грунта, агрегация частиц и формирование новообразований, прочно связывающих агрегаты между собой, что ведет к значительному улучшению основных физико-механических свойств исследуемых грунтов.

В таблице 8 приведены основные физико-механические свойства закрепленных образцов исследуемой глины.

Судя по данным таблицы 8, результаты закрепления при железных электродах резко отличаются от результатов, полученных при угольных электродах. В первом случае результаты закрепления гораздо лучше. Это еще раз подтверждает влияние материала электродов как источника ионов - на процесс электрохимического закрепления.

Анализ полученных результатов дает основание заключить:

1. Решающим фактором при электрохимическом закреплении, обуславливающим устойчивое упрочнение грунтов, является наличие источника обменных ионов высокой валентности (материал электродов, растворы электролитов).

2. Реакция среды играет важную роль в процессе электрохимического закрепления, т.к. она обуславливает в грунтовой массе процессы разложения минералов и формирования новообразований. Эффект упрочнения пород зависит от преобладания процессов формирования новообразований над процессами разложения структурных связей грунта.

Вышеотмеченные закономерности наблюдаются при электрохимической обработке бентонитовых глин. Для окончательных выводов и выработки конкретной методики закрепления глинистых пород необходимы аналогичные исследования для других типов глинистых пород. Результаты, несомненно, будут иметь большое теоретическое и практическое значение.

Таблица 8

Изменение основных физико-механических свойств исследуемых грунтов
после электрохимического закрепления

№№ пп	Грунт	Электроды	Зона	Влажность, %	Объемный вес, г/см ³		Число пласти- тич- ности	Порис- тость, %	Удель- ный вес, г/см ³	Проч- ность на разд., кг/см ²	Угол внут- реннего трения, φ°	Сцепле- ние, С, кг/см ²	Размокание, мин, час
					грунта	скеле- та							
1	Na-ас- кангель	угольные	анод	72	1,41	0,82	36	68	2,57	0,90	6	0,10	2 час.
			катод	85	1,38	0,74	44	72	2,59	0,25	2	0,05	3 мин.
		железные	анод	70	1,48	0,87	29	68	2,69	1,40	12	0,15	24 час.
			катод	87	1,40	0,85	35	68	2,63	0,50	6	0,08	20 мин.
2	Ca-ас- кангель	угольные	анод	72	1,47	0,85	29	69	2,68	1,50	5	0,10	12 час.
			катод	69	1,51	0,89	16	67	2,69	1,70	8	0,18	26 час.
		железные	анод	70	1,52	0,90	24	68	2,80	2,00	12	0,20	48 час.
			катод	70	1,59	0,90	15	69	2,86	2,50	18	0,25	120 час.
3	Fe-ас- кангель	угольные	анод	62	1,56	0,96	16	65	2,75	2,00	15	0,20	48 час.
			катод	70	1,53	0,90	26	67	2,70	1,80	10	0,12	24 час.
		железные	анод	57	1,64	1,04	16	64	2,85	2,50	18	0,25	96 час.
			катод	60	1,60	1,00	23	65	2,80	2,00	15	0,22	48 час.

Л и т е р а т у р а

1. Эндель К., Гофман Е. Электрохимическое укрепление глинистых грунтов. Материалы I международной конференции по механике грунтов и фундаментостроению. Том I, 1936.
2. Рельтов Б.Ф., Новиков А.В. Электрохимическое закрепление глинистых грунтов. Сообщение I и II Изв.ВНИИ гидротехники им.Б.Е.Веденеева, тт.30, 31, 1941, 1946.
3. Толстопятов Б.В. Электрохимическое закрепление глинистых грунтов. Почвоведение, № 8, 1940.
4. Титков Н.И., Петров В.П., Неретина А.Я. Формирование минералов и структур при электрохимическом закреплении неустойчивых горных пород. М., 1964.
5. Жинкин Г.П. Электрохимическое закрепление грунтов. Техника железных дорог, № 4, 1949.

К ВОПРОСУ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВПАДИНЫ СОЛЕННЫХ ОЗЕР
В ОКРЕСТНОСТЯХ гор.ТБИЛИСИ

Недалеко от восточной окраины г.Тбилиси, параллельно р.Куре, расположен ряд замкнутых котловин и котловинообразных понижений различного происхождения. Наиболее северные из них - Глданские - находятся в 6 км от города, южнее следуют Кукийское, Илгунианское и, наконец, Авлабарское.

Наибольший интерес представляли озера Кукийское, Илгунианское, и Авлабарское, во впадине которых создано Тбилиское водохранилище в целях орошения прилегающих к городу земель.

Впадина, образованная этими тремя котловинами, вытянута с С-З на Ю-В в длину до 9 км, при ширине от 1 до 2 км. Кукийское и Илгунианское озера находились почти на одинаковой высоте и эта часть впадины углублена по сравнению с остальной на 20 м.

Относительная высота этих озер над современным руслом р.Курь до образования водохранилища составляла 110-130 м. Впадина ограничивается со всех сторон плоскими, террасовидными возвышенностями с отдельными невысокими холмами. Во внутренние склоны имеют мягкие сглаженные формы, за исключением участков, где на поверхность выходят пласты плотных песчаников. Склоны, обращенные к городу, денудированы и изрезаны глубокими оврагами, выходящими к р.Куре. В весенний период склоны покрывались густой травянистой растительностью, которая к лету выгорала и местность приобретала унылый и пустынный вид. Впадина озер была необитаема.

Собственно озера занимали сравнительно небольшие площади этих котловин. Так, например, площадь Кукийского озера равнялась

434000 м², Илгунианского - 565000 м² и Авлабарского 433000 м².

Площадь, занятая тремя озерами, составляла 20% всей площади впадины и около 12% зеркала современного водохранилища. Глубина озер не превышала 1,50 м.

Площадь, занимаемая озерами, и концентрация в них солей, изменялась в зависимости от времени года и количества выпадающих осадков. Летом она уменьшалась и площадь вокруг них покрывалась белой коркой соли. Предполагалось, что озера не имели подземного стока, чем также объяснялась их соленость.

Питание озер происходило главным образом за счет атмосферных осадков, и частично грунтовых вод, выходящих в виде родников.

Минерализация воды в Кукийском озере доходила до 450 г/л, в Илгунианском до 50-100 г/л и в Авлабарском до 300 г/л. Общее количество солей, растворенных в воде всех трех озер, было определено нами в 170000 т, а запас погребенных пластов мирабилита у Авлабарского озера в 250000 т.

Происхождение впадины соленых озер вызывает большой интерес и объясняется по разному.

Фурнье ошибочно считал ее остатком обширного озера, возможно, большой лагуны. В последнее время принято считать, что эти три озера, которые до создания водохранилища были достаточно отдалены друг от друга, и никакой связи между собой не имели, в прошлом составляли одно целое, образование же самих впадин, расположенных по одной прямой, вытянутой с северо-запада на юго-восток, приписывались эрозионной деятельности р.Куры.

Геолого-разведочные работы, проведенные нами в связи с созданием водохранилища, позволяют отметить некоторые геоморфологические и геологические особенности района котловин и сделать попытку объяснить историю его формирования.

Как известно, данный район сложен чередованием осадочных (верхнеэоценовых) пород — аркозовых, грауваковых и полимиктовых разнослоистых песчаников псефито-псаммитовой структуры, с аргиллитоподобными глинами алевритовой и пелитовой структуры. Цементом песчаникам служат глины и известь в различных соотношениях. Весь этот комплекс пород падает на север под углом от 20 до 50°.

Гипс встречается в виде пропластков в 1–2 мм и редко до 1–2 см, преимущественно в контактах, а в самой породе то в виде крупных зерен, то мелких агрегатов. Он обычно волокнистый, селенитового типа. Наибольшей загипсованностью отличаются пачки сланцеватых глин, а также элювиальная зона.

Породы характеризуются трещиноватостью в различных направлениях, которая, судя по данным бурения, местами наблюдалась на значительных глубинах.

В окрестностях бывших Кукийского и Илгунианского озер эти породы залегают близко от поверхности. У б. Авлабарского озера они встречаются с перерывами, а в южной его части под аллювием и делювием большой мощности.

Бурение на дне всех трех озер обнаружило мощный слой озерных и делювиально-пролювиальных отложений из глины и ила, причем площадь, занятая озерными отложениями, значительно превышала водную поверхность озер.

Мощность их в южной части впадины (на месте Авлабарского озера) оказалась до 10 м, а в северной (на месте Кукийского и Илгунианского озер) от 30 до 76 метров.

Ряд морфологических признаков и состав наносов, заполнивших впадину последних двух озер, показывает, что они в недалеком прошлом представляли одно целое. В дальнейшем котловина этих озер за-

носились материалом, снесенным со склонов, и мелела. Этот факт, а также систематические выносы оврага Квинис-кеви с восточной стороны, послужили причиной полного разрыва и образования двух самостоятельных озер, с одинаковым высотным уровнем.

Что же касается Авлабарского озера, расположенного на 20 м выше первых двух, то данные исследования говорят за то, что оно ни в какой связи с другими не находилось. Достаточно указать хотя бы на тот факт, что оно отделялось от вышеописанных озер грядой, сложенной коренными песчаниками. Существование такой водораздельной гряды на пути движения мощного водотока представляется мало вероятным и, следовательно, образование этой котловины не может быть объяснено эрозионной деятельностью "палео-Куры" или какого-нибудь иного водотока. При такой трактовке вопроса река должна была бы упираться в тупик из коренных пород.

Против эрозионного происхождения впадин трех соленых озер говорит также строение дна. Бурением установлено, что у бывшего Авлабарского озера коренные породы находятся на глубине около 10 м, в то время как на Б.Кукийском озере они залегают на глубине 30 м и Илгунианском 76 м. Отсюда вытекает, что поверхность коренных пород котловин трех соленых озер имеет резкий уклон на северо-запад, т.е. в сторону, обратную течению р.Куры(рис. I).

Следует отметить, что ни одна из скважин, заложенных на дне озер, не обнаружила речных галечно-песчаных наносов.

Таким образом, имеется достаточно данных считать, что впадина трех соленых озер не является бывшим руслом р.Куры и что ее происхождение есть результат более сложных процессов, протекавших в глубоких слоях земной коры. Этим отнюдь не отрицается, что впадина образовалась в пределах обширной эрозионной долины палео-Ку-

ры, простиравшейся еще далее на восток.

По-видимому, здесь мы имеем дело с опусканием участка литосферы локального характера, которое происходило в разных частях впадины в разной степени и, очевидно, разновременно.

Не подлежит сомнению, что эти, близкосоприкасающиеся между собой участки, испытали движения одинакового рода, но разной амплитуды, но в одном направлении — опускания. На это указывает и большая мощность наносов Кукинской котловины, анализ которых говорит за то, что эти отложения могли образоваться на поверхности суши, а затем оказаться на большой глубине только вследствие опускания литосферы.

Отсутствие в этой толще галечников можно объяснить тем, что аллювий 5-ой террасы был смыт еще до образования котловины, а нижележащая аллювиальная терраса не продолжалась далеко в направлении современной впадины и имела борт из коренных пород, аналогичный тому, который теперь имеется в южной части водохранилища и отделяет котловину бывш. Авлабарского озера от прислоненной к нему с обратной стороны 4-ой террасы р. Куры (рис. 2).

Впадина эта, несомненно, образовалась в четвертичное время не ранее отложения аллювия 4-ой террасы р. Куры, которая опоясывает ее в настоящее время лишь с западной и южной сторон.

Провальное происхождение этих котловин как будто не подлежит сомнению, но причина, вызвавшая это явление, остается до сих пор не вполне выясненной. Во всяком случае, в пределах впадины мы не нашли никаких доказательств того, что происхождение ее связано с тектоникой.

Эти озера образовались в области развития гипсоносных пород, песчаников и глин и, вероятно, в свойствах этих пород нужно ис-

кать объяснение их происхождения. Вода, циркулировавшая некогда в толще гипсоносных пород, производила выщелачивание их и создавала условия для провалов небольших участков суши. В пониженные места стекались поверхностные воды и образовывались озера. Отсутствие стока, сильное испарение и минерализованность окружающих пород, явились причиной засоления этих озер.

В этой связи заслуживает внимания то обстоятельство, что при производстве цементационных работ в зоне плотин в северо-восточной части водохранилища, некоторые скважины, заглубленные на 30-40 м, поглощали около 2 т цемента на один погонный метр, что можно объяснить наличием каверн.

Возникновение этих котловин, в свою очередь, вызвало изменение гидрографической сети прилегающей территории и, в частности, привело к образованию оврага Квинис-хеви, выходящего в котловину б.Кукийского озера.

Овраг этот представляет значительный интерес, т.к. его строение способствует пониманию некоторых геоморфологических особенностей впадины.

Сама долина Квинис-хеви довольно глубоко врезана в сильно уложенный в нижней части склон, спускающийся со стороны плато Кашвети. Глубина оврага до 70 м; вдоль него наблюдается несколько террас, указывающих на цикличность формирования ее долины, образовавшейся, видимо, после возникновения впадины озер.

Если не считать небольшой прирусловой террасы, высотой около 1 м, то здесь можно отметить три террасы, из коих наиболее хорошо выражены в рельефе нижние две, третья более сглажена и почти незаметно сливается с зоной делювиально-пролювиального шлейфа, опускающегося со стороны плато Кашвети.

Уровню 3-ей террасы соответствует плоская вершина г.Кенис на противоположной стороне впадины, которая, несомненно, является ее естественным продолжением.

Изучение морфологии долины этого оврага, а также состава наносов, вынесенных им в котловину Кукийского озера, указывает на то, что образование этих котловин происходило не менее, чем в два цикла.

Морфология Глданских озер отличается от вышеописанных. Оба эти озера расположены в небольших понижениях, в долине оврагов Дэмара-хеви и Глданис-рике. Мы не можем высказаться определенно относительно генезиса этих озер, но есть некоторые основания поставить вопрос образования их и в особенности большого Глданского, в связи с изменением гидрографической сети, которое, по нашему мнению, здесь имело место.

Изучение террас оврага Дэмара-хеви приводит нас к тому выводу, что здесь имели место существенные перемены, приведшие к изменению его направления. По-видимому, р.Дэмара-хеви текла ранее в сторону рч.Глданис-рике, а затем резко изменила свое направление на юго-запад, чем и объясняется коленообразный характер ее долины.

Участок к северо-западу от этого поворота мы склонны считать отмершим участком ее русла, потерявшим связь с действующим водотоком и постепенно превратившимся в бессточное понижение, в котором образовалось озеро с соленой водой.

Озеро это находится в отмершей части оврага Дэмара-хеви и, вероятно, возникло после того, как последний изменил направление своего течения. На такую возможность указывает также наличие иловатых отложений, обнаруженных бурением на правобережной террасе ее современной долины. По-видимому, и здесь имелись небольшие во-

доемы, впоследствии заполненные делювиально-пролювиальным материалом. Засоление этих озер произошло позже и объясняется засоленностью окружающих горных пород.

Исходя из того, что р.Дэмара-хеви проходит по границе конусов выносов р.Глданис-Рике и др. более мелких притоков, т.е. по линии их взаимного соприкосновения, и, следовательно, по наиболее низким местам, мы полагаем, что здесь имел место обычный речной перехват. Признаков, указывающих на наличие здесь долины прорыва, нами не наблюдалось.

Таким образом, перехват оврага Дэмара-хеви, ныне выходящего в р.Куру у северной окраины г.Тбилиси, нужно считать наиболее поздним событием в данной местности.

Л и т е р а т у р а

1. Джавахишвили Э.А. Петрографические особенности пород, определяющие устойчивость плотин Тбилисского водохранилища. Материалы к совещанию по инженерно-геологическим особенностям строительства и эксплуатации плотин и водохранилищ, изд.ГПИ. Тбилиси, т.1, 1960.
2. Джанелидзе А.И. К изучению гидрографии окр. г.Тбилиси. Университетский вестник, т.5, 1927.
3. Качарава И.В. Палеоген окр.г.Тбилиси. 1936.
4. Пахомов В.Е. Геологическое строение Тбилисского района. Фонды ГПК треста "Грузнефть", 1935.
5. Элердашвили С.И. Инженерно-геологические условия Тбилисского водохранилища и опыт его эксплуатации, Изд.ГПИ. т.1, Тбилиси. 1960.

ВЛИЯНИЕ СТЕПЕНИ ЛИТИФИКАЦИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД НА ХАРАКТЕР ИХ
ВЫВЕТРИВАНИЯ И РАЗВИТИЯ СКЛОНОВЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Характер и скорость выветривания глинистых пород обусловлены климатическими, морфологическими и тектоническими условиями областей их распространения, а также составом и степенью их литификации.

Группа глинистых пород объединяет довольно разнообразный комплекс горных пород, для которых необходимым условием является преобладание глинистых минералов размером $< 0,002$ мм.

Характер выветривания глинистых пород при сравнительно однородном минералогическом составе и одинаковых условиях залегания является функцией их прочности. Прочность глинистых пород определяется степенью их литификации.

Сравнивая между собой более или менее однородные по составу глинистые породы Грузии, представленные темносерыми углисто-глинистыми разностями гидрослюдистого и гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, нередко с включениями пирита и изредка кальцита от четвертичного до нижнеюрского возраста, приходим к заключению, что по степени литификации они располагаются в следующей последовательности: глины четвертичного возраста, очень слабо литифицированные с пористостью 40-50 и более процентов. Уплотненные глины неогенового возраста, с пористостью 20-35%; субаргиллиты майкопской серии, со средней литификацией, с пористостью 13-15%. Аргиллиты мезозоя (от мела до средней юры), сильно литифицированные, прочносцементированные, с пористостью 9-13% и, наконец, глинистые

сланцы лейаса - слабо метаморфизированные, очень сильно литифицированные, с пористостью 5-9%. Указанные глинистые породы различаются и по водоустойчивости, глины, уплотненные глины и субаргиллиты в воде размокают, тогда как аргиллиты и глинистые сланцы водоустойчивы.

Собственно глины, это современные покровные образования, которые сформированы за счет переотложения разложившегося материала и особых следов выветривания не обнаруживают, в них развиваются субаэральные литифицирующие процессы.

Уплотненные глины неогена серого цвета, иногда карбонатные, с толстослоистой текстурой, прослеживаются и тонкослоистые разновидности, изредка прослеживается слабо выраженная микрослоистость. Структура пелитовая, алевро-пелитовая. В некоторых разновидностях кальцит составляет 13% породы. Глинистый минерал монтмориллонитово-гидрослюдистый с примесью хлорита. Глинистая масса тонкочешуйчатого строения, в ней рассеяны разобщенные крипто кристаллические выделения кальцита, тонкие округлые зерна пирита и растительный детрит. Местами более крупные обрывки растений ожелезнены. Алевроитовые зерна представлены угловатым кварцем, полевым шпатом, роговой обманкой, не редки чешуйки гидромусковита и хлорита. Легкорастворимые соли присутствуют в незначительном количестве, минерализация водной вытяжки не превышает 0,13 г/л, по составу кальциево-магниева гидрокарбонатно-сульфатная, рН = 7,3-8,2.

Субаргиллиты майкопской серии темносерого цвета, с микрослоистой и пятнисто-гнездовидной текстурой, структура фитагмопелитовая, фитагмоалевропелитовая, реже псаммопелитовая. Глинистый минерал тонкочешуйчатого строения, буроватого цвета, представлен гидрослюдисто-монтмориллонитовым телом. В глинистой массе до-

вольно равномерно рассеяны точечные выделения округлого пирита и точечные и линзовидные выделения легкорастворимых солей. Минерализация водных вытяжек достигает 1,5 г/л на 100 г грунта, рН 5. По составу магниевая или натриевая сульфатная. В породе нередки полупрозрачные обрывки растений.

Аргиллиты листоватых сланцев средней юры представлены двумя разновидностями: микрослоистыми и тонкослоистыми. Первые характеризуются листоватым выветриванием, вторые — оскольчато-щербистым. Мощность отдельных пачек довольно изменчива — от 0,02 до 1,5 м. Микрослоистые аргиллиты занимают в свите листоватых сланцев господствующее положение; темносерого цвета, текстура микрослоистая, структура фитегмопелитовая с примесью алевритового материала. Глинистая масса буроватого цвета. В большом количестве присутствует землистый пирит. В породе прослеживаются смоляные тела, придающие отдельным пластинкам гибкость и обрывки прозрачных буроватых растительных тканей. Минеральный состав глинистой массы чаще полимиктовый с выделением господствующего минерала, местами монтмориллонит-гидрослюда и гидрослюда. Минерализация водной вытяжки 0,8 г/л на 100 г грунта; по составу сульфатно-гидрокарбонатная кальциевая и натриевая, иногда магневая, рН = 6,3.

Глинистые сланцы лейаса углисто-глинистые с тонкосланцевой текстурой и blastopelитовой структурой, сланцеватость листоватая и обусловлена ориентированным расположением перетертых обугленных растительных остатков и линейно вытянутых чешуек гидрослюда. Основная ткань породы состоит из пелитоморфных углистых и глинистых частиц, чешуек серицита и редких зерен кварца и рудного минерала, нередко представленного пиритом. Некоторые физико-механические свойства указанных пород сведены в таблицу I.

Таблица I

Наименование породы	Возраст	Удельный вес	Объемный вес	Пористость %	Пластичность	Временное сопротивление сдвигу		Влажность, %	Временное сопротивление сжатию, кг/см ²	Показатель выветрелости	
						ψ	σ кг/см ²			полный профиль	щелнисто-глибовый
Уплотненная глина		2,68	1,80	19-32	5 ²² / ₁₇	29	0,45	34		28,2	20-19
Субаргиллит		2,65	2,30	13-15	12-16 ⁵² / ₃₆	19-23	0,65	30	80	33,5	-
Аргиллиты		2,70	2,35	9,2-13	не пластичны	-	-	-	215-425	23,0	II, 5- -13,2
Углисто-глинистые сланцы		2,87	2,61	5-9	"-	-	-	-	314-1200	21,7	7,2- -10,8

Характер и скорость выветривания указанных глинистых пород не одинаковы. В уплотненных глинах и субаргиллитах повсеместно развит полный профиль выветривания обломочно-щелочно-сиалитного типа с наложением иллювиальной коры выветривания. Преобладание указанного типа выветривания обусловлено средней крутизной уклонов склона (30°) и повышенной скоростью их выветривания 0,2-0,5 м/год. Мощность кор выветривания 7-10 м, а соотношение отдельных подзон $D_{0,5} III_{3-4} \Gamma_{3-4} C_{Г2}$. Трещинная глина представлена активизированным монтмориллонитом.

Развитие щепнисто-глыбового профиля выветривания имеет незначительное распространение, т.к. для развития отмеченного профиля выветривания необходимым условием являются более крутые уклоны склонов, чем характерные уклоны описываемых пород. В аргиллитах более развит щепнисто-глыбовый профиль выветривания. Развитие полного профиля выветривания обломочно-щелочно-сиалитного типа носит локальный характер и приурочен к синклинальным долинам (участок Хрети-Сацуре вдоль ж/д. Кутаиси-Ткибули), к водораздельным участкам, а также к зонам тектонических нарушений, где развита линейная кора выветривания. Мощность коры выветривания достигает 10-15 м с соотношением подзон $D_{0,5} III_{4-5} \Gamma_{5-6} C_{Г3-4}$. Здесь так же, как и в предыдущем случае, иллювиальная глина представлена активизированным монтмориллонитом.

В глинистых сланцах лейаса большим распространением пользуется щепнисто-глыбовая кора выветривания, которая развита на склонах с крутизной более 35° ($40-45^{\circ}$). На высоких водоразделах же распространением пользуется полный профиль выветривания обломочно-щелочно-сиалитовый с наложением иллювиального типа коры выветривания. Последний тип развит также вдоль тектонических нарушений. Скорость выветривания аргиллитов и глинистых сланцев измеряется

I-2 мм и доли мм в год.

Как следует из вышеизложенного, характер и скорость выветривания глинистых пород зависят от степени их литификации, одним из показателей которой является плотность, поэтому для выявления характера выветривания глинистых пород мы предлагаем показатель выветрелости выразить изменением плотности (объемного веса) свежей горной породы по отношению к верхнему выветрелому слою разреза, т.е.
$$B = \frac{\Delta_{\text{св}} - \Delta_{\text{выв}}}{\Delta_{\text{св}}} \cdot 100\%.$$
 B - показатель выветрелости, $\Delta_{\text{св}}$ - объемный вес воздушного сухого образца свежей породы, $\Delta_{\text{выв}}$ - объемный вес воздушного сухого образца с верхнего выветрелого слоя разреза.

Для полного профиля выветривания - обломочно-щелочно-сиалитного типа показатель выветрелости глинистых пород в нашем случае колеблется от 22 до 33. При щепнисто-глыбовой выветрелости показатель выветрелости для аргиллитов равен II,5 - I3,2, а для глинистых сланцев 7,2 - IO,8.

Сопоставляя характер выветривания глинистых пород с проявлением оползней и осыпей можно отметить, что оползани приурочены к обломочно-щелочно-сиалитному профилю выветривания с наложением иллювиального типа; осыпи же - к щепнисто-глыбовому профилю выветривания, что вполне согласуется с коэффициентом оползневой пораженности, который для уплотненных глин и субаргиллитов равен 0,3-0,7, а для аргиллитов и глинистых сланцев 0,0I-0,1.

ВЛИЯНИЕ ОБЖИГА НА ИЗМЕНЕНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ ВЫВЕТРЕЛЫХ
ГЛИНИСТЫХ ПОРОД В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Наиболее эффективным инженерно-мелиоративным мероприятием для улучшения свойств глинистых пород является обжиг. При обжиге коренным образом меняется состав и свойства глинистых пород. Наличие органики и пирита в субаргиллитах повышает эффективность обжига, так как при обжиге последних выделяется добавочное тепло и пирит превращается в гидроокись железа, которая со своей стороны может повысить прочность глинистых пород.

Анизотропное строение коры выветривания субаргиллитов майкопской серии и песчано-глинистых пород среднего и верхнего миоцена поставило перед нами задачу выяснения влияния обжига на породы разных зон коры выветривания для создания однородной среды в массиве.

Лабораторным исследованиям подверглось 35 образцов из коры выветривания майкопской серии. Мелкая фракция образцов замачивалась и готовилась паста, в которую погружалась щбенка. Последняя увлажнялась за счет влаги пасты, но структура ее не нарушалась. Из пасты вырезались цилиндры диаметром 39 мм, высотой 41 мм, которые после воздушной сушки при 20° обжигались в муфельной электропечи в течение 48 часов при температурах 300, 600 и 900°. Температура измерялась и регулировалась автоматическим электронным потенциометром типа ЭПД-09 с хромо-алюминиевой термопарой.

При обжиге в интервале 300°С образцы имели рыхлую консистенцию, без признаков спекания частиц, при 600° — получили полуспек-

шующую массу кирпичного цвета, а при 900° - в образце были прослежены местами оплавленные и переобоженные участки, общая масса - красного цвета.

В таблице I приведены результаты исследований гранулометрического состава майкопских субаргиллитов, выдержанных при температурах 20, 300, 600°C из разных зон выветривания: мелкого дробления, щебнистой и глыбовой.

Образцы, высушенные при 20°, имеют во всех зонах песчано-пылеватый состав с малой примесью глины. При 300°C состав остается песчано-пылеватым, наблюдается увеличение пылевой фракции за счет уменьшения песчано-глинистой фракции. При 600° породы приобретают песчаный состав с преобладанием мелко- и тонкозернистой фракции (0,25-0,05 мм). После обработки пирофосфатом натрия образцы, высушенные при 20° и обожженные при 300°C, во всех зонах становятся пылево-глинистыми, где глинистая фракция (< 0,005 мм) достигает 63%, при 600°C глинистая фракция увеличивается незначительно и образцы остаются песчаными.

Изучая изменение петрографических особенностей исходных и термически обработанных пород, основное внимание уделяли изменению текстуры, структуры и минерального состава (под поляризованным микроскопом). Глинистая фракция подвергалась термическому анализу и окрашиванию органическими красителями.

После воздушной сушки субаргиллиты зоны мелкого дробления имеют пелитовую структуру, пятнистую текстуру, вызванную окислением органики. Порода незначительно агрегирована. Размер агрегатов 1,2 x 0,48 мм; 0,96 x 0,32 мм; 0,64 x 0,54 мм. Чешуи глинистых минералов расположены беспорядочно, размер их достигает 0,01 - 0,03 мм.

После обработки при 300°C порода имеет более мелко агрегатное строение и повышенную пористость, чем у образцов воздушной сушки. Величина агрегатов $0,16 \times 0,11$ мм. Размер чешуек глинистых минералов уменьшается. По отношению к органическим красителям глинистые минералы проявляют меньшую активность, чем исходные образцы (табл. I). На термодифференциальной кривой в образцах, обожженных при 300°C , по отношению к исходным породам резких изменений не наблюдается, все эндотермические пики сохраняются, откуда следует, что обжиг неполный (рис. I).

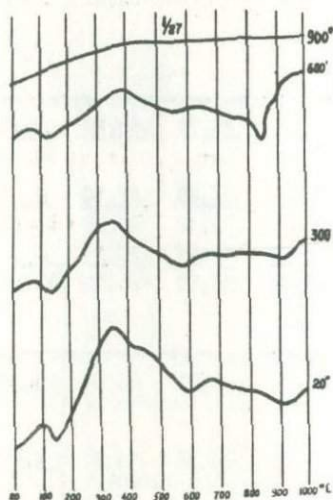


Рис. I. Термодифференциальные кривые глинистой фракции субаргиллитов из зоны мелкого дробления

При обжиге 600° порода почти полностью пропитывается гидроксидом железа и разделена на крупные агрегаты $1,40 \times 0,43$ мм;

Физико-механические свойства образцов,
(суббаргиллиты майкопской серии)

Зона выветривания	№ образца и темп.	Вид анализа	Гранулометрический состав				Объемный вес г/см ³	Удельный вес г/см ³	Пористость, %
			0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,005	0,005			
Мелко-го дробиления	1/27 на воздухе	агрег. полуд.	<u>2,7</u> 2,7	<u>23,7</u> 8,5	<u>45,85</u> 25,71	<u>17,75</u> 63,09	1,60	2,52	36,50
	1/27 300 ⁰	агрег. полуд.	<u>2,15</u> 2,15	<u>23,33</u> 8,66	<u>71,45</u> 27,54	<u>3,07</u> 61,65	1,47	2,68	45,14
	1/27 600 ⁰	агрег. полуд.	<u>29,46</u> 29,46	<u>36,12</u> 55,26	<u>23,17</u> 12,62	<u>11,25</u> 2,66	1,47	2,65	44,52
	1/27 900 ⁰	-	-	-	-	-	1,61	2,39	32,63
Крупно-щебнистая	3/27 на воздухе	агрег. полуд.	<u>2,6</u> 2,6	<u>25,73</u> -	<u>69,05</u> -	<u>2,62</u> 50,82	1,36	2,44	44,67
	3/27 300 ⁰	агрег. полуд.	<u>7,15</u> 7,15	<u>23,00</u> 5,32	<u>67,50</u> 36,97	<u>2,29</u> 50,50	1,51	2,60	41,92
	3/27 600 ⁰	агрег. полуд.	<u>12,89</u> 12,89	<u>51,71</u> 30,53	<u>28,7</u> 30,72	<u>6,7</u> 21,76	1,57	2,62	40,07
	3/27 900 ⁰	-	-	-	-	-	1,42	2,23	36,77
Глыбовая	7/27 на воздухе	агрег.	2,84	47,71	45,43	4,02	1,55	2,63	41,06
	7/27 300 ⁰	агрег.	5,45	20,25	73,2	1,1	1,45	2,92	50,33
	7/27 600 ⁰	агрег. полуд.	<u>45,58</u> 45,58	<u>36,02</u> 17,84	<u>15,9</u> 4,77	<u>2,5</u> 31,81	1,35	2,47	45,34
	7/27 900 ⁰	-	-	-	-	-	1,37	2,26	83,67

Таблица I

подвергшихся обжигу

Пластичность	м/сек	кг/см ²	рН	Бензидин	Метиленовый голубой									
					Ф	Ф-С	С	С-2	2	2-3	3	Тр-3	Тр	
I8 ⁴² / ₂₄	I070	3,1	6,26	зелено- вато- синий			.+	.+						
I0 ³⁶ / ₂₆	I520	-	4,16	синий		.+								
-	I325	I6,8	6,8	серый				.+					-	
-	25I0	-	7,2	не окра- шивается				.+						
		I7,5												
II ³⁷ / ₂₆	-	-	4,14	-										
II ³¹ / ₂₀	I578	3,0	3,9	темно- синий				.+		-				
-	I578	-	5,06	зеленый								.+		-
-	I285	I5,0	7,1	коричн. (синий)				.+						
I4 ³⁸ / ₂₄	I630	3,36	4,1	ярко- синий			+	.		-				
I4 ³⁶ / ₂₁	965	2,73	3,3	ярко- синий				.		+				
-	I6I0	-	6,06	серый		.+		.+					-	
-	I435	8,62	7,3											

1,56 x 0,27 мм; 0,32 x 0,16 мм. Агрегаты разобщены широкими трещинами, на поверхности трещин выделяется гидроокись железа. В агрегатах наблюдаются обломки кварцевых включений и новообразований. Глинистые минералы по сравнению с вышеописанными образцами более измельчены и ориентированы. Окрашивание органическими красителями указывает на активизацию глинистых минералов. Термодифференциальная кривая характерна для гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, т.к. эндотермические пики довольно укорочены.

При обжиге 900° порода становится изотропной, полностью окисленной и очень пористой. Наблюдаются в основной массе включения новообразований алевритовой размерности. Глина полностью разложена. При воздействии органическими красителями активность глинистой фракции падает. Термодифференциальная кривая приближается к прямой линии (рис. I), что указывает на полное исчезновение глинистого минерала.

Образцы из крупнощебнистой и глыбовой зон после воздушной сушки имеют алевропелитовую структуру. Алевритовые зерна, как и в мелкодробленой зоне, представлены кварцем, плаггиоклазом и глауконитом. Порода содержит обильное количество точечных выделений пирита, который местами окислен, образуя гидроокись железа.

При обжиге 300 и 600° породы из крупнощебнистой и глыбовой зон очень изменены, локальное распределение гидроокислов железа придает им пятнистую текстуру; при обжиге в 600° в глыбовой зоне порода состоит из крупных агрегатов и становится изотропной, а при 900° глинистый минерал полностью разложен, прослеживается много новообразований алевро-псаммитового размера.

Глинистые минералы при 20° и 300° из глыбовой зоны при окрашивании проявляют большую активность. Монтмориллонитовая природа

подтверждается также термическим анализом. После их обжига при 600° активность глинистых минералов с органическими красителями повышается, термическая кривая (рис. 2, 3) изменена, исчезла органика, имеются слабовыявленные эндотермические остановки. Последнее указывает на разложение глинистого минерала.

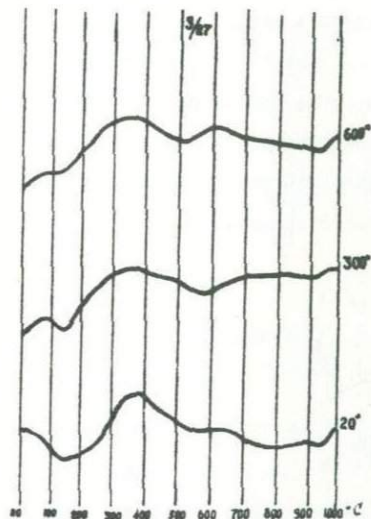


Рис. 2. Термодифференциальные кривые глинистой фракции субаргиллитов из крупночешуйчатой зоны.

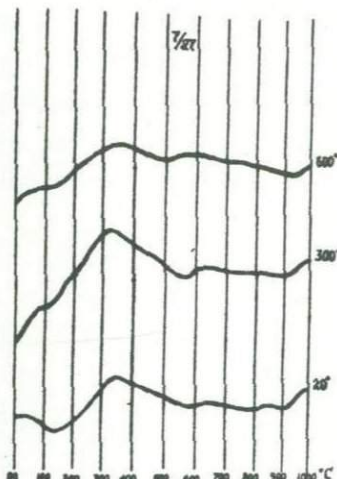


Рис. 3. Термодифференциальные кривые глинистой фракции из глыбовой зоны.

В заключение, на основании изучения влияния обжига на майкопские субаргиллиты приходим к выводу, что обжиг образца при температурах 300° , 600° $^{\circ}\text{C}$ изменяет текстуру и структуру пород, а также активность глинистых частиц, при 900° полностью видоизменяется и минеральный состав.

Пятнистая текстура в зоне мелкого дробления при 600° переходит в пятнисто-агрегатную с развитием микропор и замкнутых трещин, а при 900° переходит в однороднослитную текстуру, которая является следствием равномерного распределения гидроокислов железа по всей породе.

Результаты изучения физико-механических свойств обожженных образцов из разных зон выветривания даны в таблице I. Скорость распространения упругих волн измерена на Переносном импульсном ультразвуковом приборе УКБ-1, а прочность на сжатие под прессом ШП-125. Изменение скорости распространения упругих поперечных волн нанесено на рис. 4, где ясно видно, что породы всех зон выветривания приобретают почти одинаковые показатели.

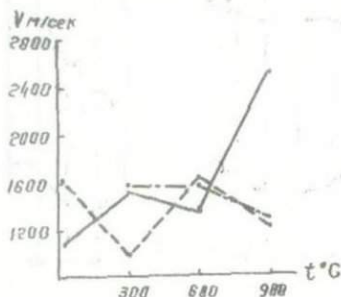


Рис. 4. Изменение скорости распространения упругих поперечных волн в субаргиллитах из разных зон выветривания
 зона мелкого дробления
 щелочная зона
 глыбовая зона

При обжиге 600° распространение упругих волн колеблется в пределах от 1325 м/сек до 1610 м/сек, тогда как при обжиге в дру-

гих температурных интервалах породы с разных зон характеризуются неоднородными свойствами.

При обжиге в интервале 300° распространение упругих волн колеблется в больших интервалах от 965 м/сек до 1580 м/сек, а при 900° - от 1285 м/сек до 2510 м/сек.

Такая же картина выявлена при изучении пористости (рис.5).

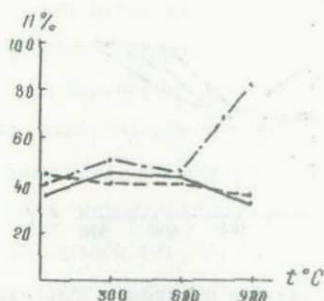


Рис.5. Изменение пористости субаргиллитов из разных зон выветривания.

Лучшие результаты получены при обжиге 600° , пористость колеблется в пределах 40-45%, а при остальных температурах пористость изменяется в больших интервалах.

Прочность на сжатие высокая при обжиге 600° в зоне мелкого дробления - $16,8 \text{ кг/см}^2$ и при 900° - $17,0 \text{ кг/см}^2$, в остальных случаях колеблется от $2,73 \text{ кг/см}^2$ до $8,62 \text{ кг/см}^2$.

Пластичность для образцов, высушенных при температуре 20° и обожженных при 300° , по зонам выветривания колеблется от $11\frac{31}{20}$ до $18\frac{42}{24}$, а образцы, обожженные при 300° и 600° , не пластичны. Размокание образцов проявляется следующим образом: при 20° и 300° они распадаются за 10-15 мин, а образцы, обожженные при 600° и 900° , не размокают. Образцы, обожженные при 600° , в воде выпускают

обильные пузырьки воздуха и после подсыхания покрываются налетами белых солей.

Образцы, высушенные при комнатной температуре 20° и обработанные при 300° и 600° , имеют кислую среду (рис.6), $pH = 3-6$, а при 900° - нейтральную или слабо щелочную, $pH = 7,1-7,3$.

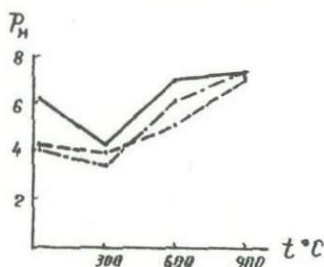


Рис.6. Изменение pH среды субаргиллитов из разных зон выветривания.

Проведенные исследования позволяют сделать следующий вывод: обжиг пород зон мелкого дробления, произведенный при $900^{\circ}C$, имеют лучшие физико-механические показатели: по сравнению с обжигом при температуре 300° , $600^{\circ}C$, прочность на сжатие, скорость распространения упругих волн, повышается, а пористость уменьшается.

Наихудшие показатели имеют образцы, обожженные при 300° и 900° из глыбовой зоны, у которых по сравнению с образцами из зоны мелкого дробления, прочность на сжатие, скорость распространения упругих волн, объемный и удельный веса уменьшаются, а пористость соответственно увеличивается, достигая 50-83%.

Для всех зон выветривания образцы, обработанные при 300° , характеризуются наихудшими физико-механическими свойствами.

Наилучшими показателями для закрепления грунтов являются слитая и однородная текстура, повышение количества гидроксидов железа, вызывающее укрупнение чашуек глинистого минерала и частичную цементацию породы, что характерно для образцов, обожженных при 900° , но наиболее однородную среду в коре выветривания майкопских субаргиллитов создает обжиг, проведенный при 600° . Образцы, обработанные при 600° , во всех зонах имеют песчаный состав с преобладанием мелко и тонкозернистой фракции, породы полностью пропитаны гидроксидами железа, что придает им большую прочность по сравнению с другими образцами, более измельчены и ориентированы. Обжигу подверглись также песчано-глинистые породы сармата из зон выветривания: мелкого дробления, мелкощебнистой и крупнощебнистой. Изготовление образцов производилось так же, как для субаргиллитов.

Высушенные при 20° и обожженные при 300°C образцы из зоны мелкого дробления имеют пылеватый состав $\text{P}_{28}\text{A}_{50}\text{T}_{22}$, подобно субаргиллитам майкопской серии. А при обработке пирофосфатом натрия они становятся глинистыми $\text{P}_{13}\text{A}_{25}\text{T}_{62}$. Образцы, отобранные из остальных зон и обработанные при 20° , 300° и 600°C , в отличие от субаргиллитов, имеют песчаный состав $\text{P}_{62}\text{A}_{32}\text{T}_{6}$. Обработка пирофосфатом натрия почти не меняет состав - $\text{P}_{51}\text{A}_{22}\text{T}_{27}$.

После воздушной сушки сарматские породы мелкообломочной зоны имеют пятнистую текстуру, педитовую структуру с включениями песчаных зерен, размером $0,1-0,6$ мм. Много мелких включений пирита округлой формы, перешедшего в гидроксиды железа и криптокристаллического кальцита. Обожженная при 300°C порода имеет также педитовую структуру и пятнистую текстуру. Прослеживаются выделения криптокристаллического карбоната и выделение новообразований. Окиси железа находятся в большом количестве, и в этом случае при окрашивании

Физико-механические свойства образцов,
(песчано-глинистые породы)

Зона выветривания	№ образца и темп.	Вид анализа	Гранулометрический состав				рН	Объемный вес, г/см ³	Удельный вес, г/см ³
			0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,005	0,005			
Мелко-го дробления	I/2 на воздухе	агрег. полуд.	<u>3,04</u>	<u>24,99</u>	<u>49,5</u>	<u>22,47</u>	8,4	I,7I	2,4I
			3,04	9,62	24,83	62,5I			
	I/2 300 ⁰	агрег. полуд.	<u>5,59</u>	<u>2I,09</u>	<u>57,55</u>	<u>15,77</u>	8,44	I,66	2,40
			I,89	I9,8	28,79	49,52			
	I/2 600 ⁰	-	-	-	-	-	I2,I	I,6I	2,84
I/2	-	-	-	-	-	I2,0	-	2,63	
Мелко-щебнистая	2/2 на воздухе	агрег. полуд.	<u>22,12</u>	<u>39,86</u>	<u>3I,62</u>	<u>6,4</u>	9,04	I,92	2,60
			22,12	28,39	22,46	27,03			
	2/2 300 ⁰	агрег. полуд.	<u>13,87</u>	<u>65,84</u>	<u>8,89</u>	<u>11,4</u>	8,54	I,68	2,59
			44,5I	-	28,24	27,25			
	2/2 600 ⁰	агрег. полуд.	<u>26,98</u>	<u>46,57</u>	<u>22,3</u>	<u>4,15</u>	10,78	I,42	2,17
		26,98	4I,8	I9,89	11,33				
Крупно-щебнистая	2/3 на воздухе	агрег. полуд.	<u>44,63</u>	<u>18,87</u>	<u>22,43</u>	<u>4,07</u>	8,94	I,80	-
			44,58	I8,42	I9,05	I7,95			
	2/3 300 ⁰	агрег. полуд.	<u>22,32</u>	<u>45,73</u>	<u>24,53</u>	<u>7,42</u>	8,5	I,73	3,10
			22,32	30,8I	2I,I8	25,69			
	2/3 600 ⁰	агрег. полуд.	<u>42,18</u>	<u>38,52</u>	<u>16,23</u>	<u>3,07</u>	8,8	2,67	2,65
			42,18	29,94	I6,95	10,93			

Таблица 2

подвергшихся обжигу
сармата)

Пористость, %	Пластичность	м/сек	кг/см ²	Бензидин	Метиленовый голубой									
					Ф	Ф-С	С	С-2	2	2-3	3	Тр-3	Тр	
29,04	22 $\frac{49}{27}$	1790	68,9	зелено- вато- серый						+				
30,83	11 $\frac{38}{27}$	1915	77	синий		+				-				
43,30	-	2755	161,5	коричн. (синий)					+					
-	-	3140	123											
25,00	8 $\frac{25}{17}$	2185	8,9	синий		+				-				
35,13	7 $\frac{22}{15}$	1070	6,39	синий		+								
34,14	-	1550	-	серый						+				
-	7 $\frac{23}{16}$	1845	5,88	ярко- синий		.			+	-				
44,19	7 $\frac{22}{15}$	1325	3,11	ярко- синий		+	-							
36,99	-	1120	6,55	зелено- вато- серый					+		-			

органическими красителями сарматские породы выявляют меньшую активность, чем исходные образцы.

При 600⁰ порода имеет явно выраженное агрегатное строение. Исчезают кристаллы кальцита, в большом количестве прослеживаются зерна кварца, а также новообразования размером 0,013-0,020 мм. Гидроокиси железа выделены в виде пятен.

При 900⁰, как и в субаргиллитах, общая масса породы сармата слитная. Наблюдаются выделения новообразований в большом количестве, размером 0,10 x 0,09 мм; 0,014 x 0,07 мм; 0,07 x 0,03 мм. Пористость не наблюдается.

При окрашивании органическими красителями выясняется, что глинистая фракция породы сармата менее активна, чем субаргиллиты. Что касается остальных зон, то и в этом случае активность сарматских пород сравнительно с субаргиллитами понижена.

Эндо- и экзотермические пики термодифференциальных кривых, обожженных при 300⁰ и 600⁰С образцов сарматских пород постепенно уменьшаются по сравнению с исходными породами, а при 900⁰С приближаются к горизонтальной линии. Прослеживается только один эндотермический пик при 870⁰, указывающий на присутствие кальцита.

В таблице 2 даны результаты изменения свойств термически обработанных образцов сармата из разных зон выветривания.

При обжиге 900⁰С распространение упругих поперечных волн в зоне мелкого дробления сарматских пород наивысшее и достигает 3140 м/сек. Вообще, распространение упругих поперечных волн в сарматских породах более высокое, чем в субаргиллитах, особенно в зоне мелкого дробления.

Такая же картина наблюдается при испытании прочности на сжатие, причем самые большие величины отмечены в мелкообломочной зоне

(при 600° - I6I, 5 кг/см², при 900° - I42,6 кг/см²). В остальных зонах изменения незначительные.

Пористость в зоне мелкого дробления при 300° и 600° С достигает 30-43%, в мелкощебнистой равна 34-35%. В крупнощебнистой зоне при 300° достигает 44%, а при 600° - 37%.

Из таблицы 2 видно, что пластичность сарматских пород в зоне мелкого дробления выше, чем в субаргиллитах. В этой зоне пластичность для исходных образцов и образцов, обожженных при 300° С, равна $23\frac{50}{27}$ и $II\frac{33}{28}$. В остальных зонах число пластичности меньше по сравнению с субаргиллитами.

Породы сармата, как и субаргиллиты, при комнатной температуре и при обжиге 300° С, размокают за 10-20 минут, а при обжиге 600° С и 900° С не размокают и выделяют большое количество воздушных пузырьков при замачивании.

Породы сармата характеризуются щелочной средой pH=8,9, при обжиге 600° и 900° С в образцах из зоны мелкого дробления pH = I2.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод, что лучшие результаты получены для сарматских пород из зоны мелкого дробления.

К ВОПРОСУ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

За последнее десятилетие большое научно-практическое значение приобрели инженерно-геологические исследования шельфовой зоны морей, т.к. они, опережая все виды работ по освоению шельфа и береговой зоны, создают основу проектирования и строительства прибрежных и подводных комплексов сооружений, а также разведки и добычи полезных ископаемых в морских акваториях.

Руководствуясь этим положением, Сектор гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР с 1964 г. проводит планомерное инженерно-геологическое картирование шельфовой зоны и побережья Черного моря в пределах Грузинской ССР в связи с осуществлением Генеральной схемы берегоукрепления и схемы районной планировки Черноморского курортного района.

Анализ материалов наших исследований, а также литературных материалов по Черноморскому бассейну показывает, что шельфовая зона взаимосвязана единым процессом геологического развития с крупными структурами, находящимися в настоящее время в континентальной стадии своего развития. Общее погружение в Черное море геологических структур и формаций Южного склона Большого Кавказа, Колхидской впадины, Аджаро-Триалетской складчатой системы, Понтида, Крыма, Мизийской и Скифской плит нашло свое отражение в литолого-морфологическом строении и характере процессов литодинамики на шельфе.

Исходя из этого положения, нами на основе геолого-структурного принципа в пределах шельфа Черного моря выделяются следующие типы

I порядка, отличающиеся друг от друга по генезису образования и по характеру геодинамических процессов:

1. Тип шельфа эвгеосинклинальных зон (Понтиды, Аджаро-Триалетская складчатая система).

2. Тип шельфа миогеосинклинальных зон (Южный склон Большого Кавказа, Синоп-Самсунская зона).

3. Платформенный тип (Скифская и Мизийская плиты).

4. Тип шельфа межгорных впадин (Колхида).

Приводим геологическую характеристику выделенных районов I-го порядка.

1. Тип шельфа эвгеосинклинальных зон очерчивается изобатой 100 м и морфологически слабо выраженному цоколю из вулканогенных пород мела-палеогена, на которых локально развиты песчано-галечные и илистые отложения четвертичного времени, образующие шельфовые ступени, разобренные глубокими врезами подводных каньонов в коренные породы, частью с захватом континентального склона. Генетический тип шельфа эвгеосинклинальных зон - тектонический-абразионный. Для данного типа характерно развитие преимущественно абразионных берегов, с сохранением пляжей в устьях рек.

2. Тип шельфа миогеосинклинальных зон (Южный склон Большого Кавказа, Синоп-Самсунская зона) характеризуется дифференциальной неотектоникой, обусловившей чередование участков поднятия (Гудаутская, Очамчирская банки, Синопское поднятие) с зонами слабого погружения. Шельф данного типа состоит из двух этажей: нижнего до-плейстоценового цоколя и верхнего - наложенных на него дельтовоморских образований с реликтами предголоценовых регрессий в виде ложбин подводных песчано-галечных кос. Возраст разобренных тектонически шельфовых ступеней доголоценовый, а в отдельных местах, как

это наблюдается на шельфе Пицунда - Западный край Гудаутской банки, системами тектонических разрывов пересечены и голоценовые морские осадки. Генетический тип шельфа миогеосинклинальных зон - неотектонический с наложенным седиментогенезом.

Определяющую роль в формировании береговой зоны играют вдоль береговые потоки наносов, создаваемые выносами крупных рек Бзыби, Кизил-Ирмак и др. в сочетании с волновыми течениями господствующих направлений, что выражается в сложном сочетании стабильных, аккумулятивных и размываемых берегов.

3. Платформенный тип, приуроченный к Скифской платформе и Мизийской плите в пределах Днепровско-Дунайского района, характеризуется самым широким (до 200 км) на Черном море и очень пологим (0,001) шельфом, хорошо вырисованным по изобате 200 м. Шельф сложен исключительно песчаными и илистыми образованиями и характеризуется полным отсутствием подводных каньонов. Генетический тип эв-статический-седиментационный. Для пологого шельфа платформенного типа характерна постепенная деформация волн, что почти исключает явления размыва. Мощные выносы р. Дунай, распространяемые на большие расстояния вдоль берега, способствуют процессам аккумуляции в береговой зоне.

4. Тип шельфа межгорных впадин приурочен к наиболее интенсивно погружающейся Колхидской депрессии с мощностью морских четвертичных отложений свыше 600 м. Шельф довольно узкий, с относительным расширением в зонах приустьевой седиментации рек. Генетический тип - неотектоническое погружение. Подводные каньоны, приуроченные в центральной части Колхиды к устьям рр. Риони и Ингури, развиваются, главным образом, за счет современных процессов литодинамики.

Для погружающегося в неотектоническом этапе Колхидского типа шельфа характерно резкое чередование размываемых и аккумулятивных берегов, в зависимости от количества твердого стока рек, поступающего в береговую зону.

В пределах указанных инженерно-геологических районов I порядка на основе литодинамического принципа выделяются районы II порядка (подрайоны).

Под литодинамическим принципом мы понимаем ареал распространения и отложения поступающего с суши песчано-галечного и илистого материала как, главным образом, в виде твердого стока рек, так и за счет абразии и процессов переформирования морских берегов.

Литодинамический принцип позволяет провести следующее типологическое объединение подрайонов в пределах выделенных инженерно-геологических районов из шельфа Черного моря в пределах Грузии:

1) подрайоны, питающиеся протяжными вдольбереговыми потоками наносов, образованными за счет твердого стока мощных рек (Псоу-Мзымта, Пицундский, Кодорский, Чорохский);

2) подрайоны с локальным питанием в зонах устьев небольших рек (Гудаутский, Кобулатский);

3) подрайоны, в основном абразионного питания (Мюссерский, Цихисдэири).

В пределах подрайонов по характеру распределения отложений в береговой зоне и на шельфе выделяются зоны: а) подводных каньонов (рр. Бзыби, Гумиста, Кодори, Ингури, Риони, Чорохи и др.); б) свала на глубину (Гагрская антиклиналь, Сухумская бухта, Зеленый мыс); в) зоны пульсационного режима динамики (мысы Пицунда, Кодорский); г) равномерного распределения материала на пологих шельфах неотектонических поднятий (Гудаутская и Очамчирская банки); д) зона ополз-

нового переформирования берегов (Ново-Афонские, Сухумские оползни).

Литодинамическая зональность предопределяет характер мероприятий, направленных на стабилизацию береговой зоны моря. Так, в зонах подводных каньонов наиболее эффективным явится искусственное увеличение питания пляжеобразующим материалом при регулировании его оптимального распределения в береговой зоне.

В зонах свала на глубину при наличии скального основания возможно применение активных мер защиты (буны, волноломы) с консервацией пляжей.

Пример Пицунды показывает, что при освоении побережья особое внимание следует уделять зонам с пульсационным режимом динамики, в пределах которых строительство сооружений приводит к крупным деформациям.

Одной из важных задач дальнейшего инженерно-геологического изучения шельфовой и береговой зоны Черного моря считаем детальное изучение выделенных таксономических единиц с применением морских геолого-геофизических исследований в сочетании с методами качественной и количественной оценки современных геодинамических процессов.

У.И.Звиададзе, М.Н.Мургулия

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДЕЛОВИАЛЬНО-
ПРОЛОВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТРАССЫ АВТОДОРОГИ НА УЧАСТКЕ
ЖИНВАЛИ-АНАНУРИ

В настоящее время ведется строительство Жинвали ГЭС на р.Арагви. В зону затопления водохранилища попадает отрезок трассы Военно-Грузинской дороги между селениями Жинвали-Ананури. Новая трасса прокладывается на более высоких абсолютных отметках с расчетом относительного превышения отметки дорожного полотна над уровнем воды водохранилища не менее 20 м.

Сложность тектонического строения участка, неоднородность литологического состава и фациальная изменчивость слагающих пород, активизация склоновых процессов, связанных со строительными работами, наличие регулярного подземного стока на склонах и другие факторы обуславливают необходимость изучения оптимальных параметров, обеспечивающих устойчивость откосов во время эксплуатации трассы.

Исследуемый отрезок трассы пролегает по палеогеновым отложениям, часто перекрываемым мощными делювиально-пролювиальными образованиями.

Среди большого разнообразия литологических комплексов пород, обнажающихся вдоль трассы, можно выделить три основных литолого-генетических типа, резко отличающихся по своим физико-механическим свойствам, интенсивностью развития процессов выветривания, устойчивостью откосов в период строительства.

1. "Брекчиевый горизонт" глыбовых известняков, светлых, неоднородных как по составу, так и размеру и форме обломков, плотности

и характеру цемента. С инженерно-геологической точки зрения очень важен вопрос коренного или вторичного залегания глыбовых известняков.

2. Флишевые осадки, представленные темно-коричневыми и темно-серыми глинистыми сланцами, мергелистыми известняками, известковистыми песчаниками и аргиллитами, характеризуются интенсивной выветриваемостью, отчетливо наблюдаемой на свежих откосах.

3. Делювиально-пролювиальные отложения мощностью 10-25 м, представленные светло-коричневыми супесчано-суглинистыми образованиями с включениями галек, щебня и дресвы, представленных преимущественно органогенными известняками и туфогенными песчаниками. Местами включения составляют более 40% общей массы грунта и суглинисто-супесчаная часть играет роль заполнителя. Механический состав характерных проб отражен в графах 2, 3, 4, 5 таблицы I.

Судя по механическому составу и числу пластичности (табл. I, графа 8), это тяжелые пылеватые либо средние пылеватые суглинки. Отдельные образцы их быстро размокают в воде. Структурные связи нарушаются за 3-5 минут, реже - 3-5 часов. Сильноразмокаемые разновидности грунта (3-5 минут) представляют определенную опасность в условиях попеременного увлажнения и высыхания откосов с поверхности, связанных с колебаниями уровня воды в водохранилище. Однако подвижки, вызванные размоканием грунтов, не могут охватить значительной зоны вглубь массива.

С целью определения возможности возникновения в рассматриваемых грунтах механической суффозии, связанной с резким снижением уровня грунтовых вод, нами подсчитаны отношения пылеватых фракций к песчаным и глинистым к пылеватым, а также всех смежных фракций песчаной и пылеватой части. Везде эти соотношения < 20 . Кроме то-

Таблица I

№ пробы	Содержание основной массы грунта, %	Содержание включений, %	Механический состав мелкозернистой части							
			песчаные I-0,05	пылеватые 0,05-0,002	глинистые 0,002	критич. гради- ент	число пластич- ности	характер поверх- ности сме- щения	угол внут- реннего трения	сцепления
I	60,18	39,82	26,4	49,37	24,29	I,28	10	по естеств. слою.	I4	0,175
								по ослабл. поверхн.	8	0,075
								по увлаж. поверхн.	8	0,0
2	60,30	39,70	40,70	44,69	14,61	I,25	8	по естеств. поверхн.	37	0,50
								по ослабл. по увлажн. поверхн.	I8	0,30
								по увлажн. поверхн.	6	0,25
3	30,35	60,65	34,08	48,21	17,71	I,29	10	по естеств. по ослабл. по увлажн.	II	0,475
									I7	0,35
									6	0,25
6	47,20	52,80	30,00	53,12	16,88	I,18	I3	по естеств.	I4	0,325
8	45,74	54,26	33,55	49,57	16,88	I,3	I4	по естеств.	35	0,15
9	79,33	20,67	10,84	63,14	26,02	I,3	15	по естеств.	22	0,40
								по ослабл.	I4	0,20
								по увлажн.	II	0,05

го, установлено, что вынос частиц возможен при турбулентном движении фильтрующейся воды, гидравлическом градиенте > 5 . Величины критических градиентов, высчитанные по Е.А.Замарину (графа 7, табл. I) гораздо ниже 5. Следовательно, при сработке водохранилища в делювиально-пролювиальных отложениях суффозии не предвидится.

Уже при ведении строительных работ наблюдается активизация склоновых смещений, происходящих по ослабленным поверхностям, чаще по контакту с "погребенным рельефом" склона. Основными параметрами, определяющими прочность пород, с точки зрения их устойчивости в откосе, являются углы внутреннего трения и сцепления, определенные для заполнителя. Испытания образцов проводили на монолитах, естественной влажности, а также на образцах естественной влажности с предварительно подготовленной поверхностью смещения и искусственно увлажненных образцах с увлажнением предварительно подготовленной поверхности смещения (табл. I, графы 9, 10, II). Естественно резкое снижение сцепления в зоне смещения с подготовленной и увлажненной поверхностью смещения. В условиях естественной влажности верховые откосы автодороги) можно задаваться углами откоса до $30-35^{\circ}$, но в условиях попеременного увлажнения низовые откосы имеют тенденцию к оползанию и требуют специальных мероприятий по закреплению откоса.

С о д е р ж а н и е

1. Д.Ш.Габачава. Оценка естественных ресурсов подземных вод
зеленой зоны Тбилиси-Рустави. 5
2. И.С.Элердашвили. Гидроминеральные ресурсы бассейна
верхнего сечения р.Б.Лиахви. 14
3. Д.Ш.Габачава, Д.В.Качарава, М.В.Мзареулишвили. Перспективы
использования подземных вод для водоснаб-
жения баз отдыха зеленой зоны Тбилиси-
Рустави. 25
4. Л.А.Харатишвили, И.Я.Хабелашвили. О напорных горизонтах
юго-восточной окраины Соци-Мацестинского
артезианского бассейна. 33
5. Д.В.Качарава, Д.Ш.Габачава, Г.А.Сабахтаришвили. О верхне-
меловом-нижнепалеогеновом водоносном го-
ризонте Восточноабхазско-Мегрельской
предгорной синклинали. 41
6. Н.В.Церцвадзе, И.Н.Стуруа. Гидрогеология Набеглавского
месторождения. 53
7. И.С.Элердашвили. Гидрогеология Багиатского месторождения
. 67
8. И.М.Буачидзе, Д.В.Качарава, Д.Ш.Габачава, С.Н.Зедгенидзе.
Палеогидрогеологические условия накопления
слабоминерализованных вод в нижнепалеоген-
верхнемеловом водоносном горизонте Мегрель-
ского артезианского бассейна. 83
9. Д.В.Качарава, Д.Ш.Габачава, Г.Т.Чхаидзе. О гидрохимии
основных водоносных образований Западного
погружения Грузинской глыбы. 89

10. И.Н.Стура. О формировании хлоридных кальциевых вод
 (рассолов) 101
11. М.В.Мзаргулишвили, И.В.Нанадзе, Д.С.Григолашвили. Фтор
 в природных водах некоторых районов
 Грузии. 114
12. О.П.Ментешашвили, И.Н.Тугуши, Н.А.Дабахшвили. Химический
 состав поровых растворов пород алазанской
 серии Алазанского артезианского бассейна на
 примере скв.№ 52Г в сел.Карданахи. . . . 119
13. Б.З.Заугташвили. Геохимические особенности распространения
 и накопления мышьяка в подземных водах
 Грузии. 129
14. Б.З.Заугташвили, У.И.Чипашвили, Э.А.Нароушвили. Формы миг-
 рации тяжелых металлов(меди, свинца и цин-
 ка) в подземных водах медно-пирротиновой
 формации южного склона Большого Кавказа. 138
15. А.В.Надарейшвили. Определение расчетных гидрогеологических
 параметров по данным одиночных опытных от-
 качек в условиях установившейся фильтрации
 (к анализу метода одиночных опытных
 откачек). 147
16. А.В.Надарейшвили. Обработка данных кустовых откачек фор-
 мулами Дюпюи в условиях справедливости
 уравнений Тейса или Болтона. 157
17. Л.И.Варазшвили. К вопросу решения задачи о закономерности
 распределения влаги в зоне аэрации. . . . 167
18. Л.И.Варазшвили, М.В.Петрова. Исследование статистических
 моделей основной гидрографической харак-
 теристики почвогрунтов. 178

19. Г.И.Буачидзе, Б.С.Мхеидзе, Н.А.Чкоидзе, И.В.Нанадзе. Газы минеральных вод Болнисского района. 194
20. Г.И.Буачидзе. Геохимия природных газов Багратского месторождения. 199
21. Г.И.Буачидзе, И.М.Буачидзе, В.П.Зверев. Подземный химический сток Западной Грузии. 206
22. Н.Г.Мачавариани. Характеристика взвешенных наносов, русловых и пойменных отложений в бассейне р.Ингური. 233
23. Г.Н.Гигиняшвили. О высокодебитных карстовых источниках Западной Грузии. 239
24. Г.И.Буачидзе, Н.А.Годердзишвили, М.П.Шворцадзе. Теплопроводность горных пород Грузии (статистические данные). 249
25. А.А.Санадзе, И.Г.Каджая. О подготовке карбонатных образцов для радиоуглеродного датирования. 252
26. И.М.Буачидзе, Г.М.Арешидзе, Э.А.Джавахишвили. Принципы составления карт оползневой пораженности для горно-складчатых областей на примере Грузинской ССР. 257
27. М.Г.Кванчухадзе, Г.М.Арешидзе. Кора выветривания палеоген-неогеновых пород как среда зарождения современных геологических процессов. 261
- 28. Л.А.Церцвадзе, Г.С.Петриашвили. Роль антропогенных факторов в развитии склоновых гравитационных процессов на территории г.Ткибули. 269
29. Э.Д.Церетели. Геологическая среда развития селевых явлений на южном склоне Б.Кавказа и вопросы их прогнозирования. 277

30. Г.Е.Яшвили. Инженерно-геологические условия шельфа
Черного моря в пределах Аджарии. 288
31. И.М.Бучидзе, К.И.Джанджава. Некоторые вопросы верхнеплейсто-
цен-голоценовой истории и формирование
инженерно-геологических условий шельфовой и
береговой зоны Черного моря в пределах
Грузии. 300
32. Н.А.Лабарткава, Г.М.Арешидзе, А.И.Вольский, Э.Г.Мегрелишвили.
Инженерно-геологическая характеристика крас-
ноземов Батумского района (Аджарская АССР)
. 307
33. Л.А.Церцвадзе. Инженерно-геологическая характеристика
покровных грунтов комплекса пород байоса
и бата гор Ткибули. 319
34. Д.В.Чхеидзе, М.Ш.Лапишвили. Некоторые инженерно-геологи-
ческие свойства Тбилисских озерных отложе-
ний. 332
35. С.Б.Кереселидзе, А.К.Мастичкий, В.Ш.Чумбуридзе. Карбонат-
ные формации как основа для гидротехничес-
ких сооружений (на примере Абхазии). . . . 339
36. Д.В.Чхеидзе. Прогнозирование инженерно-геологической об-
становки IY угленосной площади Ткварчель-
ского месторождения в связи с притоком тер-
мальных вод в горные выработки. 349
37. А.И.Коркотадзе. О важности прогноза физико-механических
свойств горных пород железорудных место-
рождений по данным детальной разведки. . 358

38. Г.И.Чохонелидзе. Суффозионная устойчивость ослабленных
зон доломитов основания плотины Ингури ГЭС
. 37I
39. Г.И.Чохонелидзе, Л.Г.Мельникова. Роль физико-механических
факторов при электрохимическом закрепле-
нии грунтов. 382
40. С.И.Элрдашвили, И.С.Элрдашвили. К вопросу происхождения
впадины соленых озер в окрестностях
г.Тбилиси. 397
41. Э.А.Джавахишвили. Влияние степени литификации глинистых
пород на характер их выветривания и развития
склоновых гравитационных процессов. . . 405
42. Э.И.Джавахишвили, М.Г.Кванчехадзе. Влияние обжига на изме-
нение состава и свойств выветрелых глинистых
пород в лабораторных условиях. 41I
43. К.И.Джанджава. К вопросу инженерно-геологического райо-
нирования шельфовой зоны Черного моря. . 426
44. У.И.Звиададзе, М.Н.Мургулия. Инженерно-геологические осо-
бенности делювиально-пролювиальных отложений
трассы автодороги на участке Хивали-Ананури
. 43I

Труды проблемы гидрогеологии и инженерной геологии
Грузии, 5

Печатается по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

Подписано к печати 5.ИИ.1976 ; Формат бумаги 60x90^I/16;
Бумага офсетная; Печатных л. 28,75; Уч.-издат. л. 22,32;

У9 II055

Тираж 500

Заказ 1402

Цена 2 руб. 25 коп.

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул.Кутузова, 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

Цена 2 руб. 25 коп.

2658