© Ю.Г.Исрафилов, Р.Г.Исрафилов, 2014

К ВОПРОСУ ГЕНЕЗИСА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД АЗЕРБАЙДЖАНА

Ю.Г.Исрафилов, Р.Г.Исрафилов

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 119

В статье дан анализ условий и факторов формирования термальных вод, а также обосновывается расположение их очагов в разрезе недр республики.

Постановка вопроса. Термальные воды являются естественными и возобновляемыми природными источниками энергии недр, энергетический потенциал которых огромен. Факт повсеместного развития термальных вод подтверждается и на территории Азербайджанской Республики. Ресурсы термальных вод (непосредственно термальные воды, воды нефтяных месторождений, промышленные воды) составляют более 450 т·м^3/сут., в том числе подсчитанные прогнозные и эксплуатационные запасы составляют более 50% из общего объема (Кашкай, 1952; Аскеров, 1954; Кенгерлинская, 1973; Тагиев и др., 2001; Əliquliyev və b., 2002; Али-Заде, 2008; İsrafilov və b., 2011).

Результаты многочисленных исследований констатируют наличие в земной коре сплошной подземной гидросферы термальных вод с температурой более 20^{0}С, переходящих глубже в перегретые воды (более 100^{0}С) (Аверьев, 1966; Вернадский, 1936; Григорьев, 1954; Иванов, 1952 и другие). К сожалению, вопрос генезиса и условий пространственного залегания термальных вод в пределах республики до настоящего времени не исследован. Отсутствие сведений о структуре и глубине залегания очагов термальных вод и путей их миграции не позволяет использовать их неисчерпаемую энергию в различных областях народного хозяйства. Как правило, естественные выходы термальных источников приурочены к горно-складчатым областям, характеризующимся тектонической раскрытостью, т.е. наличием многочисленных глубинных тектонических разломов и трещин, по которым происходит разгрузка источников термоминеральных вод. В то же время предгорные равнины и низменности покрыты мощным чехлом осадочных пород с высокими коллекторскими свойствами, в которых скважинами вскрыты водоносные горизонты термальных вод. Изучению качественных и количественных параметров источников этих вод посвящено множество работ, по результатам которых ниже приведены их краткие обобщенные параметры (Кашкай, 1952; Аскеров, 1954; Кенгерлинская, 1973; Бабаев, 2000; Тагиев и др., 2001; Əliquliyev və b., 2002; Ализаде, 2008; İsrafilov və b., 2011).

Обобщенные параметры термальных вод. Естественные выходы термальных вод выявлены в пределах всех горно-складчатых областей Кавказа и Талыша. Основными путями разгрузки термальных вод здесь являются разнонаправленные тектонические разрывы и разломы с различной амплитудой. Температура естественных источников варьирует в пределах 28-62^{0}С, дебиты составляют порядка 0,1-2,0 л/с, редко 5,0-8,0 л/с, минерализация их изменяется от 0,4 до 5,8 г/л. Газовый состав всех источников характеризуется на Большом Кавказе и Талыше содержанием метан-азот-сероводородной смеси, а в пределах Малого Кавказа – в основном углекислым составом. По химическому составу воды большей частью гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциево-магниевые, реже хлоридные натриево-кальциевые.

В пределах предгорных равнин и низменностей республики также выявлены термальные воды, залегающие на различных глубинах в различных по возрасту (от четвертичных до юрских) коллекторах пластово-поровых водоносных горизонтов (Боревский и др., 1981; Кенгерлинская, 1973; Мехтиев, Мирзаджанзаде, 1960; Əliyev, Əliyeva, 2011). Термальные водоносные горизонты в разной степени напорные, однако в естественных условиях они не выклиниваются на дневную поверхность. Вскрыты они главным образом разведочными на нефть скважинами, по данным которых определены их параметры (табл. 1). Термальные воды здесь выявлены с глубин 200-250 до 8200 м (забой самой глубокой Саатлинской скважины). Воды напорные, пьезометрические уровни над

кровлей горизонтов устанавливаются в скважинах на глубине от 2137 м до +40 м выше поверхности земли. Минерализация вод хаотично варьирует в широких пределах – от 0,5 г/л до 220 г/л в независимости от глубины залегания водоносного горизонта. В зависимости от степени минерализации вод изменяется их тип: от гидрокарбонатных до хлоридных со смешанным катионным составом. Температуры вод варьируют от 20 до 160^{0}C, в целом увеличиваясь с глубиной, однако часто встречаются водоносные горизонты с меньшей температурой, чем в вышезалегающем горизонте. Отмечается резкое уменьшение степени минерализации и температур в различных интервалах термальных водоносных горизонтов. Хаотичность распределения параметров минерализации и температуры по разрезу исследованной толщи четко указывает на фактор смешения поступающих из глубин по тектоническим разломам высокотемпературных и высокоминерализованных седиментационных термальных вод с пресными и холодными инфильтрационными водами зоны активного и затрудненного (нижний водоупор не пределен) водообмена гидросферы. Обращает на себя внимание повсеместное подавляющее преобладание в составе терм катиона натрия. Важно также отметить, что возраст водоносных пород и горизонтов как в горных, так и низменных регионах не играет определяющей роли в формировании термоминеральных вод.

Таблица 1

Обобщенные поинтервальные параметры термальных водоносных горизонтов по данным разведочных скважин

№	Интервал опробования (м)	Возраст вод. толщ	Статич. уровень (м)	Температура (^{0}C)	Минерализация (г/л)	Газовый состав (%)	Микрокомпоненты	Химический тип воды
1	2	3	5	6	7	8	9	10
Гусарская предгорная равнина								
1	338-607	$Q_{I\text{-}IV} + N_2^3$	–40 до+ ↑	26,0–26,9	0,3-1,2	N_2; CH_4; CO_2	SiO_2; B_2O_3	HCO_3 / Na
2	619-766	—//—	–40 до – 52	40,9 -51,0	0,6-1,3	N_2; O_2	—//—	HCO_3 / Na
3	240-580	$N_1^2 + N_1^1$	—	27,1	13,7	нет свед.	нет свед.	Cl / Na
4	600-1531	—//—	—	42,5 – 44,4	16,2-43,3	нет свед.	Br; J; B_2O_3; SiO_2	—//—
5	1500-2012	—//—	—	48,5-59,4	20,2-31,8	нет свед.	—//—	—//—
6	2042-2485	K+J	–3,0	72,0-85,0	3,6-94,3	N_2; CH_4; H_2S	Br; B_2O_3; J	HCO_3+ Cl / Na
7	2936-3671	—//—	–5,0 до + ↑	98,0-115,0	65,5-95,0	—//—	—//—	Cl / Na
Абшеронский п-ов								
1	527-720	N_2^2 pr	нет свед.	33,1-38,0	55,7-190,0	N_2; CH_4; H_2S	Bi_2O_3; Br; J	Cl / Na
2	776-958	—//—	+ ↑	41,5-45,9	11,4-118,7	—//—	—//—	Cl+ HCO_3/ Na
3	940-1250	—//—	нет свед.	46,1-52,7	11,4-70,0	—//—	—//—	Cl / Na
4	1425-1427	—//—	нет свед.	57,2	28,1	—//—	—//—	—//—
5	1610-1618	—//—	нет свед.	60,0	14,7	—//—	—//—	Cl+ HCO_3/ Na
6	1818-2125	—//—	нет свед.	50,3-69,0	11,8-15,8	—//—	—//—	—//—
7	2260-2760	—//—	нет свед.	71,3-79,9	9,0-67,6	—//—	—//—	—//—
8	3100-3600	—//—	нет свед.	83,0-85,6	4,8-15,5	—//—	—//—	—//—
9	4462-4734	—//—	нет свед.	101,5-129,8	14,4-16,9	—//—	—//—	—//—

1	2	3	5	6	7	8	9	10
Куринская впадина								
1	200-500	$Q_{I-IV} + N_2^3$	–2,0l до + ↑	20,5-30,0	0,3-1,9	N_2; CH_4; O_2	Bi_2O_3 ; SiO_2.,	HCO_3/ Na
2	500-1000	N_2^3 ар+ак	–1,75 до + ↑	31,0-40,0	55,9-68,9	N_2; CH_4; H_2S	Bi_2O_3; Br; J; SiO_2	Cl / Na
3	500-1000	N_1^2	–8,0 до + ↑	31,6-44,5	10,7-19,0	—//—	—//—	Cl+ HCO_3/ Na
4	1000-1500	—//—	–5,4 до + 3,2	48,6-60,0	1,0-13,4	—//—	—//—	HCO_3/ Na
5	1000-1500	N_2^1 в	–5,7 до + ↑	45,0-58,4	17,9-38,2	—//—	—//—	HCO_3+Cl / Na
6	1500-2500	N_1^1 в	–7,0-10,0	69,5-83,6	4,0-34,8	—//—	—//—	Cl+ HCO_3/ Na
7	1500-2500	N_2^1 в	–5,0 до + ↑	50,9-71,1	11,3-221,1	—//—	—//—	—//—
8	2500-3500	N_2^1 в	-3,0 + ↑	66,8-78,0	9,7-34,3	—//—	—//—	—//—
Малый Кавказ, Илису-Кяльбаджарский район								
1	25,5-87,0	—	–12,0 до + ↑	56,0-62,0	4,3	нет свед.	SiO_2. B_2O_3	HCO_3+SO_4/Na
2	173,0-300,0	—	–0,2 до +1,2	55,0-65,0	4,8-6,9	нет свед.	—//—	HCO_3+Cl / Na
3	236,0-365,0	—	–10,0	74,0	6,7	нет свед.	—//—	—//—
4	648,8-662,0	—	–22,0	62,0	5,1	нет свед.	—//—	HCO_3+SO_4/Na

Возникает вопрос, из каких глубин поступают термы и где располагаются очаги их формирования?

О нижней границе гидросферы. Одной из наименее исследованных в современной глубинной гидрогеодинамике является проблема нижней границы гидрогеосферы. На основе обобщения накопленных данных по проницаемости нефтегазовых коллекторов делается вывод о том, что на глубинах до 5 км все еще могут происходить процессы латеральной миграции жидкостей (и прежде всего воды). Считалось, что ниже этих отметок гидрогеологические процессы не протекают, поскольку здесь в условиях высоких геостатических давлений любые толщи горных пород утрачивают свои изначальные емкостные свойства (Вернадский, 1936; Маврицкий, 1971; Бондаренко, 1986 и др.). В работе (Бондаренко, 1986) модель глубинных систем дренажа и стока представляется таким образом, что «осложненные зоны – магматические тела и глубинные разломы – дренируют мантию и одновременно обеспечивают проникновение вглубь вадозных вод, т. е. океанические и континентальные рифты создают условия для восходящего и нисходящего движения воды». Причем движущей силой является в основном различие в плотности жидкостей в зависимости от их температуры. Выдвинутая в работе (Григорьев, 1954) гипотеза о существовании дренажной оболочки у основания континентальной коры предполагает, что под действием сил гравитации и постепенного увеличения плотности свободной (жидкой) воды образуются нисходящие токи, которые, достигнув дренажной оболочки, вытесняют пар. При этом растворы, нагреваясь до температур 425-450°С, сами переходят в парообразное состояние.

В этой связи интерес представляют данные бурения Кольской (СГ-3) и Саатлинской (СГ-1) сверхглубоких скважин (Боревский и др., 1981; Козловский, 1984; Ализаде, 2000). Исследованиями в Кольской сверхглубокой скважине установлено, что свободные гравитационные подземные воды распространены по всей толще древних глубокометаморфизованных пород протерозоя и архея Печенгского субартезианского бассейна до глубины более 10 км. По химическому составу они являются седиментационными водами, претерпевшими длительную и сложную эволюцию.

Саатлинская скважина СГ-1 глубиной 8263 метра пробурена в восточной части Среднекуринского прогиба на Кюрдамир-Саатлинском выступе, представляющем собой крупную приподнятую глыбу, ограниченную глубинными разломами. В разрезе скважины участвуют от-

ложения от современных до юрских (палеоген отсутствует), подстилающиеся нерасчлененной вулканогенно-осадочной толщей. Скважина не вскрыла поверхность консолидированной коры и не вышла из комплекса мезозойских вулканогенно-осадочных пород (базальты, андезиты, порфириты). Вся вскрытая толща водоносна и слагается из грунтового и десяти напорных водоносных комплексов, гидрогеологические параметры которых сведены в табл. 2. Из таблицы следует, что верхняя четвертичная терригенно-карбонатная водоносная толща мощностью порядка 700 метров сложена из грунтового и трех напорных пластово-поровых водоносных комплексов и формирует верхний гидрогеологический этаж активного водообмена (свободной циркуляции). Ниже до интервала 2830 метров залегает этаж затрудненного водообмена. Далее в габбро-диоритах и андезитодацитах вплоть до забоя скважины (8263 м) залегает зона весьма затрудненного водообмена, сложенная из комплекса маломощных напорных водоносных горизонтов со слабой гидравлической связью между собой. Данная гидрогеологическая зональность относится только к локальному разрезу СГ-1, а для всей подземной гидросферы республики необходимо проведение специальных комплексных геолого-гидрогеологических исследований.

По всему разрезу обращает на себя внимание факт хаотичного изменения степени минерализации вод, что указывает на наличие вертикальной фильтрации в обоих направлениях. Только смешением поступающих сверху пресных инфильтрационных вод с внедренными из глубин высокоминерализованными седиментационными водами можно объяснить хаотичные колебания степени минерализации вод от 0,6 до 213,0 г/л и более в различных интервалах разреза. Так, понижения минерализации вод нижних II, V, VI и VIII водоносных комплексов от 213 г/л до 0,6 г/л четко указывают на смешение их на глубине с пресными инфильтрационными водами. Причем смешения эти возможны только посредством глубинных тектонических разломов.

Таблица 2

Гидрогеологические параметры водоносной толщи, вскрытой Саатлинской сверхглубокой разведочной скважиной СГ-1

№	Водоносные горизонты и комплексы	Геол. возраст	Интервал залегания (м)	Лит. состав водовмещающих пород $K_ф$ (м/сут.)	Мощность вод. слоя (м)	Величина напора над кровлей горизонта (м)	Химический состав и минерализация воды
1	Грунтовый	Q_{I-IV}	10-40	Супесь 3-5	30	-	$\frac{Cl\text{-}SO_4\text{- }Na}{10\ г/л}$
2	I НВК	Q_{I-IV}	50-80	Галечники 4,5	30	25 – 45	$\frac{Cl\text{-}Na}{60\ г/л}$
3	II НВК	N_2^2	120-160	Галечники 15-20	40	75-90	$\frac{Cl\text{-}Na}{0,6\text{-}2,5\ г/л}$
4	III НВК	N_2^2	600-680	Супесь 17-19	80	+36	$\frac{Cl\text{-}Na}{\approx 20\ г/л}$
5	IV НВК	N_2^2	1500-1550	Песок 2,5	5-10	н.с.	$\frac{Cl\text{-}Na}{100\ г/л}$
6	V НВК	N_2^3	2200-2220	Алевролиты < 1,0	20	н.с.	$\frac{Cl\text{-}HCO_3}{2,0\ г/л}$
7	VI НВК	$N_2$1b	2250-2780	Песчаники 0,04-1,0	4-9	-	$\frac{Cl\ Na\text{-}Ca}{6,3\text{-}213,03\ г/л}$
8	VII НВК	N_1^2c	2780- 2830	Песчаники ≈ 1,0	3-6	1900	$\frac{HCO_3\text{+}CL\ Na}{28,0\text{-}75,0\ г/л}$
9	VIII НВК	K_1	2830-3150	Базальты ≈ 0,5	3-7	2137	$\frac{CL\text{+}HCO_3\ Na}{30,0\text{-}60,0\ г/л.}$
10	IX НВК	J_3	5500 -7524	Габбро-диорит н.с.	3-5	1375-1910	$\frac{Cl\ Na}{до\ 100\ г/л}$
11	X НВК	J_2	7556-8200	Андезито-дациты	нет свед.	нет свед.	нет свед.

Теплофизическими исследованиями скважины СГ-1 были определены температуры недр и изменения теплового потока по разрезу вскрываемых пород, а также направление движения подземных вод. Для сравнения полученных результатов были обобщены величины температур, измеренные в глубоких разведочных скважинах Мурадханлы, Джарлы, Мильская, расположенных в пределах Кюрдамир-Саатлинского выступа. Результаты измерения температур сведены в табл. 3. Из таблицы следует, что изменения температур по глубине по всем скважинам резко отличаются друг от друга, несмотря на то, что все они располагаются рядом в пределах единой геолого-тектонической структуры. Например, температура пород 58^0C в Мильской, Джарлинской и Саатлинской скважинах выявлена в интервалах глубин соответственно 1950-2500-2890 метров, то есть разница в отметках составляет 550-940 метров. Еще большие амплитуды отмечаются для температур 75^0C, 80^0C, 105^0C (соответственно 1178 м, 1321 м, 1156 м). Данные параметры также указывают на наличие смешения инфильтрационных и седиментационных вод в указанных интервалах, влияющих на геотермические условия толщи пород.

Таблица 3

Результаты измерения температур в скважинах

Глубина замера, м	Температура (°C) в скважине			
	Саатлы	Мурадханлы	Джарлы	Мильская
790	24			
(1950)				(58)
(2500)			(58)	
2625			64	
2705				63
[2822]			[75]	
(2890)	(57)			
2990				66
{3079}			{80}	
3148			88	
3475	67			
3705				85
[4000]	[75]			
4130		110		
{4400}	{81}			
“4494”				“105”
4600		127		
4700	91			
5000	98			
5080	98			
5260	100			
5330	102			
“5650”	“105”			

Из термограммы и графика геотермического градиента скважины СГ-1 следует, что она пересекла разлом в интервале 3200-3400 м, являющемся местом преимущественной разгрузки опускающихся из терригенной формации подземных вод (Боревский, 1981). В целом результаты теплофизических исследований в СГ-1 выявили изменение величины вертикальной компоненты теплового потока по глубине при отсутствии установленных значительных источников генерации или поглощения тепла внутри толщи пород. Это свидетельствует о существовании конвективной составляющей теплового потока и, в частности, о наличии вертикальной фильтрации подземных вод. При этом движение подземных вод направлено вниз, т.е. седиментационные воды осадочных пород опускаются в вулканогенную формацию. Косвенным подтверждением сказанного являются результаты определения величин изотопных сдвигов карбонатов, заполняющих трещины в вулканогенных породах на глубине до 5300 м, указывающие, что источником карбонатного материала служили известняки верхнего мела. Указанные выше аномалии объясняются главным образом смешением в разной степени нисходящих маломинерализованных инфильтрационных вод с внедряющимися высокоминерализованными седиментационными термальными водами посредством глубинных тектонических разломов. Определенную роль в данном случае играет и наличие гидрогеодеформационных полей, активно участвующих как в динамике подземных вод, так и в формировании параметров тепловых потоков (Бондаренко, 1986).

Интерес представляет также и газовый состав термоминеральных вод республики. Естественные источники горно-складчатых областей четко разделяются на две части: Большой Кавказ и Талыш с подавляющей частью источников с азот-метан-сероводородной смесью газов и Малый Кавказ с углекислыми источниками. Известно, что метановые термы формируются исключительно в осадочных отложениях в глубоких частях артезианских бассейнов, в областях развития биохимических процессов и представляют собой древние седиментационные воды с различной степенью минерализации и состава, с примесью инфильтрационных атмосферных вод. Термы эти на достаточных глубинах весьма широко распространены как в платформенных, так и в горно-складчатых областях. Подтверждением тому явились данные газового каротажа в сква-

жине СГ-1, определившие максимальные значения метана (вплоть до ураганных) в интервале 3500 метров и в целом углеводородов на глубине 4650 м, с последующим резким уменьшением с глубиной. Причем граница эта характеризуется сменой осадочных пород мезокайнозоя вулканогенно-осадочными отложениями. Углекислые термы образуются в глубинных восстановительных условиях, в областях молодой магматической деятельности в результате поступления в подземные воды $C0_2$ преимущественно термометаморфического происхождения. В большинстве случаев они рассматриваются не как вулканические выделения, а как результат дегазации углекислых вод (Крайча, 1980; Щербаков, 1968). В скважинах, вскрывших пластово-поровые термы на всех интервалах, подавляющая часть газов (75-85%) состоит из азота, встречающегося, как правило, в погруженных породах. Исходя из гипотезы о существовании дренажной оболочки у основания континентальной коры, следует, что генезис газов (азот-метан-сероводород и углекислый газ), сопутствующих термальным водам, не связан с мантией. Формируются они посредством процессов термометаморфизма в толще осадочных пород, гораздо выше основания континентальной коры, с последующим внедрением в состав термоминеральных вод по пути их миграции по глубинным разломам от очагов формирования.

Коротко о существующих гипотезах механизма подъема термальных вод. Одни ученые отводят гидростатическому напору роль ведущей силы, определяющей движение флюидов в глубоких зонах литосферы. Другие придерживаются теории воздействия гравитационного поля Земли, имеются также сторонники теории эрлифта с участием газового фактора. В целом данная проблема требует специальных исследований, однако газовый фактор терм, даже при весьма высокой их газонасыщенности, не может влиять на больших глубинах на условия их циркуляции, так как при высоких давлениях все газы, как правило, находятся в водах в растворенном виде, в связи с чем возможность эрлифта полностью отпадает. Более обоснованными, по нашему мнению, являются представление о механизме подъема термальных вод с больших глубин (гораздо глубже 10 км) посредством выбросов флюидов под большим давлением по глубинным разломам из магматической оболочки земной коры совместно с геостатическими силовыми полями геосферы, а также и механизм термоконвекции, возникающий в области температурного воздействия от магматической камеры.

Выводы

– Подземная гидросфера горно-складчатых областей состоит главным образом из трещинно-жильных вод инфильтрационного генезиса, в пределы которых в зону активного водообмена (максимальной мощностью 1500-1800 м) и затрудненного (глубокого) подземного стока по глубинным тектоническим разломам внедряются высоко минерализованные седиментационные напорные термальные воды, выклинивающиеся на земную поверхность в виде восходящих источников. Степень минерализации и температура вод источников отражают результат смешения инфильтрационных и седиментационных вод. Важно отметить, что газовый состав вод Большого Кавказа и Талыша складывается в основном из смеси метана, азота и сероводорода, а на Малом Кавказе – воды повсеместно углекислые.
– Подземная гидросфера предгорных равнин и низменностей также складывается из залегающего сверху этажа активного водообмена мощностью порядка 200-1700 метров и состоящей из инфильтрационных пластово-поровых вод осадочной четвертичной – неоген-палеогеновой водоносной толщи. По данным скважины СГ-1 мощность активной зоны здесь составляет порядка 700 метров. Ниже до интервала 2830 метров залегает этаж затрудненного водообмена, сложенный из маломощных водоносных коллекторов неогена. Подстилается данная толща водоносными коренными породами зоны весьма затрудненного водообмена (глубокого подземного стока), она исследована на максимальную глубину до 8263 метров и сложена из пород мела и юры.
– Благодаря высоким коллекторским параметрам водовмещающих пород зон активного и затрудненного водообмена осадочной толщи, здесь сформировались многослойного строения подземные бассейны обычно высоконапорных и самоизливающихся вод с пьезометрическими уровнями над кровлей горизонтов в пределах от 1375 м до 2137 м, местами выше земной поверхности на +40 м. Термальные воды вскрываются уже с глубин 200 метров и встречаются по всему разрезу. Важно отметить, что если и отмечается в целом тенденция увеличения с глубиной температур, одновременно выявляются и многочисленные аномальные участки с понижением их в плане и в разрезе всей водонасыщенной толщи. Еще более пестрый характер в пространственном распределении термальных

вод наблюдается по степени минерализации, часто выявляются аномальные участки с резкими понижениями с глубиной степени минерализации с различными векторами.

– Приведенные выше факторы позволили констатировать, что в зону активного водообмена трещинно-жильных и пластово-поровых вод из более глубоких слоев коренных пород по глубинным тектоническим разломам внедряются напорные высоко минерализованные термальные воды из подстилающих коренных пород кристаллического фундамента. Внедряясь в верхние гидрогеологические этажи, они в разной степени смешиваются с нисходящими холодными пресными инфильтрационными водами, что и объясняет широкий разброс температур и степени минерализации термальных вод в плане и разрезе подземной гидросферы республики. Причем разломы служат проводниками как холодных инфильтрационных, так и термальных вод.
– Генезис газов (азот-метан-сероводород и углекислый газ), сопутствующих термальным водам, не связан с мантией. По данным скважины СГ-1 формируются они посредством процессов термометамотфизма в надкристаллической толще осадочных пород гораздо выше основания континентальной коры в интервале 3500-4650 метров и смешиваются с термальными водами по пути их миграции в тектонических разломах.
– Газовый фактор терм, даже при весьма высокой их газонасыщенности, не влияет на больших глубинах на условия их циркуляции, так как при высоких давлениях все газы, как правило, находятся в водах в растворенном виде, в связи с чем возможность эрлифта полностью отпадает. Подтверждается предпосылка В.И.Вернадского, утверждавшего, что «…горячий водяной пар в областях метаморфической и магматической оболочек земной коры – это не только могучий фактор метаморфизации, его силой поднимаются к земной поверхности огромные массы воды и расплавленная магма» (Вернадский, 1936).
– С уверенностью можно предположить, что термальные воды республики тесно связаны с флюидами, поступающими по глубинным тектоническим разломам из континентальной магмы. Однако недостаточность данных о глубине залегания кристаллического фундамента не позволяет в настоящее время определить интервалы залегания очагов формирования терм на территории республики.

ЛИТЕРАТУРА

АВЕРЬЕВ, В.В. 1966. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с вулканической деятельностью. В сб: *Современный вулканизм.* Наука. Москва.

АЛИ-ЗАДЕ, Ак.А.(под ред.). 2008. Геология Азербайджана. Том VIII – Гидрогеология и инженерная геология. Nafta-Press. Москва. 380с.

АЛИЗАДЕ, Ак.А. (под ред). 2000. Саатлинская сверхглубокая СГ-1. Nafta-Press. Баку. 288с.

АСКЕРОВ, А.Г. 1954. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Изд-во АГУ. Баку. 334с.

БАБАЕВ, А.М. 2000. Минеральные воды горно-складчатых областей Азербайджана. Чашыоглу. Баку. 384с.

БОНДАРЕНКО, С.С. (под ред.) 1986. Методы изучения и оценка ресурсов глубоких подземных вод. Недра. Москва. 479с.

БОРЕВСКИЙ, Л.В. и др. 1981. Совершенствование опробования и гидрогеологических исследований сверхглубоких скважин на Кольском полуострове и Азербайджанской ССР. Фонды ВСЕГИНГЕО. Пос. Зелёный. 73с.

ВЕРНАДСКИЙ, В.И. 1936. История минералов земной коры. Т.II – История природных вод. Ч 1, вып. III. ОНТИ.

КАШКАЙ, М.А. 1952. Минеральные источники Азербайджана. Изд-во АН Азерб ССР. Баку. 503с.

ГРИГОРЬЕВ, С.М. 1954. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. Изд-во АН СССР. Москва.

ИВАНОВ, В.В. 1952. О происхождении и классификации современных гидротерм. *Геохимия,*10.

КЕНГЕРЛИНСКАЯ, Г.Б. 1973. Объяснительная записка к карте термальных вод Азербайджанской ССР. ВСЕГИНГЕО. Москва. 155с.

КОЗЛОВСКИЙ, Е.А. (под ред.). 1984. Кольская сверхглубокая. Недра. Москва. 490с.

КРАЙЧА, Я. 1980. Газы в подземных водах. Недра. Москва. 343с.

МАВРИЦКИЙ, Б.Ф. 1971. Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. Наука. Москва.

МЕХТИЕВ, Ш.Ф., МИРЗАДЖАН-ЗАДЕ, А.Х. 1960. Тепловой режим нефтяных и газовых месторождений Азербайджана. Азернешр. Баку.

ТАГИЕВ, И.И., ИБРАГИМОВА, И.Ш., БАБАЕВ, А.М. 2001. Ресурсы минеральных и термальных вод Азербайджана. Чашыоглу. Баку. 167с.

ЩЕРБАКОВ, А.В. 1968. Геохимия термальных вод. Наука. Москва. 283с.

ƏLİQULİYEV, R.İ., İSMAYILOVA, M.M., ƏLİQULİYEV, A.R. 2002. Naxcivan Muxtar Respublikasının mineral suları. Mütərcim. Bakı. 223s.

ƏLİYEV, S.A. ƏLİYEVA, Z.Ə. 2011. Cənubi Xəzər hövzəsinin istilik sahəsi. Elm. Bakı. 226s.

İSRAFİLOV. Y.H. və b. 2011. Azərbaycan Respublikasının mineral suları atlasının tərtibi. ETİ-nin hesabatı. AMEA Gİ fondu. Bakı. 120s.

Рецензент: д.г.м.н. В.Ю.Лаврушин

© Т.Д.Гараева, 2014

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД АБШЕРОНСКОГО ЯРУСА РАЗРЕЗОВ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Т.Д.Гараева

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 119
E-mail: www.gia@.azdata.net

В статье приводятся результаты комплексных экспериментальных исследований пород абшеронского яруса разрезов рек Гейчай и Турианчай южного склона Большого Кавказа. Магнитные чистки образцов пород абшеронского яруса позволили выявить стабильную компоненту естественной остаточной намагниченности I_n. По магнито-минералогическим исследованиям определены точки Кюри и выявлено, что носителями естественной остаточной намагниченности в исследованных породах являются гидроокислы железа, магнетит и гематит. Составлены магнито-стратиграфические разрезы исследованных пород абшеронского яруса. Проведена корреляция сводных разрезов абшеронского яруса южного склона Большого Кавказа с разрезами Западного Азербайджана.

Введение

Для уверенных палеомагнитных построений прежде всего необходимо установить природу естественной остаточной намагниченности I_n исследуемых пород, доказать первичность выделенной компоненты I_n^0 и определить минералы, ответственные за I_n.

Все лабораторные методы направлены на определение первичной намагниченности I_n^0, которую приобретает порода в момент ее формирования. Когда намагниченность I_n^0 устойчива к различным видам лабораторных воздействий (времени, температуре, переменному магнитному полю и т.д.), это еще не значит, что I_n^0 – первичная намагниченность. Это первый этап исследований, когда определяется стабильность I_n^0 по отношению к тем или иным лабораторным воздействиям. Этот этап исследований проводится по лидирующим образцам коллекции, составляющим 7-10% коллекции.

Если лидирующая группа образцов показывает хорошие результаты, то такой режим принимается для чистки всей коллекции.

Методика исследований

Магнито-минералогические исследования проводились по общепринятой в магнетизме горных пород и палеомагнетизме методике (Храмов, Шолпо, 1967; Белоконь и др., 1973; Стейси,1972).

Безнагревные методы магнитной минералогии включали в себя: размагничивание естественной остаточной намагниченности в переменных магнитных полях, методы магнитных чисток и переосаждения.

Образцы размагничивались под действием переменного магнитного поля вращением двух взаимно перпендикулярных осей. Размагничивание проводилось до $\hat{h}$=600Э. Ошибка в изменении величины $I_n(\hat{h})$ не превышает 4-5%. При временной чистке образцы выдерживались 15 дней в положении “in situ” и 45 дней против лабораторного поля.

Термомагнитные исследования осадков включали в себя снятие кривых температурного размагничивания остаточной намагниченности насыщения $I_{rs}(T^0)$ и определение точек Кюри. Относительная ошибка измерений I_{rs} – не более ±3%.

Чистка переменным магнитным полем. В основе интерпретации результатов размагничивания пород в переменном магнитном поле существует предположение, что вторичная намагниченность менее стабильна, чем первичная. Она будет исчезать в переменных полях с амплитудой порядка 200Э, а первичная – 600Э и выше.

Для оценки стабильности исследуемых пород по отношению к переменным полям было отобрано около 70 ориентированных образцов, не подвергнутых другим видам магнитных чисток. По характеру кривых размагничивания переменным полем выделяются в основном 2 группы пород.

Для первой группы пород в переменных полях с $\hat{h}$=250Э размагничивается половина естественной остаточной намагниченности I_n, а в полях с $\hat{h}$=400-500Э сохраняется около 15% пер-

воначальной величины (рис.1). Этот эффект роста магнитной вязкости, по-видимому, связан с проявлениями Fe-содержащих минералов.

Для второй группы кривых анализ зависимости $I_n \sim f(\hat{h})$ показал, что в переменных магнитных полях с $\hat{h}$ =100Э снимается половина остаточной намагниченности I_n , а в полях с $\hat{h}$ =300Э остается около 25% и меньше.

Термочистка. Методом термической чистки, как известно, можно получить надежные результаты в разделении компонентов естественной остаточной намагниченности. Для экспериментов терморазмагничивания и термочистки было отобрано 55 образцов горных пород, различных как по литологическому составу, так и по полярности I_n. По характеру изменения величины и направления I_n под действием температуры выделяются 2 группы образцов.

Образцы первой группы при температуре 150-175^{0}C теряют до 50% начальной намагниченности. Стабильная часть I_n наблюдается в интервале температур 300-350^{0}C (рис.2).

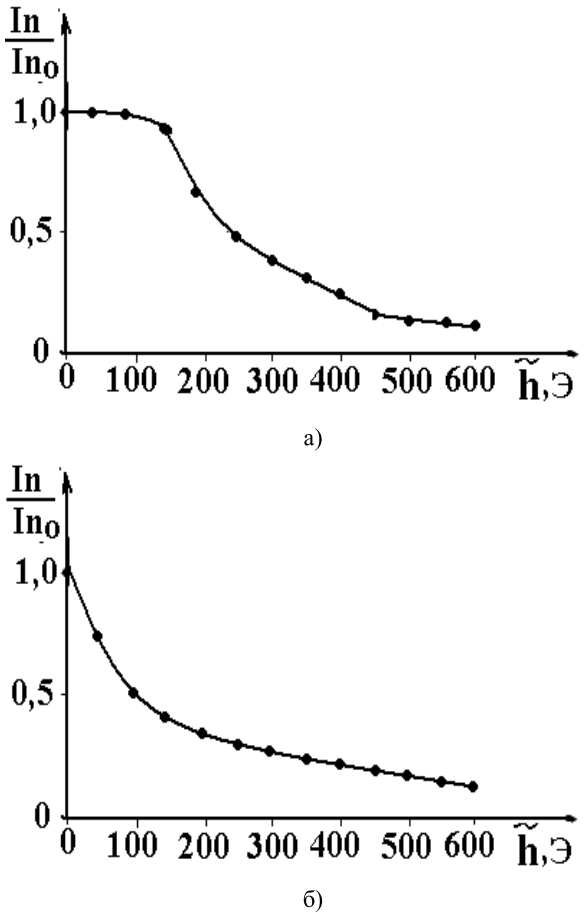


Рис. 1. Характерные кривые размагничивания переменным магнитным полем (а – I группа; б – II группа)

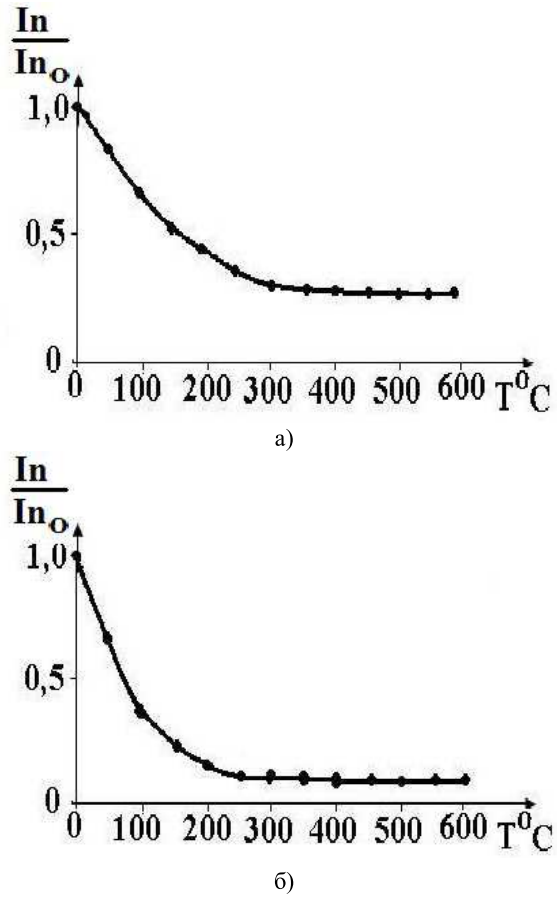


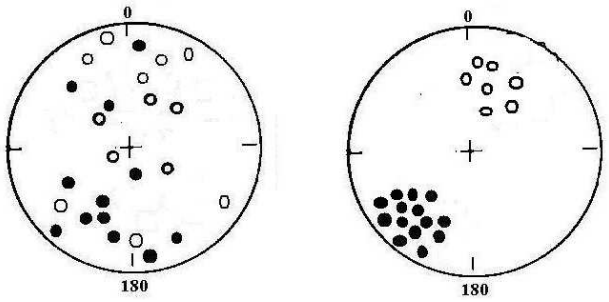
Рис. 2. Характерные кривые размагничивания при термочистке (а – I группа; б – II группа)

Породы 2 группы при нагреве до 150^{0}C теряют 60-70% начальной намагниченности. Стабильная часть I_n наблюдается в интервале температур 250-300^{0}C.

Временная чистка. Как известно, временная чистка пород позволяет уничтожить значительную часть остаточной вязкой намагниченности. Преимущество временной чистки заключается в том, что она не затрагивает ни величины, ни направления первичной намагниченности. Использование данного вида чистки дало положительные результаты для исследованных пород абшеронских отложений южного склона Большого Кавказа (Трухин, 1973).

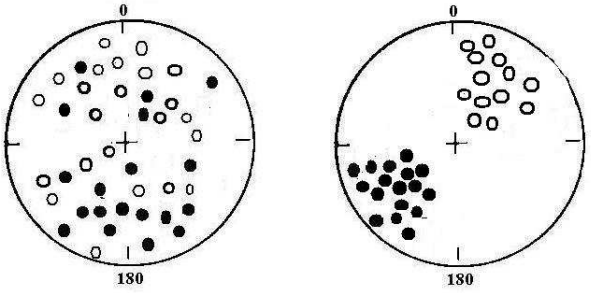
На рисунках 3 и 4 даны стереограммы распределения I_n до и после временной чистки.

Таким образом, сопоставляя результаты безнагревных магнито-минералогических исследований, можно сделать вывод о том, что в исследованных образцах имеются как магнитомягкие, так и магнитожесткие минералы, размер зерен которых (согласно литературным данным) может варьировать в пределах 3-10 мк.



а) б)

Рис. 3. Распределение I_n пород абшеронского яруса в разрезе р.Турианчай (а – до чистки, б – после чистки)



а) б)

Рис. 4. Распределение I_n абшеронского яруса в разрезе р. Гейчай (а – до чистки, б – после чистки)

Термомагнитные исследования. Одной из важнейших характеристик химического состава ферромагнитных минералов является их температура Кюри, то есть та температура, при которой происходит разрушение упорядоченного расположения магнитных моментов (спинов) и ферромагнетик становится парамагнетиком. Такой переход не сопровождается ни химическими изменениями, ни изменениями в кристаллической структуре вещества и относится к фазовым переходам второго рода. Эти переходы являются полностью обратимыми и наблюдаются как при нагревании образца, так и при его охлаждении. Таким образом, температура Кюри является устойчивой константой для данного вещества.

Зависимость точки Кюри от состава минерала лежит в основе широко применяемого метода магнитных исследований – термомагнитного анализа (ТМА).

Нами были изучены кривые зависимости остаточной намагниченности насыщения I_{rs} от температуры T^0. Термомагнитным исследованиям было подвергнуто свыше 40 образцов.

Термомагнитными исследованиями в образцах пород абшеронского возраста установлены различные минералы-носители намагниченности. В результате проведенных исследований выделены две группы образцов (Нагата, 1965).

На термомагнитных кривых $I_{rs}(T^0)$ для образцов первой группы отчетливо выделяется гематитовая фаза (T_c=675^0-700^0). Фиксируется перегиб на кривых первого и второго нагревов в области 175-275^{0}C. Перегиб кривых в области 200^{0}C указывает на наличие гидроокислов железа, а перегиб в области 350-400^{0}C обусловлен, по-видимому, присутствием маггемита. В процессе нагрева маггемит разрушается, выделяя суперпарамагнитный магнетит, который обуславливает наличие гематита (рис.5а).

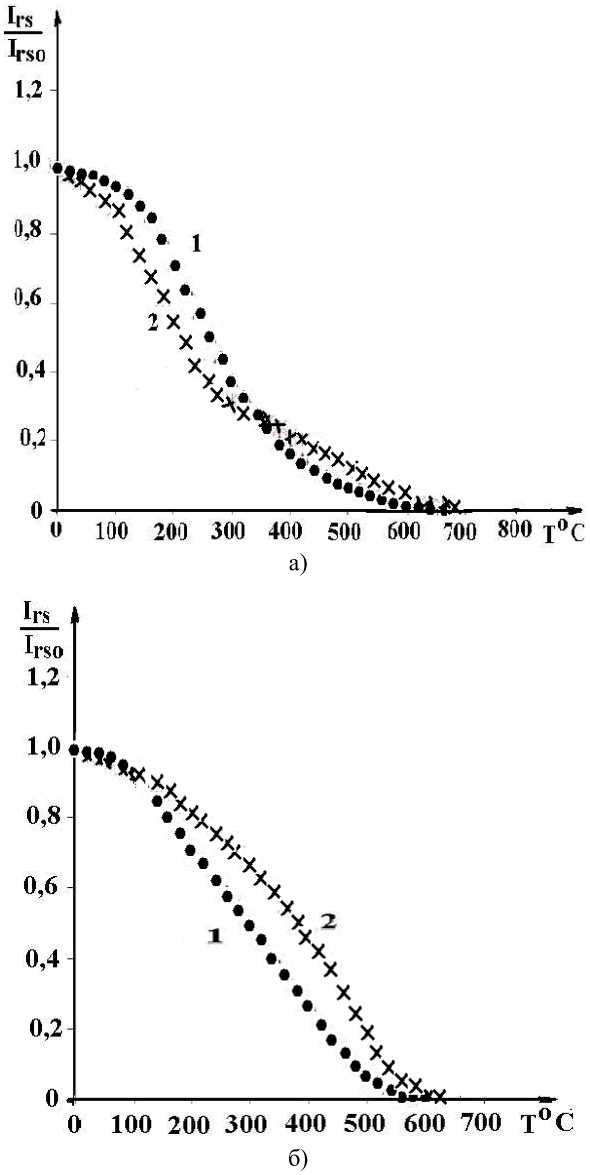


Рис. 5. Характерные кривые термомагнитного анализа: а – первая группа; б – вторая группа (1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев)

Термомагнитные кривые образцов второй группы характеризуются плавными кривыми, не имеющими четких вогнутостей, что свидетельствует о наличии одного ферромагнетика, точка Кюри фиксируется в интервале T_c=580-600^{0}C, т.е. это точка Кюри магнетита с небольшим количеством примесей (рис.5б).

Как видно из рисунков, кривая I нагрева имеет пологую форму. При температуре 100-120^{0}C отмечаются перегибы на термокривых обоих нагревов, соответствующие точке Кюри гидроокислов железа.

Таким образом, учитывая результат комплексных геолого-минералогических исследований, можно сказать, что они хорошо дополняют друг друга, и выводы, сделанные нами, о наличии тех или иных минералов-носителей I_n, являются правильными.

Метод лабораторного переосаждения. Для выяснения первичности естественной остаточной намагниченности изучаемых осадков был использован метод лабораторного переосаждения.

Образцы для лабораторного переосаждения выбирались из числа кубиков, не подвергавшихся размагничиванию переменным полем и температурной чистке. Чтобы ферромагнитные зерна не повредились, сначала производилось размягчение образцов, затем перемешивание до получения однородной суспензии. Однородная суспензия осаждалась в сосудах кубической формы с ребром в 5 см в спокойной морской воде. Напряженность лабораторного поля определялась в каждой точке переосаждения и колебалась от 0,52 до 0,57Э. Когда осадок уплотнялся, из него вырезались кубики с ребром 24 мм.

В абшеронское время напряженность геомагнитного поля близка к современной. Следовательно, в случае ориентационного происхождения естественной остаточной намагниченности коэффицент переосаждения P должен быть близок к 1. Относительная ошибка измерений величин I_{nr} составляет не более ±2%. В таблице 1 приведены результаты лабораторного переосаждения образцов абшеронского яруса, которые указывают, что остаточная намагниченность изучаемых пород имеет ориентационную природу и, следовательно, несет достоверную палеомагнитную информацию.

Магнитные свойства разрезов рек Турианчай и Гейчай

Разрез р.Гейчай сложен абшеронским (нижний, средний, верхний) ярусом. В разрезе р.Гейчай было отобрано 49 штуфов, из которых выпилено 130 ориентированных кубиков. По разрезу наблюдаются следующие средние значения магнитной восприимчивости:

æ= 20,5·10^{-3} ед.СИ (нижний абшерон)

æ = 22,8·10^{-3} ед.СИ (средний абшерон)

æ = 19,1·10^{-3} ед.СИ (верхний абшерон).

Значения естественной остаточной намагниченности:

$\mathbf{I_n}$=32,9·10^{-3}A/m (нижний абшерон)

$\mathbf{I_n}$ =28,5·10^{-3}A/m (средний абшерон)

$\mathbf{I_n}$=24,25·10^{-3}A/m (верхний абшерон).

Наилучшие результаты получены при временной и термомагнитной чистке.

Таблица 1

Результаты лабораторного переосаждения образцов

Возраст пород	Магнитные характеристики в ед.СИ						Коэффицент переосаждения, **P**
	До переосаждения			После переосаждения			
	$\mathbf{I_n}$	**æ**	$\mathbf{I_{rs}}$	$\mathbf{I_n}$	**æ**	$\mathbf{I_{rs}}$	
Абшерон	25	1,4	158	27,4	1,35	170	0,93
	40,7	0,71	101	57,5	1,0	142	0,71
	47,1	1,13	123	43,8	1,1	114	1,07
	49,6	1,7	150	53,20	1,8	160	0,93
	38,5	2,7	149	32,0	2,5	125	1,20
	28,1	2,0	95	32,3	1,7	105	0,86
	36,5	0,8	119	37,0	0,8	120	0,98
	51,3	0,6	86	80,0	0,9	132	0,64
	50,9	1,0	110	62,0	1,1	135	0,82

Таблица 2

Магнитная характеристика образцов абшеронских отложений

Район исследований	№ образцов	Магнитные характеристики в ед. СИ						
		æ	До магнитной чистки			После магнитной чистки		
			In	D	J	In	D	J
1	2	3	4	5	6	7	8	9
р.Турианчай	101	11,2	31	40	-3	18	230	-39
	103	19,5	11	93	11	32,5	227	-41
	105	12,3	27	42	59	42	240	-47
	108	23,5	22	93	-25	46	27	37
	110	10	26	354	-63	16	55	25
	112	12,8	17	346	-38	37	28	35
	114	41	27	243	-2	51	250	-25
	117	20	8	295	-37	9	216	-40
	119	15,7	85	278	23	25	240	-54
	122	25	45	316	-30	29	45	18
	124	22,5	28	321	-70	50	10	31
	126	31	39	85	-29	28	53	51
	128	23,9	67	78	-33	20,9	220	-53
	130	24,7	10	293	-68	21,4	250	-42
	133	21,9	16	189	33	18,6	198	-35
	135	18,1	21	66	29	17,2	201	-41
р.Гейчай	201	17	18	163	16	14,7	230	-18
	204	28,6	51	223	-63	36,8	220	-33
	207	26,1	34	70	-67	36	233	-35
	210	20	25	250	70	20	38	30
	212	16,3	10	240	31	38	37	14
	214	20	5	56	5	34,3	20	48
	216	24,9	78	350	45	50,3	195	-61
	219	35	56,8	245	33	40,7	220	-13
	221	27,3	7	45	-20	39,6	196	-5
	224	12	58	256	-57	28	37	38
	227	32,9	67,9	156	-36	20,1	45	41
	229	14	56,2	45	27	21,2	18	20
	231	11,5	25,2	155	33	19,5	201	-31
	233	8,9	33,6	90	-25	11,3	212	-19
	236	18,6	40	180	-33	29,8	199	-20
	239	29,4	51	152	26	43,8	36	18
	242	17,1	21,8	33	15	21,6	28	26
	244	12,9	39,4	66	27	26,4	32	28
	246	24,5	21,9	84	32	18,9	36	31

Разрез р.Турианчай сложен абшеронским (нижний, средний, верхний) ярусом. В разрезе р.Турианчай было отобрано 35 штуфов, из которых выпилено 80 ориентированных кубиков. По разрезу наблюдаются следующие средние значения магнитной восприимчивости:

æ = $18{,}5 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ (нижний абшерон)

æ = $25{,}9 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ (средний абшерон)

æ = $22{,}4 \cdot 10^{-3}$ ед.СИ (верхний абшерон).

Значения естественной остаточной намагниченности:

$\mathbf{I_n}$=$33{,}9 \cdot 10^{-3}$A/m (нижний абшерон)

$\mathbf{I_n}$ =$26{,}9{,}6 \cdot 10^{-3}$A/m (средний абшерон)

$\mathbf{I_n}$=$19{,}2 \cdot 10^{-3}$A/m (верхний абшерон).

Наилучшие результаты получены при временной и термомагнитной чистке (T=200^0C, t=2 часа).

Значения магнитных характерстик для образцов абшеронских отложений южного склона Большого Кавказа представлены в таблице 2. Значения магнитных характеристик даны с учетом результатов всех видов магнитных чисток.

Корреляция абшеронских отложений южного склона Большого Кавказа

Рассмотрим палеомагнитную характеристику пород по каждому разрезу в отдельности.

Разрез р.Гейчай находится на берегу р.Гейчай и представлен абшеронскими отложениями. Здесь выявлены 3 зоны прямой магнитной полярности, одна в низах верхнего абшерона, вторая – в среднем абшероне, а третья – в низах нижнего абшерона (Cox,1969) (рис.6).

Разрез Турианчай находится на берегу р.Турианчай и представлен толщей обратнонамагниченных пород, охватывающих абшерон и верхний акчагыл. В отложениях разреза Турианчай в среднем и в верхнем абшероне выделены 2 зоны прямой полярности, одна в среднем ярусе абшерона, а вторая – в верхнем ярусе (рис.7).

Комплексные лабораторные исследования абшеронских отложений южного склона Большого Кавказа позволили выделить направление In, определить природу первичной остаточной намагниченности и доказать ее синхронность времени формирования этих пород. Выделенные зоны прямой и обратной полярности на основании этих исследований можно считать достоверными, так как они представлены более чем тремя образцами, взятыми с разных стратиграфических уровней, и прослеживаются в одновозрастных и удаленных друг от друга разрезах.

На основании проведенных детальных палеомагнитных исследований составлена палеомагнитная шкала для абшеронских отложений южного склона Большого Кавказа, позволяющая сопоставить ее с разрезами абшеронских отложений других областей (рис.8).

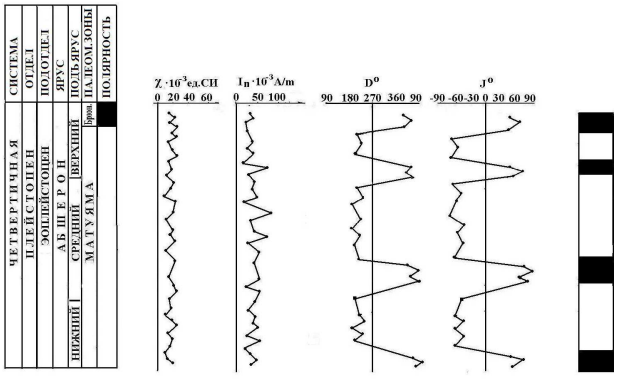


Рис. 6. Магнито-стратиграфический разрез абшеронских отложений разреза р.Гейчай

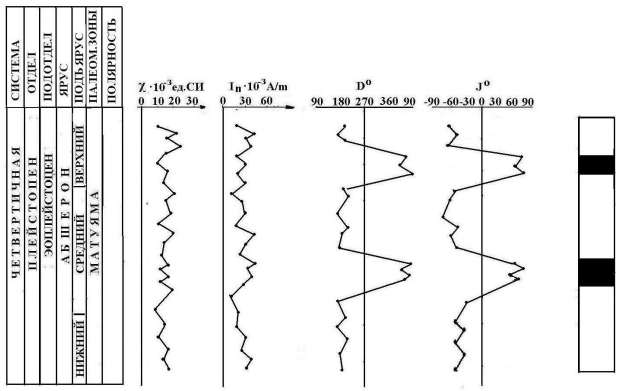


Рис. 7. Магнито-стратиграфический разрез абшеронских отложений разреза р.Турианчай

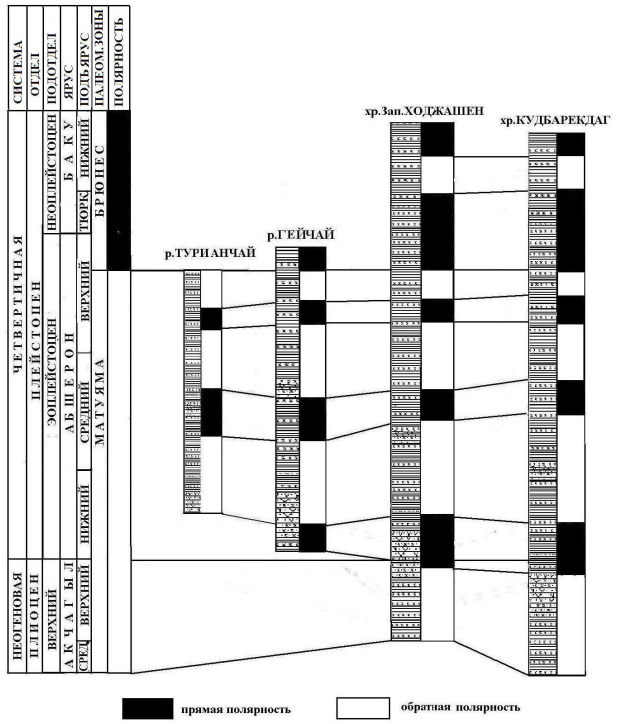


Рис. 8. Корреляция разрезов абшеронских отложений южного склона Большого Кавказа с разрезами Западного Азербайджана

Проведена корреляция разрезов южного склона Большого Кавказа и Западного Азербайджана (Садыгова, 1995). Палеомагнитные данные полностью подтвердили высказывающееся ранее мнение о синхронности абшеронских отложений южного склона Большого Кавказа с одновозрастными разрезами Западного Азербайджана.

Выводы

Проведенные комплексные экспериментальные лабораторные исследования абшеронских пород южного склона Большого Кавказа

позволяют сделать следующие выводы:

1. Лабораторное моделирование формирования естественной остаточной намагниченности (метод переосаждения) показало, что естественная остаточная намагниченность исследованных пород возникает в результате статистической ориентации мелких ферромагнитных частиц по направлению внешнего магнитного поля Не, имеет ориентационную природу и, следовательно, синхронна времени образования осадков и может быть использована для анализа закономерностей, связанных с древним магнитным полем.
2. Комплексными магнито-минералогическими, термомагнитными исследованиями, а также изучением характера кривых разрушения естественной остаточной намагниченности установлено, что носителями намагниченности в абшеронских породах являются гидроокислы железа, магнетит и гематит.
3. Проведена корреляция разрезов абшеронских отложений южного склона Большого Кавказа с разрезами Западного Азербайджана. Наблюдается хорошая сходимость выделенных магнитных зон с одновозрастными породами Западного Азербайджана.

ЛИТЕРАТУРА

БЕЛОКОНЬ, В.И., КОЧЕГУРА, В.В., ШОЛПО, А.Е. 1973. Методы палеомагнитных исследований горных пород. Недра. Ленинград.

НАГАТА, Т.1965. Магнетизм горных пород. Мир. Москва. 348с.

САДЫГОВА, Т.Д. 1995. Палеомагнетизм верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений Западного Азербайджана. Дисс. на соскание ученой степени канд. геол.мин.наук.

СТЕЙСИ, Ф. 1972. Физика Земли. Мир. Москва. 342с.

ТРУХИН, В.И. 1973. Введение в магнетизм горных пород. МГУ. Москва.

ХРАМОВ, А.Н., ШОЛПО, Л.Е. 1967. Возрастная корреляция разрезов и определение возраста пород. В. кн.: *Палеомагнетизм*. Недра. Ленинград. 206-210.

COX, A. 1969. Geomagnetic revensels. *Science*, 163, 3864, 237-245.

Рецензент: проф. Л.В.Эппельбаум

© Г.Р.Бабаев, 2014

КОМПЛЕКСНАЯ МЕТОДИКА ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ГОРОДА БАКУ

Г.Р.Бабаев

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 119

В целях оценки сейсмической опасности г.Баку применен комплексный метод, учитывающий различные факторы сейсмогенеза в определении сейсмической опасности по данным двух землетрясений различной удаленности (близость – расстояние 50-60 км с магнитудой M_L=6,2 и удаленность – 100 км с M_L=6,9), имевших воздействие на город. В расчете участвовало 480 квадратных ячеек, охватывающих территорию города с шагом 100x100 м^2. Построены модели сейсмической опасности в квадратных сетках (ячейки), покрывающих территорию города. Они комбинируют рассмотренные сейсмогенерирующие элементы и определяют сотрясаемость в максимальных ускорениях грунта и интенсивности. Выявлено, что большинство территории города Баку подвержено VII-VIII-балльным сейсмическим воздействиям. Согласно модели, в случае землетрясения с очагом вблизи города Баку свыше трети площади города оказывается в опасной в сейсмическом отношении девятибалльной зоне.

Введение

Кавказский регион находится в активной континентальной зоне коллизии Аравийской и Евразийской плит, играя существенную роль в динамике литосферных структурных единиц этих плит. Аравийско-Евразийская коллизия продолжает проявляться в результате литосферного укорочения и тем самым латерального смещения литосферы из зоны коллизии вдоль правостороннего смещения по простиранию. Эти региональные тектонические процессы провоцируют землетрясения, сотрясая Кавказский регион в течение всей истории их проявления (Kadirov et al., 2008; Reilinger et al., 2006). Глубинные процессы в земной коре достигают высоких значений в пределах Большого Кавказа, включая и южные предгорья (Ахмедбейли, 2004). Большинство землетрясений происходит в результате разлома надвигового типа с некоторыми проявлениями событий в результате разлома по типу нормального сброса (Agayeva, 2006). Сейсмичность является одной из важнейших опасностей в Кавказском регионе. Оценка сейсмической опасности актуальна для всей территории Азербайджана, где даже в относительно спокойных в геологическом отношении равнинных регионах имели место в прошлом и возможны в будущем сильные землетрясения. Как известно, землетрясения по своей величине и частоте повторения подчинены фундаментальной закономерности, очень важной для исследований сейсмической опасности. И хотя наиболее крупные сейсмические события происходят в одном и том же очаге чрезвычайно редко – один раз в сотни, а иногда и в тысячи лет, но, проявляясь в очагах по соседству, они могут создавать вполне реальную угрозу строительным объектам и урбанизированным территориям (Уломов, 1999).

В последние годы в связи с усовершенствованием инфраструктуры, увеличивающейся урбанизацией, интенсивным строительством гражданских, промышленных и жилищных объектов, нестабильностью грунтовых условий, изменением фоновой сейсмичности и недостаточностью понимания сущности термина «сейсмическая катастрофа» степени ожидаемых потерь и разрушений в городе Баку в случае сильного землетрясения будут значительными. При этом применение комплексной методики оценки сейсмической опасности является одним из главных приоритетов в проведении мероприятий, направленных на снижение степени опасности в городе Баку. Целью исследования является оценка сейсмичности города Баку по данным двух сценарных произошедших землетрясений в исторический и современный инструментальный периоды, в частности в случае главного толчка Шамахинского землетрясения 1902 года и главного толчка Каспийского землетрясения 2000 года в значениях максимального ускорения колебаний грунта по макросейсмическим характеристикам этих сценарных землетрясений.

Сейсмические условия города Баку

Город Баку и его районы часто подвергались сотрясениям в результате сильных землетрясений, очаги которых расположены как в пределах, так и вне Абшеронского полуострова, главным образом в Шамаха-Гобустанской области и азербайджанской акватории Каспийского моря (Бабаев, 2005) (рис.1).

Для площади города Баку и всего Абшеронского полуострова наиболее опасными являются очаги землетрясений Североабшеронской сейсмогенной зоны, что обусловлено тем, что она является юго-восточным продолжением Главнокавказской системы разломов. Этот разлом отличается высокой сейсмической активностью, здесь происходили VII и VIII-балльные землетрясения в районе г. Сумгайыт и поселка Маштага (Агамирзоев, 1987). Опасность для исследуемой территории представляет также Южноабшеронская сейсмогенная зона, являющаяся продолжением Вандамской системы глубинных разломов. Расчетные оценки потенциальной сейсмичности для этой сейсмогенной зоны показали, что интенсивность максимальных ожидаемых событий может составлять VI-VII баллов (Агамирзоев, 1987), что согласуется с параметрами сильного землетрясения 25 ноября 2000 года (Бабаев, 2005).

В результате этого землетрясения только в г. Баку в разной степени пострадало около 1236 жилых домов, 101 объект образования, 77 административных объектов и более 20 зданий больниц и поликлиник. Частично разрушено 29 жилых домов. В г. Сумгайыт 18 жилых домов находятся в аварийном состоянии (Гасанов и др., 2005).

Всего по республике от землетрясения в разной степени пострадало 7350 домов, в том числе частично разрушено: 34 жилых дома, 1 школьное здание и 1 объект культуры. Сильно поврежденными и разрушенными оказались в основном 1-3-х этажные дома, построенные в начале прошлого века. Характерно, что высотные крупнопанельные и каркасные здания, построенные 30-40 лет назад, получили легкие повреждения (трещины в стенах) (Гасанов и др., 2005). Несмотря на то, что полностью не был разрушен ни один жилой дом, погибло 3 человека в результате падения камней с крыш домов, балконов и стен, около 20 человек умерли от испуга и сердечных приступов, что было связано с незнанием элементарных правил поведения при сильных землетрясениях. В городе не было отмечено пожаров, срывов линий коммуникаций, за исключением телефонных связей. Ущерб, причиненный землетрясением по данным Государственной Комиссии по чрезвычайным ситуациям республики оценивается в сумму свыше 100 миллиардов манат (в старом эквиваленте), в том числе для г. Баку – около 60 миллиардов манат (Гасанов и др., 2005).

Сравнительно менее сейсмоопасными для города Баку являются землетрясения Махачкала-Красноводской зоны. Землетрясения, связанные с этой структурой ощущаются в Предкавказье и в Западной Туркмении с интенсивностью IX-X баллов при M≥7; землетрясения 1961 и 1963 годов с интенсивностью VII-VIII баллов связаны с данной зоной. События, связанные с этой зоной, могут ощущаться в Баку с интенсивностью в VI баллов. Землетрясения Западно-Каспийской и Центрально-Каспийских сейсмогенных структур могут ощущаться в Баку интенсивностью не более V баллов.

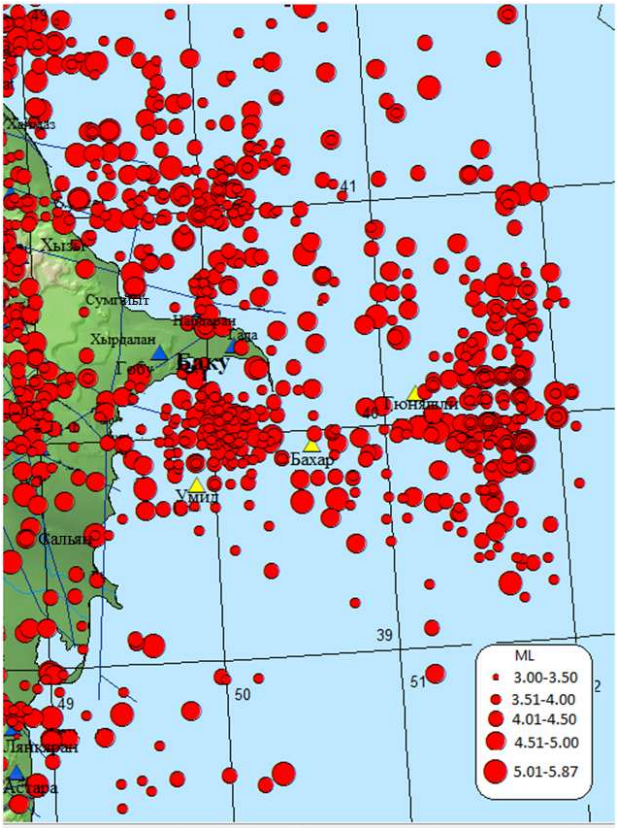


Рис. 1. Карта эпицентров ощутимых землетрясений Абшеронского полуострова и прилегающих территорий, имевших воздействие на полуостров и город Баку за период 1842-2014 гг. с магнитудой $M_L \geq 3$ (красные кружки). Желтыми треугольниками обозначены донные сейсмические станции, синими (темными) – наземные.

Методический подход

Применяемый метод основывается на рассмотрении сейсмогенерирующих элементов в совокупности с исследованием сейсмичности, сейсмического эффекта, инженерно-сейсмологических параметров и позволяет в конечном итоге определить величины сейсмической опасности. Вычисления сейсмической опасности производились для каждого узла квадратной сетки, покрывающей шагом 100x100м^2 всю исследуемую территорию. Всего для указанных землетрясений различной удаленности (близость с эпицентральным расстоянием в 50-60 км и магнитудой M_L=6,2 и удаленность с расстоянием в 100 км и магнитудой M_L=6,9) в расчете участвовало 480 узлов квадратной сетки, охватывающих территорию города Баку (Кондорская и др., 1977).

На различных этапах исследования были проанализированы активные разломы, вычислен коэффициент затухания сейсмической волны для нижележащих пород и вышележащих слоев грунта (Кулиев, 1980, 1986; Медведев, 1977), определены геолого-геофизические характеристики территории Абшеронского полуострова, вычислен фактор усиления амплитуды сейсмической волны, дана оценка сотрясаемости коренных и поверхностных слоев земной коры.

Для оценки ожидаемых значений максимальных амплитуд коренных слоёв для каждого узла квадратной сетки были использованы следующие формулы.

Для удалённых событий:

Lg A_p = 0,80M – 2,3Lg R (км) + 0,80, при A<160 см/с².

Для близких событий:

Lg A_p = 0,28M – 0,8Lg R (км) + 1,7, при A≥160 см/с².

Здесь

A_p – максимальное ускорение (гал);

M – магнитуда;

R – гипоцентральное расстояние (км).

Геологическая структура от поверхности до нижележащих (коренных) пород была смоделирована как горизонтальная многослойная среда со значениями скоростей поперечных волн, мощности, плотности слоев и затуханием сейсмического эффекта. Результативные модели землетрясений были построены на основе эмпирических подходов, на основе вычислений по существующим формулам без наличия в основном записей сейсмических волн, акселерограмм (хотя акселерограммы были построены в результате использования программного обеспечения SHAKE). SHAKE был применен для вычисления фактора усиления амплитуды сейсмической волны для тех грунтов, которые состоят из рыхлых типов пород.

Результаты

Построенные модели сейсмической опасности по узлам квадратной сетки города Баку комбинируют все рассмотренные элементы и определяют сейсмическую сотрясаемость в максимальных ускорениях грунта в соотношении с сейсмической интенсивностью по данным близкого и удаленного ощутимых землетрясений (рис. 2).

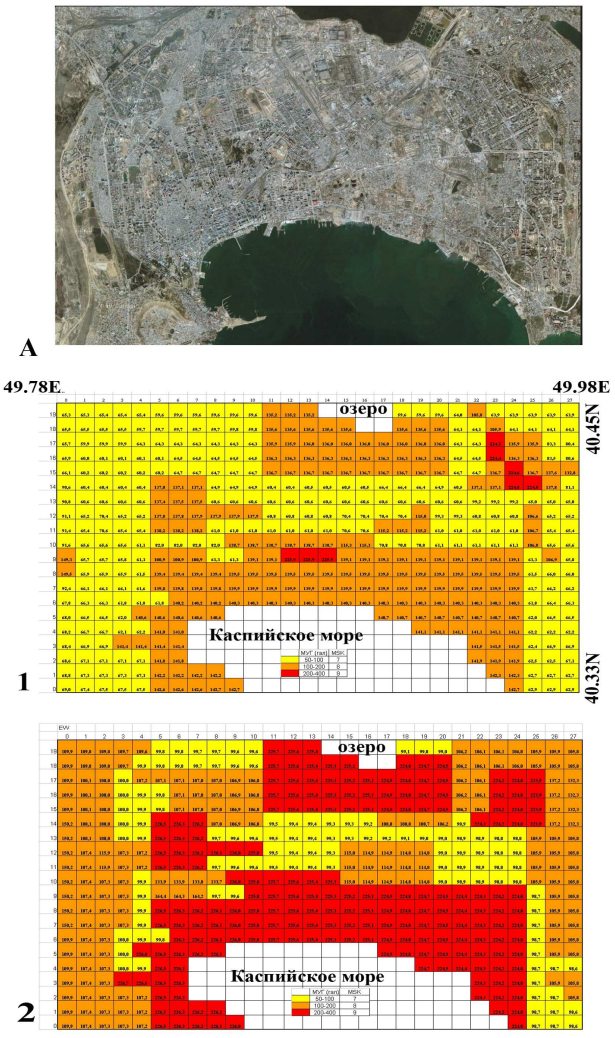


Рис. 2. Комплект моделей сейсмической опасности города Баку, отражающих расчетные значения максимального ускорения грунта в соотношении с сейсмической интенсивностью для двух землетрясений.
A – Спутниковый снимок города Баку
1 – Каспийское землетрясение 2000 года с M_L=6,2;
2 – гипотетическое экстремальное (удаленное) Шамахинское землетрясение 1902 года с M_L= 6,9

По моделям оценена степень сейсмической опасности в регионе, а также представлен ожидаемый сейсмический эффект по интенсивности сотрясений в баллах в городе Баку. Полученные модели демонстрируют, что большинство территории города Баку подвержено VII-VIII-балльным сейсмическим воздействиям. При гипотетическом экстремальном (удаленном) Шамахинском землетрясении (рис. 2, 2) свыше трети площади города Баку оказывается в опасной в сейсмическом отношении девятибалльной зоне.

Выводы

Главным выводом данного исследования является то, что, невзирая на дальность сейсмического события, при высоких магнитудах в сейсмических очагах в исследуемой зоне все же выявляется опасная в сейсмическом отношении девятибалльная зона. С этой точки зрения полученные модели позволяют по-новому взглянуть на проблемы существования сейсмической опасности в урбанизированных территориях, к которым относится город Баку.

ЛИТЕРАТУРА

АГАМИРЗОЕВ, Р.А. 1987. Сейсмотектоника азербайджанской части Большого Кавказа. Элм. Баку. 124с.

АХМЕДБЕЙЛИ, Ф. 2004. Неотектоника и некоторые аспекты позднеорогенной геодинамики Азербайджана. Nafta-Press. Баку. 269с.

БАБАЕВ, Г.Р. 2005. Оценка сейсмического риска территории города Баку. Диссерт. на соиск. ст. канд. геол.-минер. наук. Фонды ИГ НАНА. Баку. 150с.

ГАСАНОВ, А.Г., ПАНАХИ, Б.М., ЕТИРМИШЛИ, Г.Д., АГАЕВА, С.Т., АБДУЛЛАЕВА, Р.Р. 2005. Каспийское землетрясение 25.11.2000. *Известия НАНА. Науки о Земле,* 1, 43-51.

КОНДОРСКАЯ, Н.В., ШЕБАЛИН, Н.В., ХРОМЕНЕЦКАЯ, Е.А. 1977. Новый каталог сильных землетрясений в СССР с древних времён до 1975 года. Наука. Москва. 535с.

КУЛИЕВ, Ф.Т. 1980. Уравнение макросейсмического поля Азербайджана. *Сейсмологический бюлл. Кавказа, январь-декабрь 1977*. Мецниереба, Тбилиси, 129-140.

КУЛИЕВ, Ф.Т. 1986. Отчёт о сейсмическом микрорайонировании территории Большого Баку. *Фонды Института геологии АН Азерб. ССР*. Баку. 56с.

МЕДВЕДЕВ, С.В. 1977. Сейсмическое микрорайонирование. Наука. Москва. 139с.

УЛОМОВ, В.И. 1999. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии. *Вестник ОГГГГН РАН*, 4 (7), 32с.

AGAYEVA, S. 2006. Stress state of the Earth's crust in Azerbaijan. Recent geodynamics, georisk and sustainable development in the Black Sea to Caspian Sea region. *Conference proceedings of American Institute of Physics*, 825, Melville, New York, USA, 97-102.

KADIROV, F., MAMMADOV, S., REILINGER, R., McCLUSKY, S. 2008. Global positioning system measurements of tectonic deformation in Azerbaijan: new constraints on active faulting and earthquake hazards. *Proceedings Azerbaijan National Academy of Sciences*, 1, 82-88.

REILINGER, R., McCLUSKY, S.,VERNANT, P., LAWRENCE, Sh. et al. 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical research*, 111, 005JB004051.

Рецензент: д.г.м.н. К.Дж.Етирмишли

© L.Eppelbaum, V.Zheludev, A.Averbuch, 2014

DIFFUSION MAPS AS A POWERFUL TOOL FOR INTEGRATED GEOPHYSICAL ANALYSIS TO DETECTING HIDDEN KARST TERRANES

L.Eppelbaum, V.Zheludev, A.Averbuch

Tel Aviv University
Ramat Aviv 69978, Tel Aviv, Israel

Karst areas occupy about 14% of the world's land and cause serious economic losses, which are estimated at dozens of billions dollars, set aside the physical danger. Among various geophysical methods that can be used to detect these objects at the first stage gravity and magnetic surveys were selected. However, complex host geological media and an unfavorable S/N ratio often do not enable to reveal the geophysical anomalies from the desired targets. Our approach to recognition of separate geophysical field peculiarities and geophysical integration consists in application of modern developments in the wavelet theory and data mining. Wavelet approach is applied for derivation of enhanced (e.g., coherence portraits) and combined images of geophysical fields simulated for the typical physical-geological models of karst development. The methodology based on the matching pursuit with wavelet packet dictionaries enables to extract desired signals even from strongly noised data. The recently developed technique of diffusion clustering combined with the abovementioned wavelet methods is utilized in to integrate the geophysical data and to detect existing irregularities in the subsurface structure. The most important factor is that these obtained results may be applied for revealing karst targets (on the basis of "learning" approach) from the field geophysical observations. The combination of the above approaches enables to create a new methodology, which enhances reliability and confidence of application of any individual geophysical method and geophysical method integration. This methodology could be an effective tool to recognizing not only hidden karst terranes, but also any typical geological (economic minerals, geological mapping, etc.), archaeological, ecological and other targets.

Introduction

Karst areas occupy about 14% of the world land (Price, 2009). Karst terranes of different origin have caused difficult conditions for building, industrial activity and tourism, and are the source of heightened danger for environment. Mapping of karst (sinkhole) hazards, obviously, will be one of the most significant problems of engineering geophysics in the XXI century (Beck, 2003; Fookes et al., 2005). Annual damage of karst hazards consists of about 10 billion $ only in the USA. Early delineation of karst (sinkhole) terranes (when these objects are generating a depth) can be implemented only on the basis of geophysical method application. However, in many cases a low S/N ratio does not allow to recognize the karst terranes. Therefore, we propose to apply the newly developed powerful wavelet methods for retrieving the useful component from the total observed signal for delineation of the desired targets.

Taking into account the complexity of geological media, some unfavourable environments and known ambiguity of geophysical data analysis (Telford et al., 1990), a single geophysical method examination might be insufficient (Khesin and Eppelbaum, 1997). At this stage we select for hidden karst recognition two widely applied geophysical methods: gravity and magnetic fields.

Design of a new modern gravimetric and magnetometric equipment (which enable registering earlier inaccessible small anomalies and improves the observation methodology) and development of new methodologies for gravity-magnetic data processing and interpretation triggered multiple applications of the mentioned fields to karst areas (e.g., Waltham et al., 2004; Butler, 2005; Debeglia et al., 2006; Eppelbaum, 2007; Eppelbaum et al., 2008; Mochales et al., 2008; Jacob et al., 2010; Chalikakis et al., 2011; Kaufmann et al., 2011; Ezersky et al., 2013).

Wavelet methodology as whole has a significant impact on cardinal problems of geophysical signal processing such as: denoising of signals, enhancement of signals and distinguishing of signals with closely related characteristics (Kumar and Foufoula-Georgiou, 1997; Zheludev and Alperovich, 1999; Alperovich et al., 2003; Grinsted et al., 2004; Wapenaar et al., 2005; Yates et al., 2007; Fedi et al., 2010; Eppelbaum et al., 2011; Averbuch and Zheludev, 2014).

Based on the all abovementioned we developed a ***three-phase approach*** to the integrated Gravity–Magnetic (GM) localization of subsurface karsts (the same approach could be used for following monitoring of karst dynamics). The ***first phase*** consists of 3D computer modeling of geophysical

effects from the typical karst terranes. We consider in this article high-precision gravity and magnetic effects (we plan to consider an additional combination of GPR and ERT in a separate publication) from different types of hidden karst terranes. The ***second phase*** determines development of the signal processing approaches to analyzing of profile (in this paper we present modeling of profile results, but computed as 3D) or areal GM observations. Finally, at the ***third phase*** a new methodology of different geophysical data combined interpretation (on the basis of the modern developments in the wavelet technique of signal and image processing) is presented.

Thus, we propose that the wavelet integrated methodology of geophysical field examination will enable to recognizing the karst terranes in complex geological environments even by a small S/N ratio.

Short description of the applied methodology

On the basis of review of numerous literature sources (e.g., Beck, 2003; Waltham et al., 2004; Fookes et al., 2005; Chalikakis et al., 2011; Eppelbaum, 2007; Legchenko et al., 2008; Price, 2009; Ezersky et al., 2010, 2013) and the authors' personal experience, 30 physical-geological models (*PGM*) – typical geological sections containing karst cavities – were developed. The same sections were also computed without the karst cavity – altogether sixty working *PGM* were utilized. Figures 1a, 1b and 1c show gravity and magnetic curves computed (for these computations 3D GSFC-M software (Eppelbaum, 2007; Eppelbaum et al., 2008) was used) from the *PGM* 1a (with cavity), *PGM* 1b (the same, but without cavity), and *PGM* 1c (from cavity only) respectively. *PGM* 1c (as well as similar models with the GM effects computed from cavities only for other classes of models) was utilized for the GM "useful signal learning". Figures 2 and 3 display gravity and magnetic curves computed from *PGM*s 19a and 28a (both with cavity), respectively. Unfortunately, we cannot present in this paper all sixty (and with only cavities effects – ninthly) developed models.

It should be noted that anomalous gravity and magnetic effects from the karst cavities (negative anomalies) were specially modeled as significantly small ones. Physical characteristics presented in the figures demonstrate not only density-magnetization properties but indicate that the next stage of such analysis will include computing GPR and ERT images for the same sections.

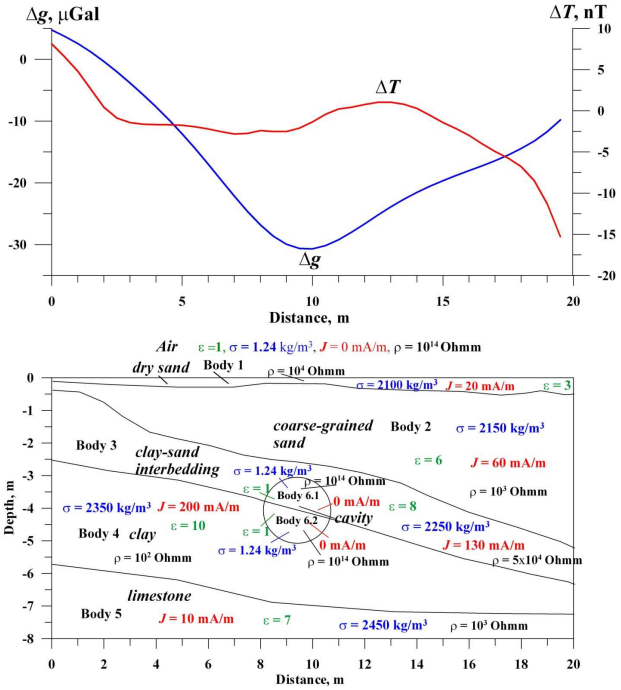


Figure 1a. 3D gravity-magnetic effects from the *PGM* with karst cavity (**Model 1a**). Here σ is the density, J is the magnetization, ρ is the electric resistivity, and ε is the dielectric permittivity (last two parameters are intended for the further GPR and ERT modeling). Gravity curve is presented in microGal (1 μGal = 10^{-8} m/s^2) and magnetic curve – in nanoTesla (nT).

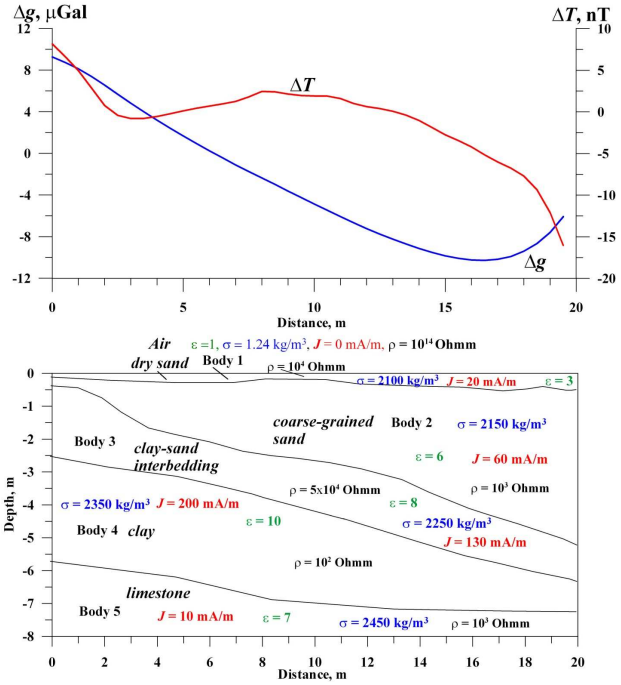


Figure 1b. 3D gravity-magnetic effects from the *PGM* without karst cavity (**Model 1b**).

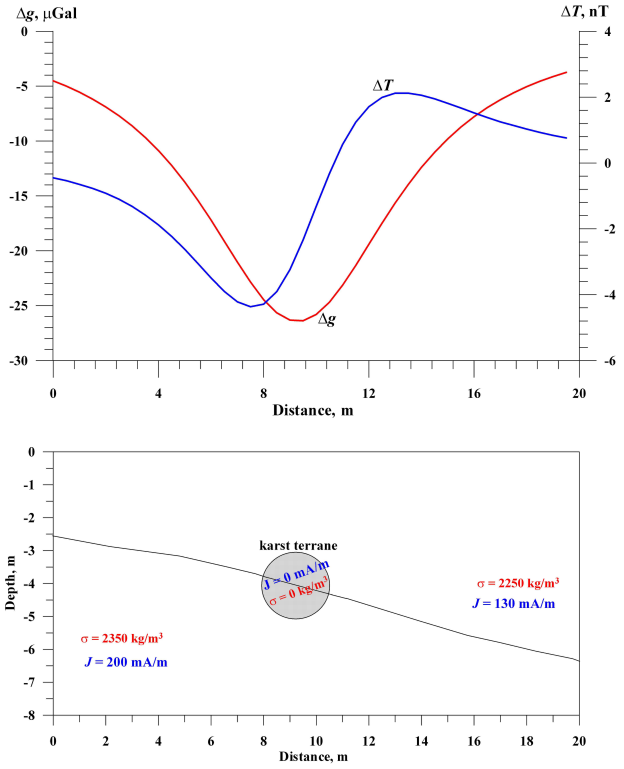


Figure 1c. 3D gravity-magnetic effects from the *PGM* with karst cavity only (**Model 1c**).

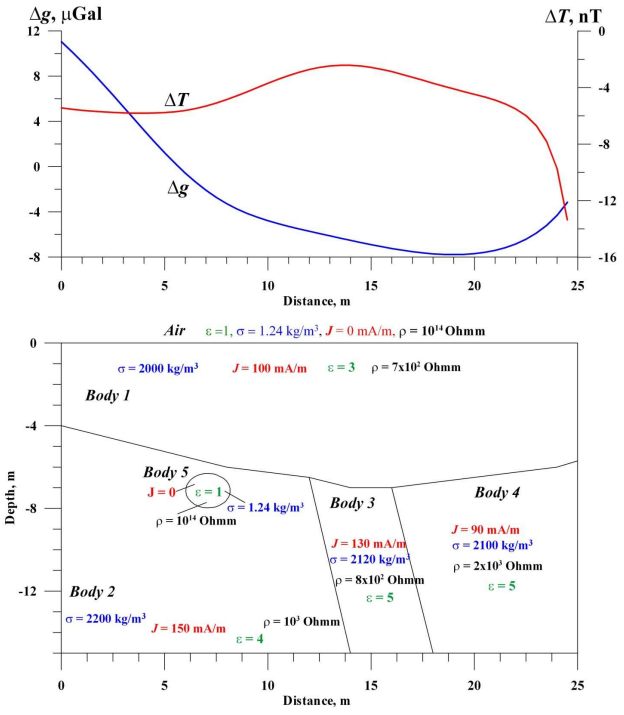


Figure 2. 3D gravity-magnetic effects from the *PGM* with karst cavity (**Model 19a**). Description of physical properties is given in Figure 1a.

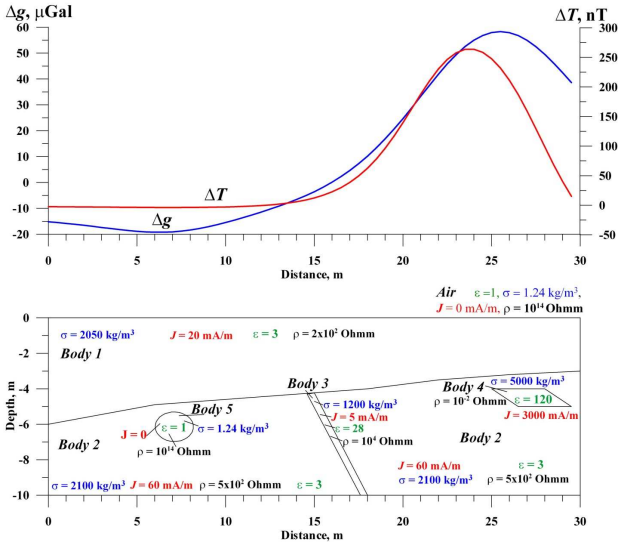


Figure 3. 3D gravity-magnetic effects from the *PGM* with karst cavity (**Model 28a**). Description of physical properties is given in Figure 1a.

We must underline that several last *PGM* (27-30) were specially complicated by gravity-magnetic effects from fault and some metallic target (bodies 3 and 4, respectively in Figure 3). Introducing such complicated *PGM*s, undoubtedly, reflects some real class of karst terranes occurring in such unfavorable for geophysical searching conditions. Anomalous effects from the two mentioned targets significantly disturb the integrated gravity-magnetic anomalies and impede the wavelet methodology employment for underground karst terrane delineation.

The proposed wavelet approach to recognition of karst terranes by the examination of geophysical method integration consists of advanced processing of each geophysical method and non-conventional integration of different geophysical methods between themselves. Modern developments in the wavelet theory and data mining are utilized for the analysis of the integrated data. Wavelet approach is applied for derivation of enhanced (e.g., coherence portraits) and combined images of geophysical fields computed for typical karst models. The methodology based on the matching pursuit with wavelet packet dictionaries enables to extract desired signals even from strongly noised data.

Researchers usually met the problem of extraction of essential features from available data contaminated by a random noise and by a non-relevant background (Averbuch and Zheludev, 2014). If the essential structure of a signal con-

sists of several sine waves then we may represent it via trigonometric basis (Fourier analysis). In this case one can compare the signal with a set of sinusoids and extract consistent ones. An indicator of presence a wave in a signal $f(t)$ is the Fourier coefficient

$$\int f(t)\sin wt\ dt\,. \qquad (1)$$

Wavelet analysis provides a rich library of waveforms available and fast, computationally efficient procedures of representation of signals and of selection of relevant waveforms. The basic assumption justifying an application of wavelet analysis is that the essential structure of a signal analyzed consists of not a large number of various waveforms. The best way to reveal this structure is representation of the signal by a set of basic elements containing waveforms coherent to the signal. For structures of the signal coherent to the basis, large coefficients are attributed to a few basic waveforms, whereas we expect small coefficients for the noise and structures incoherent to all basic waveforms.

Wavelets are a family of functions ranging from functions of arbitrary smoothness to fractal ones. Wavelet procedure involves two aspects. The first one is a *decomposition*, i.e. breaking up a signal to obtain the wavelet coefficients and the 2nd one is a *reconstruction*, which consists of a reassembling the signal from coefficients

There are many modifications of the WA. Note, first of all, so-called *Continuous WA* in which signal $f(t)$ is tested for presence of waveforms $\psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$.

Here, a is scaling parameter (dilation), b determines location of the wavelet $\psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$ in a signal $f(t)$. The integral

$$(W_\psi f)(b,a)=\int f(t)\psi\left(\frac{t-b}{a}\right)dt \qquad (2)$$

is the Continuous Wavelet Transform.

When parameters a, b in $\psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$ take some discrete values, we have the Discrete Wavelet Transform. A general scheme of the Wavelet Decomposition Tree is shown in Figure 4.

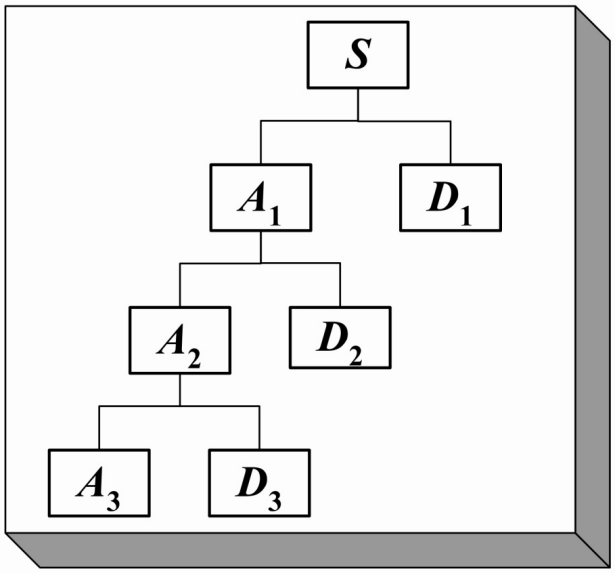


Figure 4. Block diagram of wavelet analysis. A_i = approximation, D_i = details

The signal is compared with the testing signal on each scale. It is estimated wavelet coefficients which enable to reconstruct the 1st approximation of the signal and details. On the next level, wavelet transform is applied to the approximation. Then, we can present A_1 as $A_2 + D_2$, etc. So, if S – Signal, A – Approximation, D – Details, then

$$S = A_1 + D_1 = A_2 + D_2 + D_1 = A_3 + D_3 + D_2 + D_1.$$

Wavelet packet transform is applied to both low pass results (approximations) and high pass results (Details) (Figure 5).

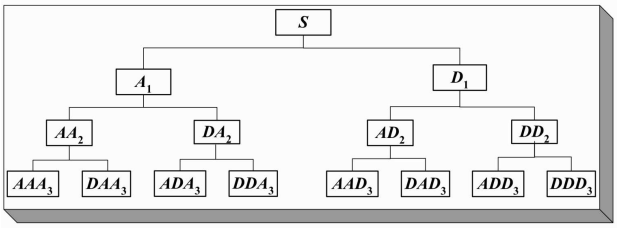


Figure 5. Wavelet packet tree

The goal of the modern geophysical data examination is to detect the geophysical signatures of buried targets at noisy areas via the analysis of some physical parameters with a minimal number of false alarms and miss-detections (Eppelbaum et al., 2011). The recently developed technique of diffusion clustering combined with the abovementioned wavelet methods was utilized to integrate the

GM data and detect existing irregularities. The approach is based on the wavelet packet techniques applied as to the GM graphs (it can be applied also for images) versus coordinates.

For analyzing the GM data, we used a technique based on the algorithm to characterize a GM image by a limited number of parameters (Eppelbaum et al., 2012). This set of parameters serves as a signature of the image and is utilized for discrimination of images containing karst cavity from the images non-containing karst. The constructed algorithm consists of the following main phases: (a) collection of the database, (b) characterization of GM images, (c) and dimensionality reduction. Then, each image is characterized by the histogram of the coherency directions (Alperovich et al., 2013a). As a result of the previous steps we obtain two sets **K** and **N** of the signatures vectors for images from sections containing karst cavity and non-karst subsurface, respectively. The obtained 3D set of the data representatives can be used as a reference set for the classification of newly arriving data.

Gravity and magnetic data processing

As a result of our numerical simulations, we found 30 pairs of data vectors $\mathbf{g}_k$ and $\mathbf{m}_k$, $k = 1,\ldots,30$ which are derived from the gravity and magnetic computations, respectively, from the subsurface without a cavity (**N** set) and the same number of pairs retrieved from the subsurface with a karst cavity (**K** set).

The interim goal is to extract characteristic features of these two sets in a way that the maps of these sets in the features space to be well separated. Once this goal is achieved, these maps can be used as reference sets for the construction of classifiers, which automatically decide, whether a newly arrived data indicate a cavity presence or not.

The goal is achieved via a number of steps. Either of the gravity and magnetic data vectors $\mathbf{g}_k$ and $\mathbf{m}_k$, $k = 1,\ldots,30$ comprises 40÷60 computation points (step of computation was 0.5 m), which, being plotted look like smooth curves. Then, we couple these two vectors into one combined data vector. For further processing we need the data vectors, whose lengths are a power of 2. Thus, we apply to each pair of vectors the following operations. Each vector is symmetrically extended via its left and right ends to the length 64. The window is applied to the extended vector in order to avoid discontinuities when merging (Figure 6).

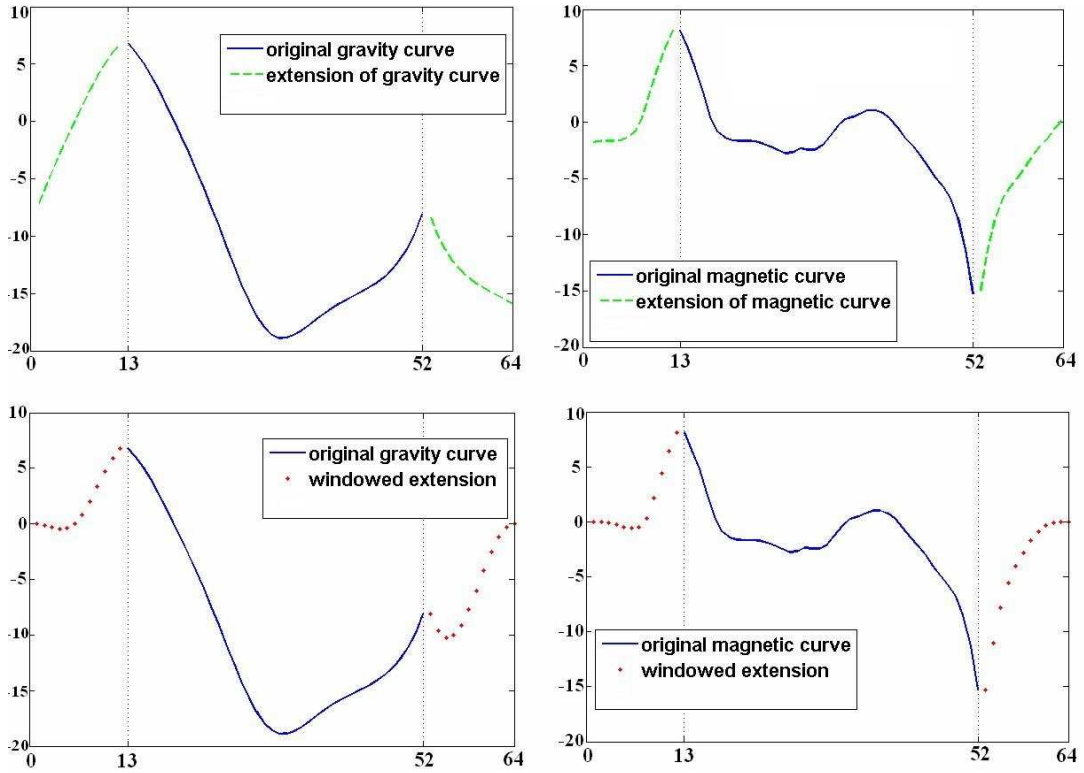


Figure 6. Preprocessing a gravity-magnetic pair of data vectors. Upper panel respects to the case of "no karst", and the lower one shows the case of "karst" presence

And, at last, the extended and mirrored gravity and magnetic data vectors are merged into one combined vector of length 128. The window is applied to the extended vector in order to avoid jumps when merging. Figure 6 demonstrates the main steps of our wavelet preprocessing: extension of the initial gravity and magnetic observational curves to 2^n – point curves, then their smoothing by a window. Figure 7A displays merged gravity and magnetic data curves for a case of *PGMs* without karst cavity, and Figure 7B – merged gravity and magnetic data curves for the *PGMs* with a simulated karst cavity.

We observe that the curves differ by subtle geometrical details. To catch these differences and use them for discrimination of **N** versus **K** sets we use wavelet packet transforms and dimensionality reduction by Diffusion Maps (Appendix A).

Extraction of characteristic features using wavelet packet transforms

We choose to characterize the geometric events in the merged data curves via the representation of the curves in the Fourier domain. The assumption is that each of **K** and **N** data sets is characterized by a number of dominating frequency bands. A perfect tool to reveal these characteristic frequency bands is provided by the wavelet packet (WP) analysis (Averbuch et al., 2001; 2010a). Once implemented, the wavelet packet transform of a signal yields highly redundant partitions of the frequency domain.

The transform consists in iterative application to a signal (curve) a pair (lowpass / highpass) of quadrature mirror filters. To be specific, let **L** and **H** be lowpass and highpass quadrature mirror filters. Their magnitude responses divide the frequency domain into two halves. The one-scale wavelet packet transform of a signal **f** of length $N = 2^j$ consists in application to the signal the filters **L** and **H**, which is followed by down sampling by factor of 2. Thus, we get two coefficient arrays **Lf** and **Hf** of length **N/2** each. The transform is invertible. The array **Lf** contains all the information needed to restore low-frequency component of the signal **f** while the high-frequency component can be restored from **Hf**. Since **L** and **H** are quadrature mirror filters, the energy (sum of squares) in the coefficient arrays **Lf** and **Hf** are equal to the energies in the low- and high-frequency components of the signal **f**, respectively.

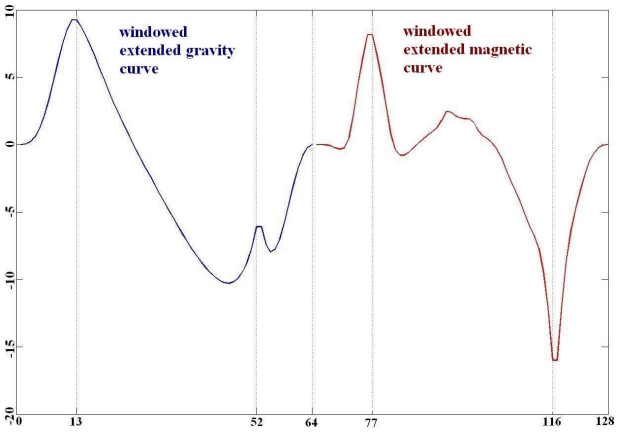


Figure 7A. Merged combined gravity and magnetic curves from the *PGMs* without underground karst

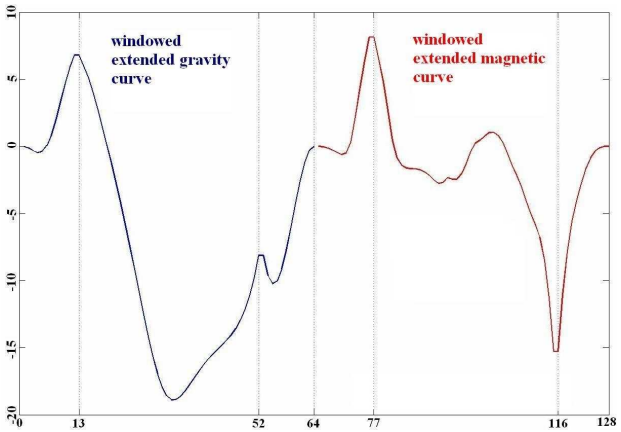


Figure 7B. Merged combined gravity and magnetic curves from the *PGMs* with presence of underground karst

The second-scale transform consists in application of the filters **L** and **H** to either of the arrays **Lf** and **Hf** and subsequent down sampling. As a result, we get four coefficient arrays **LLf**, **LHf** **HLf** and **HHf** of length $N/4$ each, which are related to quarters 3 of the frequency domain. Similarly, to pass to the next scale, the filters **L** and **H** are applied to either of the four second-scale arrays. After down sampling, eight subarrays are produced and so on. Figure 8 displays the diagram of the WP transform. Each block of the wavelet packet coefficients is related to a certain frequency band. Blocks from different scales are related to frequency bands of different widths. Set of energies within the coefficients blocks produces a "spectrum" of frequency bands of a signal rather than the spectrum of frequencies.

Characteristic features of the **N** and **K** sets are extracted in a following way. The data curves from **N** ("no cavity") and **K** ("karst cavity") are

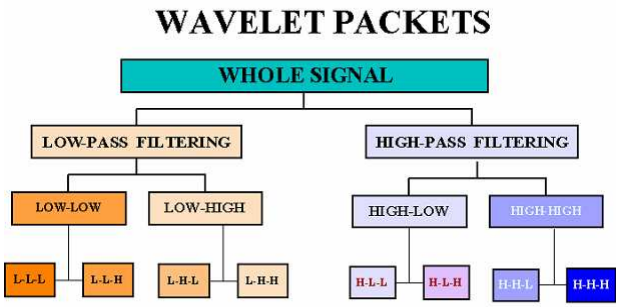


Figure 8. Diagram of WP transform

gathered into two matrices $\mathbf{M}_N$ and $\mathbf{M}_K$, respectively. Both matrices are of size 30 x 128. Then we applied the wavelet packet transform down to 4-th decomposition scale on each row of the matrices $\mathbf{M}_N$ and $\mathbf{M}_K$. Energies (sums of squares) of each out of 31 blocks of the transform coefficients are calculated. Gather these energies into matrices $\mathbf{E}_N$ and $\mathbf{E}_K$ of size 30 x 31, respectively.

Average the energy matrices $\mathbf{E}_N$ and $\mathbf{E}_K$ along the columns are computed. Two vectors $\overline{\mathbf{E}}_N = \text{mean}(\mathbf{E}_N)$ and $\overline{\mathbf{E}}_K = \text{mean}(\mathbf{E}_K)$ of length 31 are regarded as signatures of the classes **N** and **K**, respectively. We calculate the difference $D_{KN} = \overline{\mathbf{E}}_K - \overline{\mathbf{E}}_N$ of the signature vectors. The difference indicates how different blocks of the transform coefficients discriminate between two data sets. Next step is to select C (8-12) blocks, which best discriminate between two data sets. Let $\mathbf{I} = i_1, \ldots i_k$ be a list of indices of the best discriminating blocks. And finally, we reduce the energy matrices $\mathbf{E}_N$ and $\mathbf{E}_K$ to the feature matrices $\mathbf{F}_N$ and $\mathbf{F}_K$ of size 30 x C by discarding all the columns, whose indices do not participate in the list **I**. Thus, each merged data curve is represented by C features.

Figure 9A displays the signature vectors $\overline{\mathbf{E}}_K$ and $\overline{\mathbf{E}}_N$, and Figure 9B – their difference $\mathbf{D}_{KN}$. This difference, taking into consideration low values of anomalous gravity-magnetic effects is sufficiently small but detectable.

Reduction of dimensionality and obtained results

We further reduce the data sets by embedding features vectors into the 3D Euclidean space using the so-called diffusion map. This map enables to reveal the internal structure of the datasets **K** and **N** and to distinctly separate them. For this, a matrix of the diffusion distances for the combined feature matrix $\mathbf{F} = \mathbf{F}_N \cup \mathbf{F}_C$ of size 60 x C is constructed (Coifman and Lafon, 2006; Averbuch et al., 2010b; Appendix A). Then, each row of the matrices $\mathbf{F}_N$ and $\mathbf{F}_C$ is projectted onto three first eigenvectors of the matrix $\mathbf{D}(\mathbf{F})$. As a result, each data curve is represented by a 3D point in the Euclidean space formed by eigenvectors of $\mathbf{D}(\mathbf{F})$.

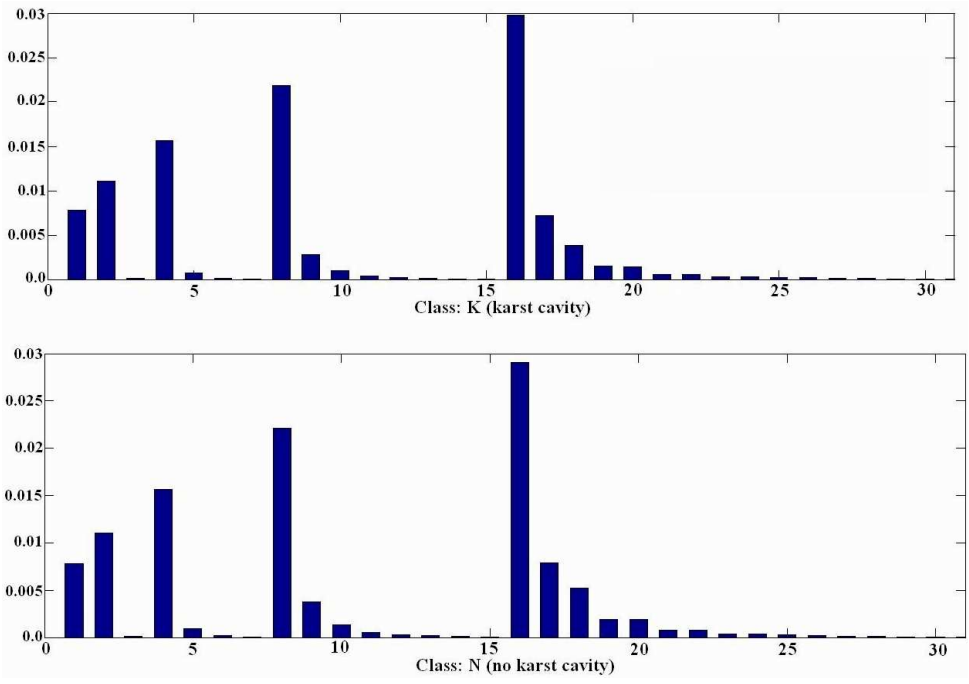


Figure 9A. Signature vectors $\overline{\mathbf{E}}_N$ and $\overline{\mathbf{E}}_K$ of the classes **N** and **K**

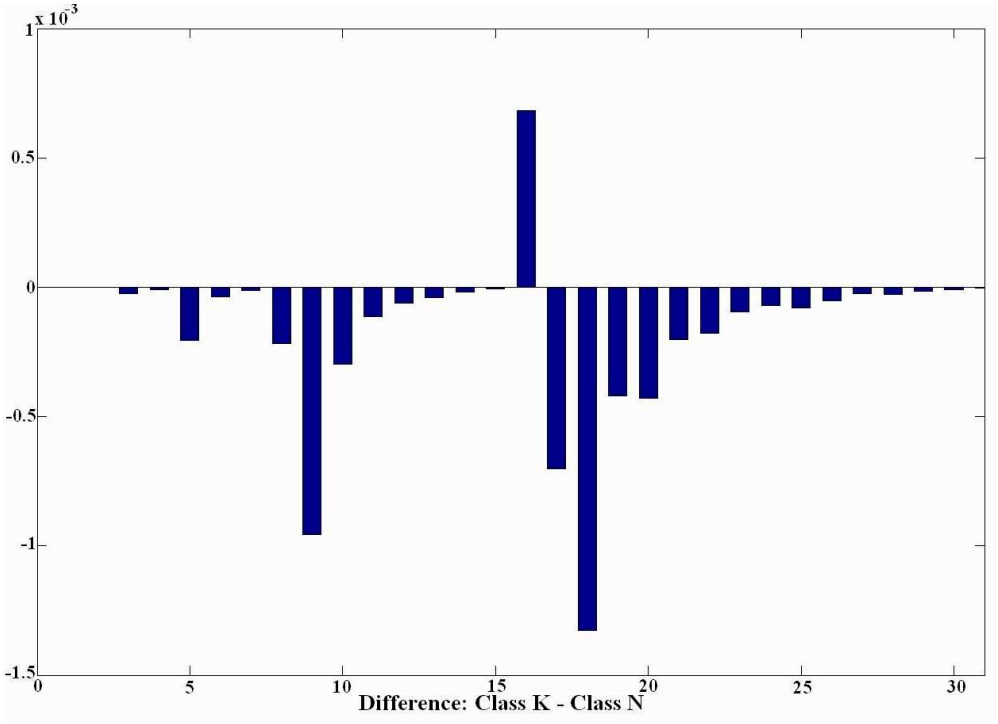


Figure 9B. Difference $\mathbf{D}_{KN}$ for the classes **N** and **K**

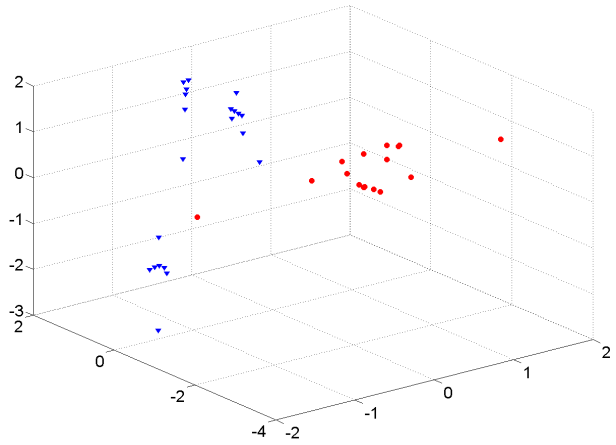


Figure 10. Scattered projections of the data curves onto the diffusion eigenvectors. Blue triangles represent the **N** data curves (non-karst areas) while red circles represent **K** (karst areas)

The Euclidean distances between these 3D points reflect the similarity of the data curves. Figure 10 displays scattered projections of the data curves onto the diffusion eigenvectors. We observe that as a result of the above operations we embedded the original data into 3-dimensional space where data related to the **K** (karst cavity) subsurface are well separated from the **N** (non-cavity) data. This 3D set of the data representatives can be used as a reference set for the classification of newly arriving data. It is clear score of blue triangles (absence of karst) is unfailingly separated from score of red circles (presence of karst). Geophysically it means a reliable division of the studied areas for the karst- containing and free from the karst terranes.

Thus, we demonstrated the real possibilities for classification of geophysical anomalies (on example of series of gravity-magnetic *PGMs*) to detecting hidden karst terranes in complex physical-geological environments. Obviously, such computations in karst areas could be performed for other geophysical method integrations. Some advanced wavelet methodologies were recently applied for the combined GPR – ERT comprehensive examination in the Montagnole testing site, Alps (Alperovich et al., 2013b). Besides this, such an approach may be employed not only for the buried karst terrane delineation, but also for solving the variety of geological-geophysical problems: searching useful minerals, geological mapping, localization of archaeological remains, ecological and engineering examination, etc.

Conclusions

An effectiveness of advanced wavelet methodology to recognizing subsurface objects is demonstrated on example of processing gravity-magnetic fields computed from thirty typical models containing karst cavities and thirty the same models but without the cavities. As a result of ad-

vanced wavelet processing we obtain two sets **K** and **N** of the signatures vectors for images from the karst and non-karst subsurface, respectively. We embed these sets into a low-dimensional Euclidean space using Diffusion Maps. This embedding enables to reveal similarity between the members of the same set and to discriminate between different sets. This 3D set of the data representatives can be used as a reference set for the classification of newly arriving data. It should be noted that this wavelet methodology may be applied to localization of any geological objects by application of arbitrary geophysical (geochemical, geotechnical, etc.) tools. For this aim is necessary to perform preliminary wavelet "learning" on a large assembly of typical physical-geological (physical-archaeological, geochemical, engineering, etc.) models.

Acknowledgement

The research leading to these results has received funding from the European Community's Seventh Framework Program (FP7/2007-2013) under Grant Agreement No. 225663.

Appendix. *A brief description of diffusion framework*

This section describes the diffusion framework that was introduced in (Perona and Malik, 1990; Coifman and Lafon, 2006). Diffusion maps and diffusion distances provide a method for finding meaningful geometric structures in datasets. In most cases, the dataset contains high dimensional data points in $\mathbf{R}^n$. The diffusion maps construct coordinates that parameterize the dataset and the diffusion distance provides a local preserving metric for this data. A non-linear dimensionality reduction, which reveals global geometric information, is constructed by local overlapping structures. Let $\Gamma = \{x_1,\ldots,x_m\}$ be a set of points in $\mathbf{R}^n$. We construct the graph on Γ in order to study the intrinsic geometry of this set. A weight function $w_\varepsilon(x_i,x_j)$ is introduced. It measures the pairwise similarity between the points. For all $x_i,x_j \in \Gamma_i$, the weight function has the following properties:

symmetry: $w_\varepsilon(x_i,x_j) = w_\varepsilon(x_j,x_i)$

non-negativity: $w_\varepsilon(x_i,x_j) \ge 0$

positive semi-definiteness: for all real-valued bounded function f defined on Γ,

$$\sum_{x_i\in\Gamma}\sum_{x_j\in\Gamma} w_\varepsilon(x_i,x_j) f(x_i) f(x_j) \ge 0 . \qquad \text{(A1)}$$

A common choice for w_ε is

$$w_\varepsilon(x_i,x_j) = e^{-\frac{\|x_i-x_j\|}{\varepsilon}} . \qquad \text{(A2)}$$

The non-negativity of w_ε allows to normalize it into a Markov transition matrix *P* where the states of the corresponding Markov process are the data points. This enables to analyze Γ as a random walk. The construction of *P* is known as the normalized graph Laplacian (Chung, 1997). Formally, $P = \{p(x_i,x_j)\}_{i,j=1,\ldots,m}$ is constructed as

$$p(x_i,x_j) = \frac{w_\varepsilon(x_i,x_j)}{d(x_i)} , \qquad \text{(A3)}$$

where

$$d(x_i) = \sum_{x_j\in\Gamma} w_\varepsilon(x_i,x_j) \qquad \text{(A4)}$$

is the degree of the node x_i. *P* is a Markov matrix since the sum of each row in *P* is 1 and $p(x_i,x_j) \ge 0$.

Thus, $p(x_i,x_j)$ can be viewed as the probability to move from x_i to x_j in *one* time step. Consequently, the matrix $P^t = \{p_t(x_i,x_j)\}_{i,j=1,\ldots,m}$ consists of the probabilities for this move in *t* time steps. These probabilities measure the connectivity among the points within the graph. The parameter *t* controls the scale of the neighborhood in addition to the scale control provided by ε.

The transition matrix *P* is conjugate to the matrix $\widetilde{P} = \{\widetilde{p}(x_i,x_j)\}_{i,j=1,\ldots,m}$, where

$$\widetilde{p}(x_i,x_j) = \frac{\sqrt{d(x_i)}}{\sqrt{d(x_j)}} p(x_i,x_j) , \qquad \text{(A5)}$$

which is a symmetric and positive semi-definite. The matrix $\widetilde{P}$ has *m* real eigenvalues $\{\lambda_k\}$ and *m* orthonormal eigenvectors $\{\nu_k\}$. This leads to the following eigen-decomposition of the matrix $\widetilde{P}$:

$$\widetilde{p}(x_i,x_j) = \sum_{k=0}^{m-1} \lambda_k \nu_k(x_i) \nu_k(x_j). \qquad \text{(A6)}$$

A similar eigen-decomposition is obtained for t-step matrix P^t

$$\widetilde{p}_t(x_i,x_j) = \sum_{k=0}^{m-1} \lambda_k^t \nu_k(x_i) \nu_k(x_j) \qquad \text{(A7)}$$

after advancing *t* times on the graph.

A fast decay of $\{\lambda_k\}$ is achieved by an appropriate choice of ε. Thus, only a few terms are required in the sum in Eq. (A7).

A family of diffusion maps $\Phi_t(x)_{m\in N}$ was introduced in (Coifman and Lafon, 2006):

$$\Phi_t(x) = \begin{pmatrix} \lambda_0^t \nu_0(x) \\ \lambda_1^t \nu_1(x) \\ \vdots \\ \lambda_{m-1}^t \nu_{m-1}(x) \end{pmatrix}.$$

The map Φ_t embeds the dataset into a Euclidian space. The distance between points in this space, the so-called *diffusion distance* is

$$D_t^2(x_i, x_j) = \sum_{k=0}^{m-1} \left(\widetilde{p}_t(x_i, x_k) - \widetilde{p}_t(x_{ik}, x_j)\right)^2.$$

The diffusion distance can be expressed in terms of the eigenvectors of $\widetilde{P}$:

$$D_t^2(x_i, x_j) = \sum_{k=0}^{m-1} \lambda_k^{2t} \left(v_k(x_i) - v_k(x_j)\right)^2. \qquad \text{(A8)}$$

It follows that in order to compute the diffusion distance, one can simply use the eigenvectors of $\widetilde{P}$. Due to the fast decay of the eigenvalues λ_k (and even faster decay of $\lambda_k^t, t > 1,$) only v terms in the sum (A8) are essential. Thus, actually we implement embedding of the original points into a Euclidean space $\mathbf{R}^\eta$ by:

$$\Xi_t : x_i \to \left(\lambda_0^t v_0(x_i), \lambda_1^t v_1(x_i), \lambda_2^t v_2(x_i), \ldots, \lambda_{\eta-1}^t v_{\eta-1}(x_i)\right). \qquad \text{(A9)}$$

This also provides coordinates on the set Γ . Essentially, $\eta << n$, where n is the original dimensionality of the data points $\{x_i\}$ due to the fast spectral decay of the eigenvalues λ_k of $\widetilde{P}$. Furthermore, η depends only on the primary intrinsic variability of the data as captured by the random walk and not on the original dimensionality of the data. This data-driven method enables the parameterization of any set of points provided the similarity matrix of the points W_ε is available. This parameterization essentially reduces the dimensionality of the data while revealing the internal structure of the dataset.

BIBLIOGRAPHY

ALPEROVICH, L., AVERBUCH, A., EPPELBAUM, L., ZHELUDEV, V. 2013a. Delineation of karst terranes in complex environments: Application of modern developments in the wavelet theory and data mining. Trans. of the 9th EUG Meet., *Geophysical Research Abstracts*, 15, EGU2013-11063, Vienna, Austria, 1-2.

ALPEROVICH, L., EPPELBAUM, L., ZHELUDEV, V., DUMOULIN, J., SOLDOVIERI, F., PROTO, M., BAVUSI, M., LOPERTE, A. 2013b. A new combined wavelet methodology applied to GPR and ERT data in the Montagnole experiment (French Alps). *Journal of Geophysics and Engineering*, 10, 2, 025017, 1-17.

ALPEROVICH, L., ZHELUDEV, V., HAYAKAWA, M. 2003. Use of wavelet analysis for detection of seismogenic ULF emissions. *Radio Science*, 38, 6, 1093, doi: 10.1029/2002RS002687, 1-12.

AVERBUCH, A.Z., HULATA, E., ZHELUDEV, V.A., KOZLOV, I. 2001. A wavelet packet algorithm for classification and detection of moving vehicles. *Multidimensional Systems and Signal Processing*, 12, 1, 9-31.

AVERBUCH, A.Z., ZHELUDEV, V.A. 2014. Image compression using spline based wavelet transforms. Vol. XII in Series: *Wavelets in Signal and Image Analysis*, Springer.

AVERBUCH, A., ZHELUDEV, V., NEITTAANM, P., KOREN, J. 2010a. Block based deconvolution algorithm using spline wavelet packets. *Journal of Mathematical Imaging and Vision*, 38, 3, 197-225.

AVERBUCH, A., HOCHMAN, K., RABIN, N., SCHCLAR, A., ZHELUDEV, V. 2010b. A diffusion frame-work for detection of moving vehicles. *Digital Signal Processing*, 20, 1, 111-122.

BECK, B.F. (ed.). 2003. Sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst, geotechnical special publication **122**. American Soc. of Civil Engineers. RestonVA. 730p.

BUTLER, D.K. (ed.). 2005. Near-surface geophysics (investigations in geophysics, No. 13). *Society of Exploration Geophysicists*, 571p.

CHALIKAKIS C., PLAGNES, V., GUERIN, R. VALOIS, R., BOSCH, F.R. 2011. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal*, doi: 10.1007/s10040-011-0746-x, 1-12.

CHUNG, F.R.K. 1997. Geometric harmonics: a novel tool for multiscale out-of-sample extension of empirical functions. *AMS Conf. Ser. Math.*, 92, 209p.

COIFMAN, R.R., LAFON, S. 2006. Diffusion maps, applied and computational harmonic analysis. *Special issue on Diffusion Maps and Wavelets*, 21, 7, 5-30.

DEBEGLIA, N., BITRI, A., THIERRY, P. 2006. Karst investigations using microgravity and MASW: application to Orléans, France. *Near Surface Geophysics*, 4, 215-225.

EPPELBAUM, L.V. 2007. Revealing of subterranean karst using modern analysis of potential and quasi-potential fields. *Coll. of Papers of the 2007 SAGEEP Conf.*, Denver, USA, 797-810.

EPPELBAUM, L.V., EZERSKY, M.G., AL-ZOUBI, A.S., GOLDSHMIDT, V.I., LEGCHENKO, A. 2008. Study of the factors affecting the karst volume assessment in the Dead Sea sinkhole problem using microgravity field analysis and 3D modeling. *Advances in GeoSciences*, 19, 97-115.

EPPELBAUM, L.V., ALPEROVICH, L.S., ZHELUDEV, V., EZERSKY, M., AL-ZOUBI, A., LEVI, E. 2012. Integration of potential and quasipotential geophysical fields and GPR data for delineation of buried karst terranes in complex environments. *Trans. of the 8th EUG Meet., Geophysical Research Abstracts,* 14, EGU2012-3418, Vienna, Austria, 1-3.

EPPELBAUM, L.V., ALPEROVICH, L., ZHELUDEV, V., PECHERSKY, A. 2011. Application of informational and wavelet approaches for integrated processing of geophysical data in complex environments. *Proceed. of the 2011 SAGEEP Conference*, Charleston, South Carolina, USA, 24, 24-60.

EZERSKY, M., EPPELBAUM, L., AL-ZOUBI, A., KEYDAR, S., MEDVIDIEV, B., AKKAWI, E., ABUELADAS, A.-R., AL-RUZOUQ, R. 2013. Geophysical prediction and following development sinkholes in two Dead Sea areas, Israel and Jordan. *Environmental Earth Sciences*, doi: 10.1007/s12665-013-2233-2, 1-16.

EZERSKY, M., LEGCHENKO, A., CAMERLYNCK, C., AL-ZOUBI, A., EPPELBAUM, L., KEYDAR, S., BOUCHER, M., CHALIKAKIS, K. 2010. The Dead Sea sinkhole hazard – new findings based on a multidisciplinary geophysical study. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 54, 2, 69-90.

FEDI, M., CELLA, F., QUARTA, T., VILLANI, A.V. 2010. 2D Continuous wavelet transform of potential fields due to extended source distributions. *Applied and Computational Harmonic Analysis,* 28, 320-337.

FOOKES, P.G., LEE, E.M., MILLIGAN, G. (eds.). 2005. Geomorphology for engineers, Whittles Publisher. Dunbeath, UK. 851p.

GRINSTED, A., MOORE, J.C., JEVREJEVA, S. 2004. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11, 561-566.

JACOB, T., BAYER, R., CHERY, J., LE MOIGNE, N. 2010. Time‐lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *Journal of Geophysical Research*, 115, B06402, doi: 10.1029/2009JB006616, 1-18.

KAUFMANN, G., ROMANOV, D., NIELBOCK, R. 2011. Cave detection using multiple geophysical methods: Unicorn cave, Harz Mountains, Germany. *Geophysics,* 76, 3, B71-B77.

KHESIN, B.E., EPPELBAUM, L.V. 1997. The number of geophysical methods required for target classification: quantitative estimation. *Geoinformatics*, 8, 1, 31-39.

KUMAR, P., FOUFOULA-GEORGIOU, E. 1997. Wavelet analysis for geophysical applications. *Review of Geophysics*, 35, 4, 385-412.

LEGCHENKO, A., EZERSKY, M., BOUCHER, M., CAMERLYNCK, C., AL-ZOUBI, A., CHALIKAKIS, K. 2008. Pre-existing caverns in salt formations could be the major cause of sinkhole hazards along the coast of the Dead Sea. *Geophysical Research Letters*, 35, L19404, doi: 10.1029/2008GL035510, 1-5.

MOCHALES, T., CASAS, A.M., PUEYO, E.L., PUEYO, O., ROMAN, M.T., POCOVI, A., SORIANO, M.A., ANSON, D. 2008. Detection of underground cavities by combining gravity, magnetic and ground penetrating radar surveys: a case study from the Zaragoza area, NE Spain. *Environmental Geology*, 53, 1067-1077.

PERONA, P., MALIK, J. 1990. Scale-space and edge detection using anisotropic diffusion. *IEEE trans. on pattern analysis and machine intelligence*, 12, 7, 629-639.

PRICE, D.G. 2009. Engineering Geology. Principles and Practice. Springer. 450p.

TELFORD, W.M., GELDART, L.R., SHERIFF, R.E. 1990. Applied Geophysics. 2nd ed. Cambridge Univ. Press. 792p.

WALTHAM, T., BELL, F.G., CULSHOW, M.G. 2004. Sinkholes and subsidence: karst and cavernous rocks in engineering and construction. Springer, 382p.

WAPENAAR, K., GHOSE, R., TOXOPEUS, G., FOKKEMA, J. 2005. The wavelet transform as a tool for geophysical data integration. *Integrated Computer-Aided Engineering*, 12, 1, 5-23.

YATES, T.T., SI, B.C., FARRELL, R.E., PENNOCK, D.J. 2007. Time, location, and scale dependence of soil nitrous oxide emissions, soil water, and temperature using wavelets, cross-wavelets, and wavelet coherency analysis. *Journal of Geophysical Research*, 112, D09104, doi: 10.1029/2006JD007662, 1-15.

ZHELUDEV, V., ALPEROVICH, L. 1999. Wavelet analysis as a tool for revealing geomagnetic precursors of an earthquake. In: *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*. Terra Scientific Publishing Company. Tokyo, Japan. 255-269.

Reviewer: Corresponding member of ANAS P.Z.Mammadov

© C.Ə.Azadəliyev, 2014

KİÇİK QAFQAZIN FİLİZDAŞIYAN METASOMATİK KOMPLEKSLƏRİNİN GENETİK-FORMASİON TƏSNİFATI

C.Ə.Azadəliyev

Azərbaycan MEA Geologiya və Geofizika İnstitutu
AZ1143 Bakı, H.Cavid prospekti, 119
E-mail: jazadaliyev@rambler.ru

Məqalədə nəzəri-tətbiqi əhəmiyyət kəsb edən müxtəlif filizdaşıyan metasomatik komplekslərin genetik-formasion təsnifatı verilmişdir. Filizdaşıyan metasomatik komplekslərin sistemləşdirilməsinə dair elmdə genetik və formasion təsnifat prinsipi mövcuddur. Genetik təsnifat metasomatitlərin və filizlərin tipomorf mineral assosiasiyalarının fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraitlərinin analizinə əsaslanır. Formasion prinsip isə bir sıra vacib aspektlərlə yanaşı, filizli metasomatitlərin tarixi-geoloji inkişafının tektonik-maqmatik və litogenez prosesləri ilə əlaqəsini əks etdirir. Təsnifatın hər iki metodik yanaşma üsulunu tətbiq etməklə filizdaşıyan metasomatik komplekslərin genetik-formasion prinsip əsasında sistemləşdirilməsi məqsədyönlüdür. Təsnifatın inteqral elementini filizli metasomatik formasiya təşkil edir. Filizli metasomatik formasiya dedikdə, zaman və məkanca bir-biri ilə qarşılıqlı bağlı olan və müəyyən zaman kəsiyində yer qabığında təkrar olunaraq spesifik tipomorf minerallarının paragenetik assosiasiyalarından ibarət metasomatik dəyişilmələr və filizlər nəzərdə tutulur. Qeyd olunur ki, müxtəlif metasomatik formasiyalar (kalsiumlu skarnlar, kvars-çölşpatlı metasomatitlər, qreyzenlər, törəmə kvarsitlər və kvars-serisit metasomatitləri, propilitlər, argillizitlər və s.) regional xarakterli axtarış və proqnoz kriteriləri qismində, spesifik filizətrafi metasomatik dəyişilmələr isə gizli filizlərin birbaşa axtarışı və proqnozu istiqamətində ən etibarlı kriterilər kimi istifadə oluna bilər.

Təsnifatın əsaslandığı nəzəri-tətbiqi müddəalar

Kiçik Qafqaz Alp qırışıqlıq qurşağının daxili elementlərindən biri olaraq maqmatizm və filizəmələgəlmə prosesləri baxımından, həm də geotektonik inkişaf xüsusiyyətlərinin mürəkkəbliyi və özünəməxsusluğu ilə seçilən maraqlı regiondur. Regionun müxtəlif struktur-formasion zonalarında baş vermiş mezokaynozoy yaşlı gur vulkanik-plutonik maqmatizmin təzahürü və hidrotermal fəaliyyəti ilə əlaqədar geniş inkişaf etmiş müxtəlif formasion mənsubiyyətli filizdaşıyan metasomatik dəyişilmələr olduqca səciyyəvidir.

Filizdaşıyan metasomatik dəyişilmələrin öyrənilməsi, şübhəsiz, çox böyük elmi-tətbiqi əhəmiyyət kəsb edən problemdir. Bu problem yüksək elmi-nəzəri və tətbiqi əhəmiyyətə malik olduğuna görə daim müasirlik və aktuallıq kəsb edən başlıca prioritet istiqamətlərdəndir. Hidrotermal-metasomatik filizəmələgəlmənin geoloji və fiziki-kimyəvi şəraitlərinin öyrənilməsində, onların filizlilik potensialının dərinliyə və cinahlara doğru perspektivliyinin qiymətləndirilməsində, eləcə də gizli filizlərin aşkarlanması məqsədi ilə etibarlı axtarış və proqnoz kriterilərinin işlənilib hazırlanmasında filizli metasomatitlərin kompleks tədqiqinin böyük əhəmiyyət kəsb etməsi filiz yataqları sahəsində çox böyük avtoritet olmuş akademik S.S.Smirnovun daim müasir ifadəsi ilə həmahəng səslənir – «…filiz cisimlərinin əmələgəlmə prosesinin dərk edilməsində dəyişilmiş süxurların (metasomatitlərin – C.A.) öyrənilməsi filiz cisminin öyrənilməsi qədər, ola bilsin, hətta daha da çox əhəmiyyət kəsb edir. …Filiz yataqlarının tədqiqi prosesində əsas yollardan biri məhz buradan – filizətrafı метасоматик dəyişilmələrin keyfiyyətcə və kəmiyyətcə dəqiq öyrənilməsindən keçir» (Смирнов, 1947).

Kiçik Qafqazın filizli metasomatik komplekslərinin öyrənilməsi həm də onunla aktualdır ki, hazırda respublika ərazisinin geologiyasının, demək olar ki, kifayət qədər öyrənilməsinə baxmayaraq, faydalı qazıntı yataqlarının bilavasitə yer səthində rastgəlmə ehtimalı ilbəil azaldığına görə, regionda gizli filizləşmənin aşkarlanması məqsədilə, şübhəsiz, analoji tədqiqatlar ümidverici birbaşa axtarış və proqnoz kriterilərinin işlənilib hazırlanmasına yönəldilməlidir. Bu məqsədlə regionun elmi-tətbiqi əhəmiyyət kəsb edən filizli metasomatik kompleksləri uzun müddət – 1964-2013-cü illər ərzində müəllifin xüsusi tədqiqatları sayəsində yüksək səviyyədə öyrənilərək, filiz-metasomatik mineraləmələgəlmə proseslərinin bütün aspektlərini (mineraloji, geokimyəvi, genetik, metasomatitlərin fiziki-kimyəvi analizi və b. istiqamətlərini) əhatə edən bir sıra sanballı elmi əsərləri dərc olunmuşdur.

Metasomatitlər və filizlər təkamül edən vahid hidrotermal prosesin məhsulları olaraq, zaman və məkanca sıx vəhdət təşkil edir. Filizçökmə prosesinin və filizətrafı dəyişilmələrin zaman və məkanca qarşılıqlı münasibətlərinin ilk baxışda müxtəlifliyinə (filizləşməyədək, filizləşmə ilə singenetik və filizləşmədən sonrakı filizətrafı metasomatik dəyişilmələr) baxmayaraq, mahiyyətcə metasomatik dəyişilmələrin və filizçökmənin vahid hidrotermal-metasomatik proses çərçivəsində baş verməsi əsla şübhə doğurmur. Ona görə də eyni hidrotermal prosesin məhsullarını süni şəkildə metasomatik formasiyaya və filiz formasiyasına bölməkdənsə, vahid filiz-metasomatik formasiya haqqında danışmaq elmi məntiqə əsasən daha düzgün olar.

Metasomatik proseslərin və onların məhsullarının – filizdaşıyan metasomatitlərin qanunauyğun sistemləşdirilməsinə dair elmdə genetik və formasion təsnifatlar mövcuddur. Müəyyən zəruri məqamlarda bu iki təsnifat növünün bir-birini tamamlaması məlum mənada səmərəli olsa da, hər iki təsnifat, eyni zamanda, müstəqil istifadəolunma hüququna malikdir. Onlardan birincisi – genetik təsnifat filizətrafı metasomatitlərin və filizlərin tipomorf mineral assosiasiyalarının fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraitlərinin analizinə, filizdaşıyan hidrotermal məhlulların turşluq-qələvilik xassələrinin təkamülünə əsaslanır. Formasion prinsip isə bir sıra başqa aspektləri əhatə etməklə yanaşı, filizli metasomatitlərin tarixi-geoloji inkişafının tektonik-maqmatik və litogenez prosesləri ilə əlaqəsini əks etdirir (Азадалиев, 1995). Metasomatitlərin və filizlərin genetik və formasion təsnifatlarına ayrılıqda baxılması (hərçənd belə yanaşma metodu da qəbul olunandır) birtərəfli xarakter daşıyaraq proqnoz-axtarış və axtarış-kəşfiyyat işlərinin tələblərini tam ödəyə bilmədiyinə görə, güman edirik ki, məqalədə iki metodik yanaşma üsulunu eyni zamanda vəhdət şəkildə tətbiq etməklə filizdaşıyan metasomatik komplekslərin genetik-formasion prinsip əsasında ardıcıl olaraq əvvəlcə genetik, sonra isə formasion bölgüsünü aparmaqla bütövlükdə genetik-formasion təsnifatın həyata keçirilməsi daha əlverişli və məqsədyönlü variantdır. Eyni zamanda, fikrimizcə, regionun filizdaşıyan metasomatik komplekslərinin əmələgəlmə vaxtından asılı olmayaraq, təsnifatın inteqral elementini filizli metasomatik formasiya təşkil edir. Filizli metasomatik formasiya dedikdə, genetik cəhətdən və məkanca bir-biri ilə qarşılıqlı bağlı olan və müxtəlif zaman kəsiyində yer qabığında təkrar olunaraq müəyyən tipomorf minerallaın paragenetik assosiasiyaları ilə səciyyələnən metasomatik dəyişilmələr və filizlər nəzərdə tutulur. Başqa sözlə, filizli metasomatik formasiya dedikdə, hidrotermal-metasomatik proseslərin gedişi boyu fasiləsiz-fasiləli təkamül edən vahid hidrotermal məhlulların konkret fiziki-kimyəvi şəraitlərdə yan süxurlara reaksion təsirindən genetik cəhətdən qarşılıqlı əlaqədə əmələ gələrək, məkanca bir araya sığışmış metasomatik dəyişilmələrin və əlaqədar filizlərin birliyi, cəmi başa düşülür. Təbii ki, müəllif şərhinin mükəmmələşdirilməyə, dərinləşdirilməyə, dəqiqləşdirilməyə və konkretləşdirilməyə ehtiyacı istisna olunmur. Eyni zamanda, etiraf etmək lazımdır ki, «filizli metasomatik formasiya» anlayışının analoji şərhi yalnız filizli metasomatik formasiyanı əmələ gətirən proseslər haqqında təsəvvür yaradır, lakin bu formasiyanın tərkibi, quruluşu və digər xüsusiyyətləri barədə informasiya vermir. Digər formasiyalarda olduğu kimi, metasomatik formasiya spesifik maddi-mineraloji tərkibə, müəyyən daxili quruluşa və müəyyən geometrik parametrlərə malik olaraq, onu xəritələşdirmək olar və s. və i.a. Eyni zamanda, hər bir konkret filizli metasomatik formasiya mütləq müəyyən tipomorf minerallarn paragenetik assosiasiyaları ilə səciyyələnir. Metasomatik formasiya üçün səciyyəvi olan tipomorf minerallarn paragenetik assosiasiyaları cüzi sapmalarla müxtəlif regionlarda müxtəlif yaşlı, lakin eyniadlı formasiyalarda ciddi qaydada təkrar olunur.

Hidrotermal məhlulların yan süxurlara metasomatik təsiri nəticəsində eyni vaxtda əmələ gələrək bir-biri ilə kəskin sərhədləşmiş metasomatik zonalardan ibarət metasomatik sütun yaranır. Bu vəziyyət həm infiltrasion, həm də diffuzion metasomatoz üçün səciyyəvi xüsusiyyətdir. Adətən, normal şəraitdə (!) əmələ gəlmiş hər bir zona keyfiyyətcə müxtəlif mineral tərkibə malik olur. Müəyyən ardıcıllıqla qovuşmuş infiltrasion və diffuzion metasomatik zonalardan ibarət daha mürəkkəb infiltrasion-diffuzion sütun özünəməxsus quruluşu ilə digərlərindən fərqlənir. Ayrılıqda həm infiltrasion, həm də diffuzion zonallıq yaranarkən hər bir zonanın sərhədində ardıcıl olaraq kimyəvi komponentlərdən biri adətən inert vəziyyətdən tam mütəhərrik hala keçir. Bununla da, termodinamik qanunauyğunluqlara əsasən, hər bir zonanın tərkibindəki minerallarn sayı ardıcıl olaraq bir vahid azalır. Bu minvalla metasomatik zonallığın yarandığı zaman sistemdə iştirak edən bütün komponentlərin bir-birinin ardınca tam mütəhərrik hala keçməsi nəticəsində mütəhərrik komponentdən təşkil olunmuş monomineraldan (çox vaxt, adətən, monokvarsdan) ibarət sonuncu metasomatik zona yaranmışdır. Metasomatozun intensivliyinin artması ilə komponentlərin sayının azalması meyli – monomineralliğa

doğru meyil, formasion mənsubiyyətindən asılı olmayaraq, bütün metasomatik dəyişilmələrin səciyyəvi xüsusiyyətlərindəndir.

Metasomatik proseslər nəzəriyyəsinin əsaslarını dünya şöhrətli sovet akademiki D.S.Korjinskinin XX əsrin 30-60-cı illərində işləyib hazırladığı 3 mühüm fundamental problem təşkil edir: 1) metasomatozda komponentlərin diferensial mütəhərriklik sırası prinsipi və təbii sistemlərin termodinamik modeli; 2) metasomatik zonallıq nəzəriyyəsi və ondan irəli gələn metasomatik sütun haqqında anlayış; 3) hidrotermal məhlulların turşluq-qələvilik təkamülü konsepsiyası. Metasomatozda müxtəlif kimyəvi komponentlərin ardıcıllıqla inert vəziyyətdən tam mütəhərrik hala keçmə qaydasını D.S.Korjinski «Metasomatoz zamanı komponentlərin diferensial mütəhərriklik sırası prinsipi» adlandırmışdır. Bu prinsip əsasında o, metasomatik zonallıq nəzəriyyəsini yaratmış və bu nəzəriyyədən irəli gələn metasomatik zonalardan və bu zonaları təşkil edən metasomatik fasiyalardan ibarət metasomatik sütun haqqında əyani təsəvvür yaratmışdır (Коржинский, 1953). Fəaliyyəti ərzində daim təkamül edən hidrotermal məhlulların yan süxurlara fiziki-kimyəvi təsirindən yaranmış metasomatik sütun metasomatik formasiyanın tərkib hissəsini təşkil edir. Metasomatik sütun, öz mahiyyətinə görə, çox vacib tətbiqi əhəmiyyət kəsb edir. Metasomatik proseslər zamanı sənaye əhəmiyyətli filizlər və qiymətli minerallar bilavasitə metasomatik dəyişilmə prosesində əmələ gələrək, başqa minerallarla yanaşı, metasomatik sütunun quruluşunda müəyyən zonalarda yer alır.

Tədqiqatlar göstərir ki, əksər hallarda sənaye əhəmiyyətli filizlər və qiymətli minerallar nisbətən gec əmələ gəlsə də, metasomatik sütunun müəyyəyn zonalarının mineral fasiyalarını seçmə yolu ilə əvəzləyərək, sütunda birmənalı mövqe tutur. Məhz bu səbəbdən metasomatik zonallıqdan filiz kütlələrinin axtarışı və proqnozu zamanı istifadə edilməsi olduqca səmərəlidir.

Beləliklə, müəllifin uzun illər ərzində qazandığı təcrübə göstərir ki, filizli metasomatik formasiya metasomatik fasiyalardan ibarətdir və bu fasiyalar normal şəraitdə metasomatik sütunun daxilində qanunauyğun şəkildə eyni vaxtda əmələ gələrək, kəskin sərhədləşmiş metasomatik zonalar yaratmışdır. Metasomatitlərdə filizçökmə zamanı genetik əlaqəli filizətrafı metasomatik dəyişilmələrin yaranması, eləcə də onların içərisində bir sıra hallarda filizli damar və damarcıqların əmələ gəlməsi müşahidə olunmuşdur.

Metasomatik sütunda filiz yığınları, adətən, seçmə yolla müəyyən metasomatik fasiyanı və ya fasiyaları əvəzləyir. Metasomatik sütunda hər bir metasomatik fasiya müəyyən metasomatik zonaya uyğun gəlir. Metasomatik fasiyalar adətən tipomorf minerallarının müəyyən paragenetik assosiasiyalarına (məsələn, propilitlərin kvars-epidot, kvars-epidot-xlorit fasiyası və s.) və yaxud metasomatitlərin əmələgəlmə temperaturuna görə (məsələn, qreyzenlərin yüksək-, orta- və aşağı temperaturlu fasiyaları və s.), eləcə də zəruri hallarda ilkin süxurların adına, yaxud tərkibinə görə, adətən, «apo-» sözönü ilə işlədilən metasomatik fasiyalar ayrılır (məsələn, qreyzenlərin apoliparit fasiyası, kalsiumlu skarnların apoalümosilikat fasiyası və s.). Qeyd etmək lazımdır ki, yuxarıda göstərilən prinsiplər, müddəalar və spesifik xüsusiyyətlər Kiçik Qafqazın filizdaşıyan metasomatik komplekslərinin timsalında öz təsdiqini tapmışdır.

Kiçik Qafqazın filizli metasomatik komplekslərinin genetik-formasion təsnifatının prinsipial sxemi

Məqalədə Kiçik Qafqazın struktur-formasion zonalarında filizli metasomatik komplekslərin və zaman-məkanca əlaqədar filizləşmənin müxtəlif aspektlərinə aid müəllifin xüsusi tədqiqatlarının nəticələri, ədəbiyyatda və fond materiallarında mövcud olan məlumatlar əsasında, maddi-genetik yanaşma yolu ilə filizli metasomatik komplekslərin başlıca tiplərinin ümumiləşdirilmiş mükəmməl genetik-formasion təsnifatı verilir. Filizli metasomatik komplekslər əmələgəlmə şəraitlərinə, maqmatizmlə genetik əlaqəsinə, tipomorf mineral tərkibinə və paragenezislərinə, filizliyinə və formasion mənsubiyyətinə görə bir-birindən fərqlənir. Regionun məkanca genişliyinə, tədqiqat obyektlərinin mürəkkəbliyinə və filizli metasomatik komplekslərin məlum mənada genetik müxtəlifliyinə baxmayaraq, adıçəkilən komplekslərinin genetik-formasion sistemləşdirilməsi mümkün olmuşdur. Güman etmək olar ki, məhz belə yanaşma real vəziyyəti əks etdirməklə hidrotermal-metasomatik filizəmələgəlməyə dair ontogenez və filogenez məsələlərinə aydınlıq gətirməyə imkan verəcəkdir.

Müəllifin metasomatizm və filizəmələgəlmə sahəsində genişmiqyaslı tədqiqatlarının nəticələrinə əsaslanaraq, Kiçik Qafqazın endogen mənşəli müxtəlif filiz yataqlarının və filiz təzahürlərinin başlıca formasion tip metasomatitlərinin daha mükəmməl təsnifatını tərtib etmək məqsədilə bir sıra zəruri məsələlər həll edilmişdir: 1) filizli metasomatik komplekslərin başlıca formasion tiplərinin geoloji və fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraitləri araşdırılmış, onların bu və ya başqa maqmatizmlə genetik əlaqəsi, metasomatik proseslərin infiltrasion və diffuzion,

eyni zamanda, mürəkkəb kombinasion (infiltrasion-diffuzion) tipləri və filizləşmənin xarakteri müəyyən edilmişdir; 2) Kiçik Qafqazın eyniadlı, lakin müxtəlif yaşlı filizli metasomatik formasiyalarının zonallığı və maddi-mineraloji tərkibi öyrənilmiş, tipomorf mineralları və mineral paragenezisləri tədqiq edilmişdir; 3) eyniadlı, lakin müxtəlif yaşlı filizli metasomatik formasiyaların oxşar-fərqli əlamətləri aşkar edilmişdir; 4) filizli metasomatik formasiyaların tərkibinin və quruluşunun qanunauyğunluqları, onların fasial zonallığı müəyyən edilmiş, fasiləsiz-fasiləli hidrotermal-metasomatik mineraləmələgəlmə prosesinin gedişində filizləşmənin yeri müəyyən edilmiş, filizləşmənin və filizətrafı metasomatik dəyişilmələrin qarşılıqlı əlaqəsi aydınlaşdırılmış, gizli filizlərin birbaşa axtarışı və proqnozlaşdırılması məqsədilə filizətrafı metasomatik dəyişilmələrin spesifik əlamətləri aşkar edilmişdir. Filizli metasomatik komplekslərin genetik-formasion analizi filizəmələgəlmə proseslərinin dərindən dərk edilməsində, yataqların əmələgəlmə qanunauyğunluqlarının aşkar olunmasında və axtarış-proqnoz kriterilərinin elmi əsaslarının müəyyən edilməsində həlledici əhəmiyyət kəsb edir.

Kiçik Qafqazın filizli metasomatik kompleksinin genetik-formasion təsnifatının əsasını aşağıdakı elmi prinsiplər təşkil edir: 1) filizli metasomatitlərin maddi-mineraloji tərkibi, geoloji və fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraitləri; 2) metasomatik filizləşmənin yaşı göstərilməklə konkret maqmatizmlə genetik əlaqəsi; 3) ilkin süxurların tərkibi və yaşı; 4) metasomatitlərin mineral paragenezisləri və mineral fasiyaları; 5) filizlərin tərkibi və struktur-tekstur xüsusiyyətləri; 6) metasomatik zonallıq; 7) P-T şəraitləri və s.

Metasomatik dəyişilmələr filizlərin axtarışında və proqnozunda ən etibarlı kriterilərdir

Filizdaşıyan metasomatik dəyişilmələr müxtəlif faydalı qazıntıların generatoru və yerləşdiricisi olaraq, daim tədqiqatçıların və istehsalatçı geoloqların diqqət mərkəzindədir. Filizdaşıyan metasomatik dəyişilmələr ən etibarlı birbaşa axtarış və proqnoz kriteriləri olmaqla yanaşı, həm də elə məhək daşıdır ki, onların əsasında, bir qayda olaraq, hidrotermal filizəmələgəlmə nəzəriyyəsinin bir sıra genetik konsepsiyalarının həyatiliyi sınaqdan keçirilir.

Mineral-xammal bazasının genişləndirilməsi istiqamətində geoloqların qarşısında duran vacib məsələlərin həlli üçün elmi tədqiqatların effektivliyini artırmaq və keyfiyyətini yüksəltmək məqsədilə elmi-nəzəri əsasların, eləcə də gizli filizlərin birbaşa axtarışının etibarlı kriterilərinin işlənilib hazırlanması zərurətinə daim ehtiyac duyulur. Məsələn, Mehri-Ordubad qranitoid intruziv massivinin təmasyanı areallarında geniş inkişaf etmiş müxtəlif metasomatik dəyişilmələrin mineraloji-geokimyəvi xüsusiyyətlərini müasir mineraloji-analitik metodlarla kompleks şəkildə öyrənərkən müəllif bəzi metasomatitlərdə ilk dəfə Sn minerallaşmasının aşkar edilməsi istiqamətində əlverişli tektonik-maqmatik zəminin və fiziki-kimyəvi şəraitlərin olduğunu əvvəlcədən proqnozlaşdırmış və proqnozun etibarlılığı tədqiqatların sonrakı mərhələsində praktiki olaraq təsdiqlənmişdir. Müəyyən olunmuşdur ki, burada Sn minerallaşmasına dəlalət edən bir sıra geoloji və tektonik-maqmatik zəminlər mövcuddur. Belə ki, həqiqətən regionun inkişafının orogen mərhələsində turş maqmatizmin təzahür etməsi, qranitoid intruzivlərində qalayın aksessor mineralının (kassiterit) müşahidə olunması, metasomatozun erkən yüksək temperatur şəraitində kalsiumlu skarnların əmələ gəlməsi və mineraləmələgəlmə prosesinin davamı olaraq təkamül edən filiz komponentləri daşıyan hidrotermal məhlulların kalsiumlu skarnların və roqoviklərin üzərində baş vermiş qreyzenləşməni müşayiət edən Sn və geokimyəvi qohum metalları (W, Mo, Cu və s.) saxlayan qalın kvars damarlarının yaranması (Ordubad filiz rayonunda Qızılçınqıllı sahəsi) mövcud geoloji zəminlərə və dəqiq mineraloji-geokimyəvi tədqiqatların nəticələrinə əsasən aşkar olunmuşdur (Азадалиев и др., 1980; Азадалиев, Курбанов, 1991).

Beləliklə, tektonik-maqmatik və petrologi-mineraloji-geokimyəvi xarakterli zəminlər yüksək temperaturlu və turş tərkibli hidrotermal məhlulların təsiri şəraitində Mehri-Ordubad plutonunun təmasyanı arealında əmələ gəlmiş metasomatitlərdə Sn minerallaşmasını böyük ehtimalla proqnozlaşdırmağa imkan vermişdir. Apardığımız kompleks mineraloji-geokimyəvi tədqiqatlar verdiyimiz proqnozu tamamilə təsdiq edərək, ilk dəfə Kiçik Qafqazın Ordubad filiz rayonu Kotam-Kilit-Qızılçınqıllı sahəsində metasomatik kompleksin qalaylılığını aşkar etməyə imkan verdi (Азадалиев и др., 1980). Müəyyən olunmuşdur ki, metasomatik minerallar (dəmirli qranatlar, epidotlar, hematit, xalkopirit) bir sıra metalların, o cümlədən Sn konsentratorudur. Minerallarda qalayın yüksək konsentrasiyası, bir qayda olaraq, həmin mineralların dəmirliliyi ilə, məsələn, qranatlarda (3000 q/t-dək Sn) andradit minalının yüksək miqdarı ilə düz mütənasibdir. Skarnların əsas kütləsi andraditli qranat fasiyasından ibarət olduğuna görə Sn yüksək konsentrasiyası praktiki cəhətdən maraq doğurur.

Cədvələ əlavə. Mineralların, eləcə də mineral paragenezislərinin və mineral assosiasiyalarının adları krillə simvollar şəklində verilmişdir (Азадалиев и др., 1972)**:** aktinolit (***Акт***), albit (***Аб***), almandin (***Алм***), amfibollar (***Амф***), andradit (***Андр***), anortit (***Ан***), apatit (***Ап***), vezuvian (***Вез***), vollastonit (***Волл***), ğedenberğit (***Гед***), hematit (***Гт***), qranatlar (***Гр***), qrossulyar (***Грос***), diopsid (***Ди***), yoqansonit (***Йог***), kalsit (***Ка***), kassiterit (***Кас***), kvars (***Кв***), klinosoizit (***Киз***), maqnetit (***Мт***), marialit (***Ма***), meyonit (***Ме***), ortoklaz (***Орт***), klinopiroksen (***Кпи***), piroksen (***Пи***), plagioklazlar (***Пл***), çöl şpatları (***Пшп***), pyemontit (***Пьем***), skapolitlər (***Ск***), spessartin (***Спес***), tulit (***Тул***), xloritlər (***Хл***), soizit (***Цз***), epidotdar (***Эп***); *Kp* – tarazlıq (müvazinət) konstantı, **al** – alüminumluluq, **f** – dəmirlilik, **mg** – maqneziumluluq, **t** – titanlılıq, **mn** – manqanlılıq.

Postmaqmatik hidrotermal məhlullarda filiz komponentlərinin, o cümlədən hidrotermal məhlullarda Sn potensialının tədricən artması qranatlarda qrossulyar minalının andradit minalı ilə əvəzlənməsi ilə əlaqədər olduğuna görə andraditləşmə tipik filizətrafı metasomatik dəyişilmə olub, skarnların qalaylılığına dəlalət edir və etibarlı kriteri qismində istifadə oluna bilər. Maraqlıdır ki, qalayın maksimal miqdarına praktiki olaraq yüksək erozion kəsilişə nisbətən daha dərin erozion kəsilişdə rast gəlinir. Məsələn, nisbətən aşağı mövqedə yerləşən Qızılçınqıllı və Kotam sahələrində Sn konsentrasiyası skarnlarda nisbətən daha yüksəkdir, lakin nisbətən az yüksəkdə yerləşən Kotam və Gənzə sahələrinin skarnlarında Sn cüzi miqdarda rast gəlir.

Beləliklə, metasomatitlərdə vertikal kəsiliş üzrə W, Sn, Mo, Cu, Co və b. metalların yerləşməsində belə bir maraqlı qanunauyğunluq aşkar olunmuşdur: ən dərin erozion kəsilişlərdə W, Mo, Cu filizləşməsi və Sn yüksək miqdarı müşahidə olunur, yuxarıya doğru W yox olur, Sn konsentrasiyası bir qədər aşağı düşdüyü halda, Co və Ni metallarının miqdarlarında artım nəzərə çarpır və sonra Sn, Ni və Co yox olur. Bununla belə, Mo və Cu bütün erozion səviyyələrdə müxtəlif metasomatitlərdə minerallaşma verir, lakin onların sənaye əhəmiyyətli konsentrasiyaları regionun nisbətən yüksəkliklərində yayılmış törəmə kvarsitlərdə toplanmışdır (Азадалиев и др., 1979, 1980).

Kiçik Qafqazın metasomatik komplekslərinin geolojli mövqeyinin, regionun tektonik-maqmatik inkişafı və konkret maqmatizmi ilə əlaqəsinin, metasomatitlərin fiziki-kimyəvi əmələgəlmə şəraitlərinin, maddi-mineraloji tərkibinin, quruluşunun və mineral paragenezislərinin tipomorf assosiasiyalarının kompleks öyrənilməsi nəticəsində müasir təsəvvürlərə uyğun və genetik-formasion yanaşma əsasında regionda müxtəlif filizləşmə ilə müşayiət olunan skarn, kvars-çölşpatlı, qreyzen, propilit, törəmə kvarsit, solfatar və hidrotermal argillizit, listvenit, serpentinit və s. kimi metasomatik formasiyaları ayırmağa imkan vermişdir.

Adları çəkilən metasomatik formasiyalar, şübhəsiz, regional xarakterli etibarlı kriterilər qismində istifadə oluna bilər. Kiçik Qafqazın bəzi filizdaşıyan metasomatik formasiyaları barəsində bir sıra zəruri məlumatlar cədvəldə verilirmişdir.

Kvarslı-çölşpatlı metasomatitlər ən erkən və ən yüksək temperaturlu proseslərin məhsulu olaraq, adətən, ən turş tərkibli qranitoid massivlərinin təmasyanı sahələrində, tavan hissələrində, günbəzlərində inkişaf etmişdir. Bu metasomatik formasiya üçün kvars, mikroklin, ortoklaz, albit kimi tipomorf minerallar və nadir metal **(**Mo və b**.)** filizləşməsi səciyyəvidir.

Kalsiumlu skarn formasiyası üçün yüksək temperaturlu kalsiumlu-dəmirli silikat və alümosilikatların tipomorf mineralları səciyyəvidir. Metasomatik proseslərin yüksək temperaturlu erkən mərhələsində yaranan kalsiumlu skarnlar əsasən qrossulyar-andradit izomorf sıralı qranatlardan, izomorf sıralı diopsid-gedenbergit, kalsitdən, vezuviandan, izomorf sıralı skapolitdən və epidotdan, vollastonitdən, bəzən ilvaitdən, izomorf sıralı plagioklazlardan, nadir hallarda manqanlı piroksendən, apatitdən, aksinitdən, gelvindən, melilitdən, montiçellitdən və b. ibarət tipomorf mineral assosiasiyaları ilə səciyyələnir. Göstərilən tipomorf mineral assosiasiyaları əsasən kristallaşmaqda olan intruziv massivin kontakt arealında yüksək temperaturlu hidrotermal-metasomatik proseslərin erkən qələvi mərhələsində məhlulların təsirindən qeyri-müvazinətli iki süxur mühitinin – alümosilikatlarla əhəngdaşıların təmasında infiltrasion, diffuzion, sonuncuların kombinasiyası, eləcə də bəzən əhəngdaşılarının ciddi reaksion iştirakı olmadan infiltrasion-avtoreaksion üsulla ultraəsasi süxurların kalsiumlu metasomatoza uğraması yolu ilə əmələ gəlir.

Kiçik Qafqazda kalsiumlu skarnlar formasiyası Daşkəsən skarn-dəmir yatağı və Ordubad filiz rayonu (Kotam-Qızılçınqıllı-Kilit-Gənzə zonası) skarnları ilə yanaşı, Gədəbəy və Kəlbəcər filiz rayonlarında (Tutqun çayı hövzəsi, Dəlidağ qranitoid massivinin arealında Bağırsaq və Qaranlıqdərə sahələrində) kiçik skarn obyektlərini əhatə edir. Skarn metasomatitləri ilə genetik və məkanca əlaqədar faydalı qazıntı (Fe, Cu, Co, Pb-Zn, Au, Mo, B və s.) yataqları və filiz təzahürləri məlumdur (Азадалиев, Курбанов, 1991).

Qreyzen formasiyası orta temperaturlu proseslərin məhsulu olaraq, qranitoid formasiyası intruziyaları ilə əlaqədardır. Bu formasiya üçün ən

tipomorf minerallar muskovit və kvars olsa da, eyni zamanda, bir sıra başqa minerallar (turmalin, topaz, flüorit və s.) iştirak edir. Hipabissal şəraitlərdə qreyzenlərə törəmə kvarsitlər, səthyanı şəraitdə isə solfatar argillizitlər uyğun gəlir. Qreyzen formasiyası ilə Sn, W, Mo və başqa nadir metal yataqları əlaqədardır.

Qreyzenlər Kiçik Qafqazda məhdud miqyasda yayılmışdır. Qreyzen təzahürləri müəyyən qədər Mehri-Ordubad plutonunun təmasyanı zolağında əsasən kvars-muskovit assosiasiyası ilə təmsil olunaraq, rutilli və rutilsiz törəmə kvarsitlərin (Parağa), habelə dərinlikdə yerləşən (Qızılçınqıllı sahəsi) roqoviklərin və skarnların üzərində W, Sn, Mo minerallaşması ilə xarakterizə olunan kvars damarları təzahür etmişdir (Азадалиев и др., 1979, 1980).

Gədəbəy filiz rayonunda Əyridağın yuxarı hissəsində kiçikölçülü tipik qreyzenləşməyə rast gəlinir. İntruziv massivin günbəz hissəsində qreyzen turmalin, kvars-turmalin və turmalin-kvars fasiyaları ilə təmsil olunur və onun üçün qalayın nisbətən yüksək konsentrasiyası səciyyəvidir (Алиев, 1976). Qreyzenləşmə adətən abissal, bəzən hipabissal dərinlikdə qranitoid intruziyalarının hidrotermal fəaliyyəti sayəsində əksər hallarda orta temperaturlu turş məhlulların intruziv massivlərin əsasən günbəz hissələrində əmələ gələrək, nisbətən az dərinlikdə hipabissal şəraitdə törəmə kvarsitlərə, səthə yaxın sahələrdə isə solfatar argillizitlərə keçir. Qreyzenləşmə ilə və ya qreyzenlərlə genetik əlaqədar nadir metalların (Sn, W və s.) irimiqyaslı yataqları əmələ gəlir. Filizləşmə, adətən, daxili fasiyalarda (muskovit- kvars, monokvarsit) baş verir, geniş yayılmış kənar fasiyalar isə filizdaşıyan qreyzen cismini aşkar etmək üçün etibarlı regional axtarış kriterisi qismində istifadə edilə bilər.

Propilit formasiyası səthyanı (200-300 m), subvulkanik (1 km ətrafı) və hipabissal (1 km-dən çox) dərinlik şəraitlərində yaranır. Bu formasiya üçün xloritlər, epidotlar, kalsit, aktinolit, kvars, albit, serisit, adulyar, seolitlər tipomorfdur.

Kiçik Qafqazda propilitlər müxtəlif yaşlı vulkanizmlə əlaqədar postvulkanik metasomatik proseslərin törəmələridir. Propilitləşmə hidrotermal fəaliyyətin turş mərhələsi üçün səciyyəvidir. Propilitləşmə ilə kükürd və mis kolçedanı, Pb, Zn, Au, Ag, Hg, Sb, As və b. metalların filizləri, seolit xammalı yataqları və təzahürləri əlaqədar olduğuna görə bu tip metasomatitlərə ciddi diqqət yetirilir. Regionun bir sıra kolçedan tip yataqları və filiz təzahürləri qismən və ya tamamilə propilitlərin içərisində yerləşir, başqa sözlə, propilitlərə bir çox hidrotermal yataqlarda və filiz təzahürlərində rast gəlinir. Qızılbulaq, Qoşa, Qoşqardağ və digər bəzi yataqlar və təzahürlər geneziscə və məkanca propilit formasiyası ilə əlaqədardır. Adətən filizləşmə propilitləşməni ya tamamlayır, ya da propilitləşmiş süxurların üzərində baş verir. Propilitləşmə, qeyd edildiyi kimi, bir sıra vacib endogen filizlərin, eləcə də qeyri-filiz faydalı qazıntıların axtarışı üçün etibarlı kriteridir. Təbiətdə propilitlər, adətən, törəmə kvarsit metasomatitləri ilə yanaşı əmələ gələrək yanaşı da məkanlaşırlar (Алиев, 1976).

Törəmə kvarsitlər formasiyası Kiçik Qafqazda başqa metasomatik formasiyalara nisbətən daha geniş yayılmışdır (Алиев, 1976; Азадалиев, Керимов, 2006).

Regionun struktur-formasion zonalarında mezokaynozoy yaşlı vulkanizmin və qismən intruziv maqmatizmin postmaqmatik hidrotermal və postvulkanik fumarol-solfatar fəaliyyətləri ilə əlaqədar əmələ gəlmiş törəmə kvarsitlərin kontaktyanı və vulkanogen tiplərini ayırırlar. Postvulkanik hidrotermal (fumarol-solfatar) mənşəli törəmə kvarsitlər kontaktyanı törəmə kvarsitlərdən mineral tərkibinə, minerallarının paragenetik assosiasiyalarına və mineral fasiyalarına görə fərqlənir. Fumarol-solfatar mənşəli törəmə kvarsitlər nisbətən aşağı temperatur və azdərinlikli şəraitlərdə, eləcə də nisbətən daha turş məhlulların təsiri altında əmələ gəlməsi ilə səciyyələnir. Onların tərkibində xeyli miqdarda gil mineralları (kaolinit, dikkit, qalluazit, montmorillonit, hidromikalar), eləcə də alunit, pirofillit, diaspor, zuniit, albit, opal, sərbəst kükürd və b. iştirak edir. Göstərilən minerallar adətən kontaktyanı törəmə kvarsitlər üçün səciyyəvi deyildir. Hər iki tip törəmə kvarsitlər üçün səciyyəvi olan kvars metasomatitlərdə ən geniş yayılmış mineraldır. Analoji mineral tərkibə malik kontaktyanı törəmə kvarsitlər əksərən məkan-zaman baxımından fumarol-solfatar argillizitlər ilə yanaşı əmələ gəlmiş olur.

Törəmə kvarsitlər, kvarslı-serisitli metasomatitlər, solfatar və hidrotermal argillizitlər formasiyaları ilə müxtəlif kolçedan filizləri, Al xammalı, Pb, Zn, Mo, Cu, Au, Ag, Sb, As və b. metalların filiz yataqları əlaqədardır. Kiçik Qafqazın kolçedan yataqlarının və filiz təzahürlərinin əksəriyyəti (Çıraqdərəsi-Toğanalı, Gədəbəy, Bitlibulaq, Slavyansk, Əsrikçay, Novoqorelovka, İtqırılan, Ağdərə, Nəsirvaz və s.), polimetal (Mehmana, Badakənd, Ketaşin və s.), alunit (Daşkəsən-Zəylik və s.), Cu-Mo və Cu-porfir (Parağaçay, Göydağ, Diaxçay, Misdağ, Xarxar-Qaradağ və s.), Hg (Şahbuz qrupu) yataqları və filiz təzahürləri genetik cəhətdən və məkanca törəmə kvarsitlərdə və onlarla yanaşı oxşar şəraitdə yaranmış kvars-serisit metasomatitlərində, solfatar

argillizitlərdə, bəzi yerlərdə törəmə kvarsitlərin xarici fasiyası qismində əmələ gəlmiş propilitlərdə konsentrasiyalaşmışdır. Kiçik Qafqazın təmasyanı törəmə kvarsitləri üçün damarcıqlar, damarlar və qeyri-düzgün yığıntılar çox səciyyəvidir (Алиев, 1976; Алиев, Азадалиев, 1980).

Argillizitlər hidrotermal proseslərin turş mərhələsinin səciyyəvi məhsullarındandır. Geoloji-maqmatik və fiziki-kimyəvi şəraitlərinə, təzahüretmə xarakterinə və mineral assosiasiyalarının xüsusiyyətlərinə görə «solfatar argillizitlər» və «hidrotermal argillizitlər» kimi iki genetik tipə ayrılır. Kiçik Qafqazın bir sıra filiz yataqları və təzahürləri üçün argillizitlər səciyyəvi filizətrafı metasomatik dəyişilmələrdir (Алиев, 1976; Алиев, Азадалиев, 1980). Regionda argillizitlərin geniş yayıldığını, lakin filiz yataqlarında və filiz təzahürlərində bu metasomatitlərin zəif öyrənildiyini nəzərə alsaq, argillizitlərin genetik tiplərinin, mineral tərkibinin xüsusiyyətlərinin, quruluşunun və filizliliyinin araşdırılması üzərində qısaca dayanmaq məqsədəuyğundur. Hər iki tip dəyişilmələr üçün ümumi cəhət onların metasomatozun turş mərhələsində əmələ gəlməsidir. Hər iki tipin mineral tərkibi üçün gil minerallarının (kaolinit, dikkit, montmorillonit, qalluazit, hidromikalar və s.) iştirakı səciyyəvidir. Bununla belə, «solfatar argillizitlər» daha mürəkkəb mineral tərkiblə səciyyələnir: gil mineralları ilə yanaşı alunit, kvars, bəzən kvarsın gizli kristallik növləri (xalsedon və amorf opal) şəklində iştirak edir.

Solfatar argillizitlər üçün, adətən, subvulkanik dərinlik şəraiti səciyyəvidir və bu metasomatitlər öz təbiətinə görə törəmə kvarsitlərə və kvars-serisitli metasomatitlərə daha yaxındır, lakin axırıncılardan daha aşağı temperatur şəraitində əmələ gəlməsi ilə fərqlənir (Жариков, Омельяненко, 1965). Solfatar argillizitlər daha yüksək turşluğa malik məhlulların yan süxurlara reaksion təsiri nəticəsində yarandığı halda, hidrotermal argillizitlər zəif turş məhlulların metasomatik məhsuludur. Azdərinlik şəraitində təmasyanı dəyişilmələrin geniş sahəvi inkişafı, D.S.Korjinskinin (Коржинский, 1953) fikrincə, metasomatozu yaradan turş məhlullarda, eyni zamanda, oksigenlə zəngin olan atmosfer suları iştirak edir. Bu suların oksigenlə zəngin olması sayəsində kükürdlü-hidrogenli məhlullar sulfat turşusuna çevrilir. Solfatar argillizitlər üçün çox səciyyəvi hesab olunan alunitin yaranması məhz həmin sulfat turşusu təbiətli məhlulların təsiri nəticəsində baş vermişdir. Törəmə kvarsitlər və kvars-serisitli metasomatitlər kimi, solfatar argillizitlər də geniş ərazini əhatə edir, ancaq burada onlar tektonik pozulmalarda yerləşir.

Hidrotermal argillizitlər tektonik pozulmalarla nəzarət olunur və solfatar argillizitlərə nisbətən daha aşağı temperatur şəraitində və zəif turş mühitdə əmələ gəlir. Xarakterinə görə hidrotermal argillizitləşmə berezitlərə yaxındır, hərçənd daha aşağı temperaturlu prosesdir (Жариков, Омельяненко, 1965).

Hər iki tip argillizitlər üçün metasomatik zonallıq və filizlilik səciyyəvidir. Kiçik Qafqazda argillizitlərin hər iki tipi ilə kükürd-mis-kolçedan filizi yataqları və filiz təzahürləri, Al filizi və opal mineral xammalı, Cu-porfir və Cu-Mo filizləri, Pb və Zn, sərbəst S, Au, Ag, Sb, As və s. faydalı qazıntı yataqları və filiz təzahürləri əlaqədardır. Kiçik Qafqazın Göycə-Həkəri və Araz zonalarının Hg, Hg-Sb-As yataqları və təzahürləri diqqəti cəlb edir (Алиев, Азадалиев, 1980).

Epitermal (teletermal) civə filizləşməsi zamanı əmələ gəlmiş filizətrafı metasomatik dəyişilmələr hidrotermal argillizitlərdən, listvenitlərdən və apokarbonatlardan (casperoidlərdən) ibarətdir. Filizətrafı metasomatik dəyişilmələr spesifik mineraloji tərkibləri (səciyyəvi gil mineralları, kvars, pirit, karbonatlar, xloritlər, seolitlər, albit və s.), bəzi hallarda metasomatik zonallıqla xarakterizə olunur. Müəyyən olunmuş tipomorf mineral paragenezislərinin – kvars+qalluazit, kvars+kaolinit (pirit və karbonatla), kvars+hidromika – öyrənilməsi hidrotermal argillizitlərin qalluazit, kaolinit və hidromika metasomatik fasiyalarını ayırmağa imkan vermişdir.

Beləliklə, kvars-hidromikalı dəyişilmələr Hg filizləşməsi üçün etibarlı axtarış kriterisi kimi istifadə oluna bilər. Hg və Sb-As filizlərinin vulkanogen-hidrotermal yataqlarında və təzahürlərində əsasən solfatar argillizitlər, eləcə də törəmə kvarsitlər və kvars-serist metasomatitləri yayılmışdır. Adıçəkilən metasomatitlər Hg və Sb-As filizləşməsinin proqnozu və axtarışı kriteriləri qismində diqqəti cəlb edir.

Listvenitlər üçün kvarsın və karbonatların (breynerit, maqnezit) tipomorf assosiasiyası səciyyəvidir. Listvenit metasomatitləri Kiçik Qafqazın mərkəzi hissəsində, əsasən Kəlbəcər filiz rayonunda, ultraəsasi massivlərin areallarında formalaşmış Hg, Hg-Sb filizləşməsi ilə əlaqədar filizətrafı dəyişilmələrdir (Кашкай, Аллахвердиев, 1965).

Xüsusi vurğulamaq lazımdır ki, hidrotermal mənşəli filiz yataqlarının aşkar edilməsi ehtimalının gerçəkləşməsi üçün bir sıra sınanmış axtarış kriteriləri mövcuddur. Onların sırasında məhz özünəməxsus filizətrafı metasomatik dəyişilmələrin xarakter əlamətlərinə əsaslanan birbaşa axtarış kriteriləri mövcuddur. Ancaq bu o demək deyildir ki, geoloq axtarış işləri zamanı yalnız metasomatik dəyişilmələrdən istifadə etməklə kifayətlənməlidir.

Eyni zamanda, hidrotermal mənşəli filizlərin olması ehtimalına əsas verən digər axtarış əlamətlərindən də istifadə edilməlidir. Axtarış və kəşfiyyat işləri zamanı çoxsaylı axtarış əlamətlərinin hamısından istfadə edilməsinin vacibliyi vurğulanarkən hidrotermal mənşəli filizlərin birbaşa axtarışında metasomatik dəyişilmələrin birincidərəcəli rolunu xüsusi qeyd etməmək mümkün deyildir. Nəzərə alınmalıdır ki, metasomatik dəyişilmələrin müşahidə olunması endogen filiz yatağının aşkar edilməsi imkanını xeyli artırır, lakin heç vəchlə buna qarantiya vermir. Metasomatitlərdə filiz mineralının rast gəlməsi onların filizliliyinə dəlalət edir, lakin bu, o demək deyil ki, belə filizləşmə sənaye əhəmiyyətinə malikdir.

Əslində, metasomatitlərdə filiz mineralının olması, yaxud metasomatitlərin süxurəmələgətirən minerallarında yüksək miqdarda qatışıq elementlərin spektrometrik təyinatı hidrotermal məhlulların bu metallarla geokimyəvi xüsusiləşməsinə və bununla da metasomatitlərdə gizli filizləşmənin olmasına dəlalət edir. Metasomatik dəyişilmələr nəinki yalnız filiz cisminin olmasını göstərir, həm də filizin tipini qismən müəyyən etməyə imkan verir.

Müəllifin çoxillik tədqiqatları ilə birmənalı isbat edilmişdir ki, təbiətdə metasomatik dəyişilmələrdən kənarda filizləşmə baş verə bilməz. Həm də müəyyən olunmuşdur ki, metasomatik dəyişilmələrin başlıca tipləri ilə bir sıra faydalı qazıntı yataqları əlaqədardır. Məsələn, kalsiumlu skarnlar Fe, W, Sn, Cu, Pb, Zn, B, Co, Ni və b. metalların filizləri ilə, albititlər piroxlor, sirkon, torit və nadir torpaq elementləri minerallarının yüksək konsentrasiyası ilə, kvars-çölşpatlı metasomatitlər nadir metalların (Mo və b.) filizləri ilə, qreyzenlər Sn, W, Mo və b. metalların filizləri ilə, törəmə kvarsit metasomatitləri və solfatar argillizitləri Al, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, S kolçedanı və digər metalların filizləri və firuzə ilə, propilitlər Au, Ag, Cu, Pb, Zn və b. metalların filizləri ilə, solfatar argillizit və hidrotermal argillizit metasomatitləri farfor-fayans mineral xammalları, Pb, Zn, Mo, Au, Ag, Hg, Sb, As kimi metalların filizləri və sərbəst kükürd və b. filizlərlə, berezitlər Au, listvenitlər isə Au, Hg və b. metalların filizləri ilə, serpentinitlər Cr, Cu, Co, Ni və b. metalların filizləri ilə, maqnezium mineral xammalı ilə, dolomitləşmiş və silisiumlaşmış əhəngdaşılar (casperoidlər) Pb, Zn, Sb, Hg və b. metalların filizləri ilə müşayiət olunur.

Beləliklə, başlıca metasomatik dəyişilmələr, yaxud metasomatik formasiyalar regional axtarış kriteriləridirsə, metasomatik dəyişilmələrin içərisində prosesin davamı olaraq baş vermiş filizləşməyə qədər, filizləşmə ilə singenetik və filizləşmədən sonrakı filizətrafı metasomatik dəyişilmələr hidrotermal mənşəli filizlərin birbaşa axtarışı istiqamətində müvəffəqiyyətlə istifadə oluna bilər.

ƏDƏBIYYAT

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А. и др. 1979. Особенности распределения вольфрама, молибдена и меди на флангах и глубоких горизонтах Кызылчынгыллинского рудопроявления (юг Малого Кавказа). В сб.: *Опыт и методика геохимических поисков скрытых рудных тел на глубоких горизонтах и флангах рудных месторождений Кавказа.* Ереван. 23-25.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А., КУРБАНОВ, Н.А., САМЕДОВ, М.М. 1980. Об оловоносности скарнового комплекса юго-западного обрамления Мегри-Ордубадского плутона (юг Малого Кавказа). *Доклады АН Азерб.ССР*, 7, 62-65.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А., КУРБАНОВ, Н.А. 1991. Особенности минерального состава и критерии рудоносности скарновых метасоматитов Мегри-Ордубадского плутона (Малый Кавказ). В кн.: *Вопросы минералогии, петрологии и рудных месторождений Азербайджана.* Элм. Баку. 35-59.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А. 1995. Принципы генетико-формационной систематики рудно-метасоматических образований (на примере Малого Кавказа). В сб.: *Материалы I Всероссийского петрографического совещания.* Кн. 4. Уфа. 6-7.

АЗАДАЛИЕВ, Дж.А., КЕРИМОВ, Ф.А. 2006. Рудоносные вторичнокварцитовые формации Ордубадского рудного района юга Малого Кавказа (Нахчыванская АР Азербайджана). Nafta-Press. Баку. 243-280.

АЗАДАЛИЕВ, ДЖ.А.,САМЕДОВ, М.М., КУРБАНОВ, Н.А. 1972. Об упорядочении символов минералов. В сб.: *Материалы научной конференции молодых ученых ИГАНА, посв. 50-летию образования ССР.* Баку. 46-47.

АЛИЕВ, В.И. 1976. Колчеданная рудная формация Малого Кавказа (азербайджанская часть). Автореф. докт. дисс. Баку. 55с.

АЛИЕВ, В.И., АЗАДАЛИЕВ, Дж.А. 1980. Метасоматические формации Араксинской зоны и их металлогенические особенности. *Доклады АН Азерб.ССР*, 12, 58-60.

ЖАРИКОВ, В.А., ОМЕЛЬЯНЕНКО, В.И. 1965. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. В кн.: *Изучение закономерностей размещения минерализации при метасоматических исследованиях.* Недра. Москва. 119-194.

КАШКАЙ, М.А., АЛЛАХВЕРДИЕВ, Ш.И. 1965. Лиственицы, их генезис и классификация. Баку. 143с.

КОРЖИНСКИЙ, Д.С. 1953. Очерк метасоматических процессов. В кн.: *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.* Изд. АН СССР. Москва. 335-456.

СМИРНОВ, С.С. 1947. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений. *Записки Всесоюзного минералогического общества*, 76, 1.

Məqaləyə Azərbaycan MEA-nın müxbir üzvü V.A.Babazadə rəy vermişdir.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© F.H.Dadaşov, A.Y.Kabulova, A.M.Dadaşov, S.M.Bayramova, Y.C.Sevdimova, 2014

ƏLƏT BURNU AKVATORİYASINDA QAZ ÇIXIŞLARI: PAYLANMASI, INTENSİVLİYİ VƏ MƏNŞƏYİ

F.H.Dadaşov, A.Y.Kabulova, A.M.Dadaşov, S.M.Bayramova, Y.C.Sevdimova

AMEA Geologiya və Geofizika İnstitutu
AZ1143, Bakı, H.Cavid prospekti,119

Məqalədə Ələt sahəsinin Xəzər dənizi sahil xətti zolağında, dənizin dərinliyi 40-50 m-dən cox olmayan sahilyanı zolaq boyu aşkar edilmiş qaz çıxışlarının və bu sahənin yaxınlığında yerləşən Bahar və Daşgil palçıq vulkanlarının və Ələt-dəniz neft-qaz yatağı qazlarının kimyəvi və izotop tərkiblərinin müqayisəsi verilmişdir. Rayonun geoloji quruluşuna, qazların kimyəvi və izotop tərkibinin məlumatlarına əsasən müəyyən edilmişdir ki, qaz çıxışlarının qazı məhsuldar qat və palçıq vulkanlarının qazlarına yaxındır.

Azərbaycanın quru qaz çıxışları haqqında məlumatlara qədim ədəbiyyat səhifələrində rast gəlinir.

Hələ I əsrdə ərəb coğrafiyaçı və tarixçisi Məsudi öz əsərlərində yanar qazlar haqqında məlumat vermişdir. XV əsrdə Afanasi Nikitin "Üç dənizə səyahət" əsərində Bakı və Dərbənd yaxınlığındakı quru yanar qaz çıxışlarının olmasını qeyd etmişdir.

Azərbaycanda olan quru qaz çıxışlarından ən güclüsü və möhtəşəmi Bakının yaxınlığında, Suraxanıda yerləşir. XVI əsrdə atəşpərəstlər burada ibadətgah tikmişlər və dünyanın hər yerindən atəşpərəstlər ziyarətə gəlirdilər. XX əsrin əvvəllərinə qədər ziyarətə gələnlər bir neçə gün və hətta illərlə bu yerdə yaşayıb ibadət etmişlər. 1893-cü ildə Azərbaycana səyahət edən alman alimi A.F.Humboldt xalq arasında "Böyük Bakı odları" (Suraxanı) adlanan atəşgahdan fərqli olaraq, Şubani (Abşeron yarımadası) quru qaz çıxışını "Kicik Bakı odları" adlandırmışdır. 1930-cu illərdə Azərbaycanda işləyən S.A.Kovalevski bu qaz çıxışını kaptaj etmiş və ondan gün ərzində 7000 m^3 qaz cıxışını müəyyənləşdirmişdir.

Məhəmmədli kəndi (Abşeron yarımadası) yaxınlığında yerləşən və Yanardağ adlanan quru qaz çıxışı 3-5 m uzunluğunda sahədə catlardan çıxaraq yanır. Çıxış çox füsunkar gözəlliyə malikdir. Bakı küləyi atəşin dillərini ehtizaza gətirdikdə ətrafdan seyr edənləri heyran qoyur. Azərbaycan kinosənətçiləri buranı dəfələrlə lentə almışlar.

Qeyd edilən qaz çıxışlarından başqa, quru qaz çıxışları Böyük Qafqazda (Xınalıq), Lənkəranda (Yanardağ, Separada və Tanqerud), Qax rayonunda qeydə alınmışdır.

Azərbaycanın geoloji quruluşunun hərtərəfli öyrənilməsinə baxmayaraq, yenə də hər hansı bir sahədə dəqiq işlər aparıldığı zaman müəyyən yeniliklərlə rastlaşırıq. Bunlardan biri də Ələt burnu rayonunda aparılan çöl işləri zamanı sahil zolağı boyu rastlaşdığımız qaz çıxışlarıdır. Bu qaz çıxışları sahəsinin geoloji quruluşu, qazların geokimyəvi xüsusiyyətləri təqdim edilən məqalədə öz əksini tapmışdır.

Ələt burnu rayonu Cənubi Xəzər çökəkliyinin şərq hissəsində quruda və akvatoriyada yerləşir.

Ələt tirəsi Qobustanın cənub sərhədi boyunca şimal-qərbdə Bəridaş dərəsindən cənub-şərqə Ələt burnuna qədər 30-35 km uzanır. Bu tirənin şimal-şərq yamacı az meyilli, cənub-qərb yamacı isə dikdir və Küryanı düzənliyə doğru dərin keçilməz yarğanla kəsilmişdir. Tirənin eni cənub-qərb hissədə 2 km-ə yaxındır, şimal-qərbdə isə 4 km-ə çatır (Ализаде и др.,1967).

Ələt tirəsində sıra dağlar Bahar palçıq vulkanı ilə tamamlanır. Tirə ərazisində bir sıra hündürlüklər vardır ki, bunlar da palçıq vulkanları ilə əlaqədardır. Tirə ərazisində Bahar, Daşgil, Göyərçin (Qırdağ), Delyəniz, Qoturdağ, Xırmandalı, Pirsaat palçıq vulkanları yerləşir. Daşgil palçıq vulkanı Delyəniz palçıq vulkanından cənub-qərbdə yerləşir və ondan ensiz yəhərlə ayrılır. Daşgil palçıq vulkanından şərqə doğru relyefin meyilliyi kəskin azalır, nəzərə çarpmayan geniş bəndə çevrilir, şərqə doğru Xəzər dənizinə qədər uzanaraq, Ələt burnunu əmələ gətirir (1-ci a şəkil).

Qeyd etmək lazımdır ki, Ələt tirəsinin oroqrafiyası, ümumiyyətlə, rayonun tektonikası ilə

sıx əlaqədardır. Rayon müsbət relyeflə səciyyələnir. Ələt limanı tikintisinə ayrılan sahə körfəzdə yerləşir və şimalda Ələt, cənubda isə Pirsaat burunları ilə məhdudlaşır. Qeyd edilən qaz çıxışlarının qarşısında, təqribən 4 km məsafədə palçıq vulkanı mənşəli Gil adası yerləşir. Sahildən adaya doğru dənizin dərinliyi tədricən artaraq 3 m-ə, adadan cənuba doğru isə 7 m-ə çatır və daha çox olur (Мирзоев, 1958).

Dənizin dərinlik izoxətləri sahil xətti ilə paraleldir.

Ələt tirəsinin geoloji quruluşunda təbaşir yaşlı çöküntülərdən müasir çöküntülərə qədər çökmə kompleksli süxurlar iştirak edir.

Ələt zonası qalxımlarında məhsuldar qat çöküntüləri geniş yayılmışdır. Əsasən antiklinal qalxımların tağında yer üzərinə çıxır. Məhsuldar qat Ələt dəniz qırışığının tağında 350 m dərinliyə qədər yuyulmuşdur. Ümumi qalınlığı 3800 m-ə qədərdir. Litoloji cəhətdən qumlu-gilli tərkiblidir. Məhsuldar qatın üst şöbəsində V və VII horizontlar ayrılır. VII horizont əsas istismar obyektidir.

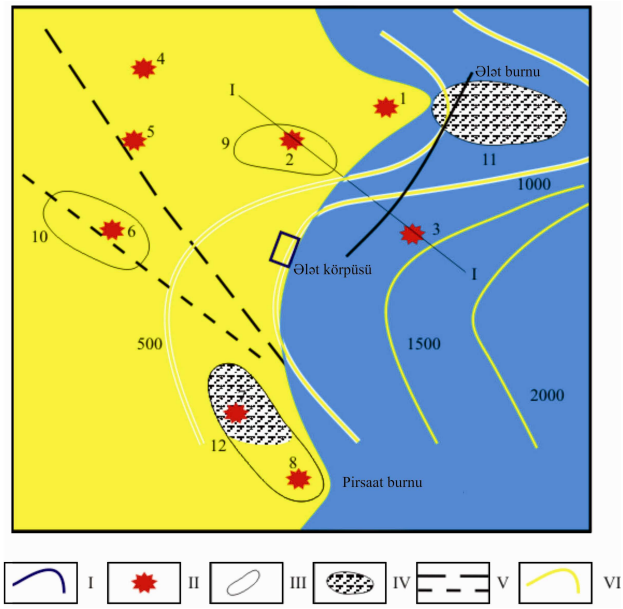
Ələt burnu və ona yaxın sahələrin quruluşu mulda şəklində təsəvvür edilir (1-ci a şəkil). Bu mulda antiklinal qalxımlarla məhdudlaşır. Şimalda bu mulda Daşgil və Ələt-dəniz strukturları ilə təmsil edilən Ələt qalxımlar zonasının davamıdır.

Bu zona həm müasir və həm də qədim geoloji zamanda müxtəlif geoloji səviyyələrdə sinklinal körfəzin mövcudluğu ilə səciyyələnir. Bu, məhsuldar qatın (aşağı pliosen) səthinə görə struktur xəritədə öz əksini tapmışdır. 1-ci şəkildə qeyd edilən çöküntülərin yatım dərinliyinin quruda 500 m-dən, akvatoriyada 2000 m-dək və daha çox dəyişməsi göstərilmişdir. Dərinliyin dəyişməsi ardıcıllıqla şimaldan cənuba, qərbdən cənub-qərbə və cənub-qərbdən şimal-şərqə doğru qeyd edilir ki, bu da müasir körfəzin konturuna uyğun gəlir. Əlavə etmək lazımdır ki, analoji xüsusiyyət dördüncü dövr abşeron çöküntüləri və məhsuldar qatın qalınlıqlar xəritəsində də qeyd edilir. Ümumi geoloji təsəvvürlər əsasında quruda qazılan quyulardan alınan məlumatları izləyərək, miosen-paleogen çöküntülərinin cənub-şərq istiqamətində qalınlığının artması qeyd edilir.

Qeyd edilən körfəz palçıq vulkanları ilə haşiyələnir (1-ci a şəkil). Şimal bortunda Bahar, Daşgil, qərbdə Göyərçin, Delyəniz, Qoturdağ və cənub-qərbdə Xırmandalı və Hamamdağ palçıq vulkanları yerləşir. Dəniz akvatorial hissədə Gil palçıq vulkanı yerləşir və bunun da xüsusiyyəti ondan ibarətdir ki, antropogen-pliosen çöküntülərinə görə o, sinklinal çökəyə aid edilir (1-ci b şəkil).

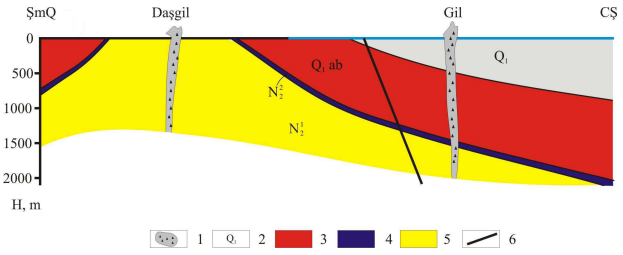
Gil palçıq vulkanının belə geoloji quruluşu güman etməyə imkan verir deyək ki, o, məhsuldar qatdan altda yatan böyük dərinliklərdəki antiklinal struktur ilə əlaqədardır. Bu fikir Sanqaçal strukturunun uzaq cənub qanadında yerləşən quyularda miosen çöküntülərindən neft axımının olması ilə də təsdiq edilir. Başqa bir tərəfdən, palçıq vulkanının belə təzahürü bu rayonda antropogen-pliosen çöküntülərinin yüksəkkeçiricilikli olmasını qeyd etməyə imkan verir.

Qeyd edilən mulda və struktur qalxımlar qırılmalarla mürəkkəbləşmişdir. Muldanın cənub-qərb bortunu mürəkkəbləşdirən dərinlik qırılması regional Lənqəbiz-Ələt qırılması ilə birləşir (Ахмедов, 1957).



1-ci a şəkil. Ələt burnu rayonunun geoloji xüsusiyyətləri

Şərti işarələr: I – dəniz sahil xətti; II – palçıq vulkanları: 1 – Bahar, 2 – Daşgil, 3 – Gil, 4 – Göyərçin (Qırdağ), 5 – Delyəniz, 6 – Qoturdağ, 7 – Xırmandalı, 8 – Pirsaat; III – Antiklinal strukturlar: 9 –Daşgil, 10 – Qoturdağ, 11 – Ələt-dəniz, 12 – Pirsaat; IV– neft yataqları; V – qırılmalar; VI –məhsuldar qatın tavanına görə struktur



1-ci b şəkil. Ələt burnunun profili, I-I

1 – palçıq vulkanı brekçiyası; 2 – dördüncü dövr çöküntüləri; 3 – abşeron mərtəbəsi çöküntüləri; 4 – akçaqıl mərtəbəsi çöküntüləri; 5 – məhsuldar qat çöküntüləri; 6 – tektonik qırılma

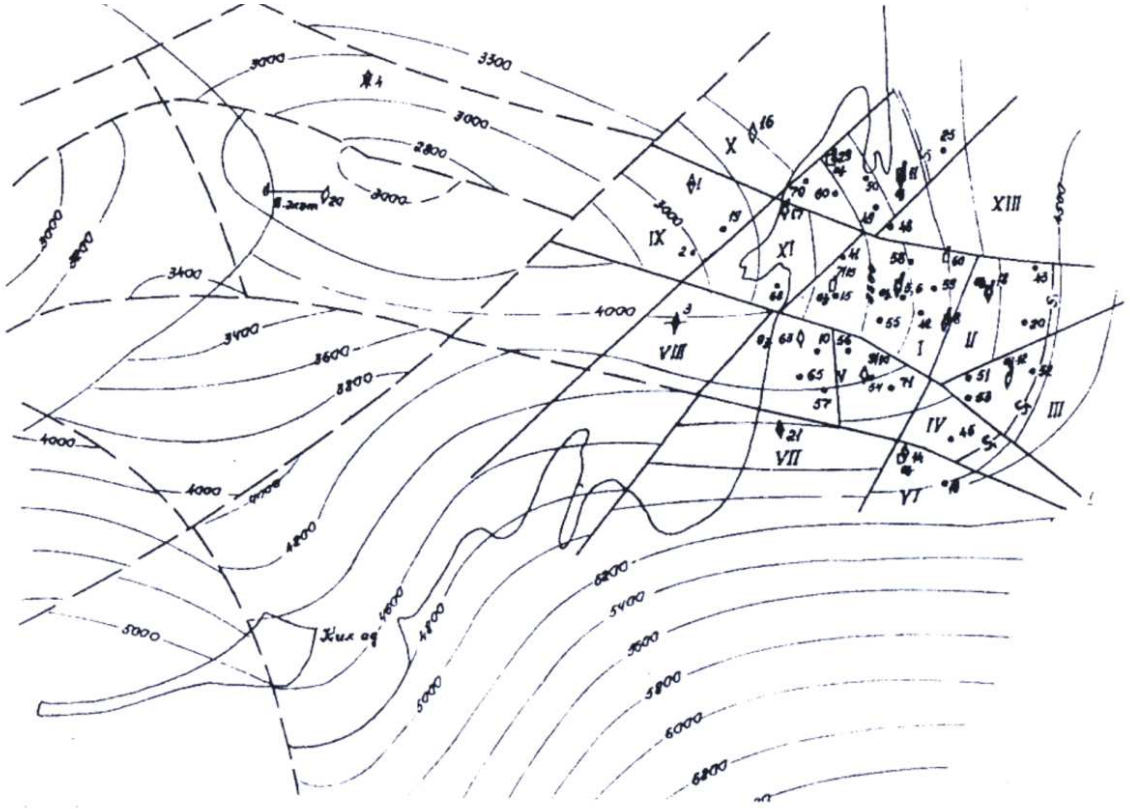
Ələt burnundan şimala doğru Ələt-dəniz neft yatağı yerləşir. Eyniadlı struktura aid edilən yataq eninə və uzununa pozulmalarla mürəkkəbləşmişdir (2-ci şəkil).

Strukturun tağ hissəsində qeyd edilən uzununa qırılmadan başqa, strukturu bir neçə bloka ayıran, şimal-şərq – cənub-qərb istiqamətində uzanan eninə qırılmalar da qeyd edilir. Ən çox uzunluğu olan eninə qırılma cənub-qərbə doğru uzanaraq, Gil adası ilə dənizin sahili arasında yerləşir (Süleymanov və b., 2000). Bu pozulmaya əsasən tədqiq etdiyimiz Ələt sahəsinin təbii qaz təzahürü öz xüsusiyyətinə görə tektonik pozulmalarla əlaqədar olan Mollakənd yaxınlığındakı Yanardağ və Şabandağ kəndi yaxınlığındakı Atəşgah qaz təzahürlərü ilə muqayisə edilə bilər. Ələt sahəsinin qaz təzahürü onlardan xeyli, yəni 200 m-dən artıq uzunluğu ilə fərqlənir. Bu qaz çıxışlarının özəlliyi ondan ibarətdir ki, dənizin dibindən çox aydın şəkildə çoxlu miqdarda nöqtələrdən fasiləsiz qaz qovurcuğu ayrılır. Onun eninin 5-7 m, bəzən metrdən az olması da tektonik pozulma ilə əlaqədar olduğunu sübut edir. İnkar etmək olmaz ki, Ələt-dəniz yatağının şərq hissəsində yerləşən eninə tektonik pozulma da cənub istiqamətində Gil adasının şərqinə doğru davam edir.

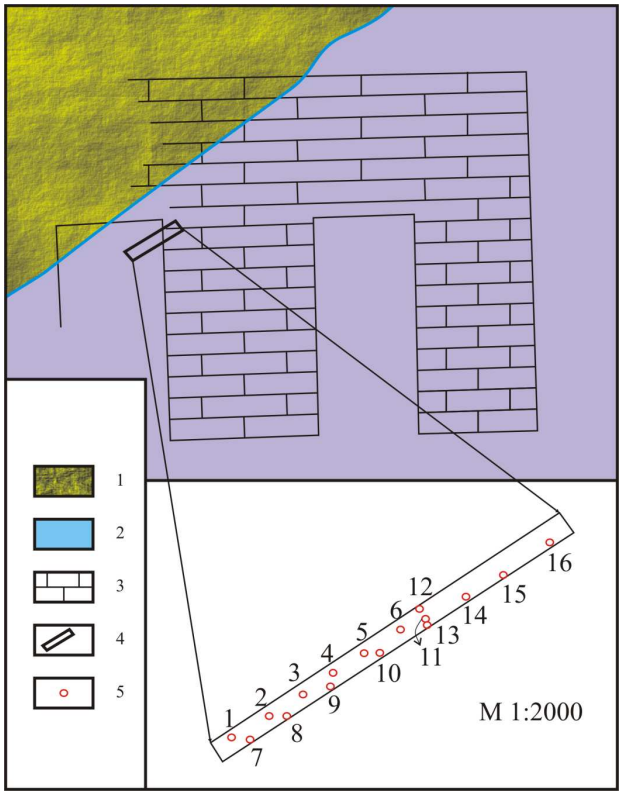
Ələt burnu ərazisinin sahil xətti zolağında aşkar edilmiş qaz cıxışları dənizin dərinliyi 40-50 sm-dən cox olmayaraq, sahilyanı xətti boyu azimutu 230-240^0 olan zolaq şəklində uzanır. Qaz cıxışlarının uzunluğu 200 m və eni 5-7 m-dir.

1400 m^2 sahədə hər 5 m-dən, eni 7 m olmaqla (35 m^2-də), təqribən 15 qaz çıxışı müəyyən edilmişdir, yəni 1400 m^2 sahədən 600 qaz çıxışı qeyd edilmişdir. Qaz çıxışlarından 2 əsas uzununa və bir eninə profillər üzrə 16 yerdən, bir sıra nümunələri təkrarən götürmək şərti ilə, 35 qaz nümunələri götürülmüşdür (3-cü şəkil).

Birinci profildə 6 nöqtə (1-6 №-lər), ikinci profildə 8 nöqtə (7-16 №-lər) işlənmişdir. En istiqamətində qaz təzahürlərinin xarakterini öyrənmək məqsəd ilə 11 saylı nöqtədən sağa və sola 2 nümunə (12, 13) götürülmüşdür ki, bunlar da III profilin məlumatlarını təşkil edir. Hər bir nöqtədən qaz nümunələri götürülərək, onların debitləri ölçülmüşdür (1-ci cədvəl). Ayrı-ayrı mənbələrin debitləri biri-birindən fərqlənir. Qazın debitinin minimal qiyməti 0,056 m^3/gün 10-cu nöqtədə, maksimal miqdarı isə 1,838 m^3/gün 3-cü nöqtədə qeydə alınmışdır.



2-ci şəkil. VII horizontun tavanına görə "Ələt-dəniz" yatagının struktur xəritəsi



3-cü şəkil. Ələt burnu akvatoriyasının qaz çıxışları
Şərti işarələr: 1 – quru; 2 – dəniz; 3 – liman qurğuları; 4 – qaz çıxışlarının ümumi sahəsi; 5– nümunə götürülən nöqtələr

Qaz çıxışlarının debitləri bir gün və bir il üçün hesablanmışdır. Bu hesablamalar həm bütövlükdə 35 ölçü üçün və həm də hər nöqtənin orta qiymətləri üçün hesablanmışdır (1-ci cədvəl). Bir gün üzrə qazın debiti 0,06 m^3-dən 1,84 m^3-ə qədər dəyişir, orta hesabla qazın gündəlik debiti 0,61 m^3-dir. Bir gündə 600 qaz çıxışından orta hesabla 366 m^3 qaz çıxır. Bir il ərzində debit 21,9 m^3-dən 671,6 m^3 arasında dəyişir. Qazın bir ildə bir mənbəyinin debiti 225,8 m^3-dir. Orta hesabla 600 qaz çıxışından bir ildə 135486 m^3 qaz çıxır.

Ələt burnu akvatoriyasının qaz təzahürlərinin qazının kimyəvi və izotop tərkibi müəyyən maraq kəsb edir.

Tədqiqat aparılan sahədən götürülmüş qaz nümunələri laboratoriya şəraitində xromatoqraflarda analiz edilmişdir. Analizin nəticələrinə görə, qazın tərkibində metan, azot, karbon qazı və az miqdarda ağır karbohidrogenlər iştirak edir (1-ci cədvəl). Qazın əsas tərkibi olan metanın miqdarı 97,24%-lə 99,52% arasında dəyişir, orta qiymət 98,72%-dir, N_2 miqdarı 0,36%-dən 2,67%-ə qədərdir, orta qiymət 1,13%-dir, CO_2-nin miqdarı isə 0,055%-dən 0,27%-ə qədər dəyişir, orta qiymət 0,15%-dir. Qazın tərkibində ağır karbohidrogenlərdən etan və propan vardır. Etanın qiyməti 0,005%-dən 0,008%-ə qədər dəyişir, orta qiymət 0,006%-dir, propan isə xromatoqramda izlər şəklində qeyd olunur, ancaq bir nümunədə propanın miqdarı 0,0052%-dir. Daha ağır karbohidrogenlər və kükürd qazı yoxdur.

1-ci cədvəl

Ələt rayonunun təbii qaz təzahürləri qazlarının debiti və kimyəvi tərkibi

Sıra № №	Debit		Qazın kimyəvi tərkibi, %-lə		
	m^3/gün	m^3/il	CH_4	CO_2	N_2
1	0,098	35,96	98,47	0,06	1,37
2	0,92	335,480	98,61	0,24	1,15
3	1,84	671,60	99,07	0,15	0,78
4	0,97	354,480	99,16	0,27	0,57
5	0,63	229,95	98,61	0,24	1,15
6	0,26	94,90	99,38	0,26	0,36
7	0,69	251,85	98,81	0,12	1,07
8	0,82	297,55	99,21	0,14	0,67
9	1,1	401,50	97,45	0,26	2,29
10	0,06	21,90	99,52	0,06	0,46
11	1,12	408,80	97,64	0,055	2,3
12	0,40	146,0	99,31	0,14	0,55
13	0,20	73,0	97,24	0,097	2,67
14	0,21	76,65	99,52	0,12	0,36
15	0,46	167,90	98,77	0,08	1,15
16	0,13	47,45	98,78	0,07	1,15
Orta qiymət	0,61	225,81	98,72	0,15	1,13

Əldə edilmiş qaz geokimyəvi məlumatlar Azərbaycanın təbii qazlarının kimyəvi tərkibinin bank məlumatlarındakı analoji materialları ilə müqayisə edilmişdir. Bu məlumatlar neft, qaz-kondensat, qaz yataqları, təbii qaz çıxışları, palçıq vulkanları qazları, qazhidratlar və s. ilə əlaqədardır. Qeyd edilən obyektlər üzrə 4000 m^3-dən artıq qazın kimyəvi analizlərinin nəticələri vardır.

2-ci cədvəldə neft, qaz-kondensat, qaz yataqlarının və palçıq vulkanlarının qaz tərkibinin məlumatları verilmişdir.

Ələt burnu akvatoriyasındakı qaz təzahürləri qazının kimyəvi tərkibində metanın 97,24-99,52% və karbon qazının 0,05-0,26% hüdudunda olması onları cədvəldə qeyd edilən məlumatlara əsasən qaz-kondensat və qaz yataqları ilə müqayisə etməyə imkan verir. Ələt burnu akvatoriyasındakı qaz çıxışlarında metanın homoloqlarının 0,01%-dən az olması isə onun palçıq vulkanlarının qazlarındakı agır karbohidrogenlərin cəminin orta qiymətinə uyğun olmasını göstərir.

2-ci cədvəl

Neft, qaz-kondensat, qaz yataqları və palçıq vulkanlarının qaz tərkibi

Obyektlərin adı	Kimyəvi tərkib, həcm %-lə								
	Metan			Ağır karbohidrogenlər			Karbon qazı		
	max	min	orta	max	min	orta	max	min	orta
Neft yataqları	97,0	60,0	88,0	26,0	0,9	8,0	20,0	0,1	4,2
Qaz-kondensat yataqları	98,0	87,5	93,0	10,0	0,5	5,5	0,7	0,04	0,4
Qaz yataqları	99,0	93,0	97,0	5,0	0,1	2,2	1,4	0,5	0,25
Palçıq vulkanları	99,0	88,0	95,0	7,0	0,0	0,9	12,5	0,02	1,8

3-cü cədvəl

Ələt-dəniz neft yatağında məhsuldar qatın VII horizontunun və Bahar, Daşgil palçıq vulkanlarının qaz tərkibi

Obyektlərin adı	Analizlərin miqdarı	Qazın tərkibi, həcm %-lə		
		CH_4	$AK\sum$	CO_2
	Ələt-dəniz neft yatağı məhsuldar qatının VII horizontu			
Ələt-dəniz	5	$\frac{84,0-94,0}{93,0}$	$\frac{5,6-8,3}{6,3}$	$\frac{0,14-0,24}{0,17}$
	Palçıq vulkanları			
Bahar	21	$\frac{90,99-99,2}{96,6}$	$\frac{0,0-1,9}{0,24}$	$\frac{0,2-7,8}{1,07}$
Daşgil	34	$\frac{93,0-99,9}{97,2}$	$\frac{0,0-0,7}{0,09}$	$\frac{0,05-5,2}{0,85}$

Azərbaycanın karbohidrogen qazlarına aid məlumatlarla yanaşı, Ələt burnu akvatoriyası ilə birbaşa əlaqədar olan və ondan bir neçə kilometr şimal-şərqdə yerləşən Ələt-dəniz neft yatağının məhsuldar qatının VII horizontundan (3-cü cədvəl) 3000-4000 m dərinlikdən götürülmüş qaz nümunələrinin analizinin nəticələri və Ələt burnu akvatoriyasındakı qaz çıxışları sahəsindən şimalda yerləşən Bahar və Daşgil palçıq vulkanları qazının kimyəvi tərkibi ilə müqayisə edilmişdir. Ələt burnu sahil zolağı boyu təbii qaz təzahürlərinin qaz tərkibi metana və karbon qazına görə Ələt- dəniz yatağının qaz tərkibinə yaxındır və ancaq metanın homoloqlarına görə fərqlənir. Cədvəldən göründüyü kimi, qazların miqdari hüdudlarına görə bir-birinə uyğundur. Lakin Ələt burnu akvatoriyasının qaz təzahüründə metan, agır karbohidrogenlər və karbon qazının orta qiymətləri palçıq vulkanları qazlarının tərkibinin eyni parametrlərindən az olduğu görünür.

1964-cü ildə Gil adasında qazılmış 2 saylı krelius quyusundan abşeron mərtəbəsinin alt hissəsindən götürülmüş qaz nümunəsinin tərkibi 93,5% metandan, 0,63% agır karbohidrogenlərdən və 0,51% karbon qazından ibarət olmuşdur. Bu qaz tərkibi, əvvəl qeyd edilən kimi, metana və karbon qazına görə Ələt burnu akvatoriyasındakı qaz çıxışlarının qaz tərkibinə uyğun gəlir. Öncə qeyd edilənlərdən fərqli olaraq o, metanın homoloqlarının miqdarının az olması ilə səciyyələnir ki, bu da öyrənilən təbii çıxışın qaz tərkibinə uyğundur.

Karbohidrogen qazlarının genetik xüsusiyyətlərini öyrənmək üçün ayrı-ayrı komponentlərin, əsasən metanın və onun homoloqlarının, həmçinin karbon qazının tərkibində olan karbonun izotop tərkibinin tədqiqi böyük rol oynayır. Bu barədə bir çox elmi işlər dərc edilmişdir. Bu işlərdə karbohidrogenlərin təbiətinin müxtəlif aspektləri, karbohidrogen yataqlarının əmələ gəlməsi, neft-qazlılığın proqnozlaşdırılması və bir sıra məsələlər araşdırılmışdır. Aparılan işlərin nəticəsində Azərbaycanda 300-dən artıq izotop analizləri toplanmışdır.

Bu materiallar neft-qaz yataqlarının, palçıq vulkanlarının, qazhidratların, dəniz dibi çöküntülərinin və s. qazların izotop tərkibinin müxtəlif olmasını müəyyən etməyə imkan verir.

Ələt burnu akvatoriyasının təbii qazlarının kimyəvi tərkibini öyrənməklə bərabər, onların izotop tərkibi də 4, 5, 11, 14 və 15-ci nöqtələrdən götürülmüş 5 nümunədə təyin edilmişdir. İzotop analizlər Ümumirusiya Geologiya İnstitutunda (Sankt-Peterburq) geologiya-mineralogiya elmləri doktoru, professor E.M. Prosolovun rəhbərlik etdiyi laboratoriyada təyin edilmişdir (4-cü cədvəl). Cədvəldən göründüyü kimi, əsasən metanın və karbon qazının karbonunun izotopu təyin edilmişdir. Belə ki, metan karbonunun izotopu (CH_4) -40,1– -38,5‰ arasında dəyişir, orta qiymət – 39,5‰, karbon qazının izotopunun qiyməti isə – 14,0-11,2‰ arasında dəyişir, orta qiymət – 12,6‰-dir.

4-cü cədvəldə müxtəlif obyektlərdə metanın və karbon qazının karbonunun izotop qiymətlərinin hüdudları və orta qiymətləri verilmişdir. Bu qiymətlər dəniz dibi çöküntülərinin və tədqiq edilən Ələt burnu akvatoriyasındakı qaz çıxışlarının qazları arasında kəskin fərq olduğunu göstərir.

4-cü cədvəl

Müxtəlif obyektlərin qazlarının izotop tərkibi

Obyektlərin adı	Qazın izotop tərkibi, ‰-lə	
	$\delta^{13}C_{CH4}$	$\delta^{13}C_{CO2}$
Neft yataqları	$\frac{-60,3 \div -34,5}{-45,4}$	$\frac{-18,7 \div +21,5}{+5,0}$
Qaz-kondensat yataqaları	$\frac{-56,7 \div -37,5}{-42,8}$	$\frac{-13,2 \div -8,1}{-10,0}$
Palçıq vulkanları	$\frac{-61,2 \div -36,1}{-46,2}$	$\frac{-44,9 \div +23,4}{-7,9}$
Dəniz dibi çöküntüləri	$\frac{-109,1 \div -71,1}{-79,9}$	–
Ələt burnu qaz çıxışları	$\frac{-40,1 \div -38,5}{-39,5}$	$\frac{-14,0 \div -11,2}{-12,6}$

Qeyd edilən məlumatlar dəniz dibi çöküntülərinin qaz ilə əlaqədar olmamasını dəqiq təsdiq etməyə imkan verir. Dəniz dibi çöküntülərinin qazları arasında CH_4 çox kiçik qiymətlə, yəni 109,1‰ ilə səciyyələnir. Cədvəldə göstərilən 71,1‰ qiyməti isə, yəqin ki, aşağıdan gələn neft mənşəli axınla əlaqədardır.

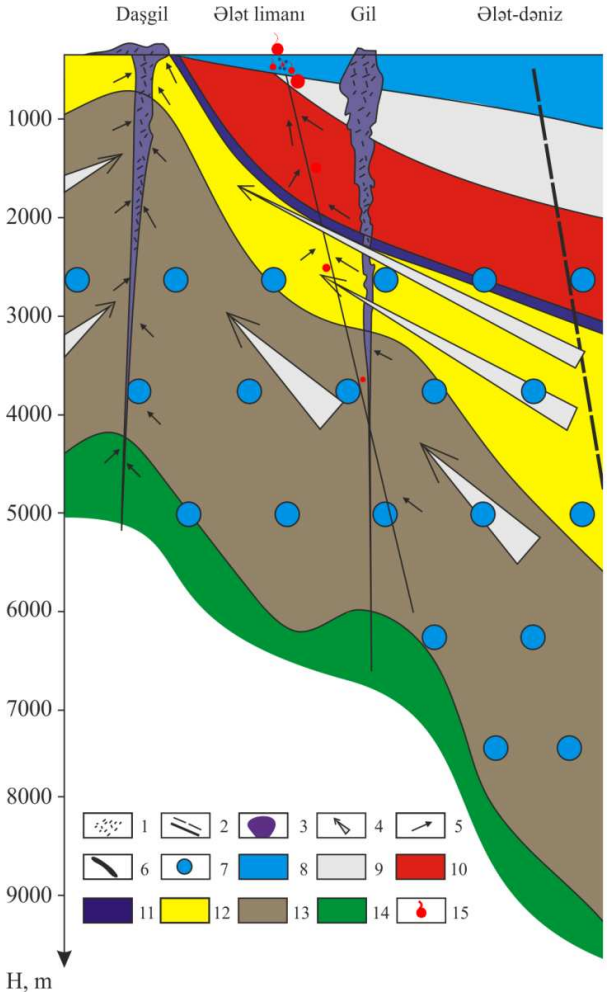
Ələt burnu sahil zolağı boyu qaz təzahürlərinin qazı metana (CH_4) görə neft-qaz, qaz-kondensat yataqlarının, palçıq vulkanlarının analoji izotopunun aşağı qiymətləri ilə müqayisə edilə bilər.

M.Şoell (1983) dünyanın bir çox neft-qaz rayonlarının izotop məlumatlarına əsasən genetik təsnifat hazırlamışdır. Bu təsnifata əsasən, Ələt rayonu sahil zolağı boyu qaz təzahürünün qazındakı metanın izotop məlumatlarına görə, onlar qazəmələgəlmənin baş fazasının yuxarısına uyğun olaraq, qaz-kondensat yataqlarının qazları ilə əlaqədardır.

Karbohidrogenlərin genezisi və miqrasiyası haqqında nəzəri təsəvvürlərə əsaslanaraq Ələt burnu akvatoriyasının təbii qaz çıxışlarını modelləşdirməyə cəhd edilmişdir (4-cü şəkil). Paleogeoloji quruluş nöqteyinəzərdən Ələt burnu rayonu məhsuldar qat çöküntülərinin toplanma zamanından başlayaraq, öz konturlarına görə, Ələt və Pirsaat burunları arasında yerləşən müasir körfəzin konturlarına uyğun gələn körfəz olmuşdur. O, şimalda Ələt qalxımlar zonası ilə məhdudlaşaraq Aşağı Kür çökəkliyinin kənar şimal-şərq hissəsində yerləşir. Körfəz şimali-şərqdə Cənubi Xəzər çökəkliyinin enmə zonalarına doğru açılır. Bu zonada 2000-3000 m və daha artıq dərinliklərdə karbohidrogenlərin generasiyası baş verirdi. Əmələ gələn karbohidrogen qazları, əsasən, şimal-şərq istiqamətində miqrasiya olunur. Yuxarı qalxmış lay süxurlarına yaxınlaşanda əsas istiqamətlə bərabər, şimal-qərb və cənub-qərb istiqamətində miqrasiya qeyd edilir.

Miqrasiya olunan karbohidrogen qazlar Bahar və Ələt-dəniz strukturlarını ayıran tektonik pozulmaya çatdıqda regional, lateral miqrasiyadan ən az müqavimətli yol ilə çatlar boyu lokal yerli şaquli miqrasiyaya keçir. Ələt-dəniz yatağının neftli hissəsindəki oxşar pozulmalara əsasən, demək olar ki, qeyd edilən pozulmalar məhsuldar qatın Balaxanı dəstəsi çökdükdən sonra əmələ gəlmişdir.

İnkar etmək olmaz ki, qeyd edilən pozulmalar böyük dərinliklərə, hətta miosen çöküntülərinə qədər davam edərək, orada Gil palçıq vulkanının boğazı ilə kəsişir. Təqdim edilən məlumatlar güman etməyə imkan verir deyək ki, Ələt burnu akvatoriyasındakı qaz çıxışları məhsuldar qatdan, miosen çöküntülərindən və palçıq vulkanının boğazından miqrasiya olunan qazların hesabına qidalanır. Daşgil-Ələt burnunda Gil palçıq vulkanı profili üzrə qazın debitini müqayisə etdikdə onların tədricən azalması qeyd edilir.



4-cü şəkil. Ələt burnu akvatoriyasındakı qaz təzahürünün geoloji-geokimyəvi modeli

Şərti işarələr: 1 – sopka brekçiyası; 2 – tektonik qırılma; 3 – palçıq vulkanı; 4 – qazların regional miqrasiyası; 5 – qazların lokal miqrasiyası; 6 – neft yatağı; 7 – karbohidrogen qazlarının generasiya zonası; 8 – dəniz; 9 – antropogen; 10 – abşeron regiomərtəbəsi; II – akçaqıl regiomərtəbəsi; 12 – məhsuldar qat; 13 – miosen-paleogen; 14 – mezozoy; 15 – qaz qovurcuqları

Əgər Daşgil palçıq vulkanında gün ərzində debit 50000 m^3-ə, Ələt burnu akvatoriyasındakı qaz çıxışlarından isə ≈ 400 m^3-ə çatırsa, Gil palçıq vulkanında qaz təzahürü yoxdur. Gil palçıq vulkanının boğazı sopka brekçiyası ilə dolmuşdur ki, bu da miqrasiya olunan qazlara əks-təzyiq göstərir. Ələt burnu akvatoriyasında qaz təzahürlərinin qazları, kimyəvi tərkibinə görə palçıq vulkanları və Ələt-dəniz yatağının qazlarından metanın yüksək qiyməti, karbon qazı və metanın homoloqlarının aşağı qiymətlərinə görə fərqlənirlər. Qazın belə tərkibi onun pozulma boyu miqrasiyasının nəticəsində formalaşa bilər. Məhsuldar qat və miosen çöküntülərindən miqrasiya olunan təbii qazın tek-

tonik pozulmanı təşkil edən süxurlarla təması daha ağır karbohidrogenlərin sorbsiyasına səbəb olur. Sonunculara metanın homoloqlarını və karbon qazını aid etmək olar. Bu proseslə əlaqədar olaraq metanın konsentrasiyası artır və qalan komponentlərin miqdarı azalır.

Metanın izotopunun tərkibinə görə neft-qaz yataqlarının və palçıq vulkanlarının qazları diagenetik qazlara və neft əmələgəlmənin baş fazasına, qaz əmələgəlmənin isə aşağı və yuxarı baş fazalarına aid edilir. Tədqiq edilən obyektlərin palçıq vulkanları Daşgil, Bahar və Ələt-dəniz neft yatağının karbohidrogen qazları neft əmələgəlmənin baş fazası ilə qaz əmələgəlmənin yuxarı baş fazasını birləşdirən zonaya aid edilir.

Ələt burnu ərazisində sahil zolağı boyu qaz təzahürləri qaz əmələgəlmənin baş fazasına və qaz kondensatlarının formalaşması zonasına aid edilir.

ƏDƏBIYYAT

SÜLEYMANOV, Ş.A., ORUCOV, B.Z., MEHDIYEV, İ.A. 2000. "Ələt-dəniz" neft-qaz yatağının geologiyası, perspektivliyi və işlənməsi məsələləri. Bakı.

SCHOELL, M. 1980. Genetic characterization of natural gases. *The american association of petrolium geologists bulletin*, 67, 2225-2238.

АЛИЗАДЕ, А.А. и др. 1967. Геология и нефтегазоносность Алятской гряды. Азгосиздат. Баку.

АХМЕДОВ, Г.А. 1957. Геология и нефтегазоносность Кобустана. Азнефтеиздат. 289с.

МИРЗОЕВ, М.Н. 1958. К тектонике юго-восточной части Алятской гряды. *Нефть и газ,* 6. 11-16.

Məqaləyə Azərbaycan MEA-nın müxbir üzvü Ə.Ə.Feyzullayev rəy vermişdir.

ТЕОРИЯ И ПРАКТИКА РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА

© А.М.Кулиев, Р.М.Эфендиев, Б.З.Казымов, 2014

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОКАЗАТЕЛЕЙ РАЗРАБОТКИ ГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ С УЧЕТОМ ПОЛЗУЧЕСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

А.М.Кулиев, Р.М.Эфендиев, Б.З.Казымов

Институт геологии и геофизики НАН Азербайджана,
Az1143, Баку, просп. Г.Джавида, 119

В статье с использованием уравнения материального баланса, связи между пористостью и давлением в пластах с ползучей средой, а также формулы для расчета дебита скважины с учетом реальных свойств газа предложена методика определения показателей разработки газового месторождения в режиме истощения при различных технологических условиях. На основе предложенного метода для заданного отбора газа из месторождения определены изменения во времени дебитов и потребного количества скважин, пластовых и забойных давлений, а также пористости продуктивного пласта. В результате проведенных для гипотетической залежи расчетов установлено, что в газовых месторождениях ползучая деформация горных пород по сравнению с нелинейно-упругой деформацией замедляет снижение пластового давления, а также приводит к изменению пористости в больших пределах и к уменьшению потребного количества скважин для обеспечения заданной динамики добычи газа.

Изучение изменения основных показателей разработки газовых месторождений при естественных режимах разработки представляет большой практический интерес для познания механизмов газоотдачи и влияния различных геолого-физических факторов на эффективность процесса добычи газа. Известно, что показатели разработки газовых месторождений могут определяться путем интегрирования дифференциального уравнения нестационарной фильтрации газа в залежах с различными коллекторами при соответствующих граничных условиях.

Дифференциальное уравнение, описывающее процесс неустановившейся двумерной фильтрации реального газа в неоднородной по коллекторским свойствам деформируемой пористой среде, записывается в виде (Закиров, 1998):

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[\frac{k(x,y,P)h(x,y)}{\mu(P)z(P)}\frac{\partial P^2}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[\frac{k(x,y,P)h(x,y)}{\mu(P)z(P)}\frac{\partial P^2}{\partial y}\right]=$$

$$=2h(x,y)\frac{\partial}{\partial t}\left[\frac{P\cdot\alpha(x,y,P)m(x,y,P)}{z(P)}\right], \qquad (1)$$

где k,α,m,h – соответственно коэффициенты проницаемости, газонасыщенности, пористости и эффективная толщина пласта; P – давление пласта в точке (x,y) в момент t; μ,z – соответственно коэффициенты динамической вязкости и сверхсжимаемости газа при давлении P.

Так как уравнение (1) представляет собой нелинейное уравнение в частных производных, то оно не имеет точных аналитических решений. Интегрирование его возможно в случае применения тех или иных методов линеаризации или на основе численных алгоритмов с использованием ЭВМ.

При линеаризации нелинейное уравнение (1) упрощается, что позволяет находить его аналитическое решение для разных краевых условий. Ясно, что решения линейного уравнения будут приближенными относительно исходного нелинейного уравнения, погрешности таких решений можно оценить путем сравнения приближенного решения с решением на ЭВМ исходного уравнения. Тогда устанавливаются области применимости соответствующих аналитических решений.

Результаты применения ЭВМ при решении прикладных задач прогнозирования, регулирования и оптимизации процесса разработки газовых месторождений обобщены в работе (Закиров и др., 1984).

С применением известного метода последовательной смены стационарных состояний (ПССС) в работе (Закиров, 1998) решен ряд задач по определению показателей разработки газового месторождения при газовом режиме. Теоретическое обоснование применимости метода ПССС к проектированию разработки месторождений с недеформируемой средой дано в работе (Лапук, 1948). Определение показателей разработки газового месторождения при газовом режиме на основе метода смены стационарных состояний базируется на использовании уравнения притока газа к средней скважине. Такая скважина характеризуется усредненным удельным объемом дренирования, средневзвешенное пластовое давление в котором практически равно давлению на границе этого удельного объема.

Следует отметить, что при решении вышеуказанных и ряда задач по определению показателей разработки в основном предполагалось, что в процессе разработки коллектор пласта не деформируется или наблюдается упругая деформация, при которой при восстановлении давления скелет пласта достигает первоначальной структуры.

Опыт разработки газовых месторождений, приуроченных к большим глубинам, указывает на необходимость учета в прогнозных расчетах необратимой деформации продуктивных коллекторов. Известно, что разработка месторождений природных газов при газовом режиме сопровождается падением пластового давления, а это приводит к деформации пласта. Проведенные ранее экспериментальные и теоретические исследования свидетельствуют, что при снижении пластового давления наблюдается отклонение деформации горных пород от классического упругого закона. На основе этих исследований была установлена важность учета проявления релаксационного и ползучего механизмов деформации горных пород при снижении пластового давления (Желтов, 1986; Мирзаджанзаде и др., 1987; Молокович, Осипов, 1987; Реппенейт, 1975).

Вопросы определения основных показателей разработки газовых месторождений с учетом релаксации горных пород в процессе разработки рассмотрены в работе (Кулиев и др., 2009).

В настоящей работе предлагается методика определения показателей разработки газовых месторождений с ползучей пористой средой.

Известно, что к показателям разработки газовых месторождений относится множество параметров. В данной же работе приводится методика определения динамики изменения дебитов скважин и потребного количества скважин на разработку, а также изменения во времени пластового, забойного давления и пористости продуктивного пласта.

Предполагается, что заданы зависимость изменения во времени отбора газа $Q = Q(t)$ из месторождения и величина запасов газа $\Omega_{зап}$ месторождения с ползучей средой, эксплуатируемой равномерной сеткой скважин. Требуется определить изменения во времени среднего пластового давления, дебита и забойного давления скважин, потребного количества скважин, а также коэффициента пористости пласта.

Определение искомых показателей разработки газового месторождения с ползучей средой возможно совместным решением следующих уравнений: уравнения материального баланса для газовой залежи с ползучей средой; уравнения технологического режима эксплуатации скважин; уравнения связи потребного количества скважин с отбором газа из месторождений и дебитом скважин; уравнения притока газа к скважине, а также зависимости изменения пористости от давления в залежи с ползучей средой.

После линеаризации дифференциального уравнения (1) применительно к радиальной установившейся фильтрации в работе (Абасов и др., 1972) для дебита скважины при заданной депрессии получено следующее решение:

$$q_г = A\left(\frac{\overline{P}_k}{\overline{\mu}_г(\overline{P}_k)\overline{z}(\overline{P}_k)} + \frac{\overline{P}_c}{\overline{\mu}_г(\overline{P}_c)\overline{z}(\overline{P}_c)}\right)\left(\overline{P}_k - \overline{P}_c\right), \quad (2)$$

где

$$A = \frac{\pi k h \beta P_0^2}{\mu_{г0} z_0 P_{am}\left(\ln\frac{r_k}{r_c} - \frac{1}{2}\right)}; \overline{P}_k = \frac{P_k}{P_0}; \overline{P}_c = \frac{P_c}{P_0};$$

$$\overline{\mu}_г = \frac{\mu_г}{\mu_{г0}}; \overline{z}_г = \frac{z}{z_0}.$$

P_k и P_c – соответственно давления на границе удельного объема дренирования и на забое скважин; P_0 – начальное пластовое давление; k – проницаемость пласта; h – толщина пласта; β – температурная поправка для газа; $\mu_г$ – вязкость газа в пластовых условиях; $\mu_{г0}$ – вязкость

газа при начальном пластовом давлении; z и z_0 – соответственно коэффициенты сверхсжимаемости при текущем и начальном пластовом давлении; P_{am} – атмосферное давление; r_k и r_c – соответственно радиусы области дренирования и скважины.

Учитывая, что давление при радиальной фильтрации газа к скважине на границе удельного объема дренирования радиусом r_k в каждый момент времени равно среднепластовому давлению $\widetilde{P}$, то в формуле (2) при определении дебита скважины вместо P_k может учитываться равенство $P_k(t) = \widetilde{P}(t)$.

Достоверность такого равенства доказана многочисленными работами (Лапук, 1948; Закиров, 1998), и установлено, что при расстоянии между скважинами от 600 метров до 4400 метров среднее давление в удельном объеме дренирования при стационарной фильтрации отличается от контурного на 0,5%. В работе (Лапук, 1948) показано, что при расстоянии между скважинами до 1000 метров при почти свободном дебите газовой скважины среднее давление отличается от контурного не более чем на 3%, что объясняется значительной крутизной депрессионной воронки давления.

Изменение во времени средневзвешенного пластового давления $\widetilde{P}$ в залежи с ползучей средой может быть определено совместным решением дифференциального уравнения материального баланса

$$\bar{q}(t) = -\frac{d}{dt}\left(\frac{\bar{m}\bar{P}}{\bar{z}}\right) \qquad (3)$$

и применением закона изменения пористости от давления в ползучих средах (Кулиев и др., 2000):

$$\bar{m} = 1 + \bar{\beta}_n\left[(\bar{P}-1) + \bar{m}_1\int_0^t \exp\left(-\gamma_m(t-\tau)\right)\left(\bar{P}-1\right)d\tau\right], \qquad (4)$$

где

$$\bar{P} = \frac{P}{P_0};\ \bar{m} = \frac{m}{m_0};\ \bar{z} = \frac{z(\bar{P})}{z_0};\ \bar{q}(t) = \frac{q(t)}{\Omega_{зап}};$$

$$\bar{m}_1 = \frac{m_1}{\beta_n};\ \gamma_m = \frac{1}{\tau_m};\ \bar{\beta}_n = \beta_n \cdot P_0$$

$q(t)$ – количество добываемого из залежи газа в единицу времени в момент t; m и m_0 – соответственно текущее и начальное значения пористости; τ_m – время релаксации пористости пласта; m_1 – параметр ползучести; β_n – коэффициент сжимаемости пород пласта.

Исходя из уравнений (3) и (4), для определения средневзвешенного пластового давления (P) и пористости (m) имеем следующую систему дифференциальных уравнений:

$$\begin{cases} \dfrac{d\bar{P}}{dt} = f_{\bar{P}}(\bar{m},\bar{P}) \\ \dfrac{d\bar{m}}{dt} = f_{\bar{m}}(\bar{m},\bar{P}) \end{cases}, \qquad (5)$$

где

$$f_{\bar{P}} = -\frac{\bar{\beta}_n(\bar{m}_1+\gamma_m)\bar{z}(\bar{P})\bar{P}(\bar{P}-1) + \gamma_m(1-\bar{m})\bar{z}(\bar{P})\bar{P} + \bar{q}(t)\bar{z}^2(\bar{P})}{\bar{m}\bar{z}(\bar{P}) + \bar{\beta}_n\bar{z}(\bar{P})\bar{P} - \bar{m}\bar{P}\bar{z}'(\bar{P})}$$

$$f_{\bar{m}} = \bar{\beta}_n\left\{f_{\bar{P}} + (\bar{m}_1+\gamma_m)(\bar{P}-1)\right\} + \gamma_m(1-\bar{m}).$$

В случае нелинейно-упругой среды значения $f_{\bar{P}}$ и $f_{\bar{m}}$ соответственно будут иметь следующий вид:

$$f_{\bar{P}} = -\frac{\bar{z}^2(\bar{P})\bar{q}(t)}{\bar{z}(\bar{P})\bar{m} + \beta_n\bar{z}(\bar{P})\bar{m}\bar{P} - \bar{P}\bar{m}\bar{z}'(\bar{P})},\ f_{\bar{m}} = \beta_n\bar{m}f_{\bar{P}}. \qquad (6)$$

Если при эксплуатации скважин допустимая депрессия (ΔP) на пласт во всех скважинах одинакова, тогда можно записывать:

$$P_k(t) - P_c(t) = \Delta P. \qquad (7)$$

С учетом допущения равенства давления на контуре удельного объема скважин со среднепластовым при известной депрессии на пласт забойное давление в скважине определяется следующей формулой:

$$P_c(t) = P(t) - \Delta P. \qquad (8)$$

Определяя по формуле (2) дебит средней скважины $q_c(t)$ и зная динамику отбора газа из месторождения $q(t)$ по нижеследующей формуле:

$$n(t) = \frac{q(t)}{q_c(t)}, \qquad (9)$$

можно определить изменение во времени потребного числа скважин $n(t)$ на разработку газового месторождения при газовом режиме.

При этом динамика отбора газа из залежи принята в следующем виде:

$$\bar{q}(t) = (t/t_1^2)\exp(-t/t_1),$$

где $\bar{q}(t) = q(t)/\Omega_{зап}$ и t_1 – время достижения максимального отбора газа.

Таким образом, при заданном изменяющемся во времени отборе газа из месторождения с ползучей средой полученные формулы позволяют определять изменения во времени забойного, среднепластового давлений, пористости, а также количество и дебиты скважин.

С целью установления влияния ползучести горных пород на вышеуказанные показатели разработки газового месторождения при газовом режиме произведены расчеты со следующими исходными данными:

$P_0 = 50$ МПа ; $\Omega_{зап}$ =133 млрд. м^3;

$\beta_n = 2{,}5\cdot10^{-3}$ МПа$^{-1}$;

$h = 25$ м; $m_0 = 0{,}2$; $k = 0{,}03\cdot10^{-12}$ м^2;

$r_k = 1500$ м; $r_c = 0{,}1$ м; $z_0 = 1{,}18$; $\beta = 0{,}8$;

$m_1 = 3{,}4\cdot10^{-8}$ и $10{,}2\cdot10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;

$\gamma_m = 4{,}3\cdot10^{-6}$ сек$^{-1}$

$\mu_c = 0{,}0054\bar{P}^2 + 0{,}0114\bar{P} + 0{,}0105$;

$z = -0{,}10145\bar{P}^3 + 1{,}0698\bar{P}^2 - 0{,}7884\bar{P} + 1$;

$t_1 = 5$ и 7 лет, $\Delta\bar{P} = 0{,}1$ и $0{,}2$.

Результаты прогнозных расчетов представлены на рис.1-6. Для наглядного представления влияния ползучести горных пород на показатели разработки на этих рисунках также показаны те же показатели для залежи с нелинейно-деформируемой средой.

Динамика отбора газа из месторождения для разных t_1 представлена на рис.1. При иллюстрации результатов расчетов рассматривается вариант с $t_1 = 5$ лет.

На рис 2 представлены зависимости, показывающие изменение средневзвешенного пластового давления (контурное давление) в залежах с ползучей и нелинейно-упругой средой при заданном законе изменения отбора газа из залежи. Из представленных кривых видно, что ползучий характер коллектора замедляет снижение пластового давления. Причем с изменением вещественного состава пористой среды это различие более ощутимо. Так, если в залежах с более рыхлой породой (т.е. $m_1 = 10{,}2\cdot10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$) это различие составляет около 9,0%, то для более твердых пород ($m_1 = 3{,}4\cdot10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$) это различие составляет 2,0%. Из рис. 2 также видно, что в начальном периоде разработки давления в залежах с ползучей и нелинейно-упругой средой (в нашем примере это составляет до 1 года) почти совпадают. Это связано с тем, что в начальном периоде разработки из-за небольшого отбора газа из залежи пластовое давление снижается незначительно, породы пласта деформируются не так сильно и ведут себя как нелинейно-упругая среда. Следует отметить, что срок разработки залежей с ползучей породой несколько больше, чем в залежах с ползучей средой с цементированными породами.

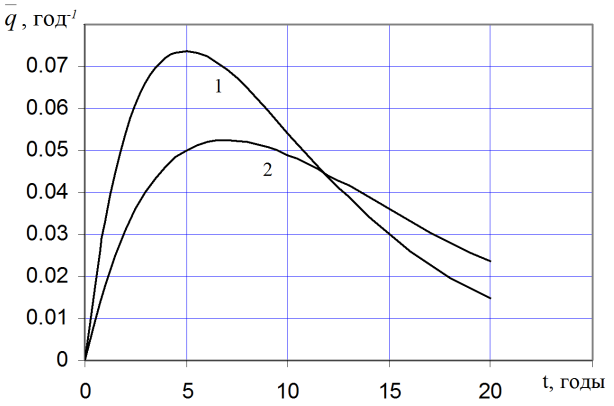


Рис. 1. Зависимости отбора газа от времени
1 – при $t_1 = 5$ лет; 2 – при $t_1 = 7$ лет

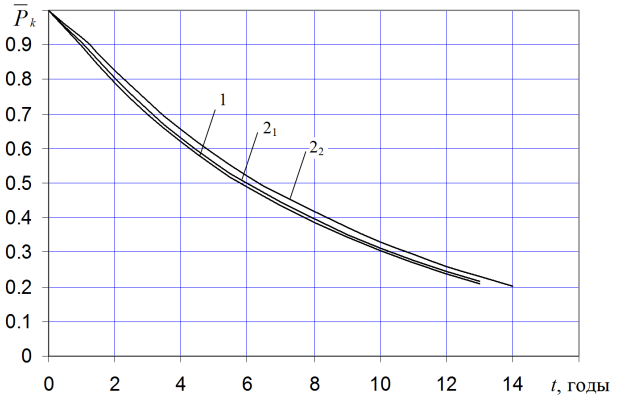


Рис. 2. Изменения среднепластового давления во времени
1 – нелинейно-упругая среда;
2_1 – ползучая среда: $m_1 = 3{,}4\cdot10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;
2_2 – ползучая среда: $m_1 = 10{,}2\cdot10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$

На рис.3 показано изменение во времени забойного давления, вычисленное с использованием формулы (8), для различных технологических режимов эксплуатации скважин в залежах с ползучей и нелинейно-упругой средой. Из рис. 3 видно, что значения забойного давления в скважинах, эксплуатирующих газовые залежи с ползучей средой, независимо от вещественного состава коллекторов всегда меньше, чем в залежах с нелинейно-упругой средой, и такой характер изменения забойного давления сохраняется почти до конца разработки залежи, т.е. до достижения среднепластового давления в 5 МПа.

Вследствие того, что в начальном периоде разработки из-за незначительного отбора газа в залежах, как в ползучей, так и нелинейно-упругой среде, значения среднепластового давления почти одинаковы, то, естественно, при заданном постоянном перепаде давления значения забойного давления в скважинах, эксплуатирующих залежи как с ползучей, так и с нелинейно-упругой средой, также одинаковы.

Из рис.3 также видно, что с увеличением депрессии на пласт (кривые II) забойное давление в скважинах независимо от характера пористой среды снижается быстрее, чем при малых депрессиях (кривые I). Причем при больших депрессиях на пласт срок разработки залежей как с ползучей, так и с нелинейно упругой средой меньше, чем при малых депрессиях.

На рис. 4 показаны изменения пористости в залежах с ползучей и нелинейно-упругой средой в процессе разработки. Из представленных кривых видно, что пористость в залежах с ползучей средой в процессе разработки уменьшается больше, чем в залежах с нелинейно-упругой средой. Причем заметное уменьшение пористости происходит в залежах с рыхлыми – несцементированными коллекторами. В этих коллекторах пористость может снижаться до 20% от первоначального значения, а в залежах с нелинейно-упругой средой пористость за тот же период разработки снижается почти в два раза меньше. Поэтому при пересчете запасов этот фактор необходимо учитывать.

Изменения дебита скважин в залежах с ползучей средой с различными коллекторами и нелинейно-упругой средой показаны на рис. 5. Как и следовало ожидать, независимо от характера пористой среды дебит скважин при больших перепадах давления выше, чем при малых перепадах давления. Причем в начальном периоде разработки дебиты скважин в залежах с ползучей и нелинейно-упругой средой как при малых, так и при больших депрессиях почти не отличаются друг от друга. Это, видимо, связано с тем, что в начальном периоде разработки из залежи добывается небольшое количество газа, вследствие чего давление в пласте снижается незначительно и породы пласта несильно деформируются – они ведут себя как упругие.

Следует отметить, что характеры изменения во времени дебита скважин в залежах с ползучей и нелинейно-упругой средой при малых и больших перепадах давления в начальном периоде разработки, как было отмечено выше, почти совпадают, и имеют тенденцию к незначительному увеличению, а затем наблюдается их расхождение и резкое снижение.

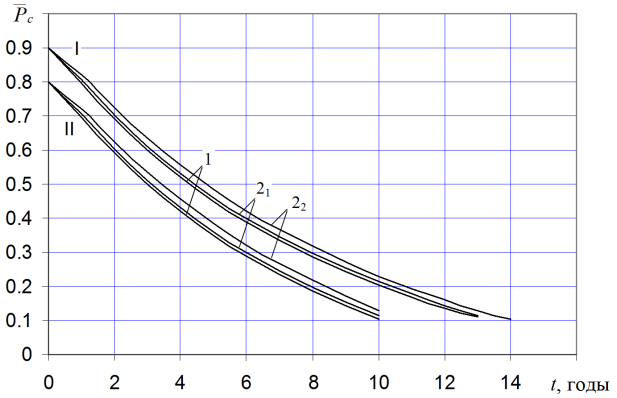


Рис. 3. Изменения забойного давления во времени
1 – нелинейно-упругая среда;
2_1 – ползучая среда: $m_1 = 3{,}4 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;
2_2 – ползучая среда: $m_1 = 10{,}2 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;
I – $\Delta\overline{P} = 0{,}1$; II – $\Delta\overline{P} = 0{,}2$

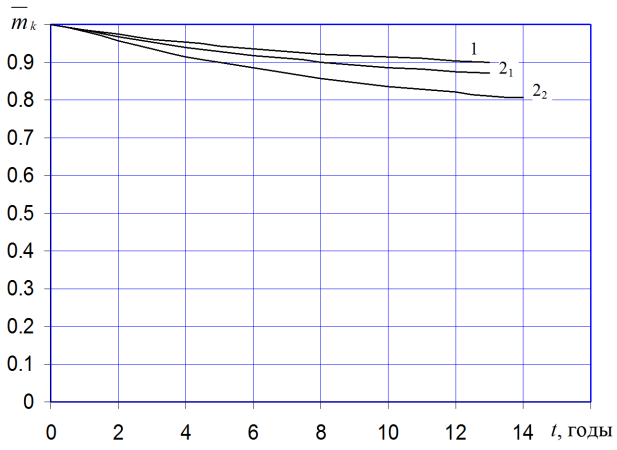


Рис. 4. Изменения пористости во времени
1 – нелинейно-упругая среда;
2_1 – ползучая среда: $m_1 = 3{,}4 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;
2_2 – ползучая среда: $m_1 = 10{,}2 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$

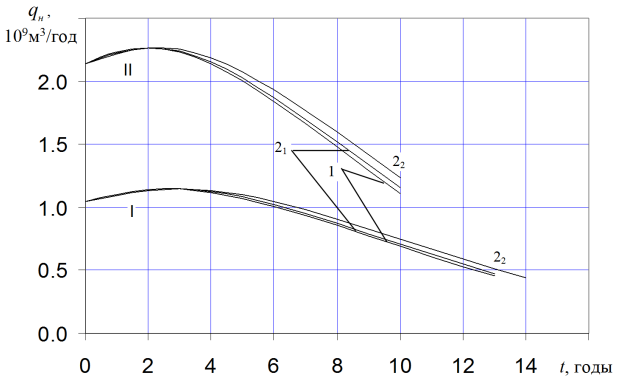


Рис. 5. Изменения дебита одной скважины во времени
1 – нелинейно-упругая среда;
2_1 – ползучая среда: $m_1 = 3{,}4 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;
2_2 – ползучая среда: $m_1 = 10{,}2 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;
I – $\Delta\overline{P} = 0{,}1$; II – $\Delta\overline{P} = 0{,}2$

Причем это расхождение еще более явно наблюдается в случае залежей с рыхлыми (несцементированными, $10{,}2 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$) породами. Такой характер изменения соблюдается и до конца разработки.

При малых депрессиях дебит скважин так же, как при больших депрессиях в начальной стадии разработки незначительно увеличивается, а затем наблюдается его плавное снижение. При этом расхождение между дебитами скважин, эксплуатирующих залежи с ползучей и нелинейно-упругой средой, незначительно и сохраняется до конца разработки.

Характер изменения во времени потребного количества скважин при заданной динамике отбора газа из залежи с ползучей и нелинейно-упругой средой проиллюстрирован на рис. 6. Из рисунка видно, что независимо от технологического режима эксплуатации потребное количество скважин при одних и тех же отборах газа в залежах с ползучей средой меньше, чем в залежах с нелинейно-упругой средой. Однако такой характер изменения количества скважин характерен для поздней стадии разработки. В начальном периоде разработки различие между количествами скважин в залежах с ползучей и нелинейно-упругой средой незначительно, они почти совпадают. Это связано с тем, что в начальном периоде разработки дебиты скважин в залежах с ползучей и нелинейно-упругой средой почти одинаковы (см. рис. 5).

Из рис.6 видно, что независимо от характера пористой среды с увеличением депрессии на пласт, как и следовало ожидать, при одном и том же отборе газа потребное количество и срок разработки месторождения значительно сокращаются. В рассматриваемом примере с увеличением депрессии в два раза количество скважин уменьшается в 1,5 раза, а срок разработки – почти на 4 года. Из представленных кривых видно, что независимо от характера пористой среды, а также технологического режима эксплуатации потребное количество скважин для обеспечения заданного темпа отбора газа непрерывно растет. Причем если в начальном периоде разработки увеличение количества происходит очень резко, то затем темп увеличения количества скважин замедляется и к концу разработки стабилизируется. Такой характер изменения потребного количества скважин связан с характером изменения дебита скважин (рис.5) и динамики добычи газа из залежи (рис.1). Из-за того, что в начальном периоде разработки добыча газа резко увеличивается (рис.1), то для обеспечения заданного темпа добычи газа потребуется большее количество скважин. После этого (в нашем случае, после 5 лет), несмотря на то, что наблюдается снижение темпа добычи газа, одновременно происходит и снижение дебита газа одной скважины. Поэтому происходит незначительное увеличение потребного количества скважин, и к концу разработки наблюдается стабилизация этого увеличения.

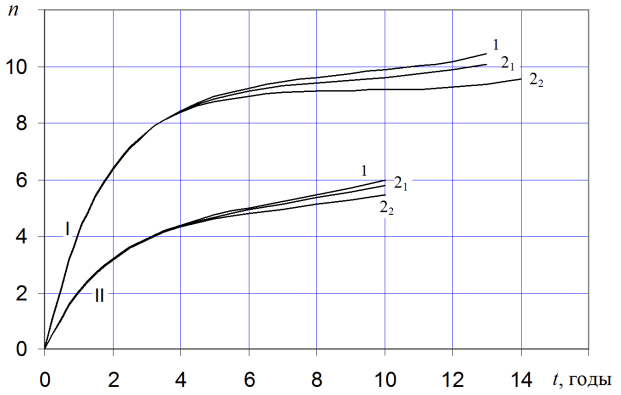


Рис. 6. Изменения потребного количества скважин во времени
1 – нелинейно-упругая среда; 2_1 – ползучая среда:
$m_1 = 3{,}4 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;
2_2 – ползучая среда: $m_1 = 10{,}2 \cdot 10^{-8}$ (МПа·сек)$^{-1}$;
I – $\Delta\overline{P} = 0{,}1$; II – $\Delta\overline{P} = 0{,}2$

Следует отметить, что различие между количеством скважин для залежей с нелинейно-упругой и ползучей средой со сцементированны-

ми коллекторами более заметно, чем для залежей с рыхлыми нецементированными коллекторами.

Таким образом, результаты проведенных исследований и расчетов показывают целесообразность учета ползучей деформации горных пород при определении показателей разработки газового месторождения при газовом режиме, таких как дебиты скважин и количество скважин, необходимое для обеспечения заданной динамики добычи газа из месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

АБАСОВ, М.Т., КАЛАНТАРОВ, А.Н., КУЛИЕВ, А.М., МАМИЕВ, Г.С. 1972. Некоторые задачи фильтрации реального газа. *Азербайджанское нефтяное хозяйство*, 12, 23-25.

ЖЕЛТОВ, Ю.П. 1986. Разработка нефтяных месторождений. Недра. Москва. 832с.

ЗАКИРОВ, С.Н. 1998. Разработка газовых, газоконденсатных и нефтеконденсатных месторождений. Струна. Москва. 628с.

ЗАКИРОВ, С.Н., ВАСИЛЬЕВ, В.Н., ГУТНИКОВ, А.Н., КОРШУНОВА, Л.Г., КОЛБИКОВ, С.В. 1984. Прогнозирование и регулирование разработки газовых месторождений. Недра. Москва. 295с.

КУЛИЕВ, А.М., ДУНЯМАЛЫЕВ, М.А., ЭФЕНДИЕВ, Р.М., КАЗЫМОВ, Б.З. 2000. Моделирование разработки глубокозалегающих месторождений с учетом ползучести горных пород. *Известия НАН Азерб. Науки о Земле*, 2, 18-21.

КУЛИЕВ, А.М., БАБАНЛЫ, В.Ю., ЭФЕНДИЕВ, Р.М., КАЗЫМОВ, Б.З. 2009. Влияние реологических свойств горных пород на показатели разработки газового месторождения при газовом режиме. В трудах международной конференции: *Актуальные проблемы прикладной математики и информационных технологий*, Ал-Хорезми, 18-21 сентября, 238-242.

ЛАПУК, Б.Б. 1948. Теоретические основы разработки месторождений природных газов. Гостоптехиздат. Москва. 295с.

МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х., АМЕТОВ, И.М., БАСНИЕВ, К.С., ГРИЦЕНКО, А.И., ЗАЙЦЕВ, Ю.В., РАССОХИН, Г.В., ШАТАЛОВ, А.Т. 1987. Технология добычи природных газов. Недра. Москва. 414с.

МОЛОКОВИЧ, Ю. М., ОСИПОВ, П.П. 1987. Основы теории релаксационной фильтрации. Изд. Казанск. Гос. Универс. Казань. 118с.

РЕППЕНЕЙТ, К.В. 1975. Деформируемость массивов трещиноватых горных пород. Недра. Москва. 223с.

Рецензент: д.т.н. С.Н.Закиров

© Б.А.Багиров, Л.А.Абдуллаева, 2014

ОСОБЕННОСТИ РАЗРАБОТКИ МОРСКИХ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Б.А.Багиров, Л.А.Абдуллаева

Азербайджанская Государственная Нефтяная Академия
AZ1110, Баку, просп. Азадлыг, 20

Несмотря на длительный период разработки морских месторождений Азербайджана, их пласты характеризуются высокими объемами остаточных запасов нефти. Однако анализ геолого-промысловых материалов свидетельствует о значительных различиях в результатах разработки исследуемых залежей, хотя здесь практически повсеместно применялись идентичные технологии добычи: текущий коэффициент нефтеотдачи по залежам Абшеронского архипелага варьирует от 0,05 до 0,60, а Бакинского архипелага – от 0,08 до 0,30.

Выявление факторов, влияющих на нефтеотдачу, и тем самым обоснование мероприятий по рациональной доразработке залежей производилось на базе геолого-математических моделей, которые способствуют определению роли природно-технологических параметров залежей при реализации запасов. Опираясь на созданные модели, можно выявить влияние каждого геолого-технологического фактора на нефтеотдачу, рекомендовать мероприятия по регулированию процессов нефтеизвлечения и тем самым повысить эффективность их разработки.

Введение

На шельфе Каспия разрабатываются 18 морских нефтяных месторождений Азербайджана, из которых на Абшеронском архипелаге в разработке находятся 14, а на Бакинском – 4 месторождения. Анализ геолого-промысловых материалов этих месторождений Азербайджана свидетельствует о значительных различиях в результатах разработки залежей, хотя практически повсеместно применялись идентичные технологии добычи: текущий коэффициент нефтеотдачи по залежам Абшеронского архипелага варьирует от 0,05 до 0,60, а Бакинского – от 0,08 до 0,30 (рис.1).

Выявление факторов, влияющих на нефтеотдачу, и тем самым обоснование мероприятий по рациональной доразработке залежей представляют большой научно-практический интерес. Известно, что такая проблема надежно решается на базе геолого-математических моделей, интерпретация их структуры способствует выявлению роли природно-технологических параметров залежей при реализации запасов.

Методические аспекты

Создание модели нефтеотдачи для всего региона без учета характера проявления энергетических условий залежей оказывается некорректным. Из опыта проведения такого рода исследований вытекает, что математические модели оказываются адекватными, если они отражают конкретные энергетические условия разрабатываемых объектов. А на подавляющем большинстве залежей месторождений Южно-Каспийской впадины выделяются два типа пластовой энергии: пассивный и активный.

Пассивный тип – при нем наблюдается режим растворенного в нефти газа (в процессе разработки по мере снижения пластового давления из нефти выделяется газ и увеличивается его объем, за счет чего нефть замедленными темпами движется к зоне дренирования).

Активный тип характеризуется смешанным режимом (проявляется энергией водных бассейнов законтурных областей при сочетании с режимом растворенного в нефти газа).

После детального изучения характера проявления пластовой энергии залежей морских месторождений с привлечением математических методов (кластер-анализ, дискриминантные функции и др.) установлена следующая их расстановка: 68 эксплуатационных объектов характеризуются режимом растворенного газа, 81 объект – смешанным (см. табл.).

Установленные группы залежей по результатам разработки существенно различаются друг от друга. Так, если текущие коэффициенты нефтеодачи по залежам I группы составляют в среднем 0,20, то по объектам II группы – более 0,30. Отметим, что в I группу вошли объекты в основном гырмакинской свиты, редко галинской и балаханской свит.

Степень различия текущих коэффициентов нефтеотдачи по группам залежей отражена на рис. 2.

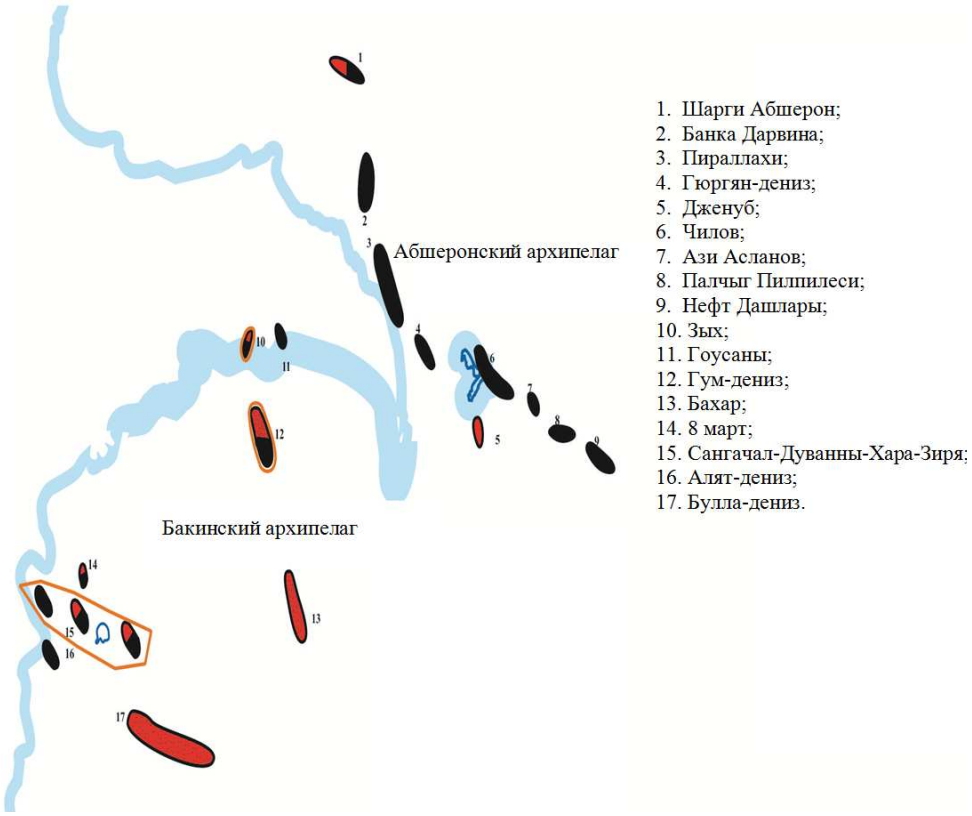


Рис. 1. Карта распределения морских месторождений Азербайджана

Режимы	Количество объектов	Начальные запасы, млн.т.		Накопленная добыча нефти с начала разработки, млн.т.	Коэффициенты нефтеотдачи		Остаточные запасы, млн.т.	
		баланс.	извл.		тек.	кон.	баланс.	извл.
Растворенного газа	68	281,1	85,5	59,8	0,20	0,33	221,3	25,7
Смешанный	81	753,0	341,5	282,3	0,38	0,45	470,4	59,2

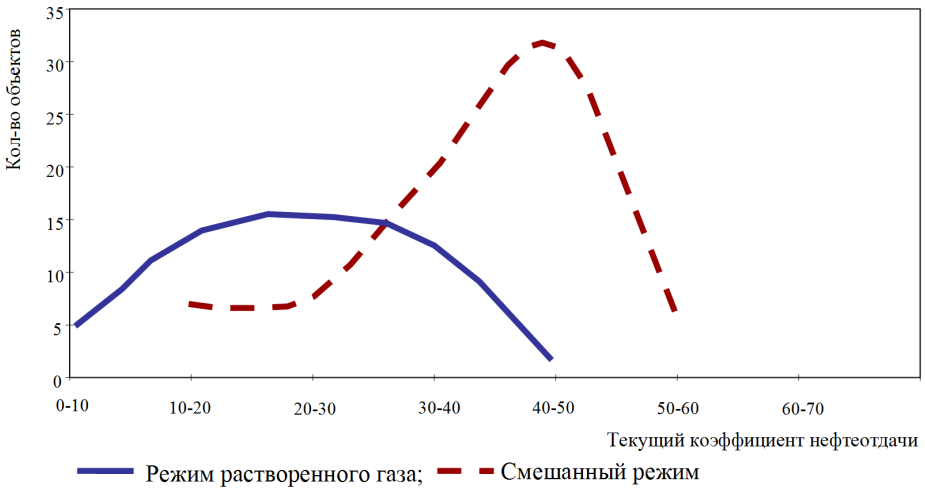


Рис. 2. График распределения текущего коэффициента нефтеотдачи по объектам, характеризующимся режимом растворенного газа и смешанным режимом

Для выделения причин разнохарактерной реализации запасов нефти в выделенных группах залежей составлены модели нефтеотдачи.

При этом в матрицу залежей с режимом растворенного газа были включены средние значения 16 признаков: эффективная толщина пластов (x_1), пористость пород (x_2), проницаемость коллекторов (x_3), песчанистость пород (x_4), количество цементирующего вещества в породе (x_5), расчлененность отложений (x_6), вязкость нефти (x_7), плотность нефти (x_8), плотность сетки скважин (x_9), обводненность продукции (x_{10}), темп отбора в начальный период разработки (x_{11}), перепад давления за время разработки объектов (x_{12}), давление насыщения (x_{13}), объемный коэффициент нефти (x_{14}), температура пласта (x_{15}) и газовый фактор (x_{16}). А для залежей со смешанным режимом – первые вышепоказанные 11 признаков (Abdullayeva, 2006; Багиров, 2011; Bağırov və b., 2003).

В результате реализации программы были получены следующие модели нефтеотдачи:

для объектов, характеризующихся режимом растворенного газа

$$У_1=0{,}13378 + 0{,}05735(x_1) + 0{,}1487\sqrt{(x_2)} + \\ +0{,}015\,(x_3) - 0{,}00706\,(x_6) - 0{,}0839(x_7) + \\ + 0{,}0342(x_{11}) - 0{,}01344(x_{12}) \qquad (1)$$
$$R_{мн} = 0{,}75,$$

для объектов, характеризующихся смешанным режимом

$$У_2=1{,}024 - 0{,}655(x_1) + 5{,}334\,\frac{1}{e^{x_3}} + 0{,}212(x_6)^{-1} - \\ -0{,}457(x_7)+1{,}714(x_{10})+3{,}126(x_{11}) \qquad (2)$$
$$R_{мн} = 0{,}76.$$

Следует указать, что в структуру уравнений включались лишь те признаки, которые оказали существенное (положительное или отрицательное) влияние на нефтеотдачу. Остальные признаки, как малозначимые, не нашли своего отражения в уравнениях. Ниже дается краткая трактовка полученных моделей.

Режим растворенного газа. В модели 1 участвовало 6 геологических и 1 технологический параметры. Как видно из этой модели, на текущий коэффициент нефтеотдачи из геологических параметров положительное влияние оказали такие параметры, как эффективная толщина, пористость пород-коллекторов, проницаемость пород-коллекторов, обводненность, текущее пластовое давление, перепад давления и газовый фактор, а отрицательно влияли такие параметры, как вязкость нефти, плотность нефти и из технологических – темп отбора в начальный период разработки.

Смешанный режим. По модели 2 видно, что на текущий коэффициент нефтеотдачи из геологических параметров положительное влияние оказали такие параметры, как пористость и проницаемость пород-коллекторов, а из технологических – темп отбора в начальный период разработки. Отрицательное влияние оказали такие параметры, как вязкость и плотность нефти, эффективная толщина.

Для выявления надежности составленных моделей решено использовать возможности также графоаналитического моделирования с привлечением данных по исследуемым залежам морских месторождений. Этот метод опирается на корреляционную матрицу, которая отражает зависимость всех значимых параметров, участвующих в модели, от текущего коэффициента нефтеотдачи на плоскости.

Для вычисления коэффициента корреляции используется формула:

$$r_{ij} = \frac{S_{ij}}{S_i \cdot S_j}, \qquad (3)$$

где, S_{ij} – переменный коэффициент корреляции, а S_i и S_j – стандартное отклонение. Вариационный вид этой формулы для переменных параметров выглядит так:

$$r = \frac{\sum_{n=1}^{N} y_{ni} \cdot y_{nj}}{\left[\sum_{n=1}^{N} y_{ni}^2 \cdot \sum_{n=1}^{N} y_{nj}^2\right]^{\frac{1}{2}}}, \qquad (4)$$

y_{nj} и y_{nj} – переменные вариации. Для стандартной матрицы эта формула имеет более упрощенный вид:

$$R = \frac{Z^1 \cdot Z}{N}. \qquad (5)$$

Корреляционная матрица считается симметрично-квадратичной, если образовалась на основе отношения стандартных скалярных величин (Z^1,Z) к выборочному объему матрицы N, где N – количество измерений.

Нужно отметить, что в геолого-промысловых исследованиях значительную роль играет геометрическая интерпретация корреляционной матрицы. Формула представляется в следующем виде:

$$Rij = \frac{Y_i^1 \cdot Y_j}{\left[(Y_i^1 \cdot Y_i)^{\frac{1}{2}} \cdot (Y_j^1 \cdot Y_j)^{\frac{1}{2}} \right]}, \quad (6)$$

где коэффициенты корреляции выражены в форме векторов вариации и показаны как отношение распределения скалярного вектора двух коэффициентов к их длине. Тогда это уравнение будет иметь вид:

$$\cos\varphi = \frac{Y_i^1 \cdot Y_j}{\left[(Y_i^1 \cdot Y_i)^{\frac{1}{2}} \cdot (Y_j^1 \cdot Y_j)^{\frac{1}{2}} \right]}, \quad (7)$$

где cos φ – косинус угла между векторами. Можно сделать вывод:

$$Rij = \cos\varphi . \quad (8)$$

Как видно из уравнения, корреляцию между двумя изменяющимися параметрами можно провести с помощью интерпретации углов между пространственными векторами. Так, если значение коэффициента корреляции окажется высоким, значит, влияние этого параметра на нефтеотдачу будет сильным (Abdullayeva, 2006; Дэвис, 1972; Дрейпер, Смит, 1973).

Расстояние между параметрами определяется с помощью формулы:

$$d = \frac{1}{Rij}, \quad (9)$$

а угол между ними равен $\varphi = \arccos Rij$.

Для составления графоаналитической модели была построена корреляционная модель как для режима растворенного газа, так и для смешанного режима. Далее после определения положительного и отрицательного влияния всех параметров на текущий коэффициент нефтеотдачи были построены две модели (рис. 3 и 4).

Результаты корреляционно-регрессионного и графоаналитического анализов для обеих групп залежей показали их абсолютную идентичность и тем самым адекватность.

Опираясь на структуры моделей, полученные разными методами, характер влияния параметров на нефтеотдачу можно проиллюстрировать на рис. 5.

На рис. 5 изображена схема, которая позволяет раскрыть, какое влияние оказывают геолого-технологические параметры при разработке нефтяных залежей морских месторождений на нефтеотдачу. Модель сводится к следующему:

1. Эффективная толщина (x_1). Этот значимый параметр входит в уравнения обеих моделей. Однако увеличение его значения оказало положительное влияние на выработку запасов залежей, характеризующихся режимом растворенного газа, тогда как это увеличение нередко отрицательно влияло на нефтеотдачу залежей со смешанным режимом дренирования. Отмеченное явление может быть объяснено следующими геолого-промысловыми представлениями: в залежах с режимом растворенного газа в процессе разработки по мере уменьшения газовых ресурсов, растворенных в нефти, естественно, уменьшаются и объемы нефти, вытесненной к забоям скважин. Увеличение длины фильтра путем дострела всегда давало положительные результаты. Примером отмеченного могут служить объекты гырмакинской свиты на месторождениях Абшеронского архипелага, где даже на поздней стадии разработки подключение дополнительного интервала эффективной толщины позволило существенно увеличить среднесуточный дебит нефти. Что касается залежей со смешанным режимом, то увеличение фильтра нередко сопровождалось пробкообразованием, что осложняло дренирование всего простреленного интервала фильтра. Кроме того, в таких залежах использование чрезмерно больших фильтров всегда сопровождалось риском включения в разработку водоносных пропластков, которые обычно в таких залежах оказываются весьма агрессивными.

2. Пористость пород-коллекторов (x_2). Этот параметр входил в уравнение как положительно влияющий на нефтеотдачу лишь в модели залежей с режимом растворенного газа.

3. Проницаемость пород-коллекторов (x_3). Как и следовало ожидать, положительно значимое влияние этого параметра на нефтеотдачу отмечается в обоих уравнениях. Не трудно полагать, что увеличение проводимости пласта обеспечивает подвижность нефти в пористой среде, хотя значимость его в различных проявлениях режима отмечается по-разному.

4. Песчанистость пород-коллекторов (x_4) как параметр, значимо оказывающий влияние

на выработку объектов, не был зафиксирован.

5. Количество цементирующего вещества в породах (x_5). Этот параметр также не сыграл какой-либо значимой роли при разработке обоих типов объектов.

6. Расчлененность пластов (x_6). Отрицательное проявление частоты прослаивания эксплуатируемого объекта не требует особого пояснения. Отметим только то, что в любых природных условиях в процессе разработки расчлененность пласта осложняет равномерное перераспределение энергетических ресурсов по его объему, не позволяет обеспечить фронтальное движение водонефтяного контакта или вытеснение флюидов к забоям скважин за счет расширения пузырьков газа.

7. Вязкость нефти (x_7) также выступает отрицательно в любых условиях разработки пласта. Чем выше вязкость нефти, тем труднее ее движение в пластовых условиях.

8. Плотность нефти (x_8) как параметр, оказывающий влияние на подвижность нефти, тем не менее не входит в структуру уравнений. Причиной этого обстоятельства является то, что, во-первых, плотность нефти находится в тесной положительной взаимосвязи с вязкостью нефти (которая, как уже отмечено, входила в оба уравнения) и, во-вторых, влияние параметра на нефтеотдачу и в других провинциях оказалось незначимым.

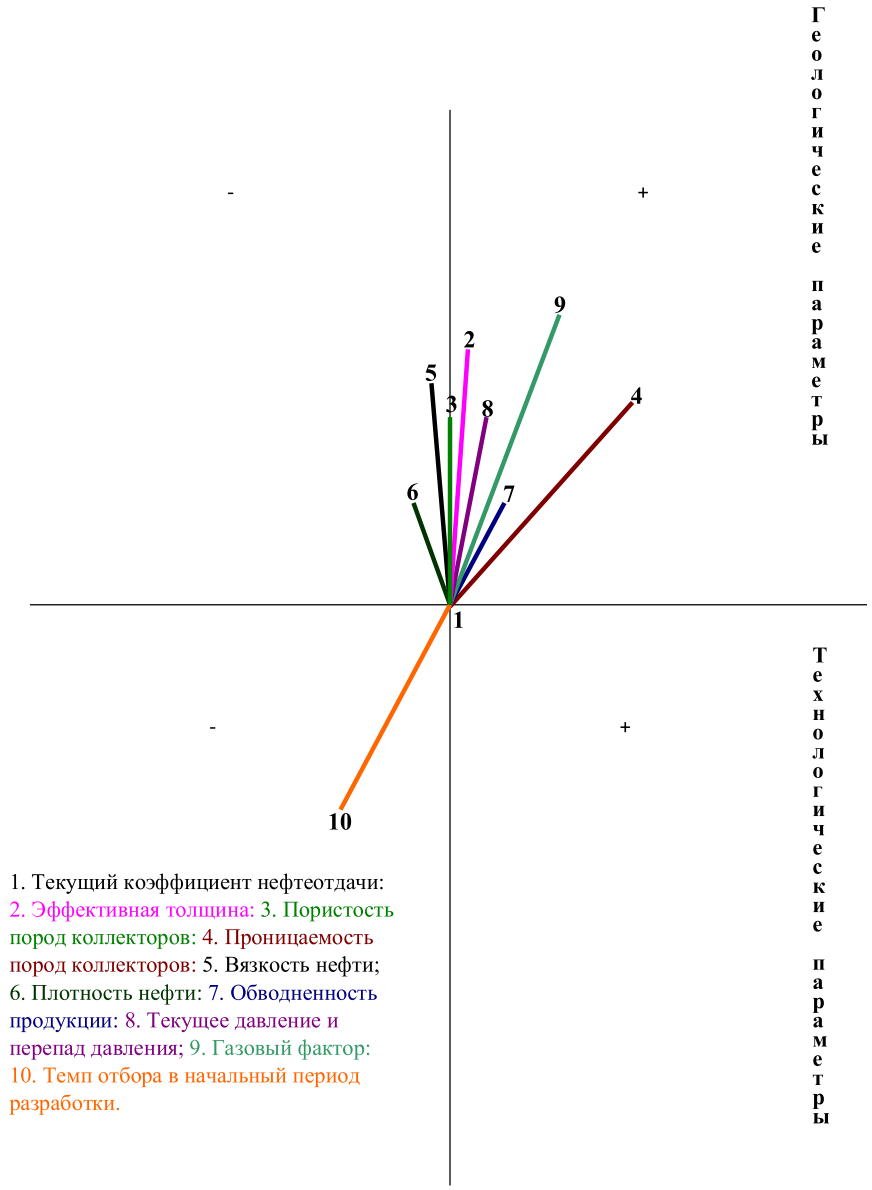


Рис. 3. Графоаналитическая модель для морских месторождений, разрабатываемых в режиме растворенного газа

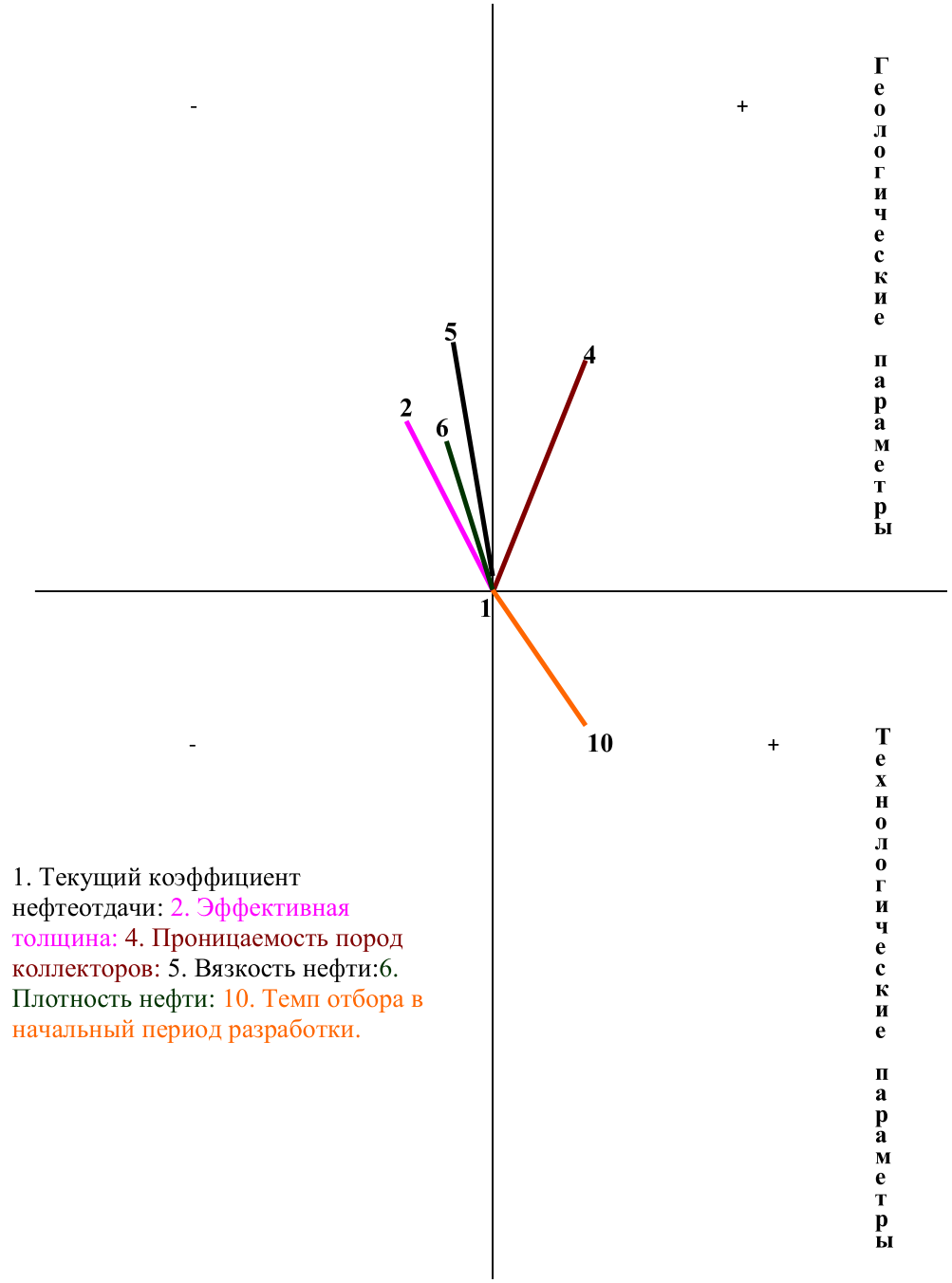


Рис. 4. Графоаналитическая модель для морских месторождений, разрабатываемых в смешанном режиме

9. Плотность сетки скважин (x_9) положительно повлияла на нефтеотдачу залежей, характеризующихся режимом растворенного газа, тогда как для смешанного режима существенную роль не сыграла, что объясняется следующими соображениями: по залежам с режимом растворенного газа ввиду невозможности создания в процессе разработки общей воронки депрессии давлений для всех залежей, каждая вновь пробуренная скважина способствовала извлечению из различной части пласта определенного объема нефти. Хотя в процессе разработки накопленная добыча нефти за счет введения в эксплуатацию новых скважин снижается, однако, как показал геолого-промысловый анализ таких залежей, без дополнительного бурения новых скважин текущий уровень нефтеотдачи оказался бы существенно меньшим. А для залежей со смешанным режимом достижение высоких значений этого параметра связано с тем, что после ввода объекта в разработку

скважинами основного фонда создаётся общая воронка депрессии, которая, во времени закономерно изменяясь, расширяется. Каждая новая скважина, пробуренная здесь взамен выбывшей из эксплуатации, может только компенсировать первоначальные потери нефти. А дальнейшее уплотнение сетки скважин, как правило, приводит к перераспределению общей добычи между всеми скважинами в силу того, что в таких природных условиях между скважинами довольно быстро образуется взаимовлияние.

10. Темп отбора в начале разработки (x_{10}). При режиме растворенного газа чем больше отборов в начале разработки, тем меньше оказывается нефтеотдача. Это связано с тем, что в это время исключительно высокие отборы обеспечивались за счет неоправданно опережающего расхода пластовой энергии. Истощение энергии газа уже на начальном этапе разработки в поздней стадии не могло оказать влияние на подвижность нефти в пористой среде. А в залежах со смешанным режимом – наоборот, чем больше отбор в начале разработки, тем больше отрезок кривой динамики добычи нефти на III и даже IV стадиях и таким образом тем больше коэффициенты нефтеотдачи.

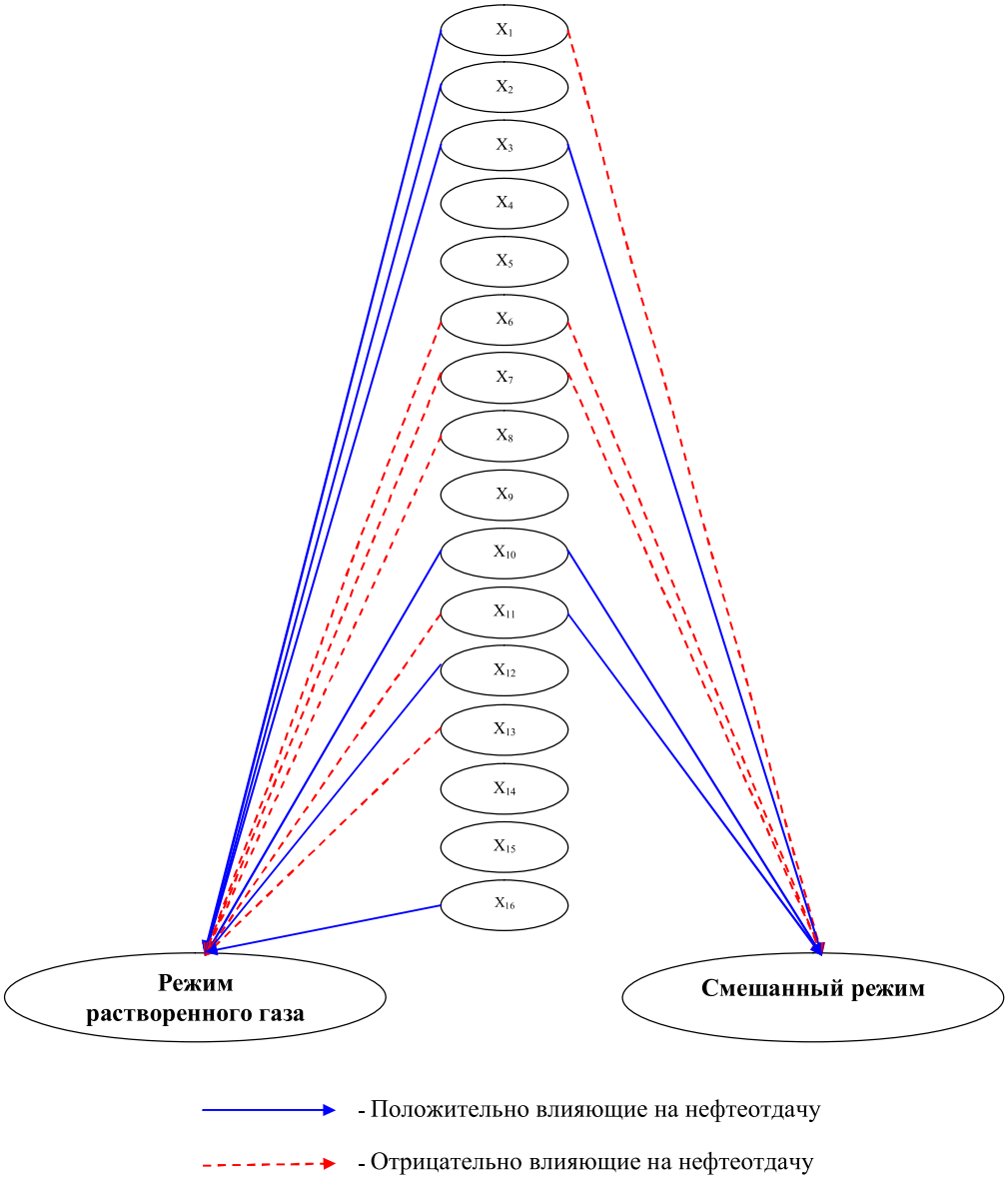


Рис. 5. Графическое отображение влияний геолого-технологических показателей на нефтеотдачу залежей морских нефтяных месторождений Азербайджана

11. Обводненность пласта (x_{11}) положительно повлияла на выработку запасов во всех природных условиях в случаях, когда обводнение проходило закономерно и плавно. Как было отмечено выше, на морских месторождениях Азербайджана, характеризующихся режимом растворённого газа, в процессе разработки отмечается наличие значительного количества воды, что также положительно повлияло на вытеснение нефти. Геологическая трактовка этого явления заключается в следующем. Залежи морских месторождений Азербайджана, разрабатываемые с режимом растворенного газа, в отличие от таковых других провинций, практически во всех случаях характеризуются проявлением воды. По химическому составу они в основном пластовые. Сопоставительный анализ каротажных диаграмм скважин, пробуренных в различные периоды разработки, показывает, что эти воды проникли в залежь через отдельные высокопроницаемые пропластки, которые нередко выклиниваются по площади. Возможно, и здесь воды продвигались через тектонические разломы за колонны скважин, в которых цементное кольцо несовершенно. Геолого-промысловый анализ большого числа залежей показывает, что независимо от того, какого происхождения вода, она оказала положительное влияние при вымывании нефти в пористой среде.

12. Перепад давления (x_{12}). Этот параметр существенно не повлиял на разработку залежей со смешанным режимом, тогда как на залежи с режимом растворенного газа повлиял весьма отрицательно. Действительно, чем больше была использована энергия пласта в начале разработки (что привело к масштабному снижению пластового давления), тем труднее стало реализовывать первоначальные запасы нефти уже в поздней стадии разработки.

13. Газовый фактор (x_{13}). Для залежей с режимом растворенного газа объемы газовых ресурсов имеют важнейшее значение при разработке. Этот параметр для залежей со смешанным режимом существенной роли не сыграл.

Такие параметры, как давление насыщения, объемный коэффициент нефти, температура пласта не сыграли существенной роли в процессе разработки обоих типов залежей.

Таким образом, комплексирование двух математических методов на базе корреляционно-регрессионной и графоаналитической моделей позволяет выявить перечень пластовых параметров, играющих роль при выработке запасов нефти залежей морских месторождений Азербайджана. При этом удается расшифровать роль каждого геолого-технологического параметра при нефтеизвлечении из залежей, характеризующихся различными природными режимами. На основе полученных результатов становится возможным обосновать мероприятия по оптимизации динамики нефтеизвлечений из залежей.

ЛИТЕРАУРА

БАГИРОВ, Б.А. 2011. Нефтегазопромысловая геология. АГНА. Баку. 311с.

ДРЕЙПЕР, Н., СМИТ, Г. 1973. Прикладной регрессионный анализ. Статистика. Москва. 392с.

ДЭВИС, Дж. 1972. Статистика и анализ геологических данных. Мир. Москва. 572с.

ABDULLAYEVA, L.Ə. 2006. Dəniz yataqlarında işlənilmə nəticələrinin müxtəlifliyinin səbəbləri. *Azərbaycan Geoloqu*, 11, 105-110.

BAĞIROV, B.Ə., NƏZƏROVA, S.Ə., SALMANOV Ə.M. və b. 2003. Müxtəlif təbii rejimlərlə səciyyələnən neft yataqlarının işlənilməsinin müqayisəli təhlili. *Azərbaycan Ali Texniki Məktəblərin Xəbərləri*, 4, 7-13.

Рецензент: д.т.н. Т.В.Хисметов

© T.Ş.Salavatov, F.F.Məmmədov, 2013

NEFT YATAQLARININ TERMİKİ ÜSULLA İŞLƏNMƏSİNDƏ YÜKSƏKPOTENSİALLI GÜNƏŞ QURĞULARINDAN İSTİFADƏNİN TƏCRÜBİ TƏDQİQİ

T.Ş.Salavatov, F.F.Məmmədov

Azərbaycan Dövlət Neft Akademiyası
AZ1010, Bakı, Azadlıq pr., 20
E-mail: fm.solarpower@gmail.com

Məqalədə yüksəkpotensiallı günəş energetik qurğularından istifadə etməklə neft yataqlarının termiki üsulla işlənməsi prosesi araşdırılır. Qızdırıcı buxarın alınması məqsədilə parabolik və parabolosilindrik konsentratorlu günəş energeik qurğuları Abşeron yarımadasının təbii iqlim şəraitində sınaqdan keçirilmişdir. Parabolik tipli konsentratorun məhsuldarlığının ilin fəsilləri üzrə eksperimental nəticələri əldə edilmişdir.

Giriş. Neft yataqlarının işlənməsi və istismarı zamanı sərf olunan enerjiyə qənaət edilməsi, quyunun məhsuldarlığının artırılması üçün yeni metodların işlənməsi, müasir avadanlıq və qurğuların imkanlarından istifadə texnoloji cəhətdən üstünlüklərə malik olmaqla yanaşı, ekoloji və iqtisadi cəhətdən yüksək səmərə əldə edilməsi baxımından böyük əhəmiyyət kəsb edir.

Son illər ərzində neft sənayesinin inkişafı məqsədilə qoyulan vəsait, neftçıxarma və neft emalı müəssisələrinin yenidən qurulması, müasir infrastruktur və avadanlıqların tətbiqi texnoloji cəhətdən daha mükəmməl nəticələrin və yeni standartlara cavab verən məhsulların əldə edilməsini tələb edir. Bu baxımdan, neft sənayesinin bir sıra enerjitutumlu proseslərində, yüksəkpotensiallı günəş qurğularından alınan enerji vasitəsilə neftçıxarmanın bəzi proseslərinin yerinə yetirilməsi, onların maya dəyərinin aşağı salınması, ekoloji təmiz şəraitin yaradılması və "yaşıl energetikanın" inkişafı bir çox üstünlüklərə malikdir. Bu baxımdan, Abşeron yarımadasının zəngin neft ehtiyatlarına və günəş enerjisi potensialına malik olması neftçıxarma proseslərində günəş energetik qurğularından istifadəni labüd edir. İlk növbədə, demək olar ki, neftçıxarma prosesləri çoxşaxəli olduğundan, bu tədqiqatda yalnız Abşeronun qurudakı mədənlərində istismar müddəti bitən, neftçıxarma əmsalı aşağı olan, digər işlənmə üsulları səmərəli olmayan quyular üçün nəzərdə tutulmuşdur. Bu quyuların debitinin artırılması məqsədilə, tətbiq olunan üsulların hər birinin üstünlükləri ilə yanaşı, müəyyən çatışmazlıqları da vardır. Yüksək nəticələrə əsaslanan, özünün sadəliyi və effektivliyi baxımından üstün olan istiliklə təsiretmə üsulu quyudibi zonanın qızdırılmasında və layların neftvermə əmsalının artırılmasında əsas üsullardan biri hesab edilir (Мирзаджанзаде, Аметов, 1983).

Tədqiqat metodikasının müqayisəli analizi. İstiliklə təsiretmə üsulunun tətbiqi prosesi əvvəlcədən iki istiqamətdə həyata keçirilməlidir.

- Quyunun parametrlərindən asılı olaraq, tələb olunan istilik-fiziki xassələrə malik, istilikdaşıyıcının hazırlanması üçün lazım olan qurğuların işlənib hazırlanması. Bu istiqamətdə yüksəkpotensiallı parabolik və parabolosilindrik konsentratorların istifadə edilməsi nəzərdə tutulur.
- Günəş energetik qurğularından alınan istilik enerjisininn neftçıxarmanın intensifikasiyası üçün geniş istifadə edilməsi.
- Ənənəvi üsullarla mədən şəraitində buxarhazırlayıcı qurğuların enerji sərfi və onların effektivliyinin təyin edilməsi.

Mədən buxarhazırlayıcı qurğuların texniki-energetik göstəricilərinə nəzər salsaq, görərik ki, bu qurğular külli miqdarda maye və bərk yanacaqla bərabər, elektrik enerjisi sərf edir. Orta hesabla gün ərzində bir quyuya 3000-5000 kq buxar vurulması üçün 1200-1500 kVt miqdarında elektrik enerjisi sərf olunur. Müqayisə üçün demək olar ki, İtaliya istehsalı olan GMT markalı sənaye buxarhazırlayıcı qurğular 1 saat ərzində 1200-1500 kVt elektrik enerjisi sərf etməklə +158 – -263^{0}C temperatura malik 3000 kq həcmində buxar istehsal edir (Каталог..., 2012; Бернштейн, 1971).

Bəzən ənənəvi mədən buxarhazırlayıcı qurğularda buxarın temperaturu yüksək özlülüyə malik və parafinli neft quyuları üçün yetərli olmur. Lakin təklif edilən yüksəkpotensiallı günəş enegetik qurğuları istənilən temperatura (max 1300-1500^{0}C) qədər buxar hazırlaya bilər. Bununla yanaşı, heç bir yanacaq və elektrik enerjisi tələb olunmur.

Bu məqsədlə işlənib hazırlanmış parabolik və parabolosilindrik konsentratorların buxar hazırlanması prosesində istifadə olunmasına nəzər yetirək.

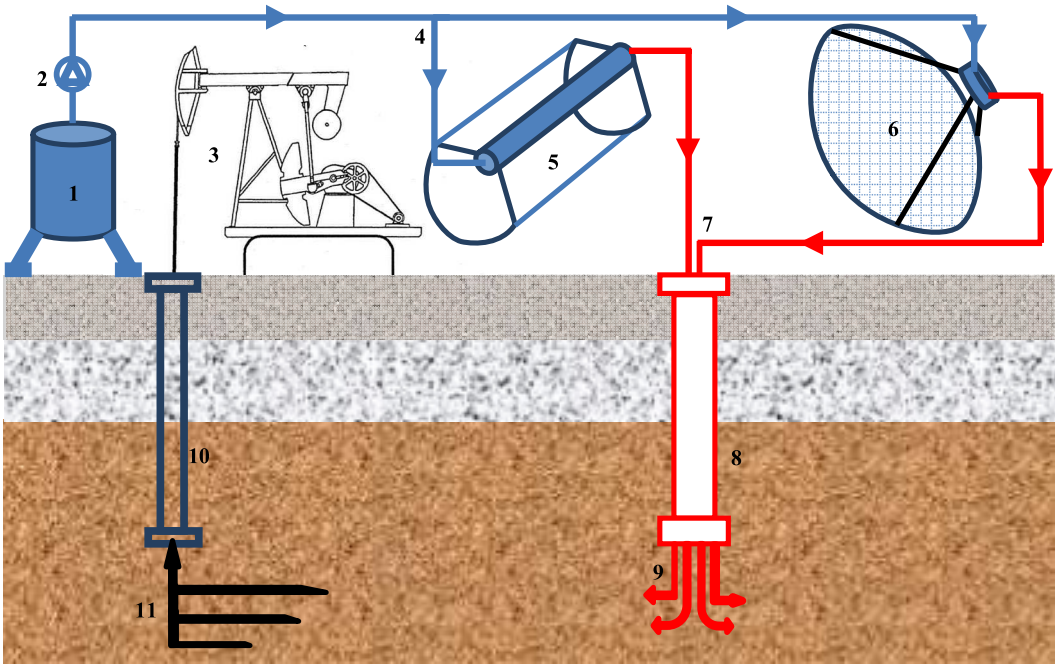
Günəş energetik qurğularının tədqiqi. Qeyd edildiyi kimi, buxarla qızdırma metodunun tətbiq edilməsi üçün yüksək temperaturlu buxarın alınması məqsədilə parabolik və parabolosilindrik konsentratordan istifadə edilməsi nəzərdə tutulmuşdur. Bunun üçün mədən şəraitində mövcud avadanlığa uyğun olaraq, günəş energetik qurğularının əlavə edilməsi üçün texnoloji sxem işlənib hazırlanmışdır (1-ci şəkil).

Günəş energetik qurğuları arasında ən yüksək temperatur əldə edilməsi məhz parabolik konsentrator vasitəsilə mümkündür. Konsentratorun səthinə düşən günəş şüalarının fokus nöqtəsinə cəmlənməsi hesabına 3000^0C və daha artıq temperatur əldə etmək mümkündür (Salavatov, Məmmədov, 2012, 2013). Sahəsindən asılı olaraq parabolik konsentratorları bütöv və ya faset tipli güzgülərdən hazırlamaq olar. Tökmə şüşədən hazırlanan güzgülərdə dəqiqliyin daha yüksək olması ilə yanaşı, maya dəyəri də baha olur, lakin istismar və daşınma zamanı müxtəlif çətinliklər meydana çıxır. Faset tipli konsentratorlarda isə açılma bucağının nisbətən kəskin dəyişməsi qayıdan şüaların bir nöqtəyə toplanma dəqiqliyini azaltsa da, iqtisadi cəhətdən daha ucuz və asan başa gəlir (Məmmədov, 2011).

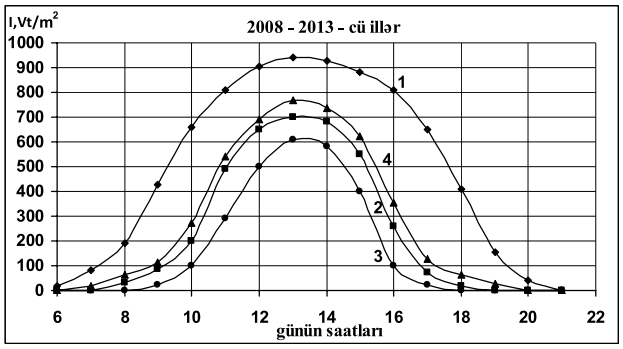
Parabolosilindrik konsentratorların üstünlüyü isə həm faset şüşədən, həm də səthi elektriklə cilalanmış alüminium və ya paslanmayan polad vərəqədən hazırlanmasıdır. Hazırladığımız qurğunun konsentratorunun materialı ABŞ istehsalı olub, qalınlığı $\delta = 1mm$, paslanmayan polad vərəqədən ibarətdir və günəş şüasını əksetmə əmsalı $R = 0,91$-ə bərabərdir.

İşlənib hazırlanmış qurğuların səmərəliliyinin artırılması məqsədilə faset tipli parabolik konsentrator, faset şüşə və paslanmayan polad vərəqədən hazırlanmış parabolosilindirik konsentratorlar azimutal və zenital günəşizləyici sistemlərlə təchiz olunmuşdur (Məmmədov, 2011). Hər üç qurğuda qızdırıcı buxar alınması məqsədilə Abşeron yarımadasının təbii iqlim şəraitinə uyğun təcrübələr aparılmışdır.

Əvvəlcə Abşeron yarımadasının günəş enerjisi potensialının öyrənilməsi və bu potensialın fəsillər üzrə paylanmasını təyin etmək üçün 2003-2013-cü illər ərzində mütəmadi olaraq aktinometr, piranometr, albedometr və qalvanometr vasitəsilə günəş şüası intensivliyi ölçülmüşdür (Mammadov, 2013). Ölçmələrin intensivləşdirilməsi və daha dəqiq məlumatların əldə edilməsi məqsədilə 2008-2013-cü illər ərzində yüksək dəqiqlik sinfinə aid Almaniya istehsalı olan rəqəmli cihazlardan istifadə edilmişdir. Bu cihazlar avtomatik rejimdə çalışır və alınan məlumatları birbaşa kompüterə ötürür (2-ci şəkil).



1-ci şəkil. Neft yataqlarının işlənməsi zamanı günəş energetik qurğuları vasitəsilə qızdırıcı buxarın vurulmasının texnoloji sxemi.
1 – soyuq su çəni, 2 – su nasosu, 3 – mancanaq dəzgahı, 4 – soyuq su xətti, 5 – parabolosilindrik konsentrator, 6 – parabolik konsentrator, 7 – qızdırıcı buxar xətti, 8 – vurucu boru, 9 – qızdırıcı buxarın çıxışı, 10 – istismar borusu, 11 – neft axını

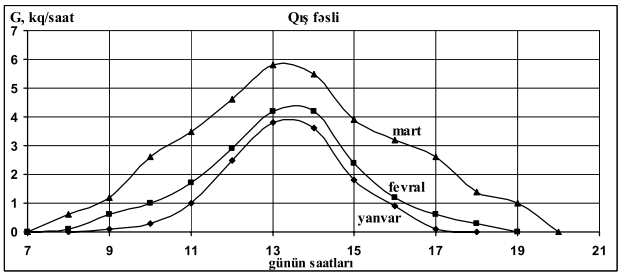


2-ci şəkil. Abşeron yarımadasında birbaşa günəş radiasiyasının günün saatlarından asılılığı.
1 – yay fəsli, 2 – payız fəsli, 3 – qış fəsli, 4 – yaz fəsli

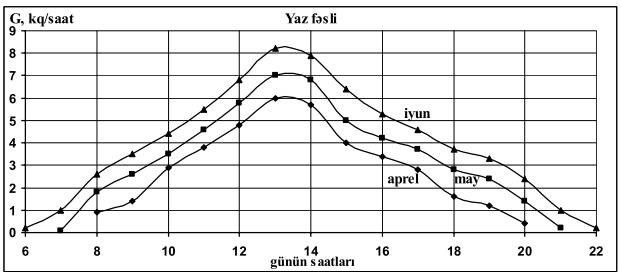
Cədvəldə qızdırıcı buxar alınması məqsədilə istifadə olunan yüksək və orta temperaturlu günəş energetik qurğularının ilin ayları üzrə məhsuldarlığı və f.i.ə. (faydalı iş əmsalı) verilmişdir. Eksperimentlər zamanı, təbii iqlim şəraitinə uyğun olaraq, ümumi günəş radiasiyasının miqdarı (MC/m^2), havanın orta temperaturu (^{0}C), küləyin orta sürəti (m/san) ölçülmüşdür. Parabolik və parabolosilindrik konsentratorların məhsuldarlığı və f.i.ə. əsasən günəş şüası intensivliyindən asılı olaraq, parabolik əyri üzrə dəyişir. Ən yüksək göstəricilər yay aylarında, orta göstəricilər yaz və payız aylarında, minimal göstəricilər isə qış aylarında müşahidə olunur.

Hər iki konsentratoru müqayisə etdikdə, görmək olar ki, güzgü səthi sahələrinin bir-birinə yaxın olmalarına baxmayaraq, parabolik konsentratorda alınan parametrlər daha yüksəkdir. Ona görə də parabolik konsentratorlu günəş energetik qurğusunun qızdırıcı buxar istehsalı məqsədilə istifadə edilməsi zamanı onun məhsuldarlığının hər bir fəsil (aylar) üzrə günün saatlarından asılılığı eksperimental olaraq təyin edilmişdir.

Hər bir asılılıq ayrıca olaraq, qış fəsli üçün 3-cü, yaz fəsli üçün 4-cü, yay fəsli üçün 5-ci, payız fəsli üçün isə 6-cı şəkillərdə verilmişdir.



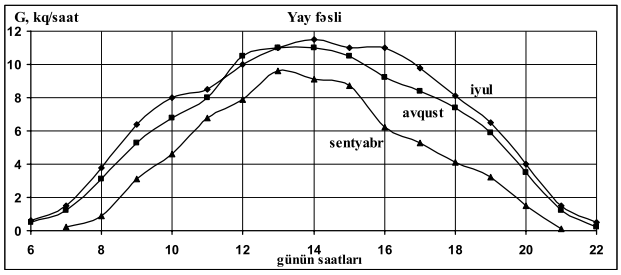
3-cü şəkil. Qış fəslində parabolik konsentratorun məhsuldarlığının günün saatlarından asılılığı üzrə eksperimental nəticələri



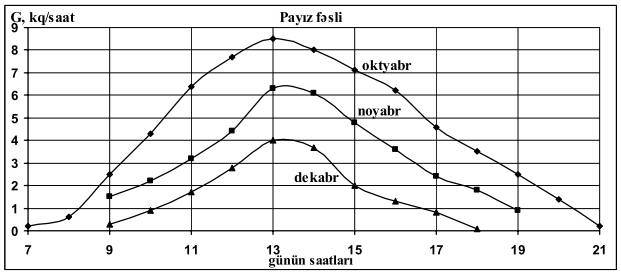
4-cü şəkil. Yaz fəslində parabolik konsentratorun məhsuldarlığının günün saatlarından asılılığı üzrə eksperimental nəticələri

Parabolik və parabolosilindrik konsentratorların ilin ayları üzrə eksperimental nəticələri

Aylar	Ümumi günəş radiasiyasının miqdarı, MC/m^2	Havanın orta temperaturu, ^{0}C	Küləyin orta sürəti, m/san	Qurğunun məhsuldarlığı, kq/m^2ay		Qurğunun f.i.ə.	
				Parabolik konsentrator	Parabolo-silindrik konsentrator	Parabolik konsentrator	Parabolo-silindrik konsentrator
I	305	3,9	5,5	58	47	0,147	0,118
II	370	4,1	5,9	86	66	0,18	0,14
III	555	6,3	6,4	128	101	0,21	0,222
IV	639	11,2	5,9	369	189	0,278	0,285
V	756	17,7	5,7	587	305	0,354	0,354
VI	769	22,6	6,1	758	498	0,425	0,389
VII	745	25,7	6,7	766	685	0,485	0,412
VIII	672	25,7	6,0	702	652	0,463	0,398
IX	556	21,8	5,8	655	502	0,384	0,311
X	443	16,6	5,5	565	425	0,31	0,235
XI	307	11,1	5,2	403	301	0,246	0,18
XII	267	6,8	5,2	191	98	0,165	0,13



5-ci şəkil. Yay fəslində parabolik konsentratorun məhsuldarlığının günün saatlarından asılılığı üzrə eksperimental nəticələri



6-cı şəkil. Payız fəslində parabolik konsentratorun məhsuldarlığının günün saatlarından asılılığı üzrə eksperimental nəticələri

Şəkillərdən göründüyü kimi, qış, yaz və payız aylarında qurğunun məhsuldarlığı günortaya qədər sürətlə artır, günortadan sonra isə həmin templə aşağı düşür. Lakin yay fəslində qurğuda müəyyən qədər istilik ətaləti yaranır ki, bu da havanın temperaturunun yüksəlməsi, küləyin sürətinin azalması, istilik itkilərinin azalması ilə əlaqədardır. Beləliklə, aparılmış eksperimentlər əsasında demək olar ki, ən yüksək məhsuldarlıq iyul ayında, minimal məhsuldarlıq isə yanvar ayında müşahidə edilir.

Nəticə

Aparılmış təhlil və eksperimentlərə əsasən demək olar ki, yüksəközlülüklü neft və təbii bitum yataqlarının termiki üsulla işlənməsində enerjiyə qənaət texnologiyalarından istifadə edilməsi məqsədilə yüksək və orta temperaturlu günəş energetik qurğularının tətbiqi daha məqsədəuyğundur. Bu texnologiya avtonom iş qabliyyətinə malik olmaqla, iqtisadi və ekoloji cəhətdən çox üstündür.

ƏDƏBİYYAT

MƏMMƏDOV, F.F. 2011. Azərbaycanda günəş enerjisindən istifadə və müasir günəş energetik qurğuları. Proqres. Bakı. 204s.

SALAVATOV, T.Ş., MƏMMƏDOV, F.F. 2012. Layların neftveriminin artırılması məqsədilə alternativ enerji qurğularından istifadənin mümkünlüyü. *Neft-qazçıxarmada yeni texnologiyalar* II Beynəlxalq elmi-təcrübi konfransının materiallarında. Bakı. 155-157.

SALAVATOV, T.Ş., MƏMMƏDOV, F.F. 2013. Neft yataqlarının işlənməsi zamanı günəş istilik-energetik qurğularında qızdırılan istilikdaşıyıcılar vasitəsilə qalıq neftin çıxarılmasının tədqiqi. Akademik Azad Xəlil oğlu Mirzəcanzadənin 85-illik yubileyinə həsr olunmuş *Neft-qaz sahəsində qeyri-Nyuton sistemlər* Beynəlxalq Elmi Konfransının materiallarında. Bakı. 231-232.

MAMMADOV, F.F. 2013. Yearly average maps of solar radiation in Azerbaijan. *Energy and Power*, 3, 4, 44-50.

БЕРНШТЕЙН, М.А. 1971. Тепловые методы разработки нефтяных месторождений и обработки призабойных зон пласта. ВНИИОЭНГ. 325с.

КАТАЛОГ ПРОДУКЦИИ GMT. 2012. Промышленные парогенераторы из Италии. 56с.

КУДИНОВ, В.И. 1996. Совершенствование тепловых методов разработки месторождений высоковязких нефтей. Нефть и газ. Москва. 284с.

МИРЗАДЖАНЗАДЕ, А.Х., АМЕТОВ, И.М. 1983. Прогнозирование промысловой эффективности методов теплового воздействия на нефтяные пласты. Недра. Москва. 222с.

Məqaləyə t.e.n. Ə.Ə.Mövsumzadə rəy vermişdir.