

1105/2

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР
АКАДЕМИЈАСЫНЫН
ХƏБƏРЛƏРИ
ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

КЕОЛОКИЈА-ҶОГРАФИЈА ЕЛМЛƏРИ
СЕРИЈАСЫ

★

СЕРИЯ
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

5

1964

А. Л. ПУТКАРАДЗЕ

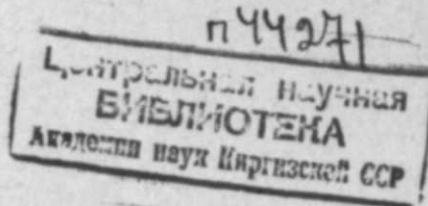
**НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БАКИНСКОГО
АРХИПЕЛАГА В ПЛИОЦЕНЕ И АНТРОПОГЕНЕ**

Бакинским архипелагом принято называть участок Каспийского моря, прилегающий с юга к западной части Апшеронского полуострова и с юго-востока — к Кобыстану и Прикуринской низменности. Южной границей его можно считать широту г. Ленкорань. В геоморфологическом отношении архипелаг является западным подводным склоном Южно-Каспийской впадины, состоит из многочисленных островков и банок, в большинстве являющихся конусами действующих грязевых вулканов то выступающих над уровнем моря, то не достигающих его поверхности. Острова и банки представляют собой подводные возвышенности, местами достигающие высоты 100 м и больше от дна моря.

В общей схеме тектоники юго-восточного Кавказа Бакинский архипелаг является продолжением на юго-восток складок юго-восточного Кобыстана и Прикуринской низменности и располагается в зоне современных активных складчатых движений, охватывающих северо-восточный борт Куринской депрессии, Восточный Апшерон и Апшеронский архипелаг. Направление складок Бакинского архипелага резко отклоняется от общекавказского и приближается к субмеридиональному, пересекая восточное продолжение Куринской впадины под большим углом.

Морфологические черты Бакинского архипелага, по-видимому, определились в первой половине среднего плиоцена в виде подводного продолжения антиклинали Большой Кянизадаг на юго-восток и Хаммамдагского вала, оказавших сильное влияние на распределение терригенного материала особенно в конце нижней и в начале верхней половины среднего плиоцена. Интенсивную складчатую жизнь Бакинский архипелаг пережил на границе среднего и верхнего плиоцена. К этому периоду относится усиление деятельности грязевых вулканов, выбросивших огромное количество брекчии, сыгравшей важную роль в образовании осадков.

Палеогеографические условия бассейна среднего и верхнего плиоцена, а также антропогена Бакинского архипелага характеризуются особенностями, на которых мы кратко остановимся. Степень изученности отдельных стратиграфических интервалов разреза, слагающего Ба-



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Ш. А. Азизбеков (редактор), М. В. Абрамович, А. А. Ализаде, К. А. Ализаде, Г. А. Алиев (ответственный секретарь), М. А. Кашкай, С. М. Кулиев (зам. редактора), К. К. Гюль, С. Г. Рустамов, А. Д. Султанов.

Адрес: Баку, Коммунистическая, 10. Редакция «Известий Академии наук Азербайджанской ССР (серия геолого-географических наук)».

кинский архипелаг, неодинакова, что сказывается на полноте характеристики этих горизонтов.

Средний плиоцен (продуктивная толща). Береговая линия реликта понтического бассейна еще не установлена окончательно, но отдельные этапы развития последовавшего за ним продуктивного моря выявлены достаточно надежно. Контур водной поверхности продуктивной толщи в течение среднего плиоцена менялся резко в зависимости от уровня бассейна [1, 7], к концу века образовались далеко вдающиеся в сушу заливы (Прикуринский, Джейранкечмезский и др.) с многочисленными островками (Пута, Карадаг, Дуваный-море, Аляты-море, о. Свиной и т. д.).

Терригенный материал в бассейн продуктивной толщи приносился как главными водными артериями, так и многочисленными мелкими потоками, сбегавшими с воздымающихся горных сооружений Большого и Малого Кавказа. Значительную роль в накоплении осадков играли также местные участки питания и морские течения, переносящие поступающий извне материал и размывающие повышенные области рельефа морского дна. Все это создало чрезвычайно пестрый литологический состав осадков продуктивной толщи на отдельных участках ее развития.

Границы распространения продуктивной толщи на суше установлены достаточно надежно. Отчетливо отбита граница продуктивной толщи вдоль северо-восточного борта Куринской депрессии; менее ясна она вдоль юго-западного борта. Здесь в опорной скважине (Сариджаларская) вскрыта продуктивная толща на глубине 2630 м [11], по которой прошла 335 м, не достигнув ее подошвы. Данные бурения скважин на площадях Дайкенд (опорная) и Новоголовка (разведочные), с одной стороны, и сейсморазведки — с другой, показали, что на участке между указанными пунктами продуктивная толща выклинивается полностью.

Литологический состав продуктивной толщи выражен мощной серией чередующихся прослоев песков, алевритов и глин со значительными колебаниями минералогического состава главным образом песчано-алевритовых пород, что, по-видимому, связано с изменением роли отдельных питающих провинций в снабжении бассейна терригенным материалом.

Геотектоническая и палеогеографическая обстановка в конце понтического века характеризовалась интенсивным воздыманием молодых горных сооружений Большого и Малого Кавказа и значительным компенсационным прогибанием Куринской и Джейранкечмесской депрессий, вследствие чего усилилось поступление терригенного материала в небольшой по размерам бассейн продуктивной толщи. В первой половине века среднего плиоцена в результате погружения приосевой зоны юго-восточного Кавказа границы бассейна продуктивной толщи значительно расширились на север и вышли за пределы Апшеронского полуострова. В век первого перерыва произошло почти полное осушение участка, ныне занимаемого Апшеронским полуостровом. По данным И. И. Потапова, его центральная часть была прорезана одним из рукавов Палеоволги, образовавшим широкую речную долину, заполненную осадками «первого перерыва» и балаханской свиты [5]. Начиная с балаханского века, бассейн продуктивной толщи стал расширяться на север, достигнув к концу среднего плиоцена района Черного рынка, где в опорной скважине была выделена так называемая «терская свита» [13] с обильным содержанием кварцевого материала, залегающая между фаунистически хорошо охарактеризованными осадками понтического и акчагыльского ярусов.

С перемещением берега на север туда же передвинулось и место поступления терригенного материала в бассейн продуктивной толщи из северной питающей провинции. Эти изменения палеогеографической обстановки ярко отражены в составе продуктивной толщи Апшеронского полуострова и особенно более южных и западных участков бассейна, куда почти полностью прекратился доступ терригенного материала из северной питающей провинции.

В последующий период среднего плиоцена в бассейне продуктивной толщи обособились участки седиментации, на которых преобладающая роль в снабжении терригенным материалом принадлежала отдельным питающим провинциям. Такими участками в пределах юго-восточного Кавказа являлись Кубинский район, Апшеронский полуостров, Кобыстан, Прикуринская низменность и часть бассейна, составляющая юго-западный борт Куринской депрессии. Бакинский архипелаг находился на стыке трех последних участков седиментации, испытав на себе влияние трех провинций, которые питали эти участки терригенным материалом.



Рис. 1. Трещины растяжения в нижнем апшероне, о. Свиной.



Рис. 2. Знаки подводного оползания в продуктивной толще, Камень Персиянин.

Конец века продуктивной толщи ознаменовался усилением тектонических движений, ростом антиклинальных поднятий и активной деятельностью грязевых вулканов, особенно в северной части архипелага, о чем свидетельствует наличие пластов грязевулканической брекчии среди нормальных осадков продуктивной толщи на площадях Дуваный-море и Аляты-море. Многочисленные следы подводных оползней в продуктивной толще на поднятиях Камень Персиянин, Аляты-море, Свиной-море и других, а также наличие знаков внедрения и трещин, заполненных материалом вышележащих слоев, указывают на существование значительных уклонов морского дна и на активную сейсмичность района (рис. 1, 2).

Начиная с балаханского века, бассейн продуктивной толщи испытал непрерывное расширение за счет усилившегося притока речных вод [2], вследствие чего в приустьевых участках бассейна опреснение достигло значительных размеров, создав условия для развития пресноводной фауны. Обилие остатков таких форм, как *Planorbis*, *Unio*, *Limnaea* в продуктивной толще и крупные их размеры говорят о благоприятных условиях обитания этих организмов в Бакинском архипелаге.



Рис. 3. Карта контуров выклинивания отдельных горизонтов продуктивной толщи. 1—современный выход подошвы продуктивной толщи; 2—контур выклинивания КаС; 3—контур выклинивания ПК; 4—предполагаемая граница распространения кварцевой фации VII горизонта; 5—направление приноса терригенного материала в бассейн продуктивной толщи.

еще весьма ограниченную по площади бассейн продуктивной толщи, где накопление осадков происходило главным образом за счет приноса терригенного материала из северной питающей провинции. Наличие мощных кварцевых образований в V и VII горизонтах южного крыла Карадага и на юго-восточных периклинальных окончаний поднятий. Дашгиль, Дуванный, Кяниздаг говорит о том, что в конце первой половины века продуктивной толщи началось прогибание Джейранкечмесской депрессии и здесь образовался недалеко вдающийся в сушу залив, где накапливались осадки апшеронского типа (рис. 3).

Второй этап ознаменовался значительным относительным повышением уровня среднеплиоценового бассейна, повлекшим за собой перемещение его берегов, особенно на север и на запад. В результате имела место коренная перестройка системы терригенного питания участка бассейна, занятого ныне Бакинским архипелагом. Сюда уже не достигал приносимый с севера материал, но значительно усилилось поступ-

ление материала с ближайших отрогов Большого Кавказа, сложенных преимущественно глинистыми и флишевыми осадками миоцен-палеогена и верхнего мела.

Значительную роль в формировании осадков верхней части разреза продуктивной толщи играл также материал, приносимый с северо-запада, по-видимому, за счет размыта южных склонов Большого Кавказа и северо-восточных склонов Малого Кавказа. Обилие обломков туфогенных пород, зерен пироксенов и роговой обманки в составе минералогической ассоциации верхней части разреза говорит о том, что накопление этих осадков происходило за счет кавказских источников терригенного питания.

Бакинский архипелаг в это время представлял мелководный участок, изобилующий островами и банками, которые также местами разрушались. Сравнительное обилие остатков пресноводной фауны и растительности говорит о низкой солености бассейна. Однако на ряде участков временами концентрация солей достигала значительных размеров, в результате чего образовались сильноизвестковистые и сильноогипсованные осадки.

Обогащение отдельных частей разреза продуктивной толщи гипсом наблюдается на многих участках ее развития. В ряде районов Азербайджана гипсовые накопления образуют тела крупных размеров в виде штоков и сильноогипсованных пород, залегающих в подошве продуктивной толщи. В Кобыстане в гипсовых накоплениях нами была собрана хорошей сохранности, но угнетенная моллюсковая фауна понтического яруса (*Didacna incerta* Andr., *D. cf. lutra* Andr., *Proso-dacna schirvanica* Andrus. и др.).

Гипсовые накопления, приуроченные к верхам среднего плиоцена, имеют более широкое распространение. Они встречаются вдоль юго-западных крыльев поднятий о. Жилой, Камней Григоренко и о. Артема, где образуют в контакте продуктивной толщи с акчагыльским и апшеронским ярусами пропластки светло-серого гипса мощностью от нескольких мм до 0,3 м, придающие породе полосчатый вид. Гипсовые прослои чередуются с обычными для продуктивной толщи этого района бурыми плотными глинами, также обогащенными гипсом. В составе первых отмечается резкое преобладание $CaSO_4$ (от 72 до 82%) над другими компонентами [7], тогда как содержание гипса в глинах не превышает 40%.

В Бакинском архипелаге помимо тонких прослоев кристаллического гипса среди глин очень широко распространены песчаники на гипсовом цементе; они были обнаружены почти во всех скважинах на площадях Погорелая Плита, о. Дуванный, Хамамдаг-море, о. Булла и др. В большинстве случаев эти песчаники представляют собой плотные породы, поверхности излома которых во всех сечениях переливаются шелковистым блеском.

Верхний плиоцен (акчагыльский век). Начало верхнего плиоцена ознаменовалось крупной акчагыльской трансгрессией, границы которой вышли далеко за пределы распространения всех предшествующих плиоценовых бассейнов. Однако неровности рельефа дна продуктивного бассейна сохранились и значительно увеличилась амплитуда колебаний отдельных участков, соответствующих антиклинальным поднятиям и синклинальным прогибам. Вследствие этого на сводах антиклинальных поднятий наблюдается заметное сокращение мощности акчагыльского яруса, а на ряде их слои акчагыльского яруса не отлагались совсем [7]. Так, например, на поднятиях Свиной-море (северо-западная периклираль), Дуванный-море (северо-восточное крыло), о. Булла слои акчагыла отсутствуют; на поднятии банка Головачева

отмечено резкое сокращение мощности его на своде, а на поднятиях Погорелая Плита и Аляты-море наблюдается заметное угловое несогласие между продуктивной толщей и акчагылом. Вместе с тем на площадях Аляты-море и Свиной-море имеет место также сокращение мощности акчагыла, причем наименьшие мощности его отмечены не на сводах, а на южном крыле поднятия в первом случае, и на северо-западной периклинали — во втором.

Литофациальный состав акчагыльского яруса характеризуется большим разнообразием — от тонкоотмученных листоватых глин (Апшерон, юго-восточный Кобыстан, Прикуринская низменность) до прибрежных образований, состоящих из чередования песков, песчаников, известняков и конгломератов, развитых в краевых зонах акчагыльского бассейна. Бакинский архипелаг был значительно удален от берегов бассейна, чем и следует объяснить глинистый характер разреза и сравнительно небольшие мощности акчагыльского яруса.

Апшеронский век. На большей части территории Бакинского архипелага нижний подъярус апшерона залегает согласно на слои акчагыльского яруса. Только на сводах отмеченных выше поднятий, где акчагыл отсутствует, апшеронский ярус ложится прямо на продуктивную толщу. При этом наблюдается сокращение мощности нижнего подъяруса вплоть до его полного выпадения. В этих случаях (южное крыло поднятия Аляты-море, юго-западное крыло поднятия Погорелая Плита) средний подъярус апшерона залегает на продуктивную толщу с явно выраженным угловым несогласием.

Разрез апшеронского яруса весьма близок к разрезам его на соседних участках суши — юго-восточном Кобыстане и Прикуринской низменности, особенно нижнего подъяруса. Наиболее песчаным в разрезе апшерона является средний подъярус. Однако как мощность отдельных прослоев песчаных образований, так и общая песчаность подъяруса значительно меньше в Бакинском архипелаге, чем на Алятской гряде и в северной части Прикуринской низменности.

Литофациальный состав нижнего подъяруса апшерона в Бакинском архипелаге довольно однообразен и выражен преимущественно темно-серыми и редко бурыми глинами с редкими прослоями глинистых песков и песчаников небольшой мощности, местами детритусовых.

Палеогеографическая обстановка в нижнем апшероне характеризуется теми же признаками, что и в акчагыле; так же мало отличались от акчагыльских и геотектонические условия. Только своды отдельных поднятий (Свиной-море, Аляты-море) испытали значительный подъем, в результате чего на них накопились осадки нижнего апшерона сокращенной мощности, а на северо-восточном крыле поднятия Дуваннй-море осадки нижнего апшерона, как и акчагыла, не накапливались вовсе.

Обильные прослои грязевулканической брекчии в нижнем апшероне (Аляты-море, Свиной-море, банка Головачева), а местами полное замещение брекчией нормальных морских осадков подъяруса (о. Булла) говорят о сильных грязевулканических извержениях, имевших место в нижнеапшеронский век.

Переход от нижнего к среднему подъярусу апшерона в юго-восточном Кобыстане и на Апшеронском полуострове характеризуется наличием в основании последних конгломератов, местами состоящих из гальки продуктивной толщи (Малый Кянизадаг) и небольшого углового несогласия между ними. В Бакинском архипелаге эта граница фиксируется накоплением конгломерата и песчано-ракушниковых образований в разрезах среднего подъяруса на поднятиях банка Головачева, Камень Игнатия, о. Глиняный, о. Булла, что указывает на важ-

ные изменения в условиях накопления осадков, наступившие после нижнеапшеронского века.

По сравнению с Апшеронским полуостровом и Кобыстаном в Бакинском архипелаге в среднем апшероне отмечается значительное увеличение роли глинистых образований и уменьшение песчано-ракушниковых пород. Глины преимущественно серые, сильнопесчанистые, пески серые средне и мелкозернистые, ракушники сильно песчанистые, крепко сцементированные. Встречаются прослои черной известковистой глины и вулканического пепла. Средний апшерон богат органическими остатками.

В начале среднего апшерона границы бассейна заметно сократились, а в районе Бакинского архипелага и на соседних участках суши море значительно обмелело и местами появились островки, послужившие источниками местного питания.

На ряде участков Хамамдаг-море, о. Булла, Камень Игнатия, банка Головачева) наблюдается наличие в разрезе среднего апшерона прослоев крупногалечного конгломерата, состоящего из неодинаково окатанных обломков осадочных пород, мраморовидного известняка, песчаника, доломита с обильным содержанием гальки изверженного комплекса, по-видимому, малокавказского происхождения. Эти участки, возможно, представляли собой дельту крупной реки, приносящей обломочный материал как с Большого, так и Малого Кавказа (рис. 4, 5).



Рис. 4. Базальный конгломерат среднего апшерона, Хамамдаг-море.



Рис. 5. Грубообломочные осадки среднего апшерона, Камень Игнатия.

веро-восточное побережье Апшеронского полуострова).

В Бакинском архипелаге на некоторых площадях отмечается уменьшение углов падения (на 4—6°) при переходе от среднего к верхнему подъярусу. В литофациальном отношении верхний апшерон здесь также выражен глинами с прослоями песчано-ракушниковых образований и с одним прослоем (близ подошвы) вулканического пепла.

В верхней части верхнего апшерона (о. Свиной) присутствует 20-метровый пласт песчано-ракушникового известняка, выделяющегося высоким омическим сопротивлением; наличие его отмечается и в север-

ной части архипелага, на далеких крыльях поднятий Сангачалы-Дуванинской зоны, Аляты-море, Хамамдаг-море, а также на ближайших участках суши (Пирсагат и др.), где он выражен в той же литофации с переходом в нижней части в грубозернистый песок.

Антропоген. Палеогеографическая обстановка в начале антропогена, после значительных поднятий верхнеапшеронского времени, характеризовалась дальнейшим погружением указанных выше заливов, особенно Куринского, где наиболее отчетливо отделилась трансгрессия Бакинского моря, вызвавшая затопление верхнеапшеронских островов и аллювиальных равнин, в результате чего значительно расширились его контуры. Несмотря на повышение уровня моря на сводах ряда поднятий, сохранилась тенденция подъема, вызвавшая сокращение мощности бакинского яруса на этих сводах. По данным В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова, в центральной части Куринской впадины в бакинское время шло накопление преимущественно континентальных осадков: озерных в его осевой полосе и аллювиально-пролювиальных — вдоль северного борта [12].

По всему Бакинскому архипелагу отчетливо отмечается перерыв между апшеронским ярусом и бакинскими слоями, знаменующий собой переход от третичного периода к четвертичному.

Угловое и азимутальное несогласие между апшеронским ярусом и бакинскими слоями выражено достаточно ясно, о чем говорит соотношение линий выхода подошвы бакинского яруса на дне моря и простирание апшеронских слоев на площадях Дуванный-море, банка Головачева, Хамамдаг-море [8] и др. Угловое несогласие на площади Аляты-море достигает 4—10°, а азимутальное на площадях банка Головачева и Дуванный-море — 10—12°.

Во всех указанных случаях, так же как и на Нефтяных Камнях, линии контакта четвертичных отложений с подстилающими срезают юго-восточные периклиналы поднятий, что свидетельствует об интенсивном погружении Южно-Каспийской впадины именно в четвертичное время.

Глинистый разрез бакинского яруса сменяется более грубообломочными осадками гюрджанского века, выраженными на соседних участках юго-восточного Кобыстана высоко поднятыми террасами, почти повсюду отделенными от бакинского яруса явно выраженным угловым несогласием, достигающим 5—10°. В прилегающей к Бакинскому архипелагу части Куринской впадины и юго-восточного Кобыстана гюрджанский горизонт выражен морскими образованиями с обильной фауной.

Хазарское время ознаменовалось значительным сокращением водного пространства Каспийского бассейна, повлекшим за собой осушение некоторых участков, занятых ныне морем. Предхазарские движения вызвали заметную деформацию гюрджанских слоев, особенно в антиклинальных зонах, на ряде участков приведшую к угловым несогласиям с хазарским ярусом [3, 9, 10].

На сводах антиклинальных поднятий Бакинского архипелага слои хазарского яруса нигде не обнаружены. Вскрыты они только на о. Булла и в ряде других пунктов, приуроченных к далеким крыльевым и периклинальным частям складок. Дислоцированы они здесь в пределах 2—4°.

Литогеологический состав хазарского яруса на Апшероне и в юго-восточном Кобыстане характеризуется преимущественно грубообломочными осадками — галечниками, гравием, грубозернистыми песками и ракушниками; глинистые и песчаные прослои в разрезах хазарского яруса преобладают в Прикуринской низменности.

Палеогеографическая обстановка хазарского времени характеризуется значительной трансгрессией, не достигшей, однако, размеров гюрджанской вследствие поднятий, имеющих место в конце гюрджанского века на периферии Большого и Малого Кавказа [11]. Глубины хазарского моря на Апшероне и на юго-восточном Кобыстане не превышали 10—15 м, а в Прикуринской низменности немного превосходили эти числа. Здесь происходило накопление преимущественно терригенного материала, приносимого реками.

Началу хвалынского века предшествовали заметные тектонические деформации хазарских слоев, выразившиеся как в поднятии, так и в складчатости. В северо-восточной прибортовой части Куринской депрессии наклон хазарских слоев достигает значительных размеров, а в ряде мест они пересекаются разрывами.

Осадки древнехвалынского яруса имеют почти то же распространение, что и хазарские отложения. На Сангачалы-Алятском побережье они выражены песками с галькой и битой ракушей. В Бакинском архипелаге в разрезе его появляются суглинки и обильная примесь обломочного материала из грязевулканической брекчии.

Новохвалынская терраса распространена преимущественно вдоль современной береговой полосы и только в Нижне-Куринской депрессии встречается на значительном удалении от берега, достигая Аджиабульского озера. Литологически она выражена песками и ракушниками с прослоями галечника в основании.

В пределах Бакинского архипелага новохвалынский горизонт трудно отделить как от подстилающих, так и от покрывающих его современных осадков Каспийского моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев А. К. Геология и нефтегазоносность Кура-Араксинской области. Азербайджанский нефтяной институт, Баку, 1960.
2. Ализаде А. А. Палеогеография бассейна балаханского яруса. АЗИНТИ, 1960, Баку.
3. Жуков М. М. АНХ, 1929, № 5.
4. Ковалевский С. А. Континентальная толща Аджиноура. ОНТИ, 1936.
5. Потапов И. И. Апшеронская нефтеносная область. (Геологическая характеристика). Изд-во АН Азерб. ССР, 1954.
6. Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Азнефтеиздат, 1958.
7. Путкарадзе А. Л. «Изв. АН Азерб. ССР», 1958, № 1.
8. Путкарадзе А. Л. «Изв. АН Азерб. ССР», 1962, № 4.
9. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Изд-во АН СССР, 1957.
10. Хаин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, Баку, 1950.
11. Хаин В. Е., Ахмедов Г. А. Геологическое строение Азербайджанской ССР по материалам опорного бурения. Гостоптехиздат, Л., 1957.
12. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1952.
13. Цатуров А. И. АНХ, 1948, № 2.
14. Широков Ф. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северного борта Куринской депрессии. Фонд ИГ, 1962.

А. Л. Путкарадзе

Плюсен вэ антропогендэ Багы архипелагында палеогеографи вэ кеотектоник инкишафын бэ'зи мэсэлэлэри

ХУЛАСЭ

Мэгалэдэ Багы архипелагынын гыса чографи вэ кеоморфоложи характеристикасы верилір, рајонун тектоникасы вэ кеоложи инкишаф тарихи һаггында мэ'луматлар кэтирилір. Гејд олунур ки, архипела-

гын морфоложи хусуиҗэтлери орта плюссенин биринчи жарысында антиклинал зоналарын эмэле кэлмэсини экс етдирэн һөвзэнин дибиндэ суусту бэндлэр шэклиндэ мүәҗҗән едилмишдир. Һэммин бэндлэрин мәһсулдар гат һөвзэсинэ дахил олан террикен материалын бөлүшдүрүлмэсиндэ мүһүм ролу олмушдур.

Бурада Агчакил вә Абшерон мәртәбэлэринин мәһсулдар гат чөкүнтүлэринин формалашмасы шәраити вә антропокенин аҗры-аҗры стратиграфик интерваллары мүфәссәл ишыгландырылыр. Һәмчинин аҗры-аҗры гидаландырычы әҗаләтлэрин характеристикасы верилир вә архипелагын кеоложи инкишафынын мүхтәлиф дөврлэриндә һөвзэнин террикен материалы илә тәһһизиндә онларын ролу кестэрилир. Мәһсулдар гатын гум-алеврит сүхурларынын жүнкүл фраксијалары тәркибиндә чох мүһүм рол оҗнаҗан террикен кварсын шимал мәншәҗи һаггындакы конспесија мүдафиә едиллир. Һэммин сүхурларын Бақы архипелагында топланмасы орта плюссенин ашағы жарысында (Балаханы мәртәбэсинин ортасына гэдәр) баш вермишдир. Сонралар исә орта плюссен дәнниси узаг шимала чәкилдијиндән шимал гидаландырычы әҗаләтиндән дахил олан материал Бақы архипелагына гэдәр чатмамыш вә мәһсулдар гатын чөкүнтүлэри Гафгаз гита мәнбэлэринин һесабына эмэле кэлмишдир.

Мәгаләдә һәмчинин мәһсулдар гат чөкүнтүлэринин әсас материал типлэринин јаҗылма схеми верилмишдир.

К. А. ИСМАЙЛОВ, М. Н. МИРЗОЕВ

О ХАРАКТЕРЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ПЛАСТОВЫХ ВОД ПО РАЗРЕЗУ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЮРОВДАГ И МИШОВДАГ (ПРИКУРИНСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ)

Выяснение характера изменения состава пластовых вод по разрезу продуктивной толщи месторождений Кюровдаг¹ и Мишовдаг в настоящее время приобретает важное практическое значение в связи с вводом в эксплуатацию новых горизонтов и применением искусственного воздействия на залежи нефти I горизонта.

Большинство данных анализов² вод относится к I горизонту, который является основным объектом разработки в указанных месторождениях. По другим горизонтам продуктивной толщи, находящимся сейчас в пробной эксплуатации, число скважин, по которым имеются гидрохимические данные, иногда снижается до 2—3.

В рассматриваемых месторождениях продуктивная толща вскрыта на значительную мощность (2000—2100 м). Однако гидрохимическую характеристику ее разреза можно приводить лишь до VI горизонта, залегающего от кровли продуктивной толщи на расстоянии 600—650 м.

Воды исследуемых месторождений являются жесткими, минерализация их изменяется в пределах 0,6—5,7°Be, реже доходит до 7—11°Be.

Судя по величине изменения коэффициента $\frac{Cl-Na}{Mg}$, эти воды, по классификации В. А. Сулина [2], относятся к хлоркальциевому типу, но в ряде скважин из одного и того же объекта были получены хлормагниево-кальциевые воды, для которых упомянутый коэффициент меньше 1. Вообще для Mg характерен широкий предел изменения. В одних случаях по содержанию он явно преобладает над Ca, в других полностью отсутствует в составе воды. Подобное явление часто отмечается в Кюровдаге. В связи с этим при сопоставлении состава вод различных горизонтов коэффициент $\frac{Cl-Na}{Mg}$ теряет свое коррелятивное значение, поскольку при Mg=0 он становится бесконечным.

¹ Сюда нами включается также площадь Карабагам.

² Нами использованы результаты анализов состава вод, произведенных в лаборатории ЦНИИРа НПУ „Ширваннефть“.

Для вод месторождений Кюровдаг и Мишовдаг характерно содержание сульфатов (обычно 0,1—1,0, реже 2—4 мг·экв при $\Sigma_{a+k}=20$ —193 мг·экв на 100 г воды), а во многих случаях — полное их отсутствие. Однако в Мишовдаге, где залежи нефти тяготеют к северо-западной периклинали складки, отделенной от центральной части поперечным нарушением с амплитудой смещения пластов 200—250 м, при опробовании ряда скважин (№ 127, 172, 202, 215, 280) была получена вода с высоким содержанием сульфатов (до 1—10 мг·экв). При классификации вод по разрезу продуктивной толщи Мишовдага данные этих скважин, тяготеющих в основном к зонам нарушения, не были приняты во внимание и считались исключениями. В данном случае мы исходили из предположения о возможности проникновения подобных вод в нефтяные пласты после формирования складчатой структуры месторождения и возникновения трещин.

Для установления определенных закономерностей в изменении состава пластовых вод по разрезу продуктивной толщи месторождений Кюровдаг и Мишовдаг мы ограничивались следующими показателями: соленость (в °Be), Cl', SO₄, общая минерализация, выраженная суммой анионов и катионов (Σ_{a+k}), вторая соленость по Пальмеру (S₂), содержание микроэлементов (B, Br, J). Для сравнения исследуемых вод нельзя опираться на значения коэффициента $\frac{Cl-Na}{Mg}$, учитывая широкий диапазон его изменения в различных горизонтах от десятых или сотых долей единицы до бесконечности.

Результаты наших исследований показывают (табл. 1 и 2), что выявление определенных закономерностей в изменении состава пластовых вод по разрезу продуктивной толщи как Кюровдагского, так и Мишовдагского месторождений представляет собой весьма трудную задачу. Воды, со сходной характеристикой встречаются в различных горизонтах разреза. Отсутствие определенной направленности в изменении состава вод со стратиграфической глубиной¹ становится понятным, если учесть наличие полного перекрытия по предельным значениям того или иного показателя в различных горизонтах, а также более широкий диапазон изменения этих показателей в одном горизонте, чем по разрезу изученной части продуктивной толщи.

Следует отметить, что определенная направленность в изменении состава вод ярко выражена по площади залежей I горизонта. Так, в Кюровдаге в сторону северо-западного погружения складки минерализация вод резко возрастает, в то время как в Мишовдаге она понижается. На обоих поднятиях в крыльевых частях воды становятся более минерализованными. Сделанный вывод справедлив для верхней части разреза продуктивной толщи, мощностью 600—650 м.

О составе вод более глубоко залегающих горизонтов можно судить по данным единичных скважин. Так, на площади Кюровдаг в скважине № 1 с глубины 3500 м, т. е. на расстоянии примерно 2100 м от кровли продуктивной толщи, была получена вода хлоркальциевого типа с общей минерализацией 90,36 мг·экв (2,6°Be). Скважина № 46 на площади Мишовдаг из IX горизонта, залегающего на расстоянии 900—1000 м от кровли продуктивной толщи, дала жесткую воду богатую сульфатами (9,46 мг·экв), с общей минерализацией 105,56 мг·экв (3,5°Be). В скважине № 32, пробуренной на соседней площади Бабазанан, водоправление отмечалось на глубине 3262—3274 м, т. е. на расстоянии около 2900 м от кровли продуктивной толщи. Получен-

¹ Исключение составляет лишь бор, содержание которого в водах обоих месторождений вниз по разрезу уменьшается.

Таблица 1

Изменение отдельных показателей состава вод по разрезу продуктивной толщи месторождения Кюровдаг

Горизонт и разрез	Число скважин	Соленость, °Be	Данные химического анализа, мг·экв на 100 г воды			Вторая соленость (S ₂), %	Na / Cl	Микроэлементы, мг/л		
			Cl'	SO ₄	Σ_{a+k}			B	Br	J
I	36	$\frac{0,7-4,1}{2,4}$	$\frac{10,2-75,99}{36,3}$	$\frac{0-0,53}{0,08}$	$\frac{21,1-153,36}{73,3}$	$\frac{0,78-13,08}{8,34}$	$\frac{0,88-0,99}{0,91}$	$\frac{20-68}{43,7}$	$\frac{11-65}{37}$	$\frac{5-38}{16}$
I-II	3	$\frac{1,1-2,4}{1,9}$	$\frac{15-38}{30}$	—	$\frac{30,88-76,76}{62,4}$	$\frac{5,84-7,5}{6,67}$	$\frac{0,92-1,08}{0,95}$	—	—	—
II	9	$\frac{0,7-2,5}{1,6}$	$\frac{8-39}{25}$	$\frac{0-1,04}{0,31}$	$\frac{18,94-80,48}{52,4}$	$\frac{0,72-9,66}{5,3}$	$\frac{0,90-1,08}{0,97}$	$\frac{30-56}{44}$	$\frac{10-41}{26}$	$\frac{10-23}{16,5}$
III	24	$\frac{0,7-5,7}{2,3}$	$\frac{6,0-95,88}{34,98}$	$\frac{0-3,26}{0,81}$	$\frac{17,18-193,62}{71,59}$	$\frac{1,12-17,78}{8,78}$	$\frac{0,82-1,12}{0,96}$	$\frac{32-40}{38,1}$	$\frac{5-60}{30,8}$	$\frac{22-27}{24}$
III-IV	5	$\frac{1,9-4,0}{2,2}$	$\frac{26,66-37,0}{32,97}$	$\frac{0-0,8}{0,17}$	$\frac{54,52-74,80}{67,39}$	$\frac{6,62-10,56}{9,09}$	$\frac{0,84-0,92}{0,90}$	—	—	—
IV	6	$\frac{0,6-3,4}{1,9}$	$\frac{7,0-55,99}{29,12}$	—	$\frac{20,32-112,46}{60,48}$	$\frac{3,36-17,84}{11,09}$	$\frac{0,81-1,37}{0,86}$	$\frac{22-30}{25,3}$	$\frac{11-69}{37}$	$\frac{5-20}{10,6}$
V	3	$\frac{1,2-3,3}{2,2}$	$\frac{16,07-53,06}{33,71}$	$\frac{0-0,7}{0,3}$	$\frac{34,34-113,62}{70,96}$	$\frac{1,74-16,50}{8,58}$	$\frac{0,77-0,43}{0,84}$	$\frac{16-21}{18,5}$	$\frac{11-56}{34,8}$	$\frac{10-20}{15,6}$
VI	1	1,3	17,64	0,26	37,0	2,7	0,98			

Примечание. Числитель—предельные значения; знаменатель—средние значения.

Таблица 2

Изменение отдельных показателей состава вод по разрезу продуктивной толщи месторождения Мишовдаг

Горизонт и раздел	Число скв.	Соленость, ‰Be	Данные химического анализа, мг·экв на 100 г водм		Вторая соленость (S ₂) %	Na Cl	Микроэлементы, мг/л		
			Cl'	SO ₄			Σ _{a+k}	B	Br
I	29	$\frac{0,7-3,9}{2,1}$	$\frac{12,0-56,71}{35,15}$	$\frac{0-3,81}{0,42}$	$\frac{24,24-119,68}{76,92}$	$\frac{0,85-0,98}{0,92}$	$\frac{6-46}{22,4}$	$\frac{16-75}{38}$	$\frac{13-51}{24,5}$
I-II	2	$\frac{1,6-3,0}{2,3}$	$\frac{26,65-43,5}{35,07}$	$\frac{0-0,2}{0,14}$	$\frac{54,34-89,0}{71,67}$	$\frac{0,9-0,9}{0,9}$	—	—	—
II	2	$\frac{1,5-3,4}{2,4}$	$\frac{23,0-37,0}{30,0}$	$\frac{0-0,2}{0,1}$	$\frac{41,76-76,24}{59,0}$	$\frac{0,89-0,92}{0,91}$	$\frac{10-44}{24}$	$\frac{32-59}{44,1}$	$\frac{23-33}{29}$
II-III	1	3,2	50,99	—	103,46	0,91	—	—	—
III	18	$\frac{0,7-2,7}{2,3}$	$\frac{11,0-45,0}{35,78}$	$\frac{0-4,31}{1,44}$	$\frac{22,72-91,10}{74,14}$	$\frac{0,88-0,98}{0,93}$	$\frac{10-20}{14,2}$	$\frac{11-53}{36}$	$\frac{20-51}{34,4}$
IV	1	1,3	21	1,33	45,26	1,03	12	62	18

ная вода является слабосульфатной (0,47 мг·экв), жесткой, хлоркальциевого типа с общей минерализацией 103,6 мг·экв (3,3°Be).

При сопоставлении этих данных с данными табл. 1 и 2 создается впечатление о возрастании минерализации вод со стратиграфической глубиной. Однако этому противоречат данные ряда скважин (№ 76, 92, 246, 329, 331 и др.), пробуренных в северо-западной периклинали Кюровдагского поднятия, где из I горизонта была получена вода, которая по концентрации солей не уступает более древним горизонтам продуктивной толщи ($\Sigma_{a+k} = 193-384$ мг·экв).

В связи с этим, а также учитывая данные по соседней площади Нефтечала, где в низах продуктивной толщи (XII и XIV горизонты) по сравнению с верхами отмечается явное занижение предельных значений общей минерализации от 166—376 мг·экв до 127—217 мг·экв, вывод об увеличении концентрации солей в водах более древних горизонтов продуктивной толщи в месторождениях Прикуринской низменности [1] является неприемлемым и требует дальнейших исследований. Однако для условий Кюровдага нельзя не отметить явное занижение нижнего предела значений $\frac{Na}{Cl}$ вниз по разрезу продуктив-

ной толщи. Так, в IV и V горизонтах величина $\frac{Na}{Cl}$ составляет 0,77—0,84, в то время как в I, II и III горизонтах она не снижается ниже 0,88—0,90.

Кроме того, изменение состава вод по разрезу продуктивной толщи Кюровдага до некоторой степени носит ритмичный характер. В пределах изученной части разреза можно выделить два ритма. Первому ритму соответствует I и II горизонты, второму—III и IV. V горизонт можно рассматривать как начало третьего ритма. В каждом ритме вниз по разрезу содержание Cl' увеличивается, вместе с тем величина общей минерализации, судя по средним значениям, испытывает некоторое уменьшение.

Наличие фактических данных позволяет выяснить характер изменения состава пластовых вод по отдельным объектам I горизонта. В этом горизонте (100—150 м), залегающем в кровле продуктивной толщи и состоящем из чередования песков и глин с явным преобладанием первых, выделяются 4 нефтеносных объекта мощностью 15—40 м. В начальном этапе разработки залежей I горизонта в целом ряде скважин каждый объект был опробован в отдельности, и нередко два или три объекта эксплуатировались совместно. Каждый из объектов характеризуется наличием подошвенной воды, что подтверждается данными электрокаротажа и результатами опробования скважин. Подошвенные воды в более погруженных частях складки переходят в краевые. Рассматриваемый горизонт отличается также наличием промежуточных вод, обладающих высоким напором. На промежуточный характер их указывает тот факт, что после заливки скважин на нефтецементной основе приток вод прекращается и скважины работают нормально. Эти воды проявляются обычно в тех скважинах, где одновременно опробовываются все или несколько объектов. Следовательно, с точки зрения рациональной разработки совместную эксплуатацию всех объектов I горизонта вряд ли можно считать целесообразной.

Результаты обработки гидрохимического материала сведены в табл. 3 и 4, где стратиграфическое положение каждого водопроявления устанавливалось путем детального сопоставления электрокаротажных диаграмм скважин. Как видно из табл. №№ 3 и 4, изменение

Изменение отдельных показателей состава вод по объектам I горизонта месторождения Кюрювадаг

Объект	Число скв.	Соленость, °Be	Данные химического анализа мг. экв на 100 г воды			Вторая соленость (S ₂), %	Na Cl	Микроэлементы, мг/л		
			Cl'	SO ₄	Σa+k			B	Br	J
1	11	$\frac{1,4-2,9}{2,1}$	$\frac{25-45}{34,75}$	$\frac{0-0,4}{0,09}$	$\frac{51,84-91,10}{70,9}$	$\frac{4,16-9,98}{7,18}$	$\frac{0,89-0,97}{0,92}$	$\frac{32-48}{38}$	$\frac{42-56}{44,5}$	$\frac{13-29}{18,6}$
1-2	10	$\frac{1,3-2,5}{2,0}$	$\frac{19,0-40,38}{32,95}$	$\frac{0-0,8}{0,15}$	$\frac{39,44-82,18}{66,04}$	$\frac{1,20-8,92}{6,38}$	$\frac{0,91-0,98}{0,93}$	$\frac{30-50}{41,6}$	$\frac{21-44}{42,2}$	$\frac{12-32}{22,5}$
2	4	$\frac{2,1-2,7}{2,4}$	$\frac{34,4-44,0}{38,9}$	$\frac{0-0,67}{0,16}$	$\frac{69,52-88,48}{79,1}$	$\frac{6,92-10,98}{9,22}$	$\frac{0,88-0,94}{0,9}$	$\frac{40-46}{43}$	$\frac{21-45}{36,0}$	$\frac{16-18}{17}$
2-3	5	$\frac{2,3-2,6}{2,2}$	$\frac{35,1-41,6}{38,8}$	$\frac{0-0,14}{0,06}$	$\frac{70,80-86,04}{79,15}$	$\frac{9,01-30,70}{15,80}$	$\frac{0,90-0,93}{0,91}$	$\frac{20-52}{43}$	$\frac{16-52}{36,8}$	$\frac{15-20}{16,8}$
3	3	$\frac{1,5-3,4}{2,2}$	$\frac{27,1-47,3}{39,4}$	$\frac{0-0,2}{0,1}$	$\frac{55-95}{79,64}$	$\frac{9,06-9,38}{9,22}$	$\frac{0,72-0,91}{0,81}$	—	—	—
2-3-4	4	$\frac{2,5-7,8}{5,7}$	$\frac{40,70-130,3}{90,34}$	$\frac{0-0,58}{0,25}$	$\frac{82,1-262,0}{186,5}$	$\frac{8,8-19,5}{13,36}$	$\frac{0,80-0,91}{0,83}$	$\frac{26-48}{36,8}$	$\frac{10-63}{34,6}$	$\frac{19-29}{23,2}$
3-4	2	$\frac{2,2-2,6}{2,4}$	$\frac{33,1-41,0}{37,1}$	$\frac{0-0,18}{0,09}$	$\frac{67,46-82,76}{76,1}$	$\frac{10,0-20,46}{15,23}$	$\frac{0,80-0,89}{0,84}$	$\frac{42-42}{42}$	$\frac{10-16}{13}$	$\frac{16-20}{18}$
4	5	$\frac{2,2-3,2}{2,7}$	$\frac{36,0-54,3}{41,1}$	—	$\frac{74,68-109,16}{83,82}$	$\frac{4,78-12,24}{7,21}$	$\frac{0,82-0,95}{0,92}$	$\frac{38-52}{46,5}$	$\frac{20-49}{37}$	$\frac{14-17}{18}$

Изменение отдельных показателей состава вод по объектам I горизонта месторождения Мишовдаг

Объект	Число скв.	Соленость, °Be	Данные химического анализа мг. экв на 100 г воды			Вторая соленость (S ₂), %	Na Cl	Микроэлементы, мг/л		
			Cl'	SO ₄	Σa+k			B	Br	J
1	10	$\frac{1,2-3,3}{2,5}$	$\frac{19,49-51,94}{38,5}$	$\frac{0-2,0}{0,59}$	$\frac{39,88-106,42}{81,25}$	$\frac{3,22-17,96}{10,04}$	$\frac{0,84-0,99}{0,91}$	$\frac{10-30}{16}$	$\frac{8-55}{26,8}$	$\frac{5-26}{19,8}$
2	5	$\frac{1,1-3,1}{1,7}$	$\frac{17,0-53,54}{38,88}$	$\frac{0-0,05}{0,01}$	$\frac{34,40-107,44}{78,28}$	$\frac{6,38-12,82}{9,67}$	$\frac{0,87-0,92}{0,89}$	$\frac{10-40}{21,7}$	$\frac{17-54}{31,6}$	$\frac{10-31}{24,4}$
1-2	9	$\frac{1,1-4,0}{2,4}$	$\frac{16,92-67,0}{36,28}$	$\frac{0-0,93}{0,01}$	$\frac{34,56-134,48}{73,20}$	$\frac{0,22-13,02}{7,52}$	$\frac{0,87-0,99}{0,92}$	$\frac{8-24}{16,2}$	$\frac{21-38}{28,9}$	$\frac{13-34}{21,4}$
3	2	$\frac{0,8-2,6}{1,8}$	12,6	$\frac{0-0,14}{0,07}$	26,36	$\frac{0,46-9,06}{4,76}$	$\frac{0,92-0,93}{0,95}$	$\frac{20-44}{28,4}$	$\frac{16-17}{22,6}$	$\frac{14-23}{18,6}$
3-4	3	$\frac{1,3-2,3}{1,7}$	$\frac{18,90-36,76}{31,22}$	$\frac{0-0,93}{0,37}$	$\frac{39,98-75,58}{63,64}$	$\frac{3,04-13,44}{9,54}$	$\frac{0,87-0,99}{0,91}$	$\frac{12-42}{18,5}$	$\frac{17-54}{39}$	$\frac{15-28}{20}$
4	3	$\frac{1,5-2,5}{2,1}$	$\frac{24-40}{33,80}$	$\frac{0-0,33}{0,11}$	$\frac{49,14-80,48}{67,9}$	$\frac{7,18-16,12}{10,3}$	$\frac{0,81-0,94}{0,9}$	$\frac{10-24}{18}$	$\frac{21-39}{30}$	$\frac{13-38}{20}$

состава вод по разрезу I горизонта месторождений Кюровдаг и Мишовдаг происходит по разному. В Кюровдаге как по предельным, так и по средним значениям того или иного показателя состава воды различные объекты почти не отличаются друг от друга. Поэтому при опробовании I горизонта в целом, пользуясь лишь данными химического анализа, трудно установить принадлежность водопоявления тому или иному объекту. Однако в ряде случаев по величине $\frac{Na}{Cl}$ эти воды можно отнести к верхним или нижним объектам I горизонта. В верхних объектах нижний предел значений $\frac{Na}{Cl}$ не опускается ниже 0,88, а в нижних объектах не превышает 0,82.

В Мишовдаге принадлежность вод к верхним или нижним объектам I горизонта иногда можно установить по верхним пределам значений солёности, Cl' и Σ_{a+k} . Так, в первом и втором объектах содержание Cl' доходит до 51—67 мг экв, в то время как в третьем и четвертом объектах оно не превышает 40 мг экв. Аналогичное различие наблюдается также в изменении величины Σ_{a+k} .

Таким образом, в Кюровдаге по нижним пределам значений $\frac{Na}{Cl}$, а в Мишовдаге по верхним пределам значений Cl' и Σ_{a+k} в ряде случаев можно определить принадлежность вод верхним или нижним объектам I горизонта. Это положение следует иметь в виду при выяснении места притока воды в скважинах, где опробование продуктивных интервалов производится по всей мощности I горизонта. По содержанию микроэлементов воды рассматриваемых объектов не отличаются друг от друга.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев А. К. Геология и нефтегазоносность Кура-Араксинской области. Азербайджан, 1960.
2. Сулейманов В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. Гостоптехиздат, 1948.

Г. А. Исмаилов, М. Н. Мирзаев

Кюровдаг вэ Мишовдаг нефт жатагларында (Күржаны дүзэнлик)
Мәһсулдар гатын кәсилиши боју лај суларынын тәркибинин
дәјишмәси характеринә даир

ХҮЛАСӘ

Мәгаләдә мә'дән-гидрогеоложи мә'луматлара әсасән Күровдаг вэ Мишовдаг жатагларында Мәһсулдар гатын, еләчә дә һәмин жатагларда әсас истисмар объекти олан I горизонтун кәсилиши боју лај суларынын тәркибинин дәјишмәси мәсәләләриндән бәһс олунур. Бу мәгсәдлә ашағыдакы кәстәричиләр әлдә әсас тутулмушдур: дузлулуг (Боме дәрәчәсиндә) Cl' , SO_4 , Σ_{a+k} , икинчи дузлулуг (S_2) вэ $\frac{Na}{Cl}$.

Тәдгиг олуан жатагларын лај сулары аз дузлу калсиум-хлор типлидир. Һәмин жатагларда лај сулары Мәһсулдар гатын кәсилишинә нисбәтән бир горизонтда саһә үзрә ганунаујун сурәтдә дәјишир.

Күровдаг жатагында лај суларынын кәсилиш боју дәјишмәсини изләмәк үчүн $\frac{Na}{Cl}$ әмсалындан истифадә етмәк олар. Һәмин әмсал

даһа гәдим горизонтлара доғру артыр. Бундан әлавә Күровдаг жатагында сујун кимјәви тәркибинин кәсилиш боју дәјишмәси бир гәдәр ритмик характер дашыјыр. I горизонтун кәсилиши үзрә сујун кимјәви тәркибинин дәјишмәсинин өјрәнилмәси ашағыдакы нәтичәләри верир:

- 1) I горизонтун мүхтәлиф объектләринин сулары бир-бириндән әһәмијјәтли дәрәчәдә фәргләнмир;
- 2) Бә'зи һалларда бу вә ја дикәр кәстәричијә әсасән үст вә алт объектләрин суларыны бир-бириндән ајырмағ мүмкүндүр.

Белә кәстәричиләрдән Күровдаг жатагы үчүн $\frac{Na}{Cl}$ әмсалына, Мишовдаг жатагында исә Cl' вэ Σ_{a+k} әсасланмағ олар.

I горизонтун үст вә алт объектләринин лај сулары бир-бириндән Күровдаг жатагында $\frac{Na}{Cl}$ әмсалынын минимал, Мишовдаг жатагында исә Cl' вэ Σ_{a+k} максимал гијмәтләринә көрә мүәјјән дәрәчәдә фәргләнмир.

Р. Ю. ЮСИФОВ

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРЕДЕЛАХ ХРЕБТА БОЗДАГ

Хребет Боздаг — невысокая гряда, окаймляющая с юга Мингечаурское водохранилище. С трех сторон он окружен низменной долиной Ширванской степи. Административно хребет входит в пределы Ханларского и Касум-Исмаиловского районов Азербайджана.

Площадь Боздаг является одной из западных структурных единиц Аджиноурской области и располагается на стыке нефтегазоносных областей Прикуринской — на востоке Восточной Грузии — на северо-западе. В тектоническом отношении рассматриваемая структура представляет собой в целом крупную антиклинальную складку, относящуюся к складчатой зоне, развивающейся в неогеновые времена на северо-восточной периферии Малого Кавказа. В пределах Боздагского хребта обнажающийся разрез охватывает отложения апшеронского и акчагыльского ярусов.

Апшеронские отложения в пределах Боздага по литолого-фаунистической характеристике расчленяются на три части. В разрезе их преобладают глинистые породы. Песчаники, пески и более грубые образования попадают в виде подчиненных прослоев и приурочиваются в основном к верхнему и нижнему подъярусам апшерона. Мощность апшеронского яруса на Боздаге около 800 м, а на Дуздаге — 600 м. Проявлений нефти и газа в них не наблюдается.

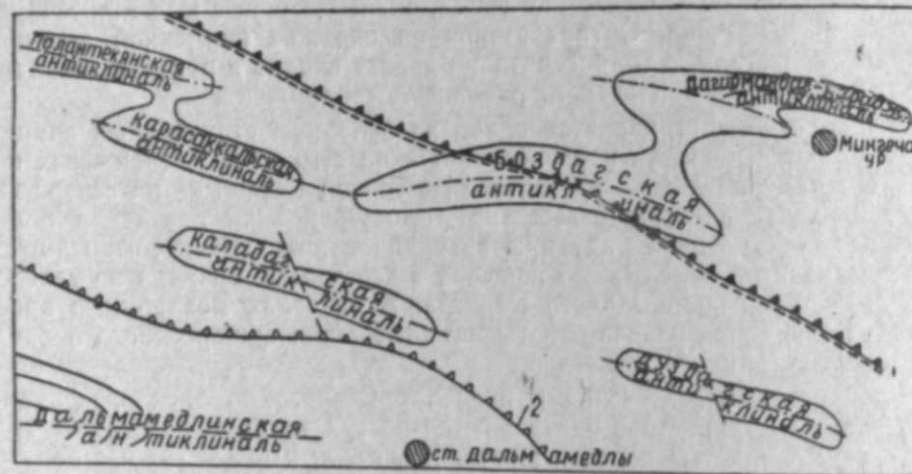
В наибольшей мощности в пределах Боздага акчагыльский ярус обнажается в районе родника Аджибулаг, где положение его подошвы, по данным сопоставления, предполагается на глубине 150 м от древней поверхности [7].

Акчагыльский ярус на Боздаге расчленяется на верхний и нижний подъярусы. Нижний подъярус литологически представлен монотонной толщей темно-серых глин, а верхний выражен чередованием глин, песчаников и органогенных известняков. Обнаженная мощность акчагыла на Боздаге около 540 м. На Дуздаге акчагыл вскрыт глубокими скважинами. Он, судя по каротажной диаграмме и грунтовому разрезу, сложен исключительно глинистыми породами с небольшой примесью песчаных разностей. Здесь акчагыльский ярус базальным конгломератом на подошве ложится на размытую поверхность среднесарматских отложений. Мощность акчагыла на Дуздаге 450—500 м.

Анализ материалов глубокого бурения площади Дуздаг, а также наши наблюдения при инструментальном картировании Боздага позволяют высказать предположение, что наблюдаемые здесь в разрезе акчагыла газопроявления приурочены к коренным породам и не имеют никакой связи с тектоническими нарушениями, как это считалось рядом предшествующих исследователей [3, 9].

Однако малая эффективность нефтегазопоявлений из отложений низов акчагыльского яруса в разведочных скважинах площади Дуздаг не позволяет рассмотреть эти отложения на Боздаге как промышленный объект разведки.

Данные глубокого бурения на площадях Дуздаг и Дальмамедлы [4, 5], а также материалы по площади междуречья Куры и Иори [2], примыкающей к Боздагу с северо-запада, дают основание предполагать в полосе развития складок Боздага наличие следующих стратиграфических единиц, под акчагылом (сверху вниз): аналоги продуктивной толщи, верхний и средний миоцен, майкопская свита, фораминиферные слои и меловые отложения. Причем, судя по этим материалам, зона выклинивания аналогов продуктивной толщи проходит под углом к простиранию Боздагских складок, а верхние и среднемиоценовые отложения выклиниваются где-то между Боздагом и поднятиями Дальмамедлы и Гедакбоз (рисунок).



Структурная схема хребта Боздаг с нанесением границ распространения отложений аналога продуктивной толщи и среднего миоцена.
1—юго-западная граница распространения отложений аналога продуктивной толщи;
2—южная граница распространения среднемиоценовых отложений.

В пределах Боздага аналоги продуктивной толщи не обнажаются. По данным А. А. Керимова [6], мощностью порядка 50 м они выходят на поверхность на соседней с севера Кудбарекдагской антиклинали, где они выражены в литофации, более или менее благоприятной для скопления нефти и газа. Второе обнажение аналогов продуктивной толщи в пределах Западного Аджинорура установлено на Дашюзском хребте. Здесь они выражены в неблагоприятной краевой фации.

На территории Грузии отложения, перекрываемые фаунистически охарактеризованным акчагылом, известны под названием ширакской свиты, частичным аналогом которой предполагается продуктивная толща Азербайджана. В Приазанском районе Грузии, находящемся примерно в 25 км к северу от Боздага, ширакская свита имеет мощность 2000—2500 м и содержит промышленные скопления нефти и газа.

В междуречье Куры и Иори отложения данного интервала геологического времени отсутствуют. Ряд исследователей допускает наличие их в глубоких синклиналях, расположенных в северной части этого района. И, наконец, на площадях Дуздаг и Дальмамедлы, расположенных южнее интересующего нас района, акчагыльские отложения в разрезе пробуренных здесь скважин ложатся непосредственно на средне-сарматские (на Дуздаге) и майкопские отложения (в Дальмамедлах). Причем, на Дуздаге подошва акчагыла выражена базальным конгломератом. Отсутствие на этих площадях аналогов продуктивной толщи можно объяснить последующим размывом их акчагыльской трансгрессией.

А. Р. Шапиро [11], по данным сейсморазведочных работ, считает, что в районе восточного погружения Боздагской складчатости — на структуре Караджа наличие продуктивной толщи является несомненным, причем, мощность и фация этих отложений здесь должны быть более благоприятными для скопления залежей нефти и газа, чем на площадях, расположенных к северу. По его мнению, на этом участке существует какая-то зона резкого нарастания мощности среднего плиоцена, что в общих чертах согласуется с результатами произведенных И. О. Цимельзоном [10] в 1949 г. гравиметрических работ, наметивших по правобережью р. Куры Евлах-Бардинскую зону минимума силы тяжести северо-северо-западного — юго-юго-восточного направления. Наиболее глубокая часть этой зоны предполагается к югу от гор. Евлаха. Это И. О. Цимельзон [10] объясняет увеличением здесь мощности третичных и четвертичных отложений. Однако, судя по данным глубокого бурения площади Дуздаг, нам представляется наиболее вероятным увеличение здесь мощности третичных отложений, главным образом за счет нарастания мощностей миоцен-олигоценых осадков.

Имеющийся в нашем распоряжении материал указывает на прохождение границы распространения отложений продуктивной толщи под некоторым углом к современной складчатой линии Боздага, причем, по мере продвижения на запад, вдоль хребта Боздаг, эта граница должна постепенно смещаться к северу и, очевидно, будет проходить в направлении к району слияния рек Иори и Алазани (рисунок).

Расположение Боздага в зоне выклинивания отложений аналогов продуктивной толщи, являющихся объектом нефтедобычи на сопредельных областях Азербайджана и Восточной Грузии, позволяет возложить большие надежды на этот участок как заслуживающий несомненный интерес с точки зрения поисков в нем литологически экранированных залежей нефти и газа.

Поскольку граница распространения аналогов продуктивной толщи примерно далее к западу от вершины горы Бабаелдаг проходит уже в интервале севернее расположенной синклинальной впадины, поиски и разведки в них залежей нефти и газа должны быть проведены в пределах восточной части антиклинали хребта Боздаг.

Из верхнемиоценового комплекса отложений на Боздаге могут быть выделены в качестве возможного нефтегазоносного объекта сарматские отложения, известные своими многочисленными нефтегазопоявлениями как на обнаженных участках, так и в скважинах смежной с запада области междуречья Куры и Иори и Восточной Грузии.

В Аджинорском районе сарматские отложения нигде не обнажаются. Судя по данным пробуренных на площади Дуздаг глубоких скважин, отложения, перекрываемые здесь непосредственно акчагыльским ярусом, стратиграфически принадлежат к нижнему и среднему подъярусам сармата. Это дает основание разделить мнение Ю. П. Баженова [3] о том, что выклинивание комплекса отложений, стратиграфиче-

ски укладываемогося на Дуздаге в рамки перерыва между акчагылом и средним сарматом, происходит между Дуздагом и Боздаг-Караджинским хребтом.

Имеющийся богатый фактический материал по изучению сарматских отложений в районе междуречья Куры и Иори и Восточной Грузии, непосредственным продолжением которых к востоку является Аджиноурская область, позволяет ожидать здесь улучшения их литофациальных особенностей.

Региональное погружение этих отложений из области междуречья Куры и Иори в сторону интересующего нас Боздагского района и, следовательно, перекрытие их здесь более молодыми отложениями создают благоприятные условия для скопления в них залежей нефти и газа.

Учитывая, что осадконакопление в сарматском веке происходило в условиях регистрирующегося бассейна, южная граница распространения отложений данного века стратиграфически (снизу вверх) будет постепенно смещаться к северу. Поэтому зона выклинивания предполагаемых перспективных наиболее верхних горизонтов сармата будет проходить в пределах восточной части Боздагской антиклинали. Исходя из этого, поиски нефти и газа в разрезе указанных горизонтов необходимо провести в пределах восточной части данной антиклинали.

Конкский горизонт вскрыт на Дуздаге, где он литологически выражен темно-серыми глинами с прослоями серых песчаников, лишенных каких-либо признаков нефти и газа. Мощность его 100 м.

Караганский горизонт, по данным глубокого бурения площади Дуздаг, представлен темно-серыми плотными глинами с прослоями мергелей и мелкозернистых песчаников, также не содержащих нефтегазоносных признаков. Мощность его 100 м.

Из среднемиоценовых отложений в пределах Боздага могут представлять интерес, как нефтеносные, отложения чокракского горизонта. В пределах Аджиноура чокракский горизонт не обнажается. Ближайшими к Боздагу площадями, где вскрыты чокракские отложения, являются Дуздаг и Гедакбоз. Мощность их на Дуздаге 220 м, на Гедакбозе 100—120 м.

На упомянутых площадях чокракский горизонт представлен глинами с пластами песчаника. Причем к северу от Гедакбоза, в сторону Дуздага, наблюдается некоторое увеличение песчаности разреза, которое, по-видимому, будет еще больше прогрессировать в районе Боздага, расположенного севернее Дуздага.

Данные глубокого разведочного бурения на площадях Дуздаг и Гедакбоз указывают на отсутствие каких-либо признаков нефти и газа в разрезе чокракского горизонта этих районов. Но учитывая нарастание мощностей упомянутых отложений к Боздагу и в связи с возможностью появления в них песчаных горизонтов можно ожидать, что эти отложения на Боздаге могут содержать нефтегазоносные горизонты.

Майкопская свита полной своей мощностью вскрыта на соседней с юга площади Дальмамедлы. Некоторые из скважин этой площади, вскрывшие майкопскую свиту, расположены близ южного подножья хребта Боздаг, в районе его северо-западной оконечности. В свете данных глубокого бурения площади Дальмамедлы, майкопская свита по микрофаунистической и петрографической характеристикам подразделяется на две подсвиты [5].

Верхняя подсвита майкопа представлена монотонной толщей глины с редкими прослойками тонко- и мелкозернистых песчаников, заслуживающих внимания пород-коллекторов она не содержит. Исходя из этого, верхнемайкопские отложения не могут быть включены в число

возможных нефтегазосодержащих свит для площади Боздаг. Мощность их 250 м.

Нижняя подсвита майкопа литологически выражена глинами и тонкопереслаивающимися тонкозернистыми песчаниками и песками. Мощность пластов песчаника и песка измеряется от 1 м до 4 м. В разрезе нижнемайкопских отложений на площади Дальмамедлы выделены два нефтеносных горизонта: верхний — I казанбулагский и нижний — II казанбулагский горизонты. Эти горизонты характеризуются заметным увеличением прослоев песков и песчаников, спорадически насыщенных нефтью.

I казанбулагский горизонт на площади Дальмамедлы имеет мощность в продуктивной части 60 м, перекрывается глинистой толщей со средней мощностью 400 м и подстилается глинистым разделом между I и II казанбулагскими горизонтами средней мощностью 450 м.

Нефтенасыщения в разрезе I казанбулагского горизонта майкопской свиты отмечались на юго-восточной периклинали Дальмамедлинской структуры (скв. № 6, 10, 20, 15), т. е. к югу от Бозеринской антиклинали. Дебит, полученный из этих скважин нефти не превышает 0,3 сутки. Удельный вес нефти 0,93—0,94. Южнее и западнее этого участка каких-либо признаков нефти и газа в породах рассматриваемого горизонта не наблюдается, что обусловлено замещением в указанных направлениях песков и песчаников глинистыми породами.

Интересно отметить, что в пределах юго-восточной периклинали Дальмамедлинской структуры по мере приближения к хребту Боздаг наблюдается некоторое количественное возрастание нефтегазонасыщения в разрезе I казанбулагского горизонта, что может служить надежным критерием для положительной оценки нефтегазоносности упомянутого горизонта в пределах интересующего нас Боздагского складчатого района [7].

II казанбулагский горизонт нижнего майкопа на площади Дальмамедлы имеет мощность в продуктивной части 90 м. Он залегает непосредственно на глинистых породах верхней части фораминиферовых слоев. Литологически описываемый горизонт представлен чередованием глин с прослоями разнозернистых песков и песчаников. Мощность отдельных пластов песчаника до 0,5 м. Нефтенасыщение здесь приурочено к прослоям песков и рыхлых песчаников. Литологический состав пород II казанбулагского горизонта резко изменчив и сообразно с этим определяются форма и размеры залежи.

Опробовательными работами установлено, что на площади Дальмамедлы нефтегазонасыщение II казанбулагского горизонта не представляет интереса для промышленной разведки. В скважинах № 10 и 15, заложенных в различных частях Дальмамедлинской структуры, дебит полученной из II казанбулагского горизонта нефти не превышает в среднем 0,5 т/сутки. Удельный вес нефти 0,87. Между тем характер пространственного изменения количества нефтенасыщения в разрезе II казанбулагского горизонта на площади Дальмамедлы, а также улучшение фаций в сторону Боздагского хребта повышают перспективу указанного горизонта для структур Боздага, где он наряду с I казанбулагским горизонтом может рассматриваться как промышленный объект разведки.

Фораминиферовые отложения микрофаунистически подразделяются на три части. Верхняя часть представлена монотонной глинистой толщей, лишенной признаков нефти и газа. Средняя часть фораминиферовых слоев выражена переслаиванием глин и плотных мелко- и среднезернистых песчаников и песков. Мощность прослоев песка доходит до 0,5 м.

По данным глубоких разведочных скважин № 12, 14, 23, 24, пробуренных на площади Дальмамедлы, в разрезе этих отложений установлены нефтегазонасыщенные породы. Нефть здесь пропитывает тонкие прослойки песков и заполняет трещины в глинах, песчаниках и мергелях. Удельный вес нефти, полученной из перечисленных выше скважин 0,858—0,876. Дебит нефти доходит до 2,5 т/сутки. Средняя мощность продуктивной части среднефораминиферовых слоев 70 м.

В результате прослеживания выявленной залежи по восстановлению, падению и простиранию пластов установлено, что залежь имеет ограниченное распространение вследствие резкой смены рыхлых прослоев, практически непроницаемых [5].

Нижняя часть фораминиферовых слоев в верхах представлена мергельной пачкой, а в низах — мергелистыми глинами. Она лишена здесь признаков нефти и газа.

Наблюдаемое в разрезе фораминиферовых слоев площади Дальмамедлы количественное увеличение нефтегазопроявлений в северном направлении, в сторону хребта Боздаг, и региональное нарастание в указанном направлении мощности этих отложений позволяют предполагать в разрезе их, на площади Боздаг, скопление нефти и газа.

Таким образом, из приведенного выше анализа данных следует, что в пределах Боздагского хребта представляют интерес с точки зрения проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ следующие отложения (сверху вниз): аналоги продуктивной толщи, среднесарматские отложения, чокракский горизонт, нижнемайкопская подсвита и средняя часть фораминиферовых отложений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агабеков М. Г., Мамедов А. В. АНХ, 1961, № 3.
2. Агабеков М. Г., Мамедов А. В. Геология и нефтегазоносность Западного Азербайджана. Азербешр, 1960.
3. Баженов Ю. П. Геологический отчет Аджиноурской тематической партии (Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Аджиноурской области), 1958—1961 гг. т. I, II, фонд АМНР.
4. Бобошко А. В. Геологическое строение и нефтеносность площади Дуздаг, 1954, фонд АМНР.
5. Бобошко А. В. Геологическое строение и нефтеносность площади Дальмамедлы, 1954, фонд АМНР.
6. Керимов А. А. Отчет о результатах работ Западно-Аджиноурской геологической партии в 1960 г., фонд АМНР.
7. Керимов А. А., Исмаилов Р. Я., Юсифов Р. Ю. Геологический отчет о результатах работ Западно-Боздагской инструментальной партии в 1962 г., фонд АМНР.
8. Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджиноура (стратиграфия и генезис). Азнефтеиздат, 1936.
9. Лачинян М. Л. Отчет о работе Центрально-Боздагской партии, 1933 г., фонд АМНР.
10. Цимельзон И. О. Гравиметрическая съемка Азербайджана и интерпретация аномалий силы тяжести. Дисс. Баку, 1952, фонд КМГР.
11. Шапиро А. Р. Геологический отчет о результатах структурно-поискового бурения на площади Халдан 1958—1959 гг., фонд АМНР.

Р. Я. Юсифов

Боздаг силсиләси рәјонуну Үчүнчү дөвр чөкүнтүләринин нефт вә газлылығынын перспективләри

ХУЛАСӘ

Боздаг рәјонуну Ачыноур вилајәтинин гәрб структур ваһидләриндән бири олмага, шәргдә Күрјаны, шимал-гәрбдә исә Шәрги Күрчүстан нефт вә газлы вилајәтләринин говушан сәһәсиндә јерләшир.

Өрәндијимиз структур тектоник чәһәтдән бөјүк антиклинал тырышыгыг тәшкил едир вә Кичик Гафазын шимал-шәрг периферијасынын неокен дөврүндә инкишаф едән тырышыгыг зонасына аиддир. Боздаг силсиләси рәјонунда Абшерон вә Ағчакил мәртәбәләринин чөкүнтүләри үзә чыхыр.

Абшерон чөкүнтүләри Боздаг рәјонунда литолокија вә фаунасына кәрә 3 һиссәә бөлүнүр вә галынлығы 800 м-ә чатыр.

Ағчакил мәртәбәси исә килләрдән ибарәт олан Алт вә килләрин, гумдашыларынын вә үзви әһәнкадашыларынын нөвбәләшмәсиндән тәшкил олунан Үст јарыммәртәбәләрә бөлүнүр. Бурада Ағчакилин галынлығы 510 м-ә чатыр.

Дәрин гујулар һаггындакы материалларын тәдгигинә вә Боздагын инструментал планалма мәлуматларына әсасән еһтимал едирик ки, гоншу Дуздаг сәһәсинин Ағчакил чөкүнтүләриндәки газ тәзаһүрләри ана сүхурларла багылдыр вә әввәлләр нәзәрдә тутулдуғу кими һеч бир тектоник позулмаларла әлагәси јохдур [2, 8].

Лакин Дуздаг сәһәси кәшфијат гујуларында Ағчакил мәртәбәси чөкүнтүләринин алт һиссәсиндәки нефт вә газ тәзаһүрләринин аз еффеқтлији бу чөкүнтүләрә Боздагда сәнајә әһәмијәтли кәшфијат объекти кими бахмага имкан вермир.

Чәнубда гоншу Дуздаг вә Дәлимәммәдли сәһәләриндәки дәрин гујулара аид мәлуматлар вә һәмчинин шимал-гәрбдә Боздага бирләшән Күр вә Иори чајларарасы сәһәә даир материаллар Боздаг тырышыгыгы инкишаф едән сәһәдә Ағчакил мәртәбәси алтында ашағыдакы стратиграфик ваһидләри еһтимал етмәә имкан верир (Јухарыдан ашағы): Мәһсуллар гатын бәнзәјишләри, Үст вә Орта Миосен, Мајкоп дәстәси, фораминиферли ләјләр вә табашир чөкүнтүләри.

Мүәллиф мәгаләдә кениш мәлуматлара әсасән Боздагда, ахтарышкәшфијат нөгтеји-нәзәриндән, јухарыда кәсгәрилән комплекс чөкүнтүләрдән Мәһсуллар гатын бәнзәјишләри, Орта Сармат чөкүнтүләри, Чокрак горизонту, Алт Мајкоп јарымдәстәси вә фораминифер чөкүнтүләринин орта һиссәсинин мараг доғурдуғуну сүбут едир.

К. А. АЛИЗАДЕ, А. Х. БАБАЕВ

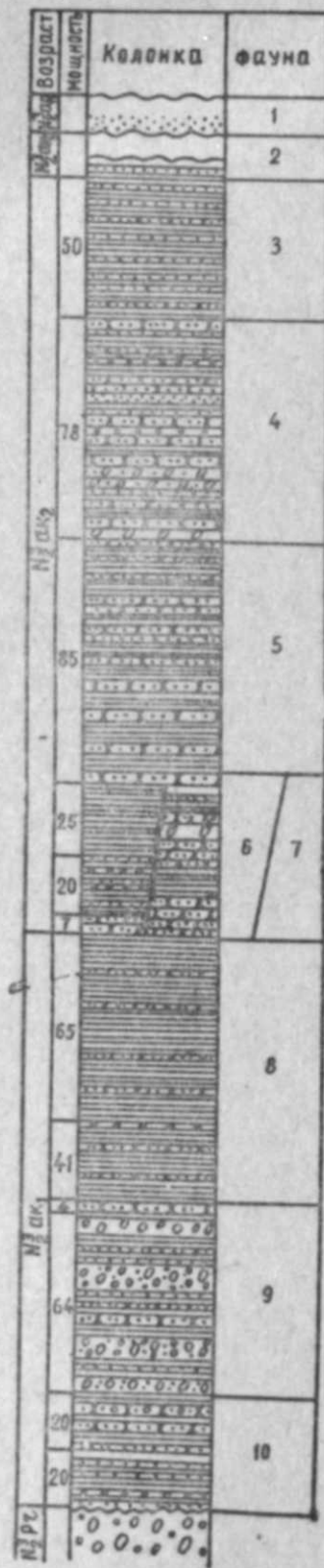
АКЧАГЫЛЬСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ САМУР-КУСАРЧАЙСКОГО
МЕЖДУРЕЧЬЯ

Самур-Кусарчайское междуречье входит в центральную зону Кусаро-Дивичинского синклинория, изучение палеогеново-неогеновых отложений которого начинается работами П. Е. Воларовича (1900—1904 гг.). В дальнейшем вопросами распространения, стратиграфии, литологии и тектоники плиоценовых пород рассматриваемого района занимались И. Ф. Пустовалов (1931—1932 гг.), Б. П. Ясенев и А. А. Ализаде (1936), К. А. Ализаде (1954 г.), В. Е. Ханн (1954—1957 гг.), Ф. С. Ахмедбейли (1957 г.) и др.

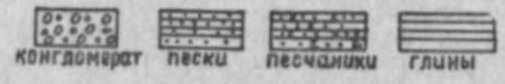
В 1957—1958 гг. в области развития палеогеново-неогеновых пород Самур-Кусарчайского междуречья А. Х. Бабаевым была проведена комплексная геолого-гидрогеологическая съемка. Собранный фаунистический материал был обработан К. А. Ализаде. В данной статье нами излагаются основные результаты этих исследований по акчагыльскому ярусу, не освещенные в работах предыдущих исследователей.

Отложения акчагыльского яруса широко распространены. Они, начинаясь километровой полосой на левом берегу р. Кусарчай, протягиваются в северо-западном направлении до р. Самур. Их можно наблюдать также и в долине р. Укорчай, на водоразделе этой реки с р. Тагирджал, в районе сс. Хулуг, Аджиахур, Муджуг, Ухар, Наджафкент, Хазры и др. Хорошие обнажения акчагыла наблюдаются в верховьях балок и ущелий, начинающихся к северу от с. Гиджан, на юго-западном склоне г. Большой Сувал и по обе стороны р. Укорчай в районе г. Гиджан.

В обнажениях, имеющих на юго-западном склоне г. Большой Сувал и в начале большой балки, расположенной к западу от с. Читкюн, выходит полный разрез акчагыльского яруса. Здесь непосредственно на галечниках продуктивной толщи залегает 20-метровая пачка песчаников с линзообразными слоями гравия, галечника, конгломерата, глины и с *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.). Над указанной пачкой соответствующей самым низам нижнего акчагыла, имеется 155-метровая глинисто-песчаная толща, относимая также к нижнему акчагылу. Для нижней 90-метровой части ее характерно наличие линз галечника и конгломерата. Вышележащая 150-метровая толща состоит из глины с подчиненными прослоями песчаников. По наличию в этих отложениях *Avimactra inostran. evi* (Andrus.)



- 1—К востоку от с. Леджет: *Dreissensia isselt* Andrus., *Dr. distincta* Andrus., *Dr. eichwaldi* Andrus., *Melanopsis esperioides* Sabba, *Neritina* sp.
- 2—В районе с. Гирик: *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra Karabugasica* (Andrus.), мелкие *Dreissensia*.
- 3—В районе с. Леджет: *Cardium dombra* Andrus., *Avicardium nikitini* (Andrus.), *Avic. radliferum* (Andrus.), *Avimactra subcasola* (Andrus.), *Avim. karabugasica* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus.
- 4—*Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *Helix* sp. В самых верхних пачках в западной части района кроме них имеются *Planorbis* sp., зубы рыб.
- 5—*Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *Avim. karabugasica* (Andrus.), *Avim. vejukovi* Andrus., *Potamides caspius* Andrus.
- 6—В районе г. Большой Сувал: *Avimactra inostranzevi* (Andrus.), *Avim. subcaspia* (Andrus.), *Avim. karabugasica* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus., *C. vogli* Andrus.
- 7—В районе сс. Алжнахур, Укор, Музжур: *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *Avim. karabugasica* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus., *C. dombra* var. *magna* Alz., *Avicardium radliferum* (Andrus.), *Avic. nikitini* (Andrus.), *Avic. kamuchicum* (Andrus.), *C. dombra* var. *magna* C. *kumuchicum* Andrus., *C. vogli* Andrus., *C. sp.*, *Potamides caspius* Andrus., *Parmacella* sp., *Clessiniola intermedia* (Andr.), *Cl. s.*, *Helix bozda-geensis* Alz., *Helix* sp., *Unio*, *Anodonta*.
- 8—*Avimactra karabugasica* (Andrus.), *Avim. subcaspia* (Andrus.), *Avimactra vejukovi* (Andrus.), *Cardium* sp., *Planorbis* sp., *Helix* sp.
В самых верхних пачках этой пачки появляются также *Cardium ebersini* Koles., *C. typus* Andrus., *C. trinacria* Andrus.
- 9—*Avimactra subcaspia* (Andrus.), *Avim. karabugasica* (Andr.), *Avim. vejukovi* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus., *Potamides azerbaijanicus* Alz., *Clessiniola intermedia* (Andrus.), *Cl. vexatilis* (Andrus.), *Helix* sp.
В Восточной части претгорной пачки кроме перечисленных встречаются *Micromelania* sp., *Avimactra* sp., гастроподы.
- 10—*Phragmites oeningensis* A. Br., *Quercus* sp., *Populus* sp., *Cyperus* sp., гастроподы.



гус.) толща отнесена к среднему акчагылу. Далее в восходящем порядке наблюдаются:

Песчаник серо-бурый, с редкой галькой, с прослоями глины и песка, здесь определены *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus. и др. СВ 40°, L 11°. Мощность 13 м.

Глина серая, с *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus. Мощность 17—15 м.

Переслаивание серого, гравелистого песчаника и серой глины, содержащих *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), Мощность 5,8 м.

Песчаник серый, среднезернистый, с слоями глины и одним слоем конгломерата (5 м). Мощность 14 м.

Переслаивание разнозернистого серого песка и серой тонкослойной глины с *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.). Мощность 3 м.

Конгломерат из хорошо окатанных галек песчаника. Мощность 0,5 м.

Песчаник серый, разнозернистый, с прослоями синей глины. Мощность 8 м.

Галечниково-гравийные отложения с линзами конгломерата и разнозернистого песка. Мощность 25 м.

Песок серый, разнозернистый, косослойный, с *Helix* sp. в низах, с обуглившимися остатками стволов деревьев. Мощность 7 м.

Весь описанный разрез относим к среднему и частично к верхнему акчагылу.

Далее разрез состоит из галечников кусарской свиты с характерными для них слоями песчаной глины (суглинка) коричневатого цвета.

Низы акчагыла в Самур-Кусарчайском междуречье характеризуются пестротой литологического состава: в них принимают участие глины, пески, песчаники и галечники. Последние встречаются в виде слоев мощностью 25—30 м. В контакте акчагыла с галечниками продуктивной толщи прослеживается пачка из переслаивания песка и глины, которая наблюдалась в районе с. Гиджан и в глубоких ущельях, расположенных на северо-западном склоне хребта над с. Душтаир. Она характеризуется косо- и тонкослоистостью, наличием остатков стволов (иногда с корой) листьев деревьев и травянистых растений, присутствием гастропод и в западной части района почти всюду сопровождается контактом акчагыла с продуктивной толщей. Характерный разрез этой пачки описан на восточной окраине с. Гиджан и на правом берегу р. Укорчай против этого селения. В первом пункте она представлена полной мощностью (40 м), а в остальных—мощность ее сокращена в результате размыва до 15—25 м. Отпечатки листьев, собранных на правом берегу р. Укорчай, оказались *Phragmites oeningensis* A. Br., *Cyperis* sp., которые распространены в низах акчагыла других районов Закавказья [1]. Поэтому, учитывая непосредственное залегание их на галечниках продуктивной толщи, указанная пачка отнесена нами к низам акчагыла.

Довольно полный разрез акчагыльских отложений обнажается в балках на северо-западных склонах хребта над с. Душтаир. Здесь в самой северной балке выходят отложения продуктивной толщи, полный разрез акчагыльского яруса и отложения кусарской свиты. Контакт акчагыла с продуктивной толщей, как и в других местах, довольно отчетливый, и акчагыл начинается пачкой с растительными остатками мощностью 20 м. Далее вверх по балке толща мощностью 150 м не обнажена. Судя по обнажениям акчагыла в других местах, разрез его

здесь представлен глинами и песчаниками со слоями галечника мощностью 15—20 м. Выше обнажается следующий комплекс пород (снизу вверх):

Глина серая, с прослоями мелкозернистого песчаника, в верхней части с двумя слоями галечника (3 м и 22,5 м). Из глин определены *Avimactra subcaspi* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), *Potamides a. erbaidianicus* Alz., фрагменты *Cardium* СВ 80°₁₂. Мощность 125 м.

Пропуск в обнажении мощностью 60 м.

Серая глина видимой мощностью 1,5 м.

Пропуск в обнажении мощностью 50 м.

Глина желтая и серая, с слоями буро-серого мелкозернистого песчаника, с одним слоем галечников (6—7 м) и включениями *Avimactra subcaspi* (Andrus.). Мощность 24 м.

Песчаник желтый, мелкозернистый, косослонистый, с линзами гравия (0,1—1,2 м). СВ 80°₈₀. Мощность 4 м.

Песок желтый, тонко- и мелкозернистый, тонкослонистый, с слоями серой глины. Мощность 9,3 м.

Переслаивание мелкозернистого желто бурого песчаника (1,0—2,0 м) и слонстой глины (0,3 м) СВ 70°₅₀. Мощность 6 м.

Глина синяя и желтая, косослоистая, в средней части переполнена *Avimactra subcaspi* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus. Мощность 2,5 м.

Гравийно-галечниковые отложения с прослоями конгломерата и мелкозернистого песка (0,1—0,2 м). СВ 8°_{4—5}. Мощность 8 м.

Чередующиеся слои мелкозернистого серого и бурого песчаника и песчанистой серой глины. Мощность отдельных слоев 0,2—0,5 м. У кровли этой пачки в галечниках имеются карманы, заполненные глиной с *Avimactra venjukovi* (Andrus.), *A. subcaspi* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus. Мощность 8,9 м.

Гравийно-галечниковые отложения, в нижней части сцементированные в конгломерат, с линзой гравия. Мощность 3 м.

Песок бурый, мелкозернистый, косослонистый, с мелким гравием и с фауной. *Helix* sp., *Planorbis* sp. Мощность 2 м.

Глина синяя, песчанистая, в верхней части с тонкозернистым песком и следами размыва. Из них определены *Helix* sp. и зубы рыб. Мощность 1,5 м.

Описанный разрез акчагыла наблюдается далее к юго-востоку, обнажаясь в верховьях балок, начинающихся к северо-западу от с. Гиджан. Сравнение снятых разрезов акчагыла в отдельных частях северо-западных склонов упомянутого безымянного хребта показывает, что они по простиранию характеризуются частым изменением мощности отдельных слоев вплоть до полного выпадения их из разреза. Это наблюдается на протяжении 1,0—1,5 км. В западном направлении от приведенного разреза мощность акчагыла быстро уменьшается вследствие размыва его верхних частей, а также внутри самой толщи, и доля грубообломочного материала к юго-западу значительно возрастает (до 45 м).

И. Ф. Пустовалов [8] указывает на присутствие в районе упомянутых уже балок глинистых линз в галечниках продуктивной толщи. Эти отложения были описаны также А. Х. Бабаевым на левом обрывистом склоне р. Укорчай выше с. Генерчай, к востоку от г. Новча. В этом обнажении на однообразной толще галечников продуктивной толщи залегает 70-метровая пачка, осадков, нижняя 30-метровая часть которых сложена переслаиванием темно-серого, косослонистого песка и пепельно-серой глины, а верхняя часть выражена двумя слоями га-

лечника мощностью по 15 м и двумя слоями бурого тонкозернистого косослонистого песчаника с *Cyclostoma* мощностью 5—6 м. На основании некоторых косвенных данных, по-видимому, следовало бы упомянутую пачку отнести к акчагылу, а перекрывающие ее галечники — к апшерону. Но окончательное решение его — дело дальнейшего изучения палеонтологических остатков.

Развитые по берегам р. Укорчай в виде непрерывной полосы, акчагыльские отложения хорошо прослеживаются по правому берегу этой реки между с. Дустеир и с. Гиджан, где они имеют мощность 150—160 м. Здесь они представлены песчанистыми тонко- и косослоистыми глинами с одним слоем галечника (2,5—3,0 м). Мощность отдельных пачек составляет 8—10 м. Среди всей этой толщи ясно выделяются три слоя разнозернистого, слабо сцементированного, местами гравелистого серого песка мощностью 1,5—2,5 м. Вся толща характеризуется элементами залегания: СВ 30—49°, _{6—10}, наличием *Avimactra karabugasica* (Andrus.), *A. subcaspi* (Andrus.), *Helix bozdagensis* Alz., *Cardium* sp. и соответствует верхней части нижнего акчагыла. Очень незначительное содержание галечников в данном разрезе и присутствие их в ранее приведенных разрезах низов акчагыла в преобладающем количестве указывают на значительную изменчивость акчагыльских пород по падению.

Акчагыльские отложения, наблюдаемые по руслам ручьев Пиравац, Куручай и другим балкам, представлены оползшими и перемятыми глинами серых и желтых тонов с прослоями мелкозернистого желтого песка. В них встречены *Avimactra venjukovi* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), *A. subcaspi* (Andrus.), *A. sp.*, *Cardium* sp., *Micromelania* sp., *Clessiniola tchaxites* (Andrus.), гастроподы, характеризующие по принятой схеме нижний акчагыл.

В районе сс. Бекк-Муруг, Аджнахур и Укор в составе акчагыльских отложений преобладают песчаники и пески, местами с тонкими прослоями из ракуши. Таким образом, состав акчагыльских отложений здесь резко меняется: галечниковые слои, характерные для нижних разрезов отсутствуют, зато появляются слои песчаника, местами косослонистого песка, переслаивающегося с глиной. Увязка обнажений, описанных в районе названных селений, дает 35—40-метровую пачку, состоящую из разнозернистого слонистого, бурого и серого песчаника с тонкими прослоями крепких разностей его и со следами размыва. В этой толще имеется 10-метровый слой темно-серой глины с прослоями мелкозернистого песчаника (0,15—0,35 м). Из глин и песчаников этой толщи определены: *Avimactra subcaspi* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus., *C. dombra* var. Alz., *Avicardium radiiferum* (Andrus.), *C. sp.*, *Parmacella* sp., *Helix bozdagensis* Alz., *Helix* sp.

Наличие в этих отложениях *Avicardium radiiferum* (Andrus.) характеризует средний акчагыл, постому их параллелизуем со слоями с *Avicardium inostranzevi* (Andrus.), разреза южного склона г. Большой Сувал.

Акчагыльские отложения, наблюдаемые в высыпках и небольших выходах по северо-восточному и восточному склонам г. Керкезан (выше с. Укор), выражены тонкослоистыми глинами и песками, содержащими *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspi* Andrus., *A. karabugasica* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus.

По упомянутым склонам г. Керкезан, на северо-восточной окраине с. Укор, а также в 1 км к югу от с. Муджуг наблюдаются обломки ракушечного известняка и крупные глыбы конгломерата размером до 8—10 м, переполненные *Avicardium radiiferum* (Andrus.), *Cardium kumuchicum* Andrus., *C. dombra* Andrus., var. *ku-*

tuchicum Andrus., *C. dombra* Andrus., var. *magna* Alz. и др. характеризующими средний акчагыл.

В глинах акчагыла, наблюдаемых по р. Укорчай ниже с. Укор почти до устья, местами были найдены *Unio* и *Anadonta*. Здесь же, по левому берегу реки, в 300 м ниже с. Укор, над слоем, содержащим *Unio*, наблюдается слой вулканического пепла мощностью 0,4 м. Последний в акчагыле наблюдается также в южном Дагестане [5] и в равнинной части междуречья [11].

Акчагылские отложения в районе с. Хазры выражены желтоватыми глинами с прослоями песчаников, а к востоку от него—35-метровой пачкой конгломерата и галечника с прослоями бурых глин, песков и песчаников, с *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *Cardium dombra* Andrus.

Далее в восточном направлении разрез акчагыла в основном сложен серыми и синими глинами с подчиненными слоями серого песка, а в районе с. Гирик—галечника. И. Ф. Пустовалов [8] указывает на присутствие в глинах окрестностей этого селения мелких *Dreissensia*, что позволяет установить наличие здесь верхнего акчагыла.

В. И. Лучицкий [6] указывает на наличие акчагылских пород на правом берегу р. Самур, против с. Юхары-Зейхур, что не подтверждается новыми данными. Отметим, что акчагыл в своих последних выходах наблюдается на восточной окраине с. Леджет, где в балке из серых глин собраны *Cardium dombra* Andrus., *Avicardium nikitini* (Andrus.), *A. radiiferum* (Andrus.), *A. subcaspia* (Andrus.), *A. karabugasica* (Andrus.), *Potamides caspius* Andrus., характерные для среднего акчагыла. К востоку от с. Леджет, по правому склону долины р. Самур, наблюдаются желтые пески с *Dreissensia isseli* Andrus., *Dr. distincta* Andrus., *Dr. eichwaldi* Andrus., *Melanopsis esperioides* Sabba., *Neritina* sp., *Didacna* sp., относимые к нижнему апшерону.

По данным И. Ф. Пустовалова, в южной части Прикаспийско-Кубинской зоны самые верхи наблюдаемого разреза акчагыла перекрываются морскими осадками нижнего апшерона и содержат: *Avimactra inostranzevi* (Andrus.), *Avicardium radiiferum* (Andrus.), *A. nikitini* (Andrus.) и др. Значит, здесь апшерон контактирует со средним акчагыллом. Такое явление характерно также и для Южного Дагестана [5]. Таким образом, можно констатировать, что в предгорной полосе Кусаро-Дивичинского синклинория акчагыл представлен его нижним и средним отделами.

Скважины, пробуренные Управлением геологии на правом берегу р. Самур, против с. Юхары-Зейхур, западнее отмеченных В. И. Лучицкий шурфов, вскрыли только апшеронские отложения, содержащие микрофауну: *Cytherissa nazhtatscholana* (Liv.), *Trachileberis* sp. indet., *Loxococoncha* cf. *petasus* (Liv.), *L. propinqua* var. *nostras* Liv., *L. propinqua* var. *cumbula* Liv., *L. cf. petasus* Liv., *L. eichwaldi* Liv., *Leptocythere* cf. *nana* Liv., *L. andrussovi* Liv., и др. Поэтому самой восточной границей выхода акчагылских пород в Присамурском районе является район с. Леджет, а не с. Юхары-Зейхур, как это считалось ранее.

Все приведенные разрезы ясно показывают большое разнообразие литологического состава акчагылского яруса, невыдержанность фаций и мощностей их как по простиранию, так и по падению, частую смену песков, глин, галечников, песчаников и континентально-прибрежный характер этих отложений.

Наличие в низах акчагыла в балках к западу от с. Дустанир, к востоку от с. Беюк-Муруг, в верхних частях разреза у с. Аджихур и

в низовьях ручья Пиравац гастропод подтверждает широкий диапазон развития их в акчагылских отложениях как по падению пород, так и по стратиграфическому разрезу. Причем формы гастропод характерны для грубых косослоистых глин с остатками и отпечатками растительности. Такие особенности отложений говорят о прибрежно-континентальном характере условий их накопления.

Внутри акчагыла установлены следы размыва. Этим и литологическим составом акчагыла подтверждается значительное непостоянство береговой линии акчагылского моря, которое особого размаха достигает в конце акчагылского века, когда зона развития его превращается в область размыва. Результатом этого являются отчетливые следы размыва и переотложения на контакте акчагыла и гусарской свиты на южном склоне г. Большой Сувал, на северо-западных склонах безымянного хребта над с. Дустанир, и в верхней части правобережного склона р. Самур, на дороге Хазры-Кусары. Тектонические движения в послепакчагылское время наряду с размывом верхнего акчагыла обусловили поднятость этих отложений на высоту 1600—1700 м, что является максимальной величиной для акчагыла Закавказья.

В разрезе акчагыла к югу и к северу от междуречья содержание грубообломочного материала уменьшается и, наконец, совсем выпадает: в Касумкендском районе Южного Дагестана и южнее р. Ахчай в Кубинском районе они вообще отсутствуют. Это является результатом особенностей существовавшей в преакчагылское время довольно густой сети водных потоков, спускавшихся со стороны Шахдаг-Кизилканского массива, интенсивность и водообильность которых по краям Кусаро-Дивичинского синклинория значительно уменьшалась.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ализаде К. А. Акчагылский ярус Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, 1954.
2. Волярович П. Е. Изв. геол. ком.* т. XXIII, 1904.
3. Волярович П. Е. Изв. геол. ком.* т. XXVIII, 1909.
4. Геология Азербайджана, т. I. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1952.
5. Голубятников В. Д. Тр. Всесоюз. объедин. геологоразвед. работ вып. 278, 1933.
6. Лучицкий В. И. Тр. гос. ин-та сооруж. т. I, вып. 2, 1930.
7. Пустовалов И. Ф. „Гидрогеология“, 1934, № 3.
8. Пустовалов И. Ф. Тр. ЦНИГРИ, вып. 83, М.—Л., 1936.
9. Хали В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Азнефтеиздат, 1954.
10. Хали В. Е., Ахмедбейли Ф. С. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория. Мат-лы по геол. СВ Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1957.
11. Ясенов Б. П., Ализаде А. А. Тр. треста „Азнефтеразведка“, вып. 16, 1936.

Г. Э. Элизаде, А. Х. Бабаев

Самур-Гусарчај чајарасы саһәнин Ағчакил чөкүнтүләри

ХУЛАСӘ

Мәгаләдә 1957—1958-чи илләрдә кестәрилән саһәнин Ағчакил чөкүнтүләри үзәриндә апарылмыш чөл мүшәһидә ишләринин нәтичәләри шәрһ олунар.

Ағчакил мәртәбәсинә аид чөкүнтүләр арасы кәсилмәз золаг шәклиндә Гусарчајдан Самурчаја кими узаныр. Бунара һәм дә Укорчај,

Пиранвас вә с. кичик чај дәрәләриндә, Мучуг, Хәзри, Кирик вә с. кәндләри әтрафында раст кәлмәк олар.

Ағчакил чөкүнтүләри дағәтәји зонанын һәр јериндә 15—20 м галыныглы битки галыгларына малик гумлу-килли лај дәстәсилә башлајыр. Бунун үстүндә 20—30 м галыныглы чагыл лајлары олан килли-гумлу тәбәгә мүшәһидә олунур ки, булар да кил лајлары илә өртүлмүшдур. Даһа сонра чөкүнтүләрин тәркиби јенә дә габалашыр, гумдашылары вә гумлар әксәријјәт тәшкил едир, һәтта габыг әһәнкдашылары вә Ағчакил фаунасы габыглары илә долу олан конгломерат да раст кәлинир.

Үмуми галыныгы 500 м-ә јахын олан Ағчакил чөкүнтүләри, литоложи вә палеонтоложи дәлиләрә әсасән једди лај комплексинә ајрылмышдыр. Бунлардан үчү Алт Ағчакилә, галанлары исә Орта Ағчакилә вид едилмишдир. Бурада Үст Ағчакил јујулмуш вә онун дүзән саһәләрдә олмасы еһтимал едилир.

Јени палеонтоложи дәлиләр әсасында мүәјјән едилмишдир ки, Ағчакил чөкүнтүләри Јухары—Зејхур кәндинә гәдәр дејил, Ләчәт кәндинин шәргинә кими јајылмышдыр.

Самур чајынын сағ саһилиндә, Јухары—Зејхур кәндинин гаршысында В. И. Лучитски вә И. Ф. Пустоваловун Ағчакил јашлы һесаб етдикләри килли-гумлу чөкүнтүләрин микрофаунаја әсасән абшерон мәртәбәсинә вид олдуғу дәгигләшдирилмишдир.

М. Т. ПРОНИНА

НОВЫЕ ВИДЫ РОДА *BOLIVINA* В МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР

Изучение в течение ряда лет микрофауны соленосной толщи миоцена Нахичеванской АССР показало неодинаковое развитие представителей рода *Bolivina* в отдельные промежутки исследуемой эпохи, что было связано с различием геохимического режима бассейнов. Эта морская форма развивается лишь в условиях нормальной или близкой к ней солености вод. Анализ микрофауны показал, что в низах соленосной толщи, соответствующей отложениям тарханского горизонта, наряду с характерными для его времени видами фораминифер, встречаются *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz. Однако число их особей незначительно, что, вероятнее всего, было связано с несколько пониженной соленостью вод. Наступление изоляции в начале чокракского времени и продолжение ее до караганского включительно не дало возможности проследить их развитие. В конкское время краткое возобновление связи с морскими водами способствовало появлению в лагунном бассейне новой своеобразной фауны фораминифер—*Bolivina pseudoantegressa* sp. n., продолжавшей существование и в нижнем сармате, когда развивалась и *Bolivina dudagica* sp. n.

В среднем сармате появляются *Bolivina concinna* sp. n., *B. chalilovi* sp. n., *B. chalilovi* sub. sp. *khindjabica* Pronina sub.sp. Из них значительное развитие получили последние две формы, обилие особей которых, вместе с наличием других характерных видов фораминифер, позволяет легко отделить вмещающие их породы от нижнесарматских. В связи с важным научно-практическим значением представителей этого рода в расчленении миоцена Нахичеванской АССР мы ниже описываем новые виды и подвид.

Bolivina pseudoantegressa sp. n.

Таблица 1, рис. 1 а, б

Голотип № 464, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР, конкский горизонт среднего миоцена (нижняя свита соленосной толщи) с. Неграм Нахичеванской АССР (Азербайджан).

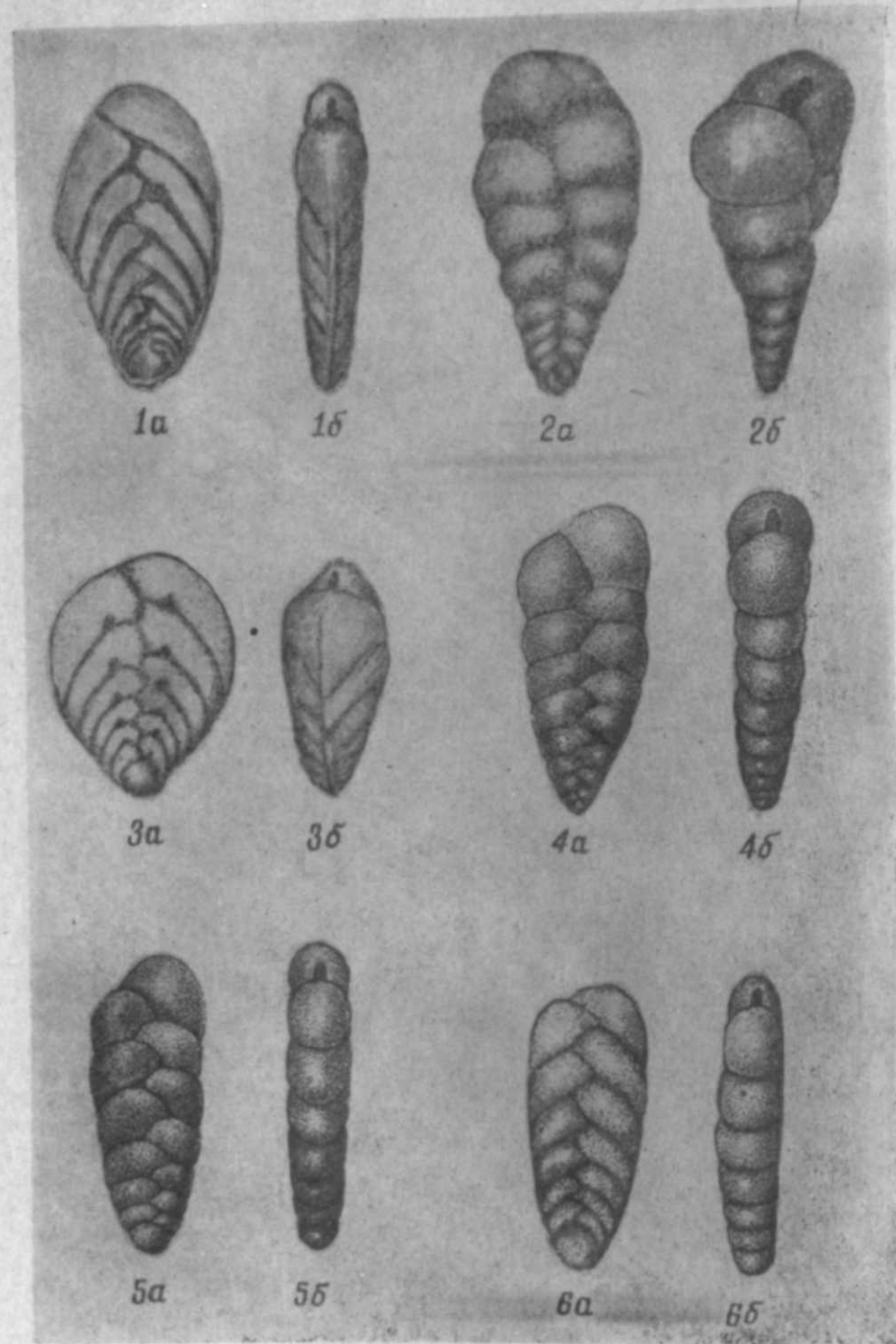


Табл. 1, рис. 1а, б—*Bolivina pseudoantegressa* sp. n. Конкский горизонт.
 Табл. 1, рис. 2а, б—*Bolivina duzdagica* sp. n. Нижний сармат.
 Табл. 1, рис. 3а, б—*Bolivina concinna* sp. n. Средний сармат.
 Табл. 1, рис. 4а, б, 5а, б—*Bolivina chalitovi* sp. n. Средний сармат.
 Табл. 1, рис. 6а, б—*Bolivina chalitovi* sub. sp. *khindjabica* Pronina sub. sp. Средний сармат.

Диагноз. Раковина удлиненная, значительно сжатая, оба конца сужены, широко затуплены, периферический край килеватый. В каждом ряду 8 камер, отделенных изогнутыми, слегка выступающими широкими швами. Спиральный шов зигзагообразный, углубленный.

Описание. Раковина двурядная, удлиненная, широкая, с боковых сторон значительно сжатая, с постепенным возрастанием толщины от периферического края до спирального шва. Периферический край почти ровный, снабжен килем. Начиная от суженого, широко затупленного раннего конца, раковина постепенно, а затем довольно значительно, расширяется вплоть до последних двух камер, где устьевой конец снова тупо суживается. За начальной сравнительно крупной круглой камерой в каждом ряду чередуются 7—8 изогнутых камер, которые умеренно удлинены, прямоугольные у спирального шва и остроугольно скошенные у периферического края, что создает как бы чешуйчатую надвинутость их друг на друга. Септальные швы косые, слабо изогнутые, широкие, слегка выступающие. Спиральный шов зигзагообразный, углубленный. Устье узкое, продолговатое, расположено в последней камере параллельно фронтальной плоскости. Стенка известковистая, прозрачная, поверхность покрыта следами мелких и крупных пор.

Размеры: длина—0,28 мм, наибольшая ширина—0,15 мм, толщина—0,09 мм.

Сравнительные заметки. Описанный вид по очертанию раковины близок к *Bolivina antegressa* Subb., описанной из верхнего эоцена Северного Кавказа (стр. 226, табл. X, рис. 12, 13а, б), но отличается от нее меньшим количеством камер, отсутствием зубовидных выпячиваний септальных швов, большей шириной и некоторой укороченностью раковин, отсутствием ребристости на поверхности. Также он близок к *Bolivina caucasensis* Chaili. (стр. 189., табл. II, фиг. 1а, б), описанной из верхнеэоценовых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Азербайджан), но отличается формой, большей шириной, меньшей толщиной раковины, а также наличием кила на периферическом крае.

Распространение и возраст. Описываемый вид встречается в отложениях конкского горизонта среднего миоцена (нижняя свита соленосной голщи) и нижнего сармата верхнего миоцена (средняя свита) Нахичеванской АССР (Азербайджан).

Bolivina duzdagica sp. n.

Таблица 1, рис. 2а, б

Голотип № 465, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Нижний сармат верхнего миоцена (средняя свита соленосной толщи) района г. Дуздаг Нахичеванской АССР (Азербайджан).

Диагноз. Раковина удлиненная, медленно расширяющаяся, значительно утолщенная в сторону устьевого конца; периферический край волнистый. В каждом ряду 7—9 камер. Септальные швы углубленные, примерно в середине имеют зубовидные выпячивания. Спиральный шов слегка зигзагообразный, углубленный.

Описание. Раковина двурядная, удлиненная, сильно вздутая, с тенденцией к скручиванию, с боковых сторон в ранней части значительно сжатая, а затем утолщающаяся до устьевого конца. Периферический край волнистый, в поздней части раковины приобретает округленный характер, начиная от раннего конца, до предпоследней

камеры он постепенно равномерно расширяется, а в последних двух камерах размер раковины сильно возрастает. От начальной округлой камеры по обоим рядам расположено 7—9 почти только четырехугольных вздутых камер, в ранней части более низких, в поздней — более высоких и широких. Последняя камера большая, неправильного очертания, упирающаяся в спиральный шов. Септальные швы в начальной части почти прямые, узкие, углубленные, в поздней — сильно углубленные, слабоизогнутые; в середине камеры у них развиты небольшие углубления в виде зубовидных выпячиваний, направленных в сторону устьевого конца. Спиральный шов углубленный, в ранней части раковины сильно-, а в поздней — слабоzigзагообразный. Устье продолговатое, расположено фронтально в последней камере, начиная от самого основания широкой устьевой поверхности. Стенка известковистая, покрыта пунктирными углублениями.

Размеры: длина—0,31 мм, наибольшая ширина—0,17 мм, толщина—0,09 мм.

Сравнительные заметки. Описываемый вид имеет своеобразное очертание раковины и некоторое сходство *Bolivina opita* Chaill. (стр. 195, табл. II, фиг. 14а, б), описанной из верхнеэоценовых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Азербайджан), но отличается значительным утолщением устьевого конца, характером периферического края, зубовидным выпячиванием септальных швов в середине камеры.

Распространение и возраст. Описываемый вид встречается в отложениях нижнего сармата верхнего миоцена (средняя свита соленосной толщи) Нахичеванской АССР (Азербайджан).

Bolivina concinna sp. n.

Таблица 1, рис. 3а, б

Голотип № 766, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Нижний сармат верхнего миоцена (средняя свита соленосной толщи), г. Дуздаг Нахичеванской АССР (Азербайджан).

Диагноз. Раковина короткая, клиновидная, быстро расширяется к устьевому концу; периферический край затупленный. В каждом ряду 6—7 сильно скошенных к периферическому краю крыловидных камер, отделенных широкими изогнутыми выступающими швами с зубовидным отростком. По спиральному шву развит продольный выступающий валик.

Описание. Раковина двурядная, широкая, короткая, клиновидная, с боковых сторон несколько сжатая; периферический край сжатый, затупленный, начиная с раннего тупосуженного конца раковина, быстро расширяется вплоть до широко затупленного устьевого конца, где снова суживается. Ранние две камеры сильно изогнуты, почти полностью объедают крупную округлую начальную камеру, за которой в каждом ряду следуют 6—7 вначале сильно изогнутых кругловидных камер. Они сильной скошенностью к периферическому краю перекрывают концы предыдущих камер в виде чешуи. Септальные швы широкие, выступающие, в ранней части наиболее изогнутые. Вблизи спирального шва в каждой камере наблюдается зубовидное выпячивание, направленное в сторону устьевого конца. По спиральному шву протягивается выступающий валик. Устье узкое, продолговатое, расположено почти параллельно фронтальной плоскости в последней камере. Стенка известковистая, поверхность покрыта сравнительно большими порами.

Размеры: длина—0,22 мм, наибольшая ширина—0,16 мм, толщина—0,11 мм.

Сравнительные заметки. Описываемый вид отличается от близкой *Bolivina tuberha* Chaill. (стр. 206, табл. IV, фиг. 2а, б), описанной из отложений верхнего эоцена северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Азербайджан), большей шириной раковины, меньшим количеством камер, наличием выступающего примерно по спиральному шву раковины продольного валика в широких выступающих септальных швах.

Распространение и возраст. Описываемый вид встречается в отложениях нижнего сармата верхнего миоцена (средняя свита соленосной толщи) Нахичеванской АССР (Азербайджан).

Bolivina chalilovi sp. n.

Таблица 1, рис. 4а, б

Голотип № 467, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Средний сармат верхнего миоцена (средняя свита соленосной толщи), г. Дуздаг Нахичеванской АССР (Азербайджан).

Диагноз. Раковина удлиненная, медленно расширяющаяся к устьевому концу; периферический край волнистый, сильносжатый. В каждом ряду микросферической генерации 8—10, мегасферической—7—8 вздутых, к спиральному шву остроугольных камер, отделенных углубленными швами. Спиральный шов резкоzigзагообразный.

Описание. Раковина удлиненно-двурядная, с боковых сторон слабосжатая; периферический край волнистый, округленный. От раннего, более суженного, тупоаостренного конца раковины наблюдается медленное, постепенное расширение вплоть до устьевого конца. Боковая поверхность полусферически утолщена. За начальной округлой камерой в каждом ряду микросферической особи следует 8—10, мегасферической—7—8 довольно вздутых, к спиральному шву остро- и тупоугольных камер, ширина которых заметно превышает высоту их; лишь в последних 2 камерах их высота превышает ширину. Спиральный шов zigзагообразный. Устье узкое, продолговатое, расположено фронтально в последней камере. Стенка известковистая, густо покрыта мелкими порами.

Размеры: длина—0,77 мм, наибольшая ширина—0,11 мм, толщина—0,07 мм.

Сравнительные заметки. Описанная форма может быть сравнима с *Bolivina bötgeri* Spandel sub. sp. *maraganica* Chaill. (стр. 196, табл. II, фиг. 15а, б), описанной из нижнеолигоценовых отложений северо-восточных предгорий Малого Кавказа (Азербайджан), однако отличается меньшим количеством камер, большей шириной раковины, более углубленными септальными швами, а также вздутыми камерами.

Распространение и возраст. Описываемый вид встречается в отложениях среднего сармата верхнего миоцена (средняя свита соленосной толщи) Нахичеванской АССР (Азербайджан).

Bolivina chalilovi sub.sp. *khindjabica* Pronina sub. sp.

Таблица 1, рис. 5а, б

Голотип № 468, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Средний сармат верхнего миоцена (средняя свита соленосной толщи), с. Хинджаб Нахичеванской АССР (Азербайджан).

Диагноз. Раковина удлиненная, двурядная, слабосжатая, периферический край округленный; в каждом ряду 7 удлиненных широких трапецевидных камер, отделенных очень слабо изогнутыми, почти выпрямленными швами.

Описание. Раковина удлиненная, двурядная, с боковых сторон умеренно сжатая, периферический край округленный. От раннего широкоокругленного конца наблюдается медленное расширение раковины почти до устьевого конца. Боковая поверхность каждой стороны полусферически утолщена, достигает максимума примерно по спиральному шву. За начальной округлой камерой в первом ряду следует 7 вздутых, трапецевидных, по ширине намного превышающих высоту камер, расположенных под острым углом к зигзагообразному спиральному шву. Устье узкое, продолговатое, расположено фронтально в конце последней камеры. Стенка известковистая, покрыта множеством мелких пор.

Размеры: длина—0,32 мм, наибольшая ширина—0,12, толщина—0,07 мм.

Сравнительные заметки. Эта разновидность отличается от типичной особи *Bolivina chalilovi* sp. n., описанной автором из среднего сармата верхнего миоцена Нахичеванской АССР меньшим количеством камер, трапецевидной формой и наклоном их, а также характером септальных швов.

Распространение и возраст. Эта разновидность встречается обильно в отложениях среднего сармата верхнего миоцена (средняя свита соленосной толщи) Нахичеванской АССР (Азербайджан).

ЛИТЕРАТУРА

1. Пронина М. Т. ДАН Азерб. ССР*, 1960, № 12.
2. Субботина Н. И. Тр. ВНИГРИ, новая серия, вып. 69, сб. VI. Фораминиферы нижнепалеогеновых отложений юга СССР, 1953.
3. Хадиев Д. М. Тр. Ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. XVII, 1956.
4. Дидковський В. Я. Доповиди АН Укр. РСР, № 5, 1959.
5. Ellis B. and Messina A. Catalogue of Foraminifera special publication the Amer. museum of natural history, New York, I, 1940—1958.

М. Т. Пронина

Нахчыван МССР-ин Миосен чөкүнтүлөрүндө *Bolivina* чинсинин жени нөвлөрү

ХҮЛАСӘ

Мүәллиф Нахчыван МССР-ин Миосенин „дузлу гатынын“ микрофаунасынын бир нечә иллик тәдгиги әсасында *Bolivina* чинсинин нүмә-жәндәләринин Миосен дөврүнүн аҗры-аҗры вахтларында мүхтәлиф истигамәтдә инкишаф етмәсини мүәҗҗән етмишдир. Бу кими дәниз характерли формалар анчаг нормал дузлу суларда, јахуд она јахын мүһитдә инкишаф едирләр.

Дузлу гатын алт һиссәсиндә тархан һоризонтуна мүвафиг чөкүнтүләрдә онлары сәчиҗҗәләндирән фораминифер нөвләри илә јанашы, *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz. габыглары да раст кәлир. Чокрак вә Караган эпохаларында һөвзәнин гапалы олмасы бу фаунаын инкишафыны изләмәјә имкан верир. Конг дөврүндә дәниз сулары илә әз мүддәтли әлагә нәтичәсиндә һәмин лагун һөвзәдә өзүнә мәхсус жени фораминифер фаунасы инкишаф етмишдир; *Bolivina pseudoantegressa*

sp. n. Алт Сарматда да, *Bolivina duzdagica* sp. n. илә јанашы јашамышдыр. Орта Сарматда *Bolivina concinna* sp. n.; *B. chalilovi* sp. n., *B. chalilovi* sub. sp. *khindjabica* Pronina sub sp. нөвләри әмәлә кәлир. Булардан ән чох ахырынчы ики нөв инкишаф етмишдир. һәмин бу ики нөвләрин күлли мигдарда тапылан габыглары илә јанашы раст кәлән башга характерик фораминифер нөвләри Орта Сармат чөкүнтүләрини Алт Сарматдан асанлыгла аҗрмаға имкан јарадыр.

Нахчыван МССР-ин Миосен чөкүнтүләринин бөлүнмәсиндә *Bolivina* чинсинин бөјүк елми вә тәчрүби әһәмијҗәти олдуғундан һәмин чинсин жени нөвләринин вә вариететләринин гәсвирини веририк.

В. П. КУЗНЕЦОВ

**ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИЗ ПОВЕРХНОСТНОГО ОЧАГА
В ГОР. СУМГАИТЕ 12 ДЕКАБРЯ 1959 г. И 1 ИЮЛЯ 1962 г.**

Инструментальные данные. Землетрясение зарегистрировано временными станциями Апшеронской сейсмической экспедиции Института геологии имени академика И. М. Губкина Академии наук Азербайджанской ССР, станциями сейсмической службы Института физики Земли имени академика О. Ю. Шмидта Академии наук Союза ССР и станциями Института геофизики Академии наук Грузинской ССР [2].

Ближайшая к эпицентру землетрясения сейсмическая станция в пос. Джорат (в 4 км от г. Сумгаита) зарегистрировала два толчка. Моменты вступлений сейсмических волн и основные сейсмические элементы по близким станциям приведены в таблице.

В 6 и 7-й графах таблицы даны первые вступления продольных и поперечных волн, в 8-й—разности времен прихода продольных и поперечных волн, в 9 и 10-й—периоды колебаний в секундах, в 11, 12 и 13-й—смещения грунта в микронах для максимума поперечной волны.

Краткое описание аппаратуры и методики работ дано ранее [1,6]. Момент в очаге найден построением по способу биссектрис: $t_{10} = 23$ час. 55 мин. 43 сек. Положение эпицентра землетрясения определялось способами Вадати, Исикава, построением гипербол. При способе Вадати были использованы времена пробега продольных и поперечных волн:

$$t_p - t_0, t_s - t_0, t_s - t_p$$

Однозначного решения эти построения не дали.

Характерным для всеми способами найденных эпицентров является смещение их в сторону „сгущения“ сейсмических станций от положения, найденного по макросейсмическим данным:

$$\varphi = 40^{\circ}37'С, \quad \lambda = 49^{\circ}34'В.$$

Очаг землетрясения лежит на глубине около 8 км в породах осадочной толщи, что следует из уравнений годографов. По „Бюллетеню“ [2], координаты эпицентра несколько отличаются от приведенных нами по макросейсмическим данным. Основному, описанному выше толчку предшествовал менее интенсивный для которого $t_0 = 20$ час. 34 мин 17,4 сек.

Основные данные о сумгаитских землетрясениях

Дата	Станция	Координаты		Δ км	Вступления волн		t _к -t _р	T _р	T _к	A _z	A _с	A _N	Примечание
		φ	λ		6	7							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
12. XII 1959 г. 20 час. 34 мин. 1,74 сек.	Джорат Нар. аран Караухур о. Жилой	—	—	13 38 42 92	24,4° 30,5° 32,7° 46,0°	29,2° 39,6° 46,3° 65,1°	48 13,6 19,1	0,2 0,2 0,2	0,3 0,5 0,5	8,8	13,1 1,2 1,4	2,9 1,4	$\bar{t}_p : 34,3$
12. XII 1959 г. 23 час. 55 мин. 43 сек.	Джорат Нар. аран Караухур* Баку Шемаха о. Жилой	40° 34,1' 40° 33,3' 40° 24,0'	49° 42,6' 50 1,0' 49° 59,0'	13 38 42 38 78 92	55° 48,6° 55,4° 56,4° 56,0° 56° 1,0° 6,5°	53,4° 56° 06,0° 6,8° 07,2° 14,0° 17,9°	48 0,6 10,4 11,2 13,0 11,4 20,1	0,2 0,2 0,3 — — 0,4	0,3 0,3 0,5 — — 0,5	4,6 29,1 — — 2,3	42,2 7,0 37,9	3,1	$\bar{t}_p 10,3, 1 \bar{s} : 30,4$
1. VII 1962 г. 11 час. 46 мин. 36 сек.	Насосный Сумгаит Караухур	40° 37,0' 40° 36,3'	49° 34,0' 49° 39,4'	0 7 42	39,2° 40,0° 45,2°	42,2° 43,5° 57,5°	3,0 3,5 12,3	0,3 0,3 0,3	0,4 — 0,4	16,1 8,1 17,9	16,6 4,3 23,1	17,3 1,6 9,6	$\bar{t}_p : 47,2$

* Смещения завышены из-за того, что сейсмографы установлены на постамент, связанный с фундаментом здания.

Макросейсмические сведения о землетрясении были собраны тотчас же по телефону. Они пополнились в результате осмотра повреждений в потрясенной области, опроса населения, использования материалов Госстраха, которые приводим в описании по каждому пункту. Кроме автора сведения о землетрясении собирали К. Ш. Исламов, Ф. Т. Кулиев, К. И. Уморина, А. И. Караваева и др.

Пос. Насосный. В некоторых домах появились трещины в фундаментальных оштукатуренных стенах. Они имели преимущественно вертикальное направление в углах двухэтажных домов из пиленого камня (кубика) и горизонтальные — между оконными проемами. Во многих случаях трещины в стенах были сквозными.

Цилиндрическая водонапорная башня возле здания машинного отделения станции Насосной имела наружные трещины, идущие вертикально по образующей цилиндра. Над окном произошло отслоение кладки. Трещины возникли по швам каменной кладки в верхних рядах. Оборвались провода осветительной линии из-за наклона столбов. Обвалилась кровля одноэтажного здания летнего клуба.

Наибольшие повреждения получили двухэтажные дома, расположенные вблизи машинного отделения. Одноэтажные деревянные каркасные дома и печные трубы в них не были повреждены. Нетронутыми остались кладка и штукатурка нового здания трансформаторной понижающей подстанции, сложенного из известкового камня-кубика на хорошо цементированном растворе. Это здание, по-видимому, представляет "монолит", так как перегородки внутренних отсеков помещения прочно связаны с наружными стенами.

Грунт представлен суглинками под фундаментом водонапорной башни, машинного отделения и понижающей подстанции. На других участках поселка, ближе к урезу моря, грунты песчаные, пески с ракушкой, слабо цементированный ракушняк.

Субъективные ощущения: население проснулось, выбежало на улицу; ощущались два толчка, второй из которых был интенсивнее первого.

Сел. Яшма. Землетрясение ощущалось в виде слабого колебания, идущего с востока на запад. Часть населения проснулась от толчка.

В четырехугольной двухэтажной башне Бакводопровода, находящейся в 2 км от станции Яшма в сторону пос. Насосного, имеются трещины в кладке внутренней фундаментальной стены. Снаружи повреждений нет. Грунты здесь представлены суглинками, насыщенными водой.

Гор. Сумгаит. Землетрясение вызвало легкие повреждения одиночных строений: трещины по швам кладки и в штукатурке, перекося дверных коробок. Свинулись с места тяжелые шкафы, раскачивались всякие предметы. Многие люди покинули жилища.

Пос. Джорат. Землетрясение ощущалось всеми, спящие проснулись, звенела посуда. В одном одноэтажном новом доме появилась трещина.

Пос. Джейран-Батан. Землетрясение ощущалось многими в помещении и на улице. Повреждений строений нет.

В поселках Сарай, Новханы, Пирекешкюль землетрясение не ощущалось.

Шлейстосейстовая область землетрясения изображена на рис. 1.

Годографы сейсмических волн сумгаитского землетрясения построены по данным таблицы. На графике выделены три ветви для продольных и две ветви для поперечных волн. Веерообразный характер ветвей годографа типичен для землетрясений юго-восточного Кавказа, если очаги землетрясений находятся в осадочной толще.

Несогласия в определении координат эпицентра землетрясения на указанном массиве изложены нами ранее [1, 5]. Мы считаем, что для изучения землетрясений, имеющих очаги на юго-восточном Кавказе, следует пользоваться годографами направлений [7].



Рис. 1. Область распространения землетрясения 12 декабря 1959 г. в 23 час. 55 мин. 42 сек. по гринвичскому времени.

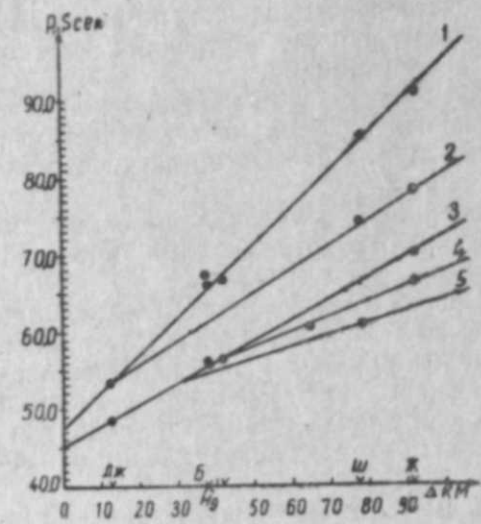


Рис. 2. Годографы сейсмических волн землетрясения 12 декабря 1959 г. в 23 час. 55 мин.

1— $V_{-} = 2,1$ км/сек; 2— $V_{s} = 3,2$ км/сек;
3— $V_{p} = 3,6$ км/сек; 4— $V_{-}^* = 4,9$ км/сек;
5— $V_{+}^* = 6,2$ км/сек;

Стрелка указывает направление линии годографа по вступлению на сейсмическую станцию Горис.

Дж.—Джорат, Б—Баку, Нд—Нардаран, Кч—Карачухур, Ш—Шемаха, Ж—о. Жилой.

опережении прямой волны сейсмической волною другой природы. Так, первые вступления на сейсмические станции Шемахи и о. Жило-

го принадлежит дифрагированной волне. Однако опережение по времени распространения волны к Шемахе равно 5 сек. при эпицентральном расстоянии 80 км, а для о. Жилого—3,5 сек. при расстоянии 90 км.

Это происходит вследствие того, что от г. Шемахи к о. Жилому происходит погружение кристаллического фундамента. Кажущаяся скорость продольной сейсмической волны, дифрагированной на верхней границе кристаллического фундамента, распространяющейся от пос. Насосного к г. Шемахе, равна 6,2 км/сек. В этом направлении дифрагированная волна прослеживается и по вступлениям на сейсмической станции Кировабада. Однако первые вступления сейсмических волн на станциях Кировабада и Гориса приходят со скоростями, большими кажущейся скорости дифрагированной волны, и, по-видимому, тоже принадлежат дифрагированной волне, но от слоя, лежащего под породами гранитной толщи.

На графике ветвь 5 годографа принадлежит дифрагированной волне, распространяющейся по границе раздела осадочные породы—кристаллический фундамент, по восстанию последнего.

Уравнения годографов для продольной волны, распространяющейся от п. Насосного в направлении к г. Шемахе, испытавшей дифрагирование, и соответственно для поперечной имеют вид:

$$t_p = \frac{\Delta}{3,6} + 2,0 \text{ (ветвь 3)}$$

$$t_s = \frac{\Delta}{2,1} + 5,0 \text{ (ветвь 1)}$$

где Δ — эпицентральные расстояния, t_p и t_s — времена пробега соответственно для прямых продольных и поперечных волн в породах осадочной толщи. Отношение скоростей распространения прямых продольных и поперечных волн равно 1,71.

Ранее [5] мы характеризовали верхнюю границу кристаллического фундамента как поверхность, имеющую наклон в шесть градусов. Падение этой границы по юго-восточному простиранию в сторону Каспия сказалось на

го принадлежит дифрагированной волне. Однако опережение по времени распространения волны к Шемахе равно 5 сек. при эпицентральном расстоянии 80 км, а для о. Жилого—3,5 сек. при расстоянии 90 км.

Это происходит вследствие того, что от г. Шемахи к о. Жилому происходит погружение кристаллического фундамента. Кажущаяся скорость продольной сейсмической волны, дифрагированной на верхней границе кристаллического фундамента, распространяющейся от пос. Насосного к г. Шемахе, равна 6,2 км/сек. В этом направлении дифрагированная волна прослеживается и по вступлениям на сейсмической станции Кировабада. Однако первые вступления сейсмических волн на станциях Кировабада и Гориса приходят со скоростями, большими кажущейся скорости дифрагированной волны, и, по-видимому, тоже принадлежат дифрагированной волне, но от слоя, лежащего под породами гранитной толщи.

На графике ветвь 5 годографа принадлежит дифрагированной волне, распространяющейся по границе раздела осадочные породы—кристаллический фундамент, по восстанию последнего.

Уравнения годографов для продольной волны, распространяющейся от п. Насосного в направлении к г. Шемахе, испытавшей дифрагирование, и соответственно для поперечной имеют вид:

$$t_{p+} = \frac{\Delta}{6,2} + 5,1 \text{ (ветвь 5)}$$

$$t_{s+} = \frac{\Delta}{3,2} + 6,3 \text{ (ветвь 2)}$$

Ветвь 4 соответствует зависимости времени пробега дифрагированной продольной волны от эпицентрального расстояния в направлении погружения кристаллического фундамента. Уравнение годографа для этого случая:

$$t_{p-} = \frac{\Delta}{4,9} + 5,1.$$

Вступление дифрагированной поперечной волны трудно выделить. Кристаллический фундамент мы характеризуем величинами скоростей сейсмических волн, испытавших дифрагирование на границе раздела фундамента с осадочными породами. Наклон верхней границы кристаллического фундамента найден из уравнений:

$$v_{+} = \frac{\bar{v}}{\sin(i_0 - \vartheta)}, \quad v_{-} = \frac{v}{\sin(i_0 + \vartheta)},$$

где известными являются $\bar{v} = 3,6$ км/сек, $v_{-} = 4,9$ км/сек, $v_{+} = 6,2$ км/сек. Отыскиваемый угол наклона верхней границы кристаллического фундамента $\vartheta = 5^{\circ}54'$, а предельный угол $i_0 = 41^{\circ}32'$. Используя значение предельного угла, найдем скорость распространения продольных волн в породах кристаллического фундамента $v = 5,4$ км/сек.

Такие же численные характеристики наклона фундамента ранее были найдены на Маразы-Куткашенском участке юго-восточного Кавказа [5, 7].

Глубина (L) залегания кристаллического фундамента вычислена нами по формуле:

$$t' = \frac{2L - h}{v_1} \cos i_0,$$

где t' — начальная ордината для $t_{p\tau}$, v_1 — скорость прямой продольной волны, θ — предельный угол, h — глубина очага землетрясения, найденная по начальным ординатам уравнений годографов для прямых продольных и поперечных волн, равная в среднем 7,5 км.

По этим данным, искомая глубина залегания верхней границы кристаллического фундамента находится в пределах $13 < D < 17$ км.

Нижний предел вычислен при $v_1 = 2,1$ км/сек, соответствующей скорости распространения прямой поперечной волны при $t' = 6,3$ сек; верхний при $v_1 = 3,6$ км/сек и $t' = 5,1$ сек. Этот результат дает величину средней мощности осадочной толщи для участка Сумгаит—Баку [4, 8].

Землетрясение 1 июля 1962 г. в 11 час. 46 мин. С целью уточнения расположения очага сумгаитских землетрясений сейсмическая станция Джората была перенесена в пос. Насосный, а в г. Сумгаите несколько позднее была открыта временная сейсмическая станция.

Землетрясение 1 июля записано кроме станций ЕСС временными сейсмическими станциями Насосного, Сумгаита и Карачухура. Разность времен прихода продольных и поперечных волн на станцию Карачухура осталась почти такой же, как и для первых двух землетрясений. Станции Насосного и Сумгаита зарегистрировали землетрясение с разностью $t_s - t_p = 3,0$ сек. и 3,5 сек. Это позволяет отнести найденное положение эпицентра к классу высокоточных. По «Бюллетеню» [2], точность определения положения эпицентра этого землетрясения отнесена к классу Б, т. е. с ошибкой до 50 км.

Землетрясение с наибольшей силой — около пяти баллов проявилось в пос. Насосный в виде колебательного движения с севера на юг. Отмечено перемещение тяжелых предметов. Большинство людей испытали испуг, но зданий не покинули.

В г. Сумгаите землетрясение достигло 4 баллов. Люди ощущали горизонтальное колебание, наблюдалось раскачивание люстр. В г. Баку это землетрясение ощущали отдельные лица, находившиеся в покое в верхних этажах зданий.

Результаты исследований трех землетрясений характеризуют ранее неизвестный очаг, залегающий в осадочных породах. О малой глубине залегания очагов кавказских землетрясений мы знаем из работ Н. В. Малиновского, Е. А. Розовой и А. Д. Цхакая [9].

Наши выводы об угле наклона верхней границы кристаллического фундамента следует понимать как характеристику поверхности, которая сnivelирована распространяющимся сейсмическим лучом. Сейсмическое нивелирование необходимо для общей характеристики массива.

Такое построение поверхности фундамента, при использовании детального сейсмического нивелирования по заданным профилям, диктуется возросшим вниманием к мезозойским отложениям в связи с поисками нефтегазоносных площадей.

Выводы

1. Территория г. Сумгаита подвергается воздействию собственных очагов землетрясений. Эти землетрясения возникают из-за действия поверхностного очага, расположенного на глубине около 7—8 км в породах осадочной толщи. Эпицентр землетрясений лежит на территории пос. Насосного или несколько севернее — на дне прилегающей акватории Каспийского моря.

2. Мощность отложений осадочных пород на Апшеронском полуострове на профиле Сумгаит—о. Жилой равна 13—16 км.

3. Угол наклона верхней границы кристаллического фундамента, подстилающего толщу осадочных пород, в направлении Сумгаит—о. Жилой составляет около 6° . На этом участке обнаруживается некоторое выполаживание угла наклона по сравнению с участком Куткашен—Маразы.

4. Сейсмическая угроза зданиям от действия очагов землетрясений сумгаитской группы может быть оценена в 7 баллов для территории пос. Насосный—г. Сумгаит. Обводненность грунтов, как правило, повысит сейсмическую балльность на единицу.

5. Вследствие регистрации вступлений прямых продольных и поперечных волн с разностью $t_s - t_p = 3,0$ сек. положение эпицентра определено по классу высокой точности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багдасарова А. М. и др. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол.-геогр., 1959, № 6, 1960, № 5; 1961, № 4.
2. «Бюлл. сети сейсмич. станций СССР», 1959, № 4. Изд-во АН СССР, М., 1960.
3. Геология Азербайджана, т. I—VII. Изд-во АН Азерб. ССР, 1952—1961.
4. Кириллова И. В., Сорский А. А. Тр. по тектонике альпийской геосинклины обл. юга СССР. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1956.
5. Кузнецов В. П. Тр. Ин-та физики и матем. АН Азерб. ССР, серия физич., т. VIII, 1956.
6. Кузнецов В. П. «ДАН. Азерб. ССР», 1959, № 8.
7. Кузнецов В. П. Изв. АН СССР, серия геофизич., 1961, № 6.
8. Хан В. Е. и Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1962.
9. Цхакая А. Д. «Изв. АН СССР», серия геофизич., 1961, № 5.

В. П. Кузнецов

1959-чу ил декабры 12-синдэ вэ 1962-чи ил июлун 1-дэ сәтһи мәнбәдән Сумгајытда баш верән зәлзәлэ

ХУЛАСӘ

Сумгајыт шәһәринин әразиси өзүнә мәхсус олан зәлзәлэ мәнбәјинин тә'сиринә мә'руз галыр. Бу зәлзәләләр 7—8 км дәринликдә чөкмә гаты сүхурларында јерләшән сәтһи мәнбәләрин һәрәкәти нәтичәсиндә баш верир.

Зәлзәләнин еписентри Насосны гәсәбәси әразисиндә, ја да бир гәдәр шималда—Хәзәр дәнизинин јанашан екваторијасы дибиндә јатыр.

Сумгајыт—Жилој адасы профили үзрә Абшерон јарымадасында чөкмә сүхурлары чөкүнтүләринин галынлығы 13—16 км-ә бәрабәр-дир.

Сумгајыт—Жилој адасы истигамәтиндә чөкмә сүхурларын алтда јатан гатынын кристаллик әсасынын јухары сәрһәддинин маили бучағы 6° -јә јахындыр.

Сумгајыт групу зәлзәләси мәнбәјинин тә'сириндән биналара дәјәчәк сејсмик тәһлүкә Насосны гәсәбәси—Сумгајыт шәһәри әразиси үчүн 7 балл күчүндә ола биләр.

Бир гәјда алараг грунтарын сулашмасы сејсмик баллылығы бир ваһид артыра биләр.

Дүз узунуна вә енинә далгаларын чыхымынын $S-P=30$ сан мүх-тәлифликлә гејдә алынмасы нәтичәсиндә еписентрин вәзијәти јүксәк дәгигликлә тә'јин едилмишдир.

Дж. А. АЗАДАЛИЕВ

ОБ ЭПИДОЗИТАХ ЮЖНО-ДАШКЕСАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Эпидозиты в Южно-Дашкесанском месторождении получили большое развитие. Они наряду со скарнами и апоскарновыми магнетитовыми рудами являются продуктами ранней щелочной послемагматической стадии метасоматического процесса, генетически связанного с полифазным и полифациальным (по М. А. Кашкаю) интрузивным комплексом нижнемелового возраста, который прорывает средне- и верхнеюрские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, собранные в пологую синклинальную складку, имеющую северо-западное простирание.

Скарново-рудный горизонт стратиграфически приурочен в основном к подошве вулканогенной толщи кимериджа, подстилающейся известняками лузитанской фации оксфорда-кимериджа. Известняки под воздействием интрузивов мраморизованы, метасоматически частично изменены. Эпидозиты большей частью пространственно приурочены к висячему боку скарново-рудного горизонта. Они развиты на южных участках Дашкесанского железорудного месторождения.

По способу образования в Южном Дашкесане выделяются три генетических типа эпидозитов: 1) скарновые (высокотемпературной стадии гидротермально-метасоматические), 2) гистерогенные (относительно низкотемпературной стадии), 3) гидротермально-жильные.

Эпидозиты называем скарновыми потому, что у них механизм образования одинаковый со скарнами Дашкесана, но отличаются они от последних по температурной ступени, т. е. образуются в относительно низкотемпературной ступени процесса скарнообразования. Как и всякий послемагматический процесс, скарнообразование, по Д. С. Коржинскому [7], протекает в некотором интервале падающей температуры, а с понижением температуры парагенезисы изменяются в основном в направлении образования ассоциаций, более богатых водой и углекислотой. При понижении температуры, по Д. С. Коржинскому, вместо гроссуляра становится устойчивым эпидот, который первоначально может давать устойчивую ассоциацию с более железистым гранатом (андрадитом), а при дальнейшем понижении температуры полностью замещает гранат, и, таким образом, образуются скарновые эпидозиты.

Скарны и скарновые эпидозиты Дашкесана имеют свою специфику: они образуются по вулканогенно-осадочным породам кимериджа, почти

при инертности известняков лузитанской фации оксфорда-кимериджа [3—6]. Для скарновых эпидозитов характерно то, что они возникли до апоскарновых магнитовых руд и что в них число одновременных минералов мало. Например, мономинеральные альбитовые и другие эпидозиты.

Эпидозиты гистерогенного происхождения образуются вслед за апоскарновым магнетитовым оруденением путем гистерогенного разложения скарновых и околоскарновых пород. Эпидот может быть в скарнах как первичным, так и гистерогенным минералом подобно дашкесаниту, кальциту, кварцу, гематиту, прениту и др. В отличие от скарновых эпидозитов гистерогенные характеризуются большим числом одновременных минералов и нарушенной метасоматической зональностью.

Эпидозиты гидротермально- жильного происхождения Дашкесана образуются путем заполнения привносимыми и выносимыми компонентами трещин, возникших как в измененных, так и в неизмененных породах. Они развиты незначительно и не представляют интереса. Эти два генетических типа образовались одновременно.

По морфологическим признакам нами выделяются пластообразные, линзовидные и жильные эпидозиты. Последние представлены на 55—70% эпидотом, а остальная часть приходится на долю кальцита, кварца и др. Пластообразные и линзовидные эпидозиты распространены широко и характеризуются мелко- и среднезернистыми плотными породами от фишашково-зеленого до темно-зеленого цвета. Структура пород гетеробластовая, гранобластовая и ксенобластовая.

В эпидозитах Южного Дашкесана макроскопически и микроскопически наблюдаются реликты первичных пород и минералов. Признаки реликтовой структуры в эпидозитах особенно важны для установления их генезиса. Если особенности структуры эпидозитов Дашкесана могут еще показаться в некоторых случаях недостаточно убедительными, чтобы признать их первичную природу, то текстура не оставляет никакого сомнения в том, что они образовались путем первичного и повторного метасматоза пород.

По природе исходных пород эпидозитов, а также учитывая геологическое положение и текстурно-структурные особенности последних, мы выделяем две фации пород:

1. Апоалюмосиликатные эпидозиты, образовавшиеся по вулканогенными вулканогенно-осадочным породам, характеризуются малым числом одновременных минералов и темно-зеленой, местами светло-зеленой окраской. Макроскопически скрытозернистые. Встречаются в виде линзовидных, а иногда неправильных тел. В них наблюдается постепенный переход к исходной породе.

2. Апоскарновые эпидозиты, образовавшиеся по скарнам, характеризуются пластообразной и линзовидной формами. Они пространственно перемежаются со скарнами. В обнажениях иногда можно наблюдать постепенный переход одной фации в другую. Цвет апоскарновых пород от желтовато-зеленого до грязно-зеленого. Макроскопически порода зернистая, массивная.

По геологоразведочным данным [1], в скарново-рудном интервале кобальтовая минерализация развивается в основном по скарну и меньшей степени—по эпидозитам и хлоритовым породам.

Минеральный состав и фации эпидозитов. Разнообразие минералогического состава эпидозитов Южного Дашкесана обуславливается сложностью процессов их формирования и неоднородностью первичных пород.

Для эпидозитов Южного Дашкесана существенны две стадии минерализации (табл. 1): 1) высокотемпературная—скарновая и 2) относительно низкотемпературная—гидротермальная, наложенная на скарновую, от которой отличается большим разнообразием минералогического состава, поэтому не всегда удается выделить метасоматическую зональность. Минеральный состав эпидозитов дается в табл. 1

Таблица 1

Минеральный состав эпидозитов Южного Дашкесана

Минералы	Реликтовые минералы		Минеральная ассоциация эпидозитов		
	алюмосиликатных пород	скарновых пород	Минералы, образующие апоалюмосиликатные эпидозитовые фации	Минералы, образующие апоскарновые эпидозитовые фации	Минералы, образующие жильные эпидозиты
Главные породообразующие минералы					
Эпидот	—	Эпидот	Эпидот	Эпидот	Эпидот
Кальцит	—	Кальцит	Кальцит	Кальцит	Кальцит
Кварц	—	—	Кварц	Кварц	Кварц
Актинолит	—	—	Актинолит	Актинолит	Актинолит
Дашкесанит	—	—	—	Дашкесанит	—
Гематит	—	—	—	Гематит	—
Альбит	—	—	Альбит	+	—
Хлорит	—	—	Хлорит	Хлорит	Хлорит
Ортит	—	—	Ортит	Ортит	—
Клиноцоизит	—	—	Клиноцоизит	Клиноцоизит	—
Второстепенные, аксессуарные и редко встречающиеся минералы					
Плагиоклаз	Плагиоклаз	—	—	—	—
Гранат	—	Гранат	Гранат	Гранат	—
Пьомонтит	—	—	Пьомонтит?	Пьомонтит	—
Цоизит	—	Цоизит	Цоизит	α-цоизит	—
Альфа-цоизит	—	—	—	β-цоизит	—
Бета-цоизит	—	—	—	—	—
Тулит	—	—	—	Тулит	—
Пренит	—	—	—	Пренит	—
Апатит	Апатит (?)	Апатит	Апатит	Апатит	—
Пирит	—	—	—	Пирит	Пирит
Кобальтин	—	—	—	Кобальтин	Кобальтин
Лейкоксен	Титансодержащий минерал	Лейкоксен	Лейкоксен	Лейкоксен	—

Эпидот встречается в коротко- и длиннопризматических, шестоватых, таблитчатых, радиально-лучистых, сноповидных и прочих формах. В мономинеральных эпидозитах он с некоторыми примесями образует сплошную массу. В одном и том же шлифе встречаются идиоморфные и ксеноморфные зерна эпидота, что указывает на различные его генерации. Пустоты между зернами эпидота заполнены кальцитом и кварцем, как бы цементируя их. В то же время эпидот замещается кальцитом, кварцем, актинолитом, дашкесанитом и т. д., в редких случаях—гранатом. Эпидот замещает гранаты, пироксены и основную массу вулканогенных пород в апоалюмосиликатных эпи-

дозитах. Пржилки с хорошо ограниченными кристаллами эпидота наблюдаются среди эпидозитов. Интересны также зональные кристаллы эпидота. По М. А. Кашкаю [6], зональность эпидота свидетельствует о скачкообразном изменении растворов в ходе его кристаллизации в Дашкесане. Она может быть обусловлена замещением им зональных гранатов.

Из чисто отобранного под бинокулярной лупой эпидота нами снята дебаграмма, результат расшифровки которой дается в табл. 2.

Таблица 2

Рентгенометрические данные эпидота из эпидозитов Юго-Восточного участка Дашкесана

Cu-антикатод, камера 265, 10 ма,
30 kv, время 33 ч

J	$\frac{d_a}{n}$	$\frac{d_p}{n}$
3	3,2084	2,8955
8	2,9090	2,6255
6	2,6680	2,4083
7	2,4032	2,1790
4	2,2862	2,0635
5	1,8631	1,6816
10	1,6405	1,4806
6	1,5448	1,3942
5	1,4620	1,3195
7	1,4026	1,2659

Под микроскопом эпидот характеризуется высоким рельефом, заметным плеохроизмом, суперномальной интерференционной окраской, пятнистой, крайне неравномерной на протяжении одного и того же разреза.

На федоровском столике нами получена следующая ориентировка индикатрисы эпидота по удлинению вдоль (001): $N_g=63$, $N_m=87$ и $N_p=26$. Удельный вес минерала 3,536; с $N_g=26^\circ$, $2V=68^\circ$, $N_g-N_p=-1,780$, $N_p=1,730$; $N_g-N_p=0,05$.

Дашкесанит детально описан Г. А. Крутовым [8] из Северо-восточного участка Дашкесанского железорудного месторождения. Затем М. А. Кашкай [6] изучил дашкесанитовую породу как Северо-восточного, так и Юго-Восточного участков. Химический состав дашкесанита из юго-восточного участка, по М. А. Кашкаю, представлен $SiO_2-35,99\%$; $TiO_2-0,39\%$; $Al_2O_3-9,01\%$; $Fe_2O_3-7,21\%$; $FeO-21,0\%$; $MnO-0,35\%$; $MgO-4,02\%$; $CaO-12,17\%$; $K_2O-2,02\%$; $Na_2O-1,98\%$; $H_2O_{+110^\circ}-2,35\%$; $Cl-2,35\%$; $H_2O_{-110^\circ}-0,43\%$; $SO_3-0,5\%$.

По нашим наблюдениям, в некоторых образцах эпидозитов Юго-восточного участка дашкесанит составляет до 7%. Наблюдается резкий плеохроизм от темно-зеленовато-синего до желтого и грязно-зе-

леного цветов. $N_g=1,740 \pm 0,002$, $N_p=1,720 \pm 0,002$, $N_g-N_p=0,020$, $2V=-14^\circ$, с $N_g=10-11^\circ$. Дашкесанит замещается хлоритом.

Кальцит—наиболее распространенный минерал, особенно в карбонатных эпидозитах. Он заполняет пустоты между зернами минералов эпидотовой группы и замещает эпидот, гранат, плагиоклазы. Иногда наблюдается замещение его кварцем, что позволяет установить температурную последовательность его образования. Некоторые исследователи кальцит относят к числу основных породообразующих минералов скарнов. Наблюдается характерная спайность. $N_g=1,60$; $N_p=1,488$; $N_g-N_p=0,17$. Кальцит так же, как эпидот, выделялся в продолжении всего процесса скарнообразования и последующего гидротермального наложения.

Актинолит в большинстве случаев сопровождается кальцитом и кварцем в виде ксеноморфных образований среди минералов группы эпидота. Под микроскопом наблюдаются отдельные или кучевые иголки актинолита. Плеохрирует в слабо-зеленоватых тонах. Удлинение положительное, с $N_g=15^\circ$.

Кварц—распространенный минерал эпидозитов. Он частично встречается в виде прожилков в породе.

Альбит принимает значительное участие в эпидозитах южных участков. Он бесцветный, двуосный, положительный. Имеет полисинтетические двойники по альбитовому закону. М. А. Кашкай [6] отобрал альбит из Юго-восточного участка и произвел детальные спектральный, рентгено-структурный и химический анализы. Химический состав альбита представлен $SiO_2-64,19\%$; TiO_2 —нет; $Al_2O_3-19,91\%$; $Fe_2O_3-0,13\%$; FeO —нет; $MnO-0,14\%$; $MgO-0,14\%$; $CaO-1,75\%$; $Na_2O-10,21\%$; $K_2O-1,74\%$; $H_2O-0,07\%$, п. п. п. 1,34%. По данным М. А. Кашкай [6], минерал относится к альбиту № 7—8 и $N_g=1,539 \pm 0,001$, $N_p=1,531 \pm 0,001$, $N_g-N_p=0,008$, $2V=71-73^\circ$.

Гематит в Дашкесанском месторождении распространен очень широко. Он детально изучен М. А. Кашкаем [6]. Им выделены три генерации гематита. Первая—более ранняя, чем магнетит, но позднее гранатов и скарнов. Гематит второй генерации образовался за счет магнетита. Иной характер имеет железная слюдка третьей генерации, представленная тонкими пластинками и чешуйками, рассыпающимися на отдельные пластинки. Именно гематит последней генерации, причем в значительном количестве, присутствует в составе эпидозитов. Этот тип гематита приурочен к эпидозитам, дашкесанитовым и хлоритовым породам, образовавшимся под воздействием наложенного гидротермального процесса. Он встречается в виде гнезд и мелких линз. Спектральные анализы показывают содержание марганца и цинка в десятых и сотых, а меди и галлия—в тысячных долях процента.

Хлорит встречается во всех шлифах, но количество его не превышает 6%. Плеохроизм от зеленого до бесцветного. В скрещенных николях либо изотропный, либо имеет аномальную интерференционную окраску. Причудливо замещает минералы группы эпидота, дашкесанит, гранат, актинолит и реликтовые плагиоклазы.

Клиноцоизит характеризуется серой интерференционной окраской, отсутствием плеохроизма и следующими оптическими данными: $N_g=1,723-1,730$; $N_p=1,713-1,720$; $N_g-N_p=0,01$; $2V=+84^\circ$; с $N_p=10-11^\circ$.

Пьемонит определяется по содержанию окисла марганца около 1%. Формы кристаллов его такие же, как у эпидота. В шлифе он окрашен в малиновый и желтовато-малиновый цвета. На универсальном столике определен характер индикатрисы, который соответствует спайности I с символом (001): $N_g=55$, $M_m=85$, $N_p=31$. Наблюдается ха-

ракетный плеохроизм по N_g —от малинового до розового, по N_p —желтый. Угол оптических осей положительный и равен 60° , $cN_p=3-4^\circ$, $N_g-N_p=0,058-0,06$.

Цоизита мало. Под микроскопом форма его призматическая, шестоватая, угасание прямое. По ориентировке индикатрисы различаются альфа- и бета-разновидности (табл. 3). В альфа-цоизите N_g совпадает с первой кристаллографической осью, а N_m —со второй. В бета-цоизите, содержащем до 5% Fe_2O_3 , N_g совпадает с первой кристаллографической осью, а N_m —с третьей. Характер оптической индикатрисы цоизита, определенный нами на универсальном столике, хорошо согласуется с указанными определениями альфа- и бета-цоизитов. По В. Н. Лодочникову [9], ясной связи между генезисом альфа- и бета-цоизитов не наблюдается, так как обе разновидности могут встречаться в одной и той же породе.

Таблица 3

Оптическая ориентировка индикатрисы цоизитов из Южного Дашкесана

Разновидность цоизита	Символ	Характер индикатрисы			2V
		N_g	N_m	N_p	
Альфа-цоизит	Сп. (010)	88	0	90	+20°
Бета-цоизит	Сп. (010)	86—90	90	0—2	+42°

Тулит—розовая под микроскопом разновидность цоизита. Встречается редко. Характер оптической индикатрисы тулита такой же, как у альфа-цоизита, но отличается от последнего резко выраженным плеохроизмом: N_g —желтый, N_p —ярко-розовый до темно-розового. Резкий плеохроизм связан с присутствием обычно меньше 0,5% Мп. $N_g-N_p=0,010$.

Апатит встречается редко в виде короткопризматических идиоморфных единичных зерен. В прежних работах по Дашкесану отмечалось, что апатит—мало распространенный в скарново-рудных зонах минерал. Детальное исследование М. А. Кашкая [6] позволило причислить апатит к числу характерных минералов скарновых пород Дашкесана. Он выделил три генерации апатита: мелкозернистый—в скарнах и рудах, крупнокристаллический—в жеодах среди магнетитовой залежи и в виде жил и прожилков—в скарнированных и ороговиженных породах. Апатит подвержен химическому, спектральному, рентгеноструктурному и гониометрическому исследованиям [6].

Ортит описан Г. А. Крутовым [9], М. А. Кашкаем [6] и А. С. Марфуниным [10] среди эпидозитов и дашкесанитовой породы. По М. А. Кашкаю, [6], ортит в эпидозитах находится в ассоциации эпидота, дашкесанита, апатита, магнетита, граната, кальцита, кварца и хлорита.

Гранат—типичный скарновый минерал и как реликтовый встречается в апоскарновых эпидозитах. Замещается эпидотом, кальцитом, кварцем и др. Гранаты послескарновой стадии замещают эпидот и распространены в шлифе неравномерно.

Пренит нами обнаружен под микроскопом в эпидозитах Юго-восточного участка. Форма его лучисто-таблитчатая. Угасание прямое, волнистое. Минерал двуосный, оптически положительный, $2V=68^\circ$, $N_g-N_p=0,028$.

Лейкоксена мало в шлифах. Лишь в одном шлифе он составляет до 2,6%, а в остальных—единичные зерна. Наблюдается в скелетных, скелетно-сетчатых и неправильных формах. Лейкоксен здесь—как продукт разложения титансодержащих минералов при метасоматическом изменении пород.

В эпидозитовой формации Дашкесана (табл. 4) выделяем фации в зависимости от исходного состава пород (о чем было сказано выше), температур образования минералов и концентрации подвижных компонентов. По минералогическому составу с учетом структурных взаимоотношений минералов кратко охарактеризуем выделенные нами следующие главные разновидности или температурные фации эпидозитов:

Таблица 4

Эпидозитовая формация Дашкесана

Генетические типы эпидозитов	Фации эпидозитов в зависимости от			
	исходного состава пород	температур образования минералов	концентрации подвижных компонентов	
			μMn , μMg , μFe	μNa_2O
Скарновые	Апоалюмосиликатная	Эпидотовая (мономинеральная) Альбит-эпидотовая Кальцит-эпидотовая Кварц-эпидотовая	Пьемонтитовая Эпидотовая	Альбитовая
Гистерогенные	Апоскарниовая	Кальцит-эпидотовая Кварц-кальцит-эпидотовая Кальцит-дашкесанит-эпидотовая Дашкесанит-эпидотовая Кварц-кальцит-дашкесанит-эпидотовая Кальцит-кварц-актинолит-эпидотовая Актинолит-эпидотовая Кальцит-хлорит-гематит-эпидотовая	Пьемонтитовая Хлоритовая Актинолитовая Гематитовая Дашкесанитовая Эпидотовая	—
Гидротермально-жилные	—	Кварц-актинолит-кальцит-эпидотовая	Актинолитовая Эпидотовая	—

Мономинеральные эпидозиты, сложенные эпидотом (93,6%) с примесью актинолита и лейкоксена, развиты незначительно. По-видимому, крупные зерна эпидота образовались по пирриформым выделениям плагиоклаза и цветных минералов первичных туфогенных пород.

Альбитовые эпидозиты состоят из радиально-лучистых, шестоватых кристаллов, иногда из зерен неправильной формы минералов группы эпидота (до 76,7%), альбита (до 19,3%), кальцита (до 3,5%), лейкоксена (до 0,5%). По общему облику и пирриформым контурам можно судить, что они образовались за счет вулканогенных пород. Альбитовые эпидозиты встречаются в виде тонких прослоек в туфогенных породах выше сел. Казах-Елчулар и др.

Кварцевые эпидозиты, содержащие до 67,6% эпидота, до 32% кварца, до 0,4% кальцита, образуются за счет туфогенных и частично скарновых пород. В редких случаях кварц преобладает над эпидотом.

Кальцитовые эпидозиты широко распространены на месторождении. Они образуются за счет как туфогенных, так и скарновых пород. В их составе присутствуют до 56% минералов группы эпидота, до 37,25% кальцита и до 6,75% других минералов (кварц, новообразованный гранат, актинолит, в очень малом количестве альбит и лейкоксен).

В породе встречается сильная сосюртитизация основных плагиоклазов до полной псевдоморфозы, выраженная мелкозернистой смесью эпидот-поизитовых минералов, альбита, кальцита и кварца.

Дашкесанитовые эпидозиты образуются за счет скарнов. В их составе имеется до 55, % эпидота, до 8,6% дашкесанита, до 5,0% кварца, до 0,57% хлорита, до 0,43% кальцита.

Актинолитовые эпидозиты так же, как дашкесанитовые, встречаются на восточных участках и образуются за счет скарновых пород в гидротермальной стадии метасоматического процесса. В минералогическом составе присутствуют до 60,4% эпидота, 36,22% актинолита и до 3,38% кварца.

Гематитовые эпидозиты образуются по скарновым и частично по туфогенным породам. Минералогический состав представлен эпидотом (до 80%), гематитом (около 11%) и другими минералами (около 9% хлорита, кварца, кальцита). В породе гематит образует мелкие гнездообразные выделения.

Спектральными анализами в эпидозитах определены: во всех образцах Sr—до $6 \cdot 10^{-2}$, Cu—до $1 \cdot 10^{-2}$, Ti— $1 \cdot 10^{-3}$ — $6 \cdot 10^{-2}$; Ga— $1 \cdot 10^{-3}$ — $6 \cdot 10^{-3}$; V— $1 \cdot 10^{-3}$ — $6 \cdot 10^{-3}$, Mn— $1 \cdot 10^{-1}$ — $8 \cdot 10^{-1}$; Ni— $6 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-2}$; Zr— $3 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-3}$; в большинстве образцов In— $3 \cdot 10^{-4}$; Zn— $1 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-2}$; Co— $1 \cdot 10^{-3}$ — $3 \cdot 10^{-3}$; в некоторых образцах Sc— $6 \cdot 10^{-4}$, Ba— $1 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-1}$, Be— $1 \cdot 10^{-4}$; отсутствуют—Bi, Sn, W, As, Mo, Pb, Cd, Ge.

Выводы

1. Эпидозиты Дашкесана в основном пространственно приурочены к висячему боку скарново-рудного горизонта, образовавшегося на подошве вулканогенной толщи кимериджа, подстилающейся известняками лузитанской фации оксфорда-кимериджа.

2. Они наряду со скарнами и апоскарновыми магнетитовыми рудами являются продуктом послемагматической стадии метасоматического процесса, генетически связанного с полифазными и полифазальным интрузивным комплексом.

3. Выделяются три генетических типа эпидозитов: а) скарновые (высокотемпературной стадии гидротермально-метасоматические), б) гистерогенные (относительно низкотемпературной стадии) и в) гидротермально-жильные.

4. По морфологическим признакам можно выделить пластообразные, линзовидные и жильные эпидозиты.

5. Эпидозиты состоят из минералов группы эпидота, кальцита, кварца, дашкесанита, актинолита, гематита, альбита, хлорита, граната, апатита, пренита, лейкоксена, пирита, кобальтина и др.

6. В зависимости от исходного состава пород, температур образования минералов и концентрации подвижных компонентов можно выделить серии фаций эпидозитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмедов Д. М., Гусейнов М. Б., Мовсумов И. Р., Осипов М. А. Отчет о геологоразведочных работах на железные и кобальтовые руды в Дашкесанском рудном районе. Фонд Азгеолуправления, 1962.
2. Жариков В. А. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 14, 1959.
3. Кашкай М. А. Новые данные об особенностях формирования скарново-рудных залежей и перспективы Дашкесанского металлогенического района. Тезисы докл. конфер. ун-тов Закавказья. Баку, 1957.
4. Кашкай М. А. О скарнировании силикатных пород на контакте интрузивов (на примере Дашкесана в Азербайджанской ССР). Уч. зап. АГУ*, 1958, № 2.
5. Кашкай М. А. Тр. V сессии Комиссии по определ. абс. возрастов геологич. формации. Изд-во АН СССР, 1958.
6. Кашкай М. А. Петрология и металлогения Дашкесана и других железорудных месторождений Азербайджана. Фонд Ин-та геол. АН Азерб. ССР, 1960.
7. Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов, в кн. "Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях". Изд-во АН СССР, 1955.
8. Крутов Г. А. Тр. МГРИ, т. X, 1937.
9. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 4. М., 1955.
10. Марфуни А. С. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 165, 1955.

Ч. Э. Азадэлијев

Чәнуби Дашкәсән дәмр филизи јатағынын ел идозитләри һагғында

ХҮЛАСӘ

Чәнуби Дашкәсәнин эпидозитләри әксәрән скарн-филіз һоризонтунун үст һиссәсиндә әмәлә кәлмишдир.

Мәншәјинә көрә эпидозитләрин үч кенетик типі мүүјән едилмишдир: 1) скарн эпидозитләри; 2) һистерокен эпидозитләр вә 3) һидротермал-дамар типли эпидозитләр.

Мәғаләдә эпидозитләрин минераложі тәркиби дәгиг тәсвир едилмишдир.

Илкин сүхурлардан, минералларын әмәлә кәлмә температурундан вә мәһдуларда мütәһәррик компонентләрин концентрасијасындан асылы олараг эпидозитләрин бир сыра фасијалары ајрылмышдыр.

А. Д. ИСМАИЛ-ЗАДЕ, Ф. А. МУСТАФАЕВ

О ЦЕОЛИТАХ ТАЛЫША

За последние годы вопросам изучения цеолитов в связи с использованием их в химической промышленности уделяется большое внимание.

Впервые о цеолитах горного Талыша в 1837 г. писал Фелькнер [8], указавший на присутствие постмагматического жильного шабазита и десмина в верховьях Ленкораньчая. В 1928 г. А. З. Везир-заде [3] сообщил о нахождении в этом районе цеолитов в андезито-базальтах. В 1930 г. П. П. Авдусин [1] отметил присутствие первичного анальцима (с показателем преломления 1,484—1,489) в излияниях андезитов и вторичного — в интрузии лейкократового габбро из района Кяльвяз. Несколько позже анальцимовые породы Талыша описываются А. Ф. Михайловым [6], М. А. Кашкаем [4], Ш. Ф. Мехтиевым и А. С. Байрамовым [5], а также В. П. Ренгартеном и В. Г. Морозовой [7] и Д. С. Белянкиным [2].

Наши исследования говорят о развитии среди вулканогенных пород Талыша натриевых и известковистых цеолитов. Первые представлены анальцимом и натролитом, вторые — ломонтитом, гейландитом и томсонитом.

Натриевые цеолиты. Анальцим встречается в трех генетических типах: магматический, постмагматический и терригенный.

Магматический анальцим найден в агломератах и ляпиллевых пирокластолитах андезитов и андезито-базальтов эоцена (космальянская, пештасарская и аркеванская свиты). Ляпилли и вулканические бомбы этих пород характеризуются фенокристаллами плагиоклаза, пироксена и анальцима. Последний (с показателем преломления $1,486 \pm 0,002$) в хорошо образованных идиоморфных шести- и восьмигранных кристаллах, иногда слабомутноватый, окаймлен лейстами плагиоклаза основной массы, что указывает на интрателлурическую фазу кристаллизации его подобно порфиридовидным вкрапленникам плагиоклаза и пироксена.

Постмагматический анальцим выполняет миндалины (рис. 2) в андезитовых и андезито-базальтовых эффузивах и их пирокластолитах в следующей последовательности: 1) клинохлор-кальцит-анальцим-кальцит, 2) клинохлор-кальцит-анальцим, 3) кальцит-анальцим-кальцит, 4) кальцит-анальцим. В некоторых миндалинах отмечаются сложные полисинтетические двойники анальцима, причем один из индивидов всегда остается изотропным. Показатель преломления для изотропного анальцима

$N=1,483 \pm 0,002$; для анизотропного — $N=1,486$ и $2V$ изменяется от $(-)$ $56-60^\circ$ до $(+)$ $62-88^\circ$. Карбонат в миндалинах, замещающий анальцит, имеет $N=1,485 \pm 0,003$, что соответствует кальциту, а карбонат, замещающий клинохлор, — $N=1,512 \pm 0,003$ и подходит к магнетиту. Совместно с кальцитом в некоторых миндалинах встречаются снеповидные кристаллы томсонита с показателем преломления $N=1,510 \pm 0,002$. Кроме того анальцит замещает стекловатый базис обломков эффузивов и иногда лейсты плагиоклазов основной массы. Порфирировидные выделения плагиоклаза по трещинам разъедаются анальцитом.

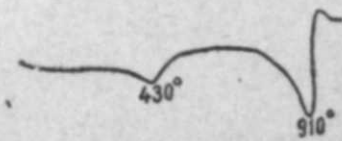


Рис. 1. Дифференциальная кривая анальцима.

Последний слабо-желтоватый, изотропный, частично или полностью пелитизирован. На дифференциальной кривой анальцима (рис. 1) наблюдаются два эндотермических эффекта с максимумами при 430° — характерный для выделения цеолитовой воды в анальците, и 910° — соответствующий разложению примеси кальцита.

Терригенный анальцит распространен в туфогенных породах эоцена в виде угловатых и полуугловатых зерен, часто совершенно чистых, иногда слабопелитизированных и хлоритизированных, с показателем преломления $N=1,486 \pm 0,003$.

Натролит встречается двух генетических типов: 1) магматический и 2) гидротермальный.

Магматический натролит обнаружен только в андезитовых пирокластолитах эоцена. Он волокнистый, заполняет пространство между плагиоклазами, местами интенсивно пелитизирован, содержит включения пылевидных зерен магнетита или же замещен хлоритом. Погасание его прямое, $N_g = 1,487 \pm 0,002$, $N = 1,476 \pm 0,002$, $N_p = 1,475 \pm 0,002$, $2V = (+)6^\circ$.

Гидротермальный натролит выполняет миндалины и трещинки в эоценовых андезитовых и базальтовых эффузивах и их пирокластолитах.

По минералогической ассоциации выделяются следующие миндалины: 1) натролит (мозаичный) - клинохлор-натролит (волокнистый), 2) клинохлор-натролит (мозаичный), 3) кальцит-натролит (мозаичный), 4) кальцит-натролит (волокнистый), 5) натролит. Миндалины иногда окаймлены магнетитом или гематитом, контуры миндалин неровные, разъеденные (рис. 2).



Рис. 2. Миндалины, выполненные клинохлором (1) и анальцитом (2).

Натролит в жилках (5—20 мм) белого цвета, в виде лучистого агрегата. Кристаллы пластинчатые и игольчатые. Часто ассоциирует с томсонитом, гейландитом и кальцитом. Натролит одноосный, отрицательный, удлинение положительное.

Известковистые цеолиты. Известковистые цеолиты имеют большое распространение и представлены ломонитом, гейландитом и томсонитом

Ломонит развит в виде тонких жилочек (0,5—1 см), прорезающих средне- и верхнеэоценовые отложения в северо-западном направлении. Представлен он в виде мелких длинно-призматических кристаллов буро-красного цвета и иногда в шестоватых агрегатах молочно-белого цвета. В отдельных случаях ломонит приурочен к зальбандам кальцитовых жил, мощность которых достигает — 1 м.

На дифференциальной кривой ломонита (рис. 3) наблюдаются четыре эндотермических эффекта при 170 , 300 , 480 и 930° . Первые три соответствуют потере цеолитной воды в три этапа, что хорошо выражается на кривой потери веса. Так, в интервале от 0 до 200° отмечается потеря 3% от общего веса, от 200 до 385° потери составляют 3,7%, а от 385 до 700° — 6,93%. Четвертый эндотермический эффект — 930° принадлежит разложению кальцита. Оптические константы ломонита следующие: с $N_g = 23-35^\circ$, $2V = (-)30^\circ$, $N_g = 1,518 \pm 0,002$; $N_m = 1,516 \pm 0,002$; $N_p = 1,506 \pm 0,002$.

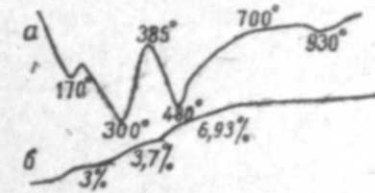


Рис. 3. Кривые нагревания ломонита: а — дифференциальная, б — потери веса (эти же обозначения на рис. 5 и 6).

Гейландит характеризуется большим распространением в районе с. Кялахан, Арвана, Сарыбулаг. Он заполняет мелкие трещинки (1—5 см) и жеоды в различных вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах эоцена.



Рис. 4. Лучистый гейландит в прожилках.

Гейландит темно-розового цвета, образует таблитчатые кристаллы с весьма совершенной спайностью по (010) и сильным перламутровым блеском. В жеодах он встречается в виде лучистых агрегатов (рис. 4). Гейландит в базальтах, иногда совместно с анальцитом замещает плагиоклаз. В кальцитовых жилах (например, в районе Кялаханской интрузии) гейландит приурочивается к их заль-

бандам. Оптические константы гейландита следующие: $2V = (-)10-42^\circ$, $N_g = 1,493-1,500$; $N_m = 1,491-1,497$; $N_p = 1,486-1,493$. $N_g - N_p = 0,006-0,009$.

При нагревании гейландита до 1110° он дает черепок со значительной усадкой, но без изменения своего розового цвета. На дифференциальной кривой (рис. 5а) наблюдаются эндотермические эффекты при $230-250^\circ$, $310-350^\circ$ и $730-810^\circ$ и экзотермический максимум при $490-550^\circ$, соответствующий переходу его в другой безводный минерал. На кривой потери веса (рис. 5б) гейландита отмечается в одних случаях потеря цеолитной воды (18—20%) при $110-600^\circ$, а в других случаях потеря происходит в два этапа: при $180-350^\circ$ (10,5%) и при $350-600^\circ$ (8,5%). Третий эндотермический эффект связан с присутствием примеси кальцита и анальцима.

Томсонит развит в виде жилок и заполнения миндалин в вулканогенных породах эоцена. Он имеет молочно-белый цвет, иногда водяно-прозрачный. Пржилки томсонита развиты в районе с. Кялахан в туфах и базальтах эоцена, имеют северо-западное (320—340°) простирание с отдельными ответвлениями на СВ 10—30° толщиной до 3—

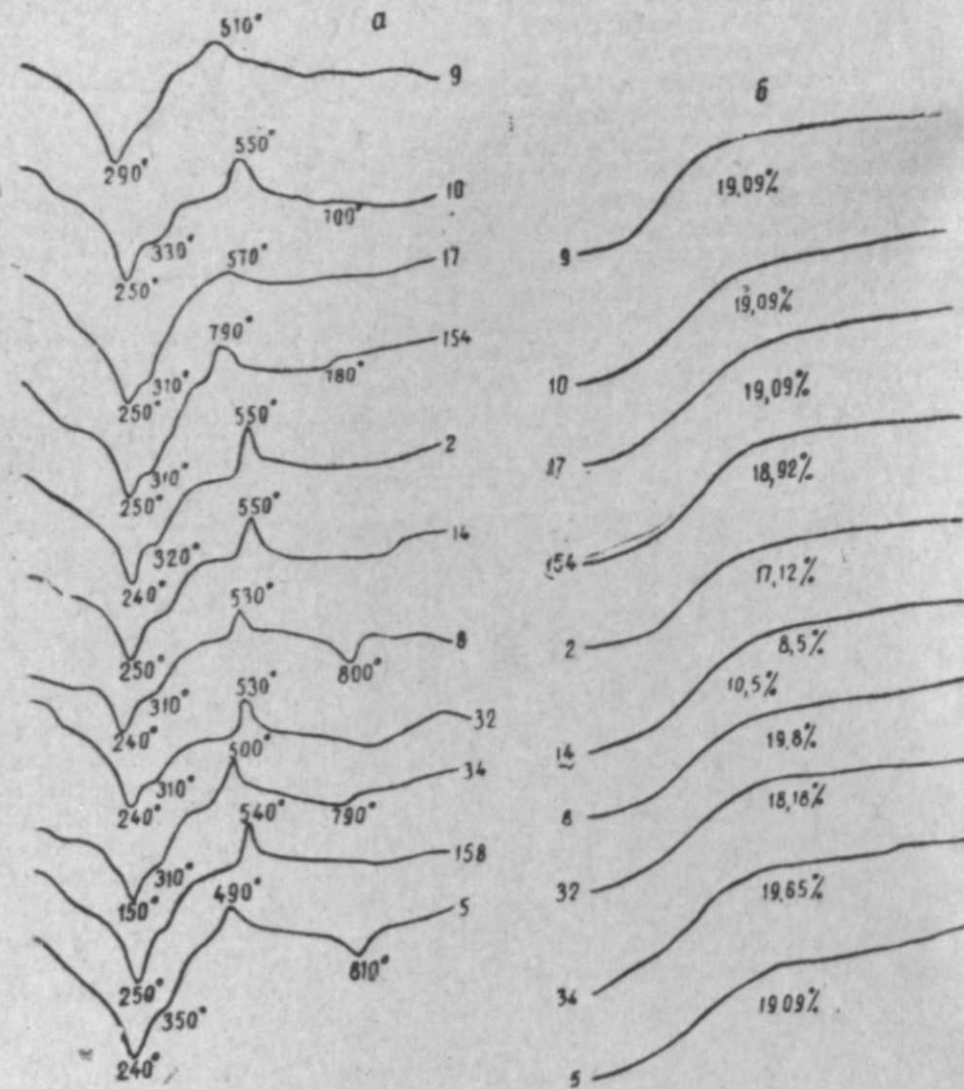


Рис. 5. Кривые нагревания гейландита.

5 см. В миндалинах он образует радиально-лучистые скопления, окаймленные гематитовой и хлоритовой оторочкой. В шлифе томсонит двусосный, положительный ($2V = +48^\circ$), удлинение по $N_g = 1,522 \pm 0,002$, $N_p = 1,528 \pm 0,002$. Ассоциирует с гейландитом, кальцитом и клинохлором.

Термическому анализу был подвергнут радиально-лучистый томсонит. Нагревание производилось до 1100° ; после 1000° образец, спекаясь, превращался в белую аморфную массу с заметной усадкой. На кривой нагревания (рис. 6) наблюдаются три эндотермических эффекта дегидратации с максимумами $400-420^\circ$, $450-500^\circ$, $550-650^\circ$, соответ-

ствующих потери цеолитной воды. Экзотермический максимум ($1010-1020^\circ$) соответствует кристаллизации полученной аморфной массы. На кривой потери веса томсонита наблюдается три этапа: первый этап соответствует температурному интервалу $200-300^\circ$, при котором теряется

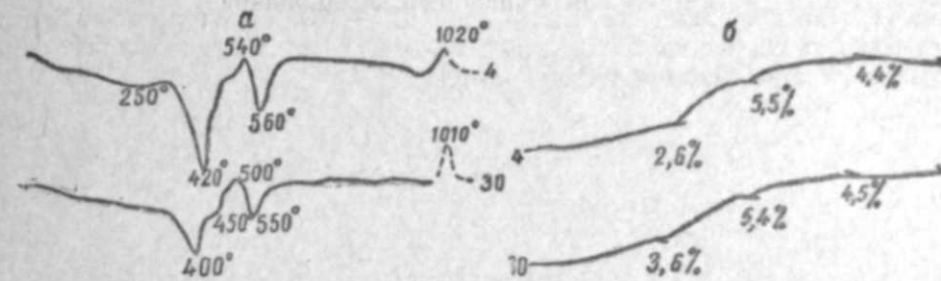


Рис. 6. Кривые нагревания томсонита.

ся от общего веса 3,6%; при втором этапе ($300-500^\circ$) — 5,4%; остаток цеолитной воды, выделяющийся в третьем этапе ($500-600^\circ$), составляет — 4,5%.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдусин П. П. Краткий отчет о геологических изысканиях в Ленкоранском районе летом 1931 г. ЦНИГРИ.
2. Белякин Д. С. Анальцит и лейцит в вулканогенных породах Талыша, Избр. труды, т. II, М., 1958.
3. Везирзаде А. З. Андезит-базальты Ленкоранского уезда. АНХ, 1928, № 1.
4. Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1947.
5. Мехтиева Ш. Ф., Байрамов А. С. Геология и нефтеносность Ленкоранской области. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1953.
6. Михайлов А. Ф. Анальцитомые породы Талыша. Фонд Азгеолуправления, 1932.
7. Ренгартен В. П. и Морозова В. Г. Вопросы геологии Талыша. Изд-во АН СССР, М., 1958.
8. Фелькнер. «Горный журнал», III, 356, 1837.

А. Ч. Исмайлызаде, Ф. А. Мустафаев

Талыш сеолитлэри һаггында

ХУЛАСӘ

Тәдгигат апарылан рајонда ики груп сеолитә раст кәлинир: натриумлу-аналсим, натролит; калсиумлу-ломонтит, һейландит вә томсонит.

Натриумлу сеолитләр һәм магматик, һәм дә гидротермал јолла эмәлә кәлмишдир. Калсиумлу сеолитләр исә јалныз гидротермал мәнлулардан алынмышдыр.

Магматик аналсим вә натролит Еосен јашлы андезит, андезит-базалт сүхурларында вә бунларын пирокластолитләриндә гејд олунур.

Аналсим 6- вә 8-үзлү идиоморф кристаллар эмәлә кәтирир, натролит исә плакиоклаз кристаллары арасында олан бошлугларда јерләшир.

Гидротермал аналсим вә натролит исә һәмин сүхурларда олан бошлуглары долдурурлар.

Калсиумлу сеолитлэр Еосен јашлы вулканокен вэ вулканокен-чөкүнтү сүхурларыны кэсэн гатлара чөкэрэк, кичик дамлар эмэлэ кэтирилэр.

Термик тэдгигата эсасэн сеолитлэр үчүн ики вэ ја үч эндотермик эффект алыныр ки, бу, онларда олан сеолит сујунун ајрылмасына бэизэјир. Бэ'зэн һэмин сеолитлэр үчүн 910—930° эндотермик эффект гејд олунур ки, бу да сеолитлэрдэ гарышыг һалда олан калсит минералынын ајрылмасына ујгун кэлр.

Р. К. ГАСАНОВ

К ВОПРОСУ МАГМАТИЗМА НА ШАХДАГСКОМ ХРЕБТЕ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

Ультраосновной и основной комплексы офиолитовой формации Шахдагского хребта в той или иной степени были изучены разными исследователями. Наиболее подробная характеристика отдельных интрузивов и их петрологии приведена в работе М. А. Кашкая [6].

Приуроченные к глубинному разлому ультраосновные и основные породы, а также интрузивы среднего состава, пространственно связанные с ними, обнажаются в виде узкой полосы (от 1 до 3 км) вдоль северо-восточного склона Шахдагского хребта (рис. 1). Они образуют как бы прерывистую цепь, распадаясь на отдельные участки. Каждый из этих участков характеризуется своими особенностями петрографического состава слагающих пород, заметно изменяющихся с юго-востока на северо-запад. Общая протяженность их на этой полосе составляет примерно 40 км.

В геологическом строении района интрузивов принимают участие различного типа порфириды (диабазовые, мандельштейновые и др.), разноцветные туфы и туффиты сантона, известняки кампана-маастрихта, известковистые туфопесчаники, андезиты и андезитодациты с прослоями туфобрекчий и туфокогломератов среднего и верхнего эоцена, а также дациты, липарито-дациты и липариты плиоцена.

Основной структурной единицей района является крупный Шахдагский синклиниорий, ось которого простирается почти параллельно простиранию хребта. Синклиниорий осложнен рядом антиклинальных и синклинальных, иногда изоклинальных складок, протягивающихся параллельно друг другу согласно простиранию оси синклинория. Выходы интрузивных образований в основном приурочены к ядрам антиклинальных складок.

Исходя из петрографического состава и степени преобладания одного типа пород над другими на отдельных участках, нами выделены следующие три участка.

Гейгельский участок (перидотиты и габбро), протягивающийся от г. Гиналдаг более чем на 12 км в северо-западном направлении. Общая площадь обнажений интрузивных и метаморфических пород на этом участке достигает 13 км². Из них на долю ультраосновных пород приходится 7 км², а на долю основных — 6 км².

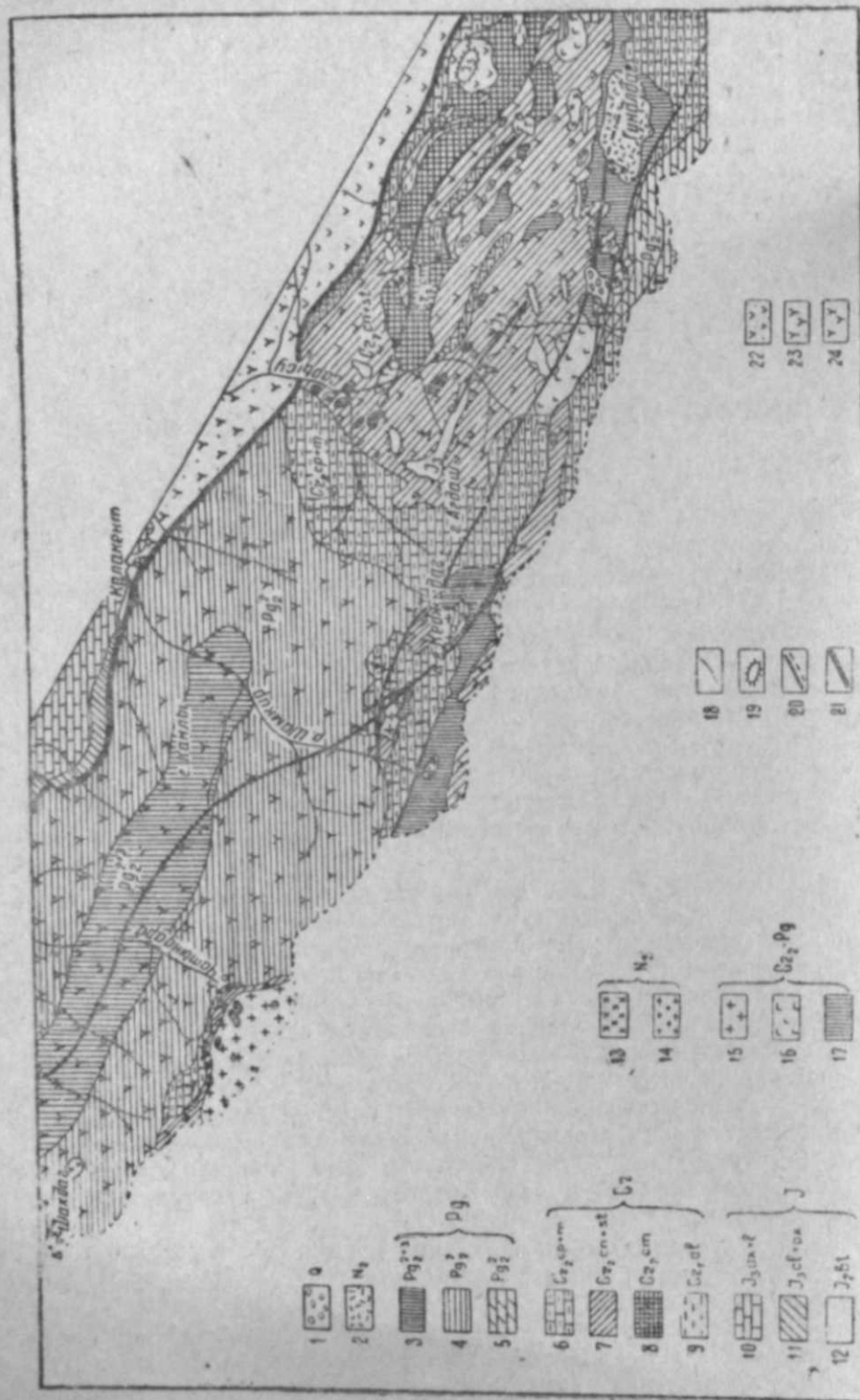


Рис. 1

Коджадагский участок (перидотиты и в подчиненном количестве — диориты и кварцевые диориты), расположенный в центральной части Шахдагского хребта, в пределах г. Коджадаг. Протяженность указанного участка с юго-востока на северо-запад составляет около 12 км. Общая площадь обнажений интрузивных и метаморфических пород на этом участке составляет 16,5 км². Из них ультраосновные породы занимают 13 км², а средние — 3,5 км². Крайне редко встречаются небольшие обнажения основных пород.

Четиндеринский участок (диориты, кварцевые диориты и в резко подчиненном количестве — перидотиты), расположенный в верховьях одноименной реки, протягивается на 7 км с юго-востока на северо-запад. Общая площадь обнажений интрузивных и метаморфических пород здесь достигает 10 км², из коих 1 км² составляют ультраосновные породы и 9 км² — средние.

Дискуссионным является возраст интрузивных образований офиолитовой формации. Нашими исследованиями вдоль северо-восточного склона Шахдагского хребта не установлено ни единого пункта, где бы верхнеэоценовые известняки прорывались ультраосновными, основными и средними типами пород. Исходя из этого, мы склонны считать, что указанные породы по возрасту являются верхнемеловыми (докампанскими). Исключение составляют лишь малые интрузивы габбро-диоритов и диоритов, а также редко встречающиеся гранитоидов плиоцена.

Следует отметить, что ряд исследователей офиолитовой формации Малого Кавказа [2, 7, 8] в последнее время все больше склоняются к их двухвозрастности (верхний мел — эоцен). В целом наши исследования не исключают данных этих авторов, а указывают лишь на то, что на Шахдагском хребте развиты их верхнемеловые разновидности.

Магматические этапы и интрузивные фазы. Формирование офиолитовой формации на Шахдагском хребте достаточно четко укладывается в рамки двух магматических этапов, резко разграниченных друг от друга по времени. Первый магматический этап охватывает период от нижнего сантона до кампана. Магматическая деятельность в этот период хорошо согласуется со схемой складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе по Л. Н. Леонтьеву и В. Е. Ханну [9]. С периодом резкого прогибания бассейна в нижнем сантоне связана интенсивная деятельность эффузивного вулканизма, выраженного в из-

Рис. 1. Геологическая карта северо-восточной части Шахдагского хребта. (Составил Р. К. Гасанов на основании личных наблюдений и использованием материалов М. А. Кашкая и Р. Н. Абдуллаева).

1—оползни туфов, порфиритов, ультраосновных и основных пород; 2—плиоценовые андезиты-дациты, дациты, липарито-дациты, липариты; 3—верхний эоцен. Андезиты, туфы, туфобрекчии, туфопесчаники и конгломераты; 4—средний эоцен. Андезиты, андезиты-дациты и дациты с прослоями туфопесчаников, туфобрекчий, туфоконгломератов и туффитов; 5—среднеэоценовые известняки, известковистые туфопесчаники и туфобрекчии; 6—верхний сенон. Кампан-маастрихтский ярус. Плитчатые известняки и мергели; 7—нижний сенон. Коньякский и сантонский ярусы. Аргиллиты, порфириты, туфопесчаники, туфобрекчии, известняки и глины; 8—сеноманский ярус. Песчаники, песчаные известняки, туфобрекчии и аргиллиты; 9—альбский ярус. Аргиллиты, песчаники, песчаные известняки и туфопесчаники; 10—верхнеоксфордский подъярус (лузитан). Известняки и доломиты; 11—келловейский ярус и нижнеоксфордский подъярус. Аргиллиты, песчаники и конгломераты; 12—батский ярус. Верхняя вулканогенная толща. Аргиллиты, песчаники и конгломераты; 13—гранитоиды; 14—туфопесчаники, туфобрекчии, порфириты и их туфы. Интрузивы: 15—диориты, кварцевые диориты трондьемиты малые интрузивы типа габбро-диоритов; 16—габброиды, анортозиты, габбро-пегматиты; 17—пегматиты и их пегматоидные разновидности; 18—габброиды, анортозиты, габбро-пегматиты; 19—пегматиты, перидотиты, дуниты, серпентиниты; 20—линии разрывных нарушений; 21—линия надвига; 22—вулканогенная фацис среднего состава, преимущественно туфы; 23—вулканогенная фацис разного состава, преимущественно лавы; 24—вулканогенная фацис разного состава, преимущественно лавы.

лиянии различного типа порфиритов (пироксеновых, диабазовых, мандельштейновых и др.). Со временем резкой смены прогибания поднятием в верхнем сантоне связывается внедрение всей массы ультраосновного, основного и среднего комплексов пород. Очевидно, в этот период вдоль Шахдагского хребта возникли нарушения типа «глубинных разломов», вдоль которых внедрялись интрузивы. Начиная с кампана, наступает геосинклинальный режим, сопровождавшийся осадконакоплениями, чередующимися с проявлением мощного эффузивного вулканизма вплоть до верхнего эоцена включительно. Мощные излияния последних знаменует собой начало нового (третичного) магматического этапа. После верхнего эоцена на Шахдагском хребте отмечается перерыв в осадконакоплении, вследствие чего трудно судить о режиме области в этот период. Начиная с плиоцена, вся область характеризуется проявлением «орогенного» вулканизма, одним из особенностей которого является тесное переплетение эффузивной и интрузивной деятельности магмы. С этим периодом, в частности, связаны вулкано-плутонические образования, представленные эффузивной серией дацитов-липаритов и интрузивами лейкократовых гранитов, а также малые интрузивы габбро-диоритов и диоритов.

Важным вопросом является фазовое взаимоотношение внутри комплекса интрузивных пород. Наиболее полно этот вопрос разработан М. А. Кашкаем [6], а затем для северо-восточного побережья оз. Севан — С. Б. Абовяном [1].

Исследование ультраосновного комплекса показало, что он формировался в две фазы извержения. В первую фазу внедрялись собственно перидотиты, дающие фациальные переходы в дуниты и пироксениты. Во вторую фазу внедрялись редко встречающиеся жилородоподобные дуниты и жильные пироксениты. Весь комплекс ультраосновных пород, в свою очередь, повсеместно прорывается основными породами третьей фазы. В четвертую фазу укладываются жильные производные остаточной магмы — горнблендиты, габбро-пегматиты, анортозиты, альбититы и другие породы, являющиеся секущими по отношению к породам первых трех фаз. Некоторые разновидности их описаны автором ранее (3).

Общая схема магматизма на Шахдагском хребте представлена в табл. 1.

Химизм интрузивных и метаморфических пород и некоторые вопросы петрологии. Средние химические анализы интрузивных и метаморфических пород северо-восточного склона Шахдагского хребта сведены в табл. 2. Наиболее важные петрохимические особенности их иллюстрируются векторной диаграммой по методу А. Н. Заварицкого [4], на которую нанесены также векторы соответствующих пород по Р. О. Дэли (рис. 2).

Дуниты и перидотиты в целом мало чем отличаются от таковых по Дэли, превышая их лишь несколько большим содержанием K_2O , чем обусловлено отклонение векторов влево на треугольнике *CSB*.

Серпентиниты в связи с некоторым выносом кремнезема при метаморфизме отличаются большей основностью, чем дуниты и перидотиты.

Пироксениты характеризуются незначительным содержанием щелочей ($a=0,8$) и глинозема ($c=0,9$). Вертикальное расположение векторов в левой части диаграммы показывает полное отсутствие калия ($n=100$). Векторы в правой части показывают насыщенность пироксенита магниевым и кальциевым компонентами ($m'=51,2$; $c'=41,1$).

Горнблендиты Шахдагского хребта при сравнении с средним составом их по Дэли менее основные, содержат несколько меньше щелочей и больше глинозема. Очень близко к ним стоят актинолит-тремолитовые сланцы.

Таблица 1

Схема магматизма на Шахдагском хребте

Этап	Время внедрения	Эффузивы	Интрузивы				Верхнекаюга
			Малые интрузивы габбро-диоритов	Граниты	II фаза Дуниты (жильородоподобные), пироксениты (жильные)	III фаза Габбро и нориты, роговообманковые габбро, шаровые габбро-пегматиты и анортозиты, габбро-диориты	
Третичный	Плиоцен	—	—	—	—	—	—
	Средний и верхний эоцен	Дациты, липарито-дациты, липариты Андезиты, андезитодациты	—	—	—	—	—
Верхний сантон	—	—	Перидотиты и дуниты, фациальные пироксениты	—	—	—	—
	Перед верхним сантоном	Порфириты диабазовые, мандельштейновые и др.	—	—	—	—	—

Средние составы интрузивных и метаморфических пород Шахтагского хребта

Таблица 2

Оксиды	Магматические породы										Метаморфические породы																			
	Диорит (среднее из 4 анализов)	Анортозит (среднее из 2 анализов)	Лабродит (среднее из 2 анализов)	Лабродит (среднее из 4 анализов)	Диорит (среднее из 3 анализов)	Кварцевый диорит (среднее из 3 анализов)	Трондьемит (среднее из 2 анализов)	Серпентинит (среднее из 7 анализов)	Тремолит (среднее из 1 анализа)	Амфиболит (среднее из 6 анализов)	Диорит (среднее из 4 анализов)	Перидотит (среднее из 2 анализов)	Липоксенит (1 анализ)	Норрит (1 анализ)	Роговообманковослаб (среднее из 3 анализов)	Анортозит (среднее из 2 анализов)	Лабродит (среднее из 2 анализов)	Лабродит (среднее из 4 анализов)	Диорит (среднее из 4 анализов)	Липоксенит (1 анализ)	Норрит (1 анализ)	Роговообманковослаб (среднее из 3 анализов)	Анортозит (среднее из 2 анализов)	Лабродит (среднее из 2 анализов)	Лабродит (среднее из 4 анализов)	Диорит (среднее из 3 анализов)	Кварцевый диорит (среднее из 3 анализов)	Трондьемит (среднее из 2 анализов)	Серпентинит (среднее из 7 анализов)	Амфиболит (среднее из 6 анализов)
SiO ₂	36,56	39,03	44,78	49,39	40,58	46,57	45,66	45,78	50,37	55,27	61,54	73,12	39,09	43,19	44,79	36,56	39,03	44,78	49,39	40,58	46,57	45,66	45,78	50,37	55,27	61,54	73,12	39,09	43,19	44,79
TiO ₂	—	1,57	12,62	2,25	18,28	20,05	0,30	0,30	0,29	0,13	0,32	0,56	—	0,10	0,08	—	—	0,57	0,02	0,30	0,30	0,22	0,30	0,29	0,13	0,32	0,56	—	0,10	0,08
Al ₂ O ₃	2,05	3,14	9,64	2,53	9,35	2,97	6,51	3,18	15,71	16,30	15,30	12,02	1,66	10,95	19,23	2,05	3,14	9,64	2,53	9,35	2,97	6,51	3,18	15,71	16,30	15,30	12,02	1,66	10,95	19,23
Fe ₂ O ₃	3,91	4,58	6,09	2,58	13,20	4,21	4,98	0,93	7,81	6,72	5,35	2,48	6,26	5,57	5,23	3,91	4,58	6,09	2,58	13,20	4,21	4,98	0,93	7,81	6,72	5,35	2,48	6,26	5,57	5,23
MnO	0,05	0,05	—	—	—	—	0,07	—	—	0,04	—	—	—	—	—	0,05	0,05	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	40,43	39,61	11,14	18,42	4,93	7,19	11,01	2,16	5,75	6,32	3,76	1,63	35,38	17,78	10,62	40,43	39,61	11,14	18,42	4,93	7,19	11,01	2,16	5,75	6,32	3,76	1,63	35,38	17,78	10,62
CaO	1,95	1,20	12,51	21,46	9,92	14,82	11,01	13,65	6,77	7,57	5,67	2,75	2,28	12,06	14,00	1,95	1,20	12,51	21,46	9,92	14,82	11,01	13,65	6,77	7,57	5,67	2,75	2,28	12,06	14,00
Na ₂ O	0,40	0,18	1,37	0,44	1,08	1,72	2,32	0,98	4,23	3,11	4,33	4,26	0,29	1,04	0,87	0,40	0,18	1,37	0,44	1,08	1,72	2,32	0,98	4,23	3,11	4,33	4,26	0,29	1,04	0,87
K ₂ O	0,14	0,18	0,27	0,06	Сл.	0,44	0,87	0,24	0,41	0,53	0,47	0,38	0,08	0,42	0,15	0,14	0,18	0,27	0,06	Сл.	0,44	0,87	0,24	0,41	0,53	0,47	0,38	0,08	0,42	0,15
H ₂ O ⁻	1,07	0,29	0,07	0,30	0,74	0,21	0,32	—	0,51	0,25	—	—	—	—	—	1,07	0,29	0,07	0,30	0,74	0,21	0,32	—	—	—	—	—	—	—	
H ₂ O ⁺	10,36	4,27	0,39	—	1,28	0,40	4,05	—	3,71	—	2,08	1,64	12,32	6,19	1,46	10,36	4,27	0,39	—	1,28	0,40	4,05	—	3,71	—	2,08	1,64	12,32	6,19	1,46
П.п.п.	—	6,27	0,74	—	1,28	0,40	4,05	—	3,71	—	2,08	1,64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,31	100,27	100,19	99,48	99,69	100,00	100,55	100,74	99,56	100,43	100,36	99,99	100,23	100,65	100,18	100,31	100,27	100,19	99,48	99,69	100,00	100,55	100,74	99,56	100,43	100,36	99,99	100,23	100,65	100,18

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	0,8	0,5	3,3	0,8	2,4	4,6	6,4	3,0	10,2	7,7	10,4	9,8	0,7	2,75	2,3
c	0,7	0,7	4,9	0,9	12,0	12,0	10,2	20,7	5,8	7,3	5,2	5,9	0,6	5,15	12,3
e	63,8	62,0	41,8	51,1	33,4	27,0	27,7	12,0	24,1	21,3	14,4	3,1	72,3	45,1	32,6
s	34,7	36,8	50,0	47,2	51,8	56,4	55,7	64,3	59,9	63,7	70,0	81,2	26,4	47,0	52,9
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
f'	9,0	9,0	33,0	7,7	8,5	26,0	40,6	—	47,0	39,0	44,0	50,0	8,0	17,0	23,0
m'	89,0	93,0	43,0	51,2	28,1	48,0	44,0	19,0	42,0	51,0	44,0	47,0	89,0	63,0	60,0
c'	2,0	1,0	24,0	41,1	3,5	25,0	15,4	37,0	11,0	10,0	12,0	3,0	3,0	20,0	17,0
n	84,0	75,0	88,0	100	100	87,0	86,0	89,0	94,0	91,0	93,0	94,9	83,0	81,0	94,0
t	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
τ	4,9	3,5	19,0	3,6	0,5	0,4	—	—	0,5	0,1	0,4	0,4	—	0,1	0,15
Q	32,9	28,1	11,5	8,1	14,4	8,4	5,2	1,9	6,4	9,1	8,5	11,4	15,6	5,5	6,3
a	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c	1,11	0,7	0,67	0,9	0,2	0,3	0,63	1,45	3,0	1,06	2,0	1,66	1,17	0,53	0,19

Нориты и амфиболиты, как более основные разновидности пород группы габбро, в целом расположены на диаграмме несколько ниже нормальных габбро. Если пределы содержаний окислов в амфиболитах соответствуют их норме, то в норитах отмечается повышенное содержание железа, чем обусловлена незначительная длина их векторов.

По сравнению с средним составом габбро по Дэли роговообманковые и нормальные габбро отличаются лишь несколько меньшим содержанием щелочей и большим — глинозема. Не обнаруживают от них существенных отклонений и габбро-диориты, которые как менее основные породы на диаграмме расположены относительно выше ($v=24,1$).

Анортозиты Шахтагского хребта при сравнении с средним составом анортозита по Дэли значительно основные и резко переиспещены против нормы глинозема ($a'=44$).

Средние типы пород — диориты и кварцевые диориты обнаруживают полную аналогию с такими по Дэли.

Наиболее высоко на диаграмме расположены точки основных числовых характеристик трондьемитов. Как существенно кварцполевошпатовые породы, они от кварцевых диоритов отличаются лишь меньшей основностью ($v=3,1$).

Спектральными исследованиями в ультраосновных и основных породах Шахтагского хребта установлены, в качестве постоянно присутствующих элементов V, Cr, Mn, Co, Ni, Ga, содержания которых в большинстве случаев соответствуют или превышают их кларки.

Одним из важных вопросов является определение среднего состава магмы, с которой генетически связаны ультраосновные и основные породы Шахтагского хребта. Определенная попытка в этом направлении была предпринята М. А. Кашкаем, который, опираясь на значительное площадное развитие перидотитов и их серпентинизированных разновидностей пришел к выводу, что состав первоначальной магмы должен был соответствовать перидотиту. К аналогичным выводам пришли и мы. В своих суждениях мы кроме площадей развития ультраосновных и основных пород (отношение их 3:1), основывались также на отношении

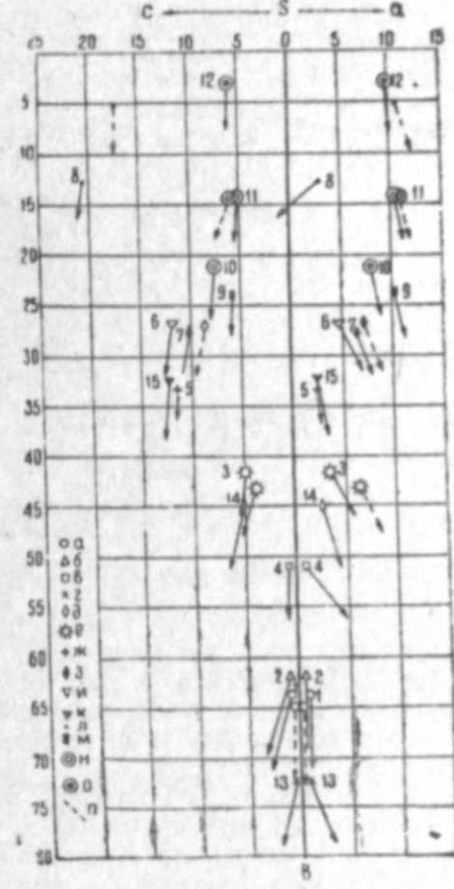


Рис. 2. Векторная диаграмма интрузивных и метаморфических пород Шахтагского хребта по методу А. Н. Заварицкому.

a — дуниты; б — перидотиты; в — пироксениты; г — серпентиниты; д — актинолит-тремолитовые сланцы; е — горнблендиты; ж — нориты; з — габбро; и — роговообманковые габбро; к — амфиболиты; л — анортозиты; м — габбро-диориты; н — диориты, кварцевые диориты; о — трондьемиты; п — средние составы соответствующих пород по Дэли.

MgO:FeO=9—11, которое по Г. Г. Хессу [10] и А. Н. Заварицкому [5] может служить надежным критерием для отнесения ультраосновной магмы по составу к перидотиту. Принимая такую концепцию, схему дифференциации этой магмы с учетом фазовых взаимоотношений можно представить в следующем виде (рис. 3).

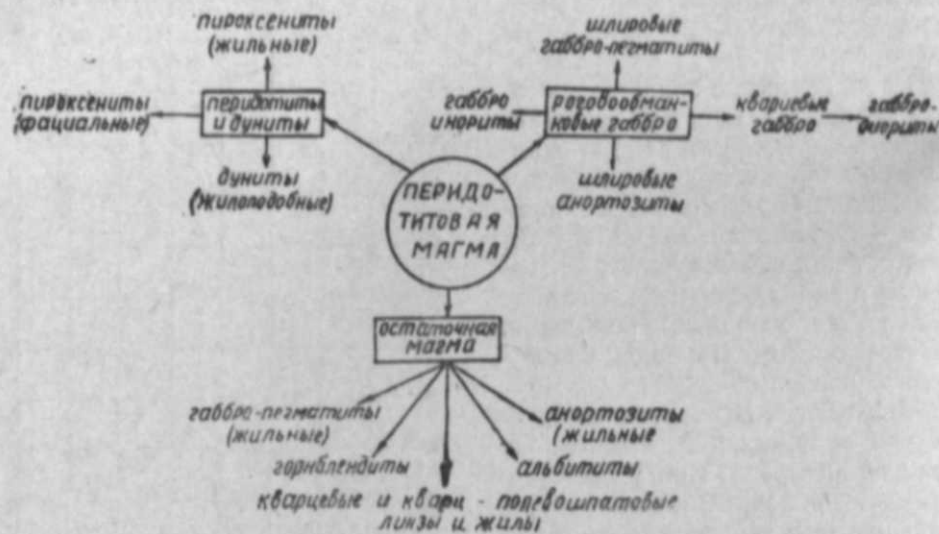


Рис. 3. Схема дифференциации перидотитовой магмы.

Основная роль, с точки зрения последовательности обособления пород на Шахдагском хребте, отводится кристаллизационной дифференциации. Она обеспечила скопление и внедрение рано выделившихся из магмы кристаллов оливина и пироксена, давших начало комплексу ультраосновных пород первой и второй фаз внедрения. С удалением из магмы основной части магнезии увеличивалось относительное содержание кремнезема, алюминия, железа и кальция и тем самым создавались необходимые условия для кристаллизации основных типов пород — норитов, габбро, роговообманковых габбро, габбро-диоритов и др. Наконец, в конечной стадии кристаллизации и дифференциации перидотитовой магмы выделяется остаточный расплав, обогащенный алюминием, кальцием и железом. С этим остаточным расплавом связывается комплекс жильных образований — габбро-пегматиты, анортозиты и т. д.

Выводы

1. Приуроченные к глубинному разлому ультраосновные и основные породы, а также средние типы пород, пространственно связанные с ними, обнажаются в виде узкой прерывистой полосы вдоль северо-восточного склона Шахдагского хребта, обособляясь в плане на отдельные участки.

2. Основной структурной единицей района является Шахдагский синклиорий, сложенный вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями мела, палеогена и неогена и осложненный рядом антиклинальных и синклиальных складок северо-западного простирания. Большинство обнажений интрузивов приурочено к рядам антиклинальных складок.

3. Формирование офиолитовой формации Шахдагского хребта произошло в два магматических этапа. Предверхнесантонское время характеризовалось излиянием порфиритов, сменившихся в верхнем сан-

тоне мощной интрузивной деятельностью, где в первую и во вторую фазы внедрялись ультраосновные породы, в третью — основные, в четвертую — жильные производные остаточной магмы. Вслед за ними произошло внедрение средних типов пород. В среднем и верхнем эоцене вновь происходило излияние эффузивов (андезитов, андезитодацитов). В плиоцене формировались вулканоплутонические образования, представленные липарито-дацитами и лейкогранитами. К верхам плиоцена приурочивается внедрение малых интрузивов габбро-диоритов и диоритов.

4. В петрохимическом отношении все изученные разновидности пород обнаруживают большую идентичность с аналогичными породами по Р. О. Дэли.

5. В связи с широким развитием ультраосновных пород и принимая во внимание отношение MgO:FeO=9—11 средний состав ультраосновной магмы должен соответствовать перидотиту.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья озера Севан. Изд-во АН Арм. ССР, 1961.
2. Асладян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во Айпетрат, 1958.
3. Гасанов Р. К. «Изв. Азерб. ССР», серия геол.-геогр. наук и нефти, 1963, № 3.
4. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Изд-во АН СССР, 1941.
5. Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1956.
6. Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, 1947.
7. Кашкай М. А. Тр. V сессии комиссии по определению абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1958.
8. Кашкай М. А., Хани В. Е., Шихалибейли Э. Ш. «Изв. АН Азерб. ССР», 1950, № 3.
9. Леонтьев Л. Н., Хани В. Е. «Изв. АН Азерб. ССР» серия геол. 1951, № 5.
10. Hess H. H. A primary peridotite magma. Amer. J. Sci., vol. 35, № 209, 1937.

Р. Г. Насонов

Шаһдаг силсиләсиндә магматик просесаэрә даир (Кичик Гафгаз)

ХУЛАСӘ

Дәрин Јарылмада Јерләшән ултраәсаси, әсаси вә орта тәркибли интрузив вә метаморфик сүхурлар ајры-ајры саһәләрә бөлүнәрәк, Шаһдаг силсиләсинин шимал-шәрг Јамачы боју назик золаг шәклиндә чыхырлар. Морфолокијасына көрә онлары дәриндә ваһид ири күтлә кими бирләшән лакколит вә хонолит әламәтләрини дашыЈан интрузивләрә аид етмәк олар. Шаһдаг офиолит формасијасынын әмәлә кәлмәси Үст Тәбашир вә 3-чү дөвр Јашлы ики магматик мәрһаләдә баш вермишдир. Бу мәрһаләләр исә өз нөвбәсиндә бир сыра тектоно-магматик тсикләрә ајрылырлар. Үст сантондан габагкы дөврдә баш верән порфирит пүскүрмәләри, Үст сантонда күчлү интрузив фәалијәтлә әвәз олушду. Бу, фазаларла баш вермишдир. Биринчи вә икинчи фазада ултраәсаси сүхурлар, үчүнчү фазада әсас тәркибли сүхурлар, дөрдүнчү фазада галыг магманын дамар мәнсуллары, бунларын ардынча исә орта тәркибли сүхурлар сохулмушду. Орта вә Үст еосендә Јенидән эффузив пүскүрмәләр (андезитләр, андезит-даситләр) башлајыр. Плиосендә бир тәрәфдән даситләр, липарит-даситләр вә липаритләр пүскүрмүш, дикәр тәрәфдән исә гранитоидләр сохулмуш вә вулканик-плутоник ассосиасијасы әмәлә кәтирмишдир. Үст плиосендә липарит-даситләрин уатыны Јаран кичик габбро-диорит интрузивләри әмәлә кәлмишдир. Ултраәсаси сүхурларын кениш Јајылмасы Шаһдаг зонасында магманын тәркибини перидотит кими гәбул етмәјә imkan верир.

В. Ю. БАБАНЛЫ

**ВЛИЯНИЕ ГИДРОРАЗРЫВА И НЕПРОНИЦАЕМОЙ
 ПЕРЕГОРОДКИ НА ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТЬ СКВАЖИНЫ
 В НЕОДНОРОДНОМ ПЛАСТЕ**

Исследованию влияния непроницаемой перегородки на производительность скважины в однородном пласте посвящены работы [2, 3, 5, 7, 8]. В [1] рассматривалось влияние непроницаемой перегородки на производительность скважины в неоднородном пласте, а в [4] изучалось влияние гидравлического разрыва при наличии непроницаемой перегородки.

В настоящей статье рассматривается одновременное влияние горизонтальной трещины и непроницаемой перегородки на производительность скважины в неоднородном пласте, состоящем из двух пропластков, разных проницаемостей и мощностей. Для простоты радиусы непроницаемой перегородки и горизонтальной трещины принимаются равными. Исследуется установившееся движение однородной жидкости к несовершенной по степени вскрытия скважине в таком пласте.

Указанная выше задача рассматривается в следующей постановке. Требуется найти решение уравнений:

$$\frac{\partial^2 \Phi_i}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi_i}{\partial r} + \frac{\partial^2 \Phi_i}{\partial z^2} = 0, \quad (1)$$

где

$$\Phi_i = \frac{\kappa_i}{\mu} (P_i + \gamma z),$$

i —индексы [1, 3], относящиеся соответственно к верхнему и нижнему пропласткам при следующих граничных условиях (см. рис. 1):

$$\left. \frac{\partial \Phi_1}{\partial z} \right|_{r_c \leq r \leq R_k, z=h} = \left. \frac{\partial \Phi_1}{\partial z} \right|_{r_c \leq r \leq R_0, z=h_2} = \left. \frac{\partial \Phi_2}{\partial z} \right|_{0 \leq r \leq R_k, z=0} = 0;$$

$$\left. \frac{\partial \Phi_1}{\partial z} \right|_{r_c \leq r \leq R_k, z=h_1} = \left. \frac{\partial \Phi_2}{\partial z} \right|_{r_c \leq r \leq R_k, z=h_1}; \quad \left. \frac{\Phi_1}{\kappa_1} \right|_{r_c \leq r \leq R_k, z=h} = \left. \frac{\Phi_2}{\kappa_2} \right|_{r_c \leq r \leq R_k, z=h_1}; \quad (2)$$

$$\left. \frac{\Phi_1}{\kappa_1} \right|_{r=R_k}^{h_1 < z < h} = \left. \frac{\Phi_2}{\kappa_2} \right|_{r=R_k}^{0 < z < h_1} = \Phi'_k = \text{const}; \quad \left. \frac{\partial \Phi_1}{\partial r} \right|_{r=r_c}^{h_2 < z < h} = C = \text{const}.$$

В соответствии с [1, 2, 4] вся область течения в пласте условно делится на две части (см. рис. 1) с соблюдением на общей границе этих частей следующих условий:

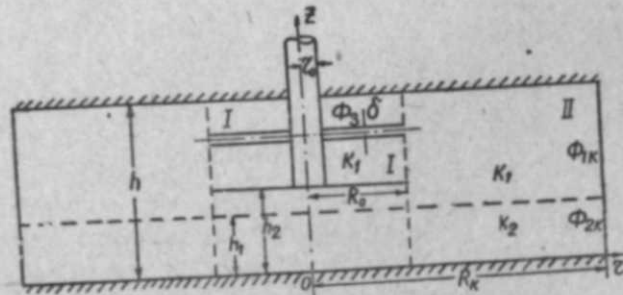


Рис. 1

$$\left. \frac{\partial \Phi_1}{\partial r} \right|_{r=R_0}^{h_1 < z < h_2} = \left. \frac{\partial \Phi_2}{\partial r} \right|_{r=R_0}^{0 < z < h_1} = 0; \quad \left. \frac{\partial \Phi_3}{\partial r} \right|_{r=R_0}^{h_1 < z < h} = \left. \frac{\partial \Phi_1}{\partial r} \right|_{r=R_0}^{h_2 < z < h};$$

$$\left. \Phi_3 \right|_{r=R_0}^{h_2 < z < h} = \left. \Phi_1 \right|_{r=R_0}^{h_2 < z < h}. \quad (2')$$

Тогда согласно [1, 3] для второй части пласта решение будет иметь вид:

$$\Phi_1 = \kappa_1 \Phi'_k + \frac{Q_{nr} x}{2\pi[x(h-h_1)+h_1]} \ln \frac{r}{R_k} + \frac{Q_{nr} x}{2\pi R_0(h-h_2)} \times \sum_{j=1}^{\infty} \frac{U_0(\mu_j r)}{\mu_j^2 U_1(\mu_j R_0)} C_j^2 A_j^2 \sin \mu_j (h-h_2) \cos \mu_j (h-z), \quad (3)$$

где

$$C_j^2 = \frac{1}{\frac{h_1}{2} + \frac{h-h_1}{2} x A_j^2}; \quad A_j = \frac{|\cos \mu_j h_1|}{\cos \mu_j (h-h_1)}; \quad x = \frac{\kappa_1}{\kappa_2};$$

$$U(\mu_j r) = I_0(\mu_j r) K_0(\mu_j R_k) - I_0(\mu_j R_k) K_0(\mu_j r),$$

$$U_1(\mu_j R_0) = I_1(\mu_j R_0) K_0(\mu_j R_k) + I_0(\mu_j R_k) K_1(\mu_j R_0),$$

μ_j — собственное число, определяемое из уравнения

$$x \operatorname{tg} \mu_j (h-h_1) + \operatorname{tg} \mu_j h_1 = 0.$$

Для определения же притока жидкости в первой части можно воспользоваться одним из известных решений аналогичной задачи о влия-

нии горизонтальной трещины на производительность скважины [3, 6 и др.]. Используя соответствующую формулу из [6] и осредняя выражение потенциала при $r=R_0$ и у скважины по вскрываемой части пласта, получим:

$$Q_{nr} = \frac{2\pi(\Phi_{1k} - \Phi_c)}{\frac{x}{x(h-h_1)+h_1} \ln \frac{R_k}{R_0} + \frac{1}{h-h_2+\delta(x-1)} \ln \frac{R_0}{r_c} - \frac{2\pi(\Phi_{1k} - \Phi_c)}{R_0(h-h_2)} \sum_{j=1}^{\infty} \frac{U_0}{\mu_j^3 U_1} C_j^2 A_j^2 \sin^2 \mu_j (h-h_2)} \quad (4)$$

где $x_1 = \frac{\kappa_3}{\kappa_1}$; κ_3 — проницаемость трещины ($\kappa_3 = \frac{1}{12} \cdot 10^6 \cdot \delta^2$ (мм) дарси).

Для установления влияния горизонтальной трещины и непроницаемой перегородки на производительность скважины в неоднородном пласте рассмотрим отношение дебитов скважины при наличии и отсутствии горизонтальной трещины и непроницаемой перегородки:

$$Q_1 = \frac{Q_{nr}}{Q_n} \frac{\frac{x}{x(h-h_1)+h_1} \ln \frac{R_k}{r_c} - C(x_1, r_c, h_1, h_2)}{\frac{x}{x(h-h_1)+h_1} \ln \frac{R_k}{R_0} + \frac{h}{h-h_2+\delta(x-1)} \ln \frac{R_0}{r_c} - C(x, R_0, h_1, h_2)}, \quad (5)$$

где

$$C(x, r_c, h_1, h_2) = \frac{x}{r_c(h-h_2)^2} \sum_{j=1}^{\infty} \frac{U_0(\mu_j r_c)}{\mu_j^3 U_1(\mu_j r_c)} A_j^2 C_j^2 \sin^2 \mu_j (h-h_2),$$

$$C(x, R_0, h_1, h_2) = \frac{x}{R_0(h-h_2)^2} \sum_{j=1}^{\infty} \frac{U_0(\mu_j R_0)}{\mu_j^3 U_1(\mu_j R_0)} A_j^2 C_j^2 \sin^2 \mu_j (h-h_2);$$

Q_n — дебит несовершенной по степени вскрытия скважины в неоднородном пласте.

Можно рассмотреть также и отношение дебитов скважины в неоднородном пласте с непроницаемой перегородкой при наличии и отсутствии горизонтальной трещины:

$$Q_2 = \frac{Q_{nr}}{Q_n} = \frac{\frac{x}{x(h-h_1)+h_1} \ln \frac{R_k}{R_0} + \frac{h_1}{h-h_1} \ln \frac{R_0}{r_c} - C(x, R_0, h_1, h_2)}{\frac{x}{x(h-h_1)+h_1} \ln \frac{R_k}{R_0} + \frac{h}{h-h_2+\delta(x-1)} \ln \frac{R_0}{r_c} - C(x, R_0, h_1, h_2)} \quad (6)$$

По формулам (5) и (6) были произведены расчеты для следующих условий: $h=18$ м; $h_1 = \frac{1}{3}h$; $h_2 = \frac{2}{3}h$; $R_k=90$ м; $r_c=0,09$ м; $\delta=1,0$ мм;

0,2 мм; 0,5 мм; $\bar{R}_0 = \frac{R_0}{h} = 0,05; 0,25; 0,5; 1,0$; $x=0,01; 0,1; 1/3; 0,5$;

1; 2; 3; 10; 100; $\kappa_2=1$ дарси и $\kappa_1=1$ дарси. Результаты расчетов по формуле (5) и (6) представлены в виде графиков на рис. 2—4.

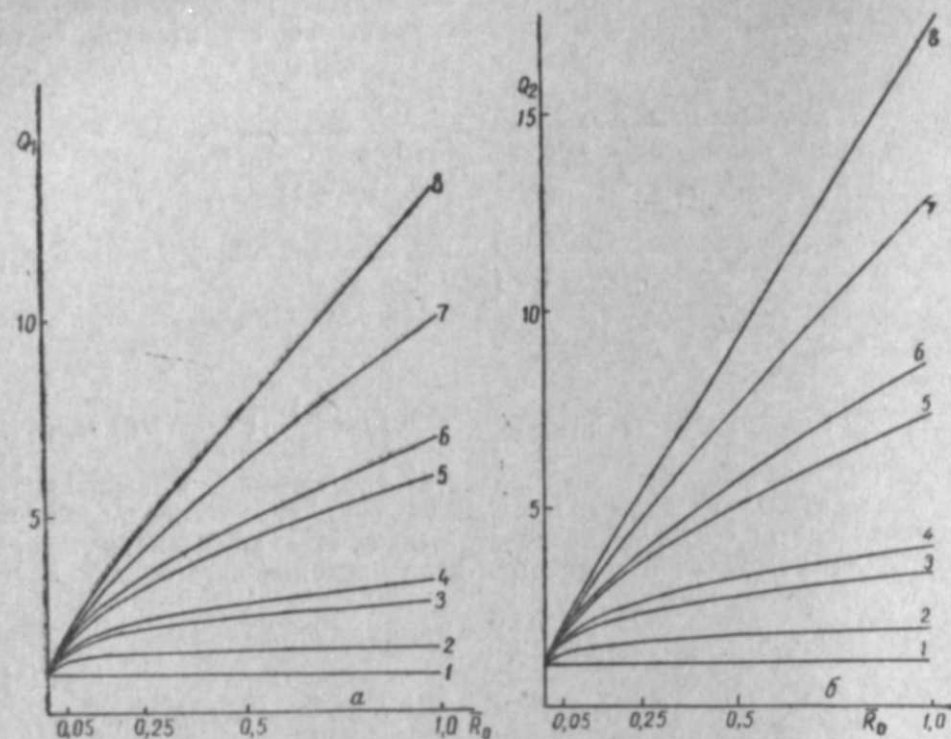


Рис. 2 Условные обозначения для рис. 2 и 3:
 1— $x=100$; 2— $x=10$; 3— $x=3$; 4— $x=2$; 5— $x=0,5$; 6— $x=1,3$; 7— $x=0,1$; 8— $x=0,01$.
 а— $\delta=1$ мм; $\kappa_2=1$ дарси; б— $\delta=1$ мм, $\kappa_1=1$ дарси.

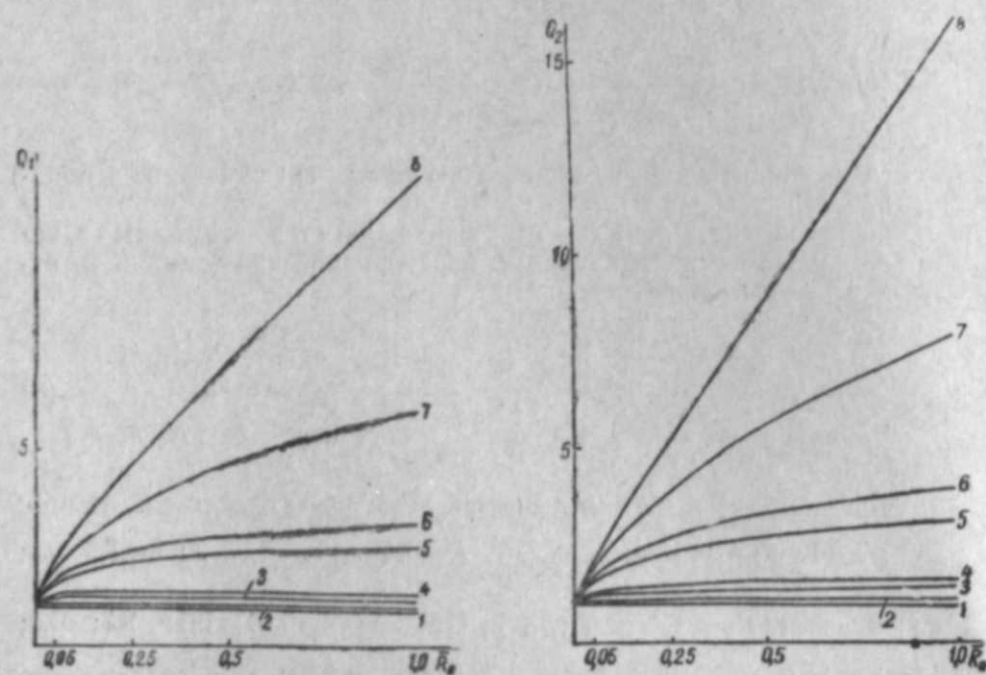


Рис. 3. $\delta=0,5$ мм, $\kappa_2=1$ дарси.

На основании их можно сделать следующие выводы:
 1) При прочих равных условиях с уменьшением проницаемости верхнего пропластка значения Q_1 и Q_2 увеличиваются (за исключением случаев $\delta=0,2$ мм и при изменении x от 1 до 1/3), причем темп возрастания по мере увеличения \bar{R}_0 усиливается.

2) При прочих равных условиях с увеличением δ значения Q_1 и Q_2 увеличиваются.

3) При δ равном 1 и 0,5 мм с увеличением \bar{R}_0 значения Q_1 и Q_2 увеличивается, темп их возрастания по мере увеличения \bar{R}_0 ослабевает.

4) При δ равном 0,2 мм с ростом \bar{R}_0 значения Q_1 и Q_2 увеличиваются только при малых проницаемостях верхнего пропластка ($x=0,01$ и 0,1); а при $x>0,1$ значения Q_1 и Q_2 почти не меняются (имеет место весьма незначительное их уменьшение).

Если же при проведении расчетов зафиксировать значения κ_1 , то изменение x в рассматриваемых условиях при $\delta<0,5$ мм почти не оказывает влияния на значения Q_1 и Q_2 по указанной в [3] причине, а при $\delta=1$ мм влияние x начинает сказываться. Что касается влияния \bar{R}_0 в этом случае, то при $\delta<0,2$ мм она почти не сказывается на значениях Q_1 и Q_2 , с увеличением же δ усиливается несколько и влияние \bar{R}_0 .

На основании настоящей работы и проведенных в [1] качественных (приближенных) расчетов можно отметить также, что в пределах рассмотренных условий непроницаемая перегородка, сравнительно мало уменьшая приток жидкости к скважине, позволяет увеличить перепад давления и безводный дебит скважины в большей степени. А при сочетании с гидравлическим разрывом пласта эти возможности намного увеличиваются.

Автор благодарит М. Т. Абасова за советы при выполнении данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абасов М. Т., Бабанлы В. Ю., Джалилов К. Н. „Изв. АН СССР“, ОТН, серия метал. и топливо, 1959, № 4.
2. Абасов М. Т., Бабанлы В. Ю., Джалилов К. Н., Пирверди А. М. АНХ, 1958, № 2.
3. Абасов М. Т., Джалилов К. Н. „ДАН Азерб. ССР“, 1958, № 12; 1957, № 10. Вопросы подземной гидродинамики и разработки нефтяных и газовых месторождений. Азербайджан, 1960.
4. Абасов М. Т., Джалилов К. Н., Бабанлы В. Ю. „Нефть и газ“, 1958, № 6.
5. Иванов Н. Ф. „Изв. Казанск. ФАН СССР“, серия ФМТ, вып. 8, 1957.
6. Кривоносов И. В., Чарный И. А. НХ, 1955, № 9.
7. Миланончиков М. Д. Инженерный сборник, т. VII, 1950.
8. Эфрос Д. А., Алахвердиева Р. А. Тр. ВНИИ, вып. XVI, Гостоптехиздат, 1958.

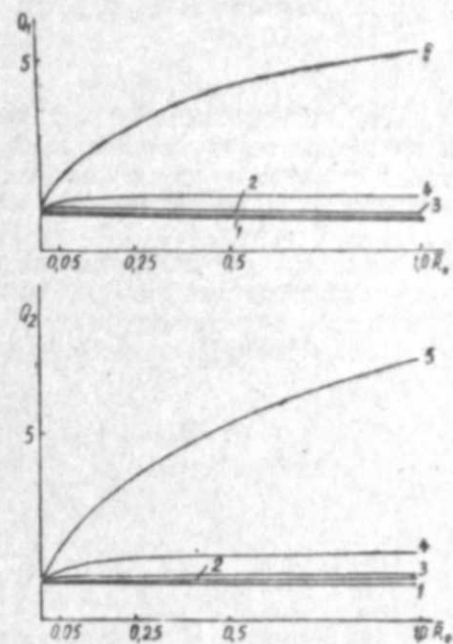


Рис. 4. 1— $x=2,3$, 12, 100; 2— $x=0,5$; 3— $x=1/3$; 4— $x=0,1$; 5— $x=0,01$.
 $\delta=0,2$ мм; $\kappa_2=1$ дарси.

Гејри-бирчинс лајда гидравлик жарманын вэ кечирмэз аракэсмэнин гујунун мэһсулдарлыгына тэ'сири

ХУЛАСЭ

Мэгалэдэ мүхтэлиф кечиричиликли вэ галынлыгы ики тэбэгэдэн ибарэт олан гејри-бирчинс лајда үфүги жарығын вэ кечирмэз аракэсмэнин гујунун мэһсулдарлыгына бирликдэ тэ'сириндэн бэһс олунур. Садэлик үчүн үфүги жарығын вэ кечирмэз аракэсмэнин радиуслары бэрабэр көтүрүлүр.

Алынмыш дүстурлар эсасында һесабат апарылмыш вэ ашағы тэбэгэнин кечиричилијинин сабитлик һалы үчүн ($k_2=1$ *дарси* = const) графиклэр гурулмушдур. Бу графиклэр эсасында бир сыра мүһүм нэтичэлэр чыхарылмышдыр.

Э. А. БАГБАНЛЫ, Р. С. ГУРБАНОВ, Т. А. ЗЕЙНАЛОВ

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ЗАЛЕЖИ I ГОРИЗОНТА ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЮРОВДАГ

Кюровдагская структура расположена в северо-западной части тектонической линии Нефтечала—Хиллы—Кюровдаг—Падар Прикуринской депрессии, простирающейся с юго-востока на северо-запад. Эта структура в тектоническом отношении представляет собой брахантиклинальную складку с крутыми углами падения. Углы падения юго-западного крыла равны 40—45°, а северо-западного—20—25°. В геологическом строении месторождения принимают участие послетретичные и третичные отложения. Из третичных отложений глубоким бурением вскрыты отложения апшеронского, акчагыльского ярусов и верхняя часть продуктивной толщи.

В настоящей работе излагаются некоторые результаты температурных исследований залежи I горизонта продуктивной толщи.

В литологическом отношении I горизонт представляет собой песчано-глинистую пачку с видимой мощностью 141 м. Залежь I горизонта, исходя из тектонических и, следовательно, гидродинамических условий, разбивается на следующие обособленные тектонические поля: центральное поле, присводовая часть, южное поле, I и 2-й блоки северо-западной периклинали. Залежь I горизонта вошла в разработку в июле 1955 г., а нагнетание воды начато с сентября 1958 г.

Замеры температуры в скважинах этой залежи проводились и проводятся совместно с замерами пластового давления. Во время замера исследуемая скважина находится в закрытом состоянии в среднем в течение 4—6 суток. Для современных конструкций скважин и слагающих разрезы скважин горных пород этот срок вполне достаточен для того, чтобы установилось температурное равновесие. Температура в скважинах измерялась максимальным ртутным термометром. Процесс теплообмена между жидкостью в скважине и термометром в указанных условиях измерений может быть принят как установившийся для любой величины тепловой инерции термометра.

Обычно температура и давление измеряются не непосредственно у середины фильтра скважины, а на глубине, находящейся несколько выше середины фильтра. Мы пользовались замерами температуры на глубинах, находящихся на удалении от середины фильтра.

Пределы удаления, от] середины фильтра, м

Количество измерений температуры

0—50	51—100	101—200	201—300	301 и больше
171	110	39	26	61

Полученные замеры температуры с помощью линейной интерполяции приводились к средней глубине фильтра. Причем предполагали, что допускаемая погрешность не выходит за пределы погрешностей, которые имеют место при подобных приближенных вычислениях. Во избежание возможной погрешности целесообразно производить измерение температуры непосредственно у забоя скважины, если позволяют условия работы.

Как известно, вследствие различия теплофизических свойств горных пород, естественного теплового потока и многих других факторов температурный градиент любого региона как по площади, так и для одной и той же стратиграфической последовательности не является величиной постоянной. Опыт показывает, что графики зависимости температуры от глубины всегда непрерывно возрастают с глубиной. Наблюдаются зависимости как линейные, так и нелинейные. А. И. Леворсен [4] отмечает, что температурный градиент редко следует линейному закону. Графики зависимости температуры от глубины чаще всего являются слегка выпуклыми относительно оси скважины, т. е. они обычно становятся несколько круче с глубиной.

Для изучения температурного режима залежи I горизонта пользовались результатами 407 температурных измерений, произведенных в 71 скважине. Эти скважины более или менее равномерно расположены по площади и являются характерными для всей залежи (рис. 1).

Изменение температуры и давления исследуемой залежи, как известно, зависит от многих факторов, основными из которых являются система разработки и регулирование темпа отбора и закачки в залежь. В этой залежи основная часть добычи нефти и закачки воды падает на долю центрального поля. Здесь исследовались 53 скважины, что составляет 80% действующего фонда скважин этого поля.

Для относительно точной оценки изменения температурного режима залежи в основном были использованы замеры температуры отдельных интервалов, где жидкость может быть принята как однородная, т. е. на данном интервале обеспечивается условие $P_z > P_{нас}$, где P_z — давление на данном интервале глубины скважины; $P_{нас}$ — давление насыщения нефти газом. Это потребовалось для того, чтобы было исключено возможное влияние процесса выделения газа из нефти на температуру данного интервала. Фактические замеры температуры были тщательно изучены и обработаны без отклонений от известных методов математической обработки измерений. По всем исследованным скважинам построены графики зависимости температуры от времени ввода их в эксплуатацию в виде $t = t(\tau)$, где t — температура данного интервала скважины; τ — время, исчисляемое с начала ввода скважины в эксплуатацию с учетом коэффициента эксплуатации.

Результаты обработки фактического материала показали, что графики зависимости $t = t(\tau)$ не во всех скважинах выражают одну и ту же закономерность. По очертанию этих графиков можно разбить их на две группы.

Линейная зависимость $t = t(\tau)$ наблюдается в 50 скважинах: № 6, 22, 141, 142, 169, 199 и т. д. Характерные графики $t = t(\tau)$ этой группы для указанных скважин представлены на рис. 2 а, б. Как видно из рисунков, линейные зависимости имеют разные угловые коэффициенты, причем в скважинах № 22, 6, 142, 141 и 169 температура во

времени линейно падает, а в скважине 199 наблюдается тенденция к повышению ее. Нелинейная зависимость $t = t(\tau)$ наблюдается в 21 скважине: № 119, 103, 2, 116, 144 и т. д. Характерные графики этой группы для указанных скважин представлены на рис. 2 б. Как видно из этих рисунков, график $t = t(\tau)$ для скважин № 119, 103, 2, 116 нелинейно падает, а для скважины 144 нелинейно растет во времени.

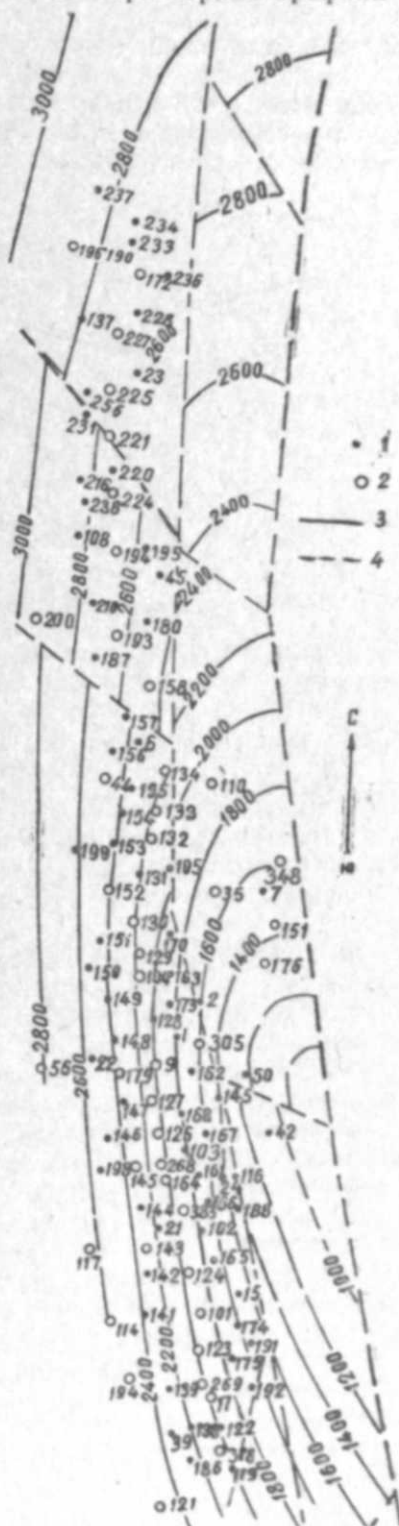
Температура в отдельных скважинах с начала разработки до даты следующего измерения изменяется в основном в пределах от доли градусов до 7—8° и в редких случаях доходит до 10°C.

Полученные результаты в первом приближении могут быть интерпретированы следующими соображениями. Когда по залежи перемещается однородный поток, т. е. соблюдается условие $P_{нс} > P_{нас}$, наблюдается небольшой рост температуры в скважинах № 144, 155, 199 и 359. Незначительный рост температуры залежи частично может быть объяснен дроссельным эффектом, теоретическое обоснование которого дано Б. Б. Лапуком [1, 2, 3]. К сожалению, для нефти исследуемой залежи неизвестны значения коэффициента Джоуля-Томсона, а также некоторых термодинамических свойств, входящих в математическое выражение, при помощи которого можно было бы вычислить значения этого коэффициента для данного физического условия.

Уместно отметить, что нефтяная литература бедна исследованиями дроссельного процесса для нефтей и их смесей, проведенными при различных физических условиях. Данный пробел тормозит применение приближенных методов вычисления к расчетам изменения температурного режима в залежах с последующей проверкой полученных результатов на практике.

Рис. 1. Структурная карта I горизонта продуктивной толщи месторождения Кюровдаг.

1—эксплуатационные скважины, 2—нагревательные скважины, 3—изолинии структуры, 4—линии нарушения.



В работе [1] приведено значение коэффициента Джоуля-Томсона для дегазированной нефти 15-го пласта Каллиндер месторождения Домингус (США, Калифорния) при температуре $71,1^{\circ}\text{C}$, равное $-0,05 \text{ град/ат}$.

Если для качественного сопоставления принять такое же значение этого коэффициента и для нефти исследуемой залежи, то нетрудно убедиться в том, что незначительное изменение температуры в ряде скважин обязано дроссельному процессу при перемещении по пласту однофазного или почти однофазного потока.

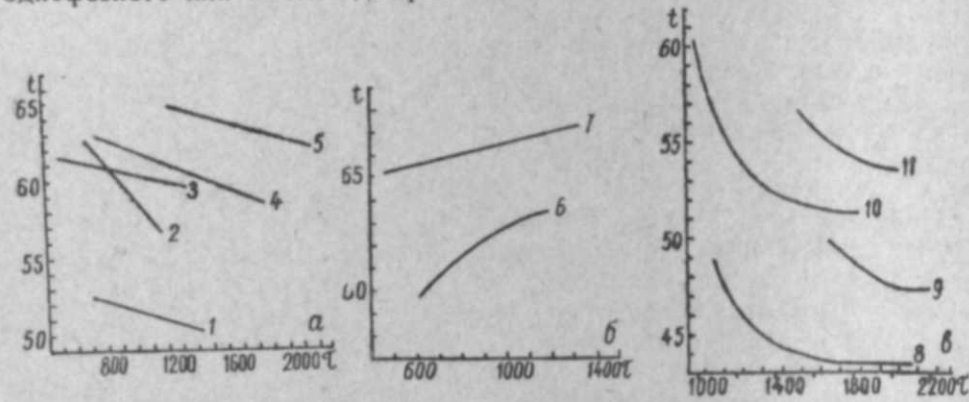


Рис. 2. Зависимость температуры (t) $^{\circ}\text{C}$ от времени ввода скважины в эксплуатацию (τ), сутки.

1—скв. 169; 2—скв. 141; 3—скв. 142; 4—скв. 6; 5—скв. 22; 6—скв. 144; 7—скв. 199; 8—скв. 116; 9—скв. 2; 10—скв. 103; 11—скв. 119.

*Причины падения температуры залежи во времени в скважинах № 2, 7, 15, 12, 116, 165, 170, 175, 188, 191, 192 и т. д. частично могут быть объяснены процессом выделения газа из нефти вследствие падения пластового давления ниже давления насыщения нефти газом.

Анализ промысловых материалов показывает, что в повышенных частях центрального поля, которые сравнительно далеки от «нагнетательного разрезающего ряда», развивается режим газированной жидкости. Это подтверждается снижением давления пласта ниже давления насыщения, падением суточных дебитов и вследствие этого ростом газо-нефтяных факторов ряда скважин.

По нашему мнению, причину падения температуры по скважинам № 6, 22, 39, 101, 127, 131, 139 и т. д. можно объяснить не дроссельным процессом, а процессами теплоотдачи от залежи к нагнетаемой холодной воде. Доказательством этого может служить то, что указанные скважины находятся либо на одной линии с «нагнетательным разрезающим рядом», либо расположены вблизи него. Повышение производительности в ряде этих скважин является результатом благоприятного действия закачиваемой воды. Временная остановка или уменьшение закачки воды влекли за собой уменьшение производительности некоторых скважин. Приведенных фактов достаточно для того, чтобы говорить о преобладающей роли водонапорного режима в окрестностях забоев этих скважин. В таких условиях охлаждение отдельных участков залежи главным образом обязано большой массе закаченной холодной воды.

В работе [5] оценивается преобладающая роль фактора разработки в частичном охлаждении залежей. Основными причинами, вызывающими снижение температуры залежи, являются нагнетание в залежь холодной воды, длительность процесса эксплуатации и связанное с

этим падение давления. При этом следует учесть результаты исследований Э. Б. Чекалюка [9], который отмечает, что пренебрежение температурным фактором может привести к непоправимым ошибкам, так как температурные процессы в пласте необратимы. Восстановить температуру невозможно ни восстановлением давления, ни нагревом призабойной зоны вследствие того, что радиус нагревания ограничен, а процесс остывания залежи при эксплуатации ее скважинами совершается во всем его объеме. Разумеется, на снижение температуры залежи оказывают влияние и другие физические процессы, о которых говорилось раньше. Однако в данном случае их влиянием можно пренебречь.

С начала разработки по I. I 1963 г. из залежи основного центрального поля отобрано жидкости $4,294400 \text{ м}^3$, из них нефти — 3683300 м^3 , воды — 611000 м^3 , а закачено в залежь 2774700 м^3 воды.

Известно, что температура нагнетаемой в залежь воды в основном зависит от времени года, следовательно, от температуры воздуха данного места. В условиях рассматриваемой залежи при данных темпах закачки, глубинах нагнетательных скважин и их забойных температурах поток нисходящей воды во все времена года будет нагреваться за счет тепла окружающей его среды. Приближенные качественные расчеты температуры воды у забоя скважины могут быть выполнены, исходя из теплового баланса для единицы времени. Холодная куруинская вода в скважины закачивается при средних температурах, равных температуре воздуха. Для Кюровдагского месторождения среднесуточная температура может быть принята равной $14,2^{\circ}\text{C}$, а среднемесячные температуры в году колеблются в пределах $t_{\text{мин}} = 3,4^{\circ}\text{C}$ и $t_{\text{макс}} = 25,5^{\circ}\text{C}$. Зависимость температуры от глубины, построенная по данным центрального поля, линейная и имеет следующее выражение:

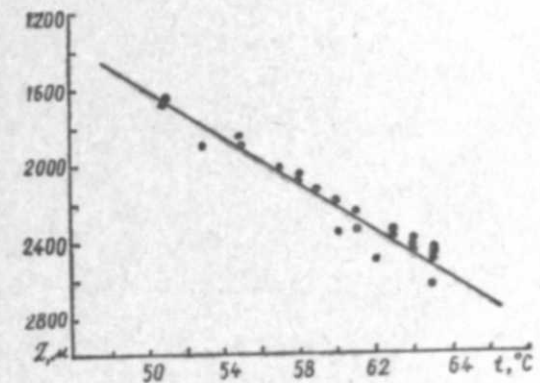


Рис. 3. Зависимость температуры (t) $^{\circ}\text{C}$ от глубины залежи (z)

Для увязки полученных фактических данных, показывающих охлаждение рассматриваемой залежи, во времени разработки с теорией вопроса о теплообмене в пористой среде производим приближенный качественный расчет по И. А. Чарному [8]. Однако этим мы не исключаем возможности применения для этой цели и других расчетных схем, например, приведенных в работе [7].

Как известно, в расчетной схеме [8] сделан ряд допущений, в частности принято, что кровля и подошва пласта являются теплоизоляционными перегородками, и не учитывается теплопроводность нагнетаемой жидкости и пористой среды.

Падение температуры жидкости (пористой среды) и нагревание пористой среды (жидкости) определяется по формулам [8]:

$$t_{\text{ж}} = t_{\text{жз}} - (t_{\text{жз}} - t_{\text{пн}})\varphi_1, \quad (1) \quad t_{\text{п}} = t_{\text{пн}} + (t_{\text{жз}} - t_{\text{пн}})\varphi_2, \quad (2)$$

$$\text{или } t_{\text{ж}} = t_{\text{жз}} + (t_{\text{пн}} - t_{\text{жз}})\varphi_1, \quad (1') \quad t_{\text{п}} = t_{\text{пн}} - (t_{\text{пн}} - t_{\text{жз}})\varphi_2, \quad (2')$$

где φ_1 и φ_2 являются функциями времени, расстояния и безразмерных переменных ξ и ζ .

$$\xi = \frac{\alpha \Omega V}{C_{ж} G}, \quad (3) \quad \zeta = \frac{\alpha \Omega}{C_{п} \gamma_{п} (1-m)} \left(\tau - \frac{mV}{Q} \right), \quad (4)$$

здесь $V = \Pi(r - r_3)^2 h$ — объем призабойной зоны радиуса r .

Функции φ_1 и φ_2 определяются из формул, пригодных для сравнительно больших значений ξ и ζ , а именно: $\xi > 10$, $\zeta > 10$. При $\zeta < \xi$

$$\varphi_1 = \frac{1}{2} \left[1 + \operatorname{erf}(\sqrt{V\xi} - \sqrt{V\zeta}) \right], \quad (5)$$

$$\varphi_2 = \frac{1}{2} \left[1 - \operatorname{erf}(\sqrt{V\xi} - \sqrt{V\zeta}) \right], \quad (6)$$

а когда $\zeta \gg \xi$, то

$$\varphi_1 = \frac{1}{2} \left[1 - \operatorname{erf}(\sqrt{V\zeta} - \sqrt{V\xi}) \right], \quad (7)$$

$$\varphi_2 = \frac{1}{2} \left[1 + \operatorname{erf}(\sqrt{V\zeta} - \sqrt{V\xi}) \right]. \quad (8)$$

В выражениях (5)–(8) $\operatorname{erf} x = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-z^2} dz$ является табулированной

функцией вероятностей. Функция $\operatorname{erf} x = 1$ при $x \gg 2$.

В расчетах берем значения времени τ , при которых для $\xi > \zeta$, $0 < \sqrt{V\xi} - \sqrt{V\zeta} \leq 2$, для $\zeta > \xi$, $0 < \sqrt{V\zeta} - \sqrt{V\xi} \leq 2$ или, учитывая (5)–(8),

$$\text{при } \xi > \zeta, \quad 0 \geq (\sqrt{V\xi} - 2)^2 \geq \zeta,$$

$$\text{при } \zeta > \xi, \quad 0 \leq \zeta \leq (\sqrt{V\xi} + 2)^2.$$

Это значит, что расчеты следует начинать со значений ζ , лежащих в интервале $(\sqrt{V\xi} - 2)^2 < \zeta \leq (\sqrt{V\xi} + 2)^2$ и уже потом определять соответствующие значения τ .

Если $\xi = \zeta$, то $\varphi_1 = \varphi_2 = \frac{1}{2}$. На основании этого формулы (1) и (2) могут быть приравнены друг к другу, что дает следующее выражение:

$$t_{ж} = t_{п} = \frac{1}{2} (t_{жз} + t_{пн}). \quad (9)$$

Из $\xi = \zeta$ вытекает следующее:

$$\frac{\alpha \Omega V}{C_{ж} G} = \frac{\alpha \Omega}{C_{п} \gamma_{п} (1-m)} \left(\tau - \frac{mV}{Q} \right), \quad (10)$$

отсюда;

$$\tau = \frac{V}{Q} \left[\frac{C_{п} \gamma_{п}}{C_{ж} \gamma_{ж}} (1-m) + m \right]. \quad (11)$$

$\xi = \zeta$, следовательно, полученные выражения (9) и (11) соответствуют интенсивной фазе охлаждения пористой среды и нагревания жидкости. По формуле (11) определяется начало интенсивной фазы теплообмена между жидкостью и пористой средой.

В приведенных выше выражениях (1) и (11) приняты следующие буквенные обозначения: t — температура, α — коэффициент теплоотдачи от пористой среды жидкости, Ω — суммарная поверхность твердых частиц в единице объема, C — удельная теплоемкость, $G = \gamma_{ж} Q$ — массовый расход жидкости, Q — объемный расход жидкости, γ — плотность, m — пористость эффективная, τ — время, h — мощность пласта; ж, з, п, жз, пн — индексы, относящиеся соответственно к жидкости, забою, породе, жидкости у забоя и к породе до начала закачки.

На основании приведенных формул нами произведено приближенное вычисление начала интенсивного охлаждения залежи в зависимости от темпа закачки холодной куриной воды в центральное поле залежи I горизонта продуктивной толщи Кюровлагского месторождения НПУ „Ширваннефть“ (Азербайджанская ССР).

Вычисления произведены для радиусов (r) призабойной зоны, равных 1, 10, 100, 200 м и т. д., исходя из расстояний от „нагнетательного разрезающего ряда“ до эксплуатационных скважин, для которых располагаем более или менее достоверными сведениями. При вычислениях приняты следующие фактические массовые расходы закачиваемой воды (G), равные 0,115; 0,231; 0,578; 0,694; 0,925; 1,157; 1,330; 1,504; 2,198; 2,314; 3,472 кг в секунду.

В соответствии с принятыми радиусами объемы призабойной зоны равны 40, 4831, 49994, 193948 м³. Вычисления произведены для трех значений пористости $m_1 = 0,22$, $m_2 = 0,25$ и $m_3 = 0,30$ и для одного значения мощности залежи (h), равной — 15,7 м.

Значения физических и теплофизических свойств, необходимые при производстве вычислений, приняты следующие: плотность породы ($\gamma_{п}$) равна 2500 кг/м³, плотность куриной воды ($\gamma_{ж}$) 1000 кг/м³, удельная теплоемкость породы ($C_{п}$) — 921 дж/кг·град или (0,22 ккал/кг·град), удельная теплоемкость воды ($C_{ж}$) — 4186,8 дж/кг·град или (1 ккал/кг·град), коэффициент теплоотдачи (α) равен 58,15 дж/сек·град или (50 ккал/час·м²·град), суммарная поверхность твердых частиц пористой среды в единице объема (Ω) — 50000 м²/м³.

По формуле (11) находим значение времени, когда температуры пористой среды и воды выравниваются на заданном радиусе призабойной зоны при заданной закачке. При этом среднее значение температуры среды будет равно половине суммы температур жидкости у забоя и залежи до начала закачки.

Для удобства вычисления формулу (11) перепишем в следующем виде: $\tau = B \frac{V}{Q}$, где $B = \frac{C_{п} \gamma_{п}}{C_{ж} \gamma_{ж}} (1-m) + m$.

Для одной и той же пористой среды и жидкости B напишем в следующем виде:

$$B = b(1-m) + m,$$

где

$$b = \frac{C_{п} \gamma_{п}}{C_{ж} \gamma_{ж}} = \frac{921}{4186,8} \frac{2500}{1000} = 0,55,$$

тогда $B_1 = 0,55(1-m_1) + m_1 = 0,649$; $B_2 = 0,55(1-m_2) + m_2 = 0,662$,

$$B_3 = 0,55(1-m_3) + m_3 = 0,685.$$

Вычисленные значения функции $\tau = \tau(B, V, Q)$ по формуле (11) для указанных условий приводятся на рис. 4. Как видно из рисунка, полученные данные не противоречат фактическому изменению температуры в рассматриваемой залежи, и в некоторых случаях (по-види-

мому, когда арифметическая сумма положительных и отрицательных погрешностей незначительна) имеет место умеренное совпадение вычисленных значений с фактическими значениями изменений температуры за определенный период работы отдельных скважин или части залежи.

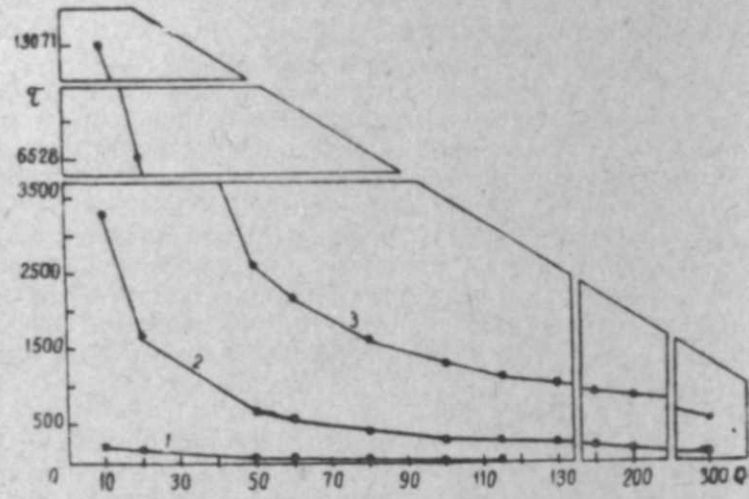


Рис. 4. Зависимость функции $\tau_2 = B_2 \frac{V}{Q}$, τ_2 — сутки, Q — м³/сутки.
1 — $r = 10$ м; 2 — $r = 100$ м; 3 — $r = 200$ м.

Таким образом, падение температуры в исследуемой залежи в основном связано с закачкой в нее холодной куринской воды и отбором из нее теплой продукции в промышленных масштабах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Лапук Б. Б. НХ, 1940, № 4—5.
2. Лапук Б. Б. НХ, 1940, № 3.
3. Лапук Б. Б. АНХ, 1940, № 12.
4. Леворсен А. И. Геология нефти. Гостоптехиздат, 1958 (пер. с англ. изд., 1954).
5. Мехтиев Ш. Ф., Мирзаджанзаде А. Х., Алиев С. А., Багбанлы Э. А., Мотяков В. И. „Уч. зап. АГУ“, геол.-геогр. серия, 1959, № 4.
6. Мехтиев Ш. Ф., Мирзаджанзаде А. Х., Алиев С. А., Багбанлы Э. А., Мотяков В. И. Тепловой режим нефтяных и газовых месторождений. Баку, Азернефтнепр, 1960.
7. Фокеев В. М., Капырин Ю. В. НХ, 1961, № 12.
8. Чарный И. А. НХ, 1953, № 2—3.
9. Чекалюк Э. Б. Температурный режим газонефтяного пласта. Сб. „Некоторые данные по стратиграфии, литологии, тектонике и нефтегазоносности и промышленной геологии Украины и Кавказа“. Гостоптехиздат, 1958.

Э. А. Багбанлы, Р. С. Гурбанов, Т. А. Зеялов

Гыровдаг нефт јатагы мәнсулдар гатынын биринчи горизонтунда температур режиминин дәјишмәси

ХУЛАСӘ

Бу ишдә Гыровдаг нефт јатагы мәнсулдар гатынын биринчи горизонтунун комплекс тәдгиги әсасында әлдә едилмиш фактик материалларын ријазии үсулларла ишләнмәсиндән алынған әсас нәтичәләр верилир.

Бу јатаг өз хүсусијәтинә кәрә бир нечә тектоник саһәјә бөлүнүр. Булардан ән чох маје верәни вә чох су габул едәни мәркәзи саһәдир. Бизим тәдгигатымыз әсас етибарилә мәркәзи саһәни әһатә едир. Лајын ишләнмә мүддәтиндән асылы олараг јатагда температурун азалмасы мұхтәлиф ганунлара табе олдуғу ашкара чыхарылмышдыр. $t = t(\tau)$ асылылығынын графикләри бәзи гујуларда хәтти азалыр, бәзиләриндә хәтти чохалыр вә бәзиләриндә исә гејри-хәтти һәм азалыр, һәм дә чохалыр.

Лајын сојумасынын әсас сәбәбләриндән бири дә одур ки, лајдан узун мүддәт әрзиндә исти маје чох чыхарылыр вә лаја ләзими мигдарда (чыхарыландан аз олмамаг шәртилә) сојуг Күр сују вурулур. Лајын сојумасы бәзи гујуларда дрессел просеси вә бәзиләриндә лај тәзјиги дојма тәзјигиндән аз олдугда, газын нефтдән ајрылмасы нәтичәсиндә ола биләр.

Һазырда нефтләрин вә онларын гатышыгыларынын мұхтәлиф физики шәрәит үчүн Чоул-Томсон әмсалы мәлум дејилдир. Бу исә өз нөвбәсиндә бир чох һесабламаларын дәгиглијини ашағы салыр.

Гујулара вурулан сојуг Күр сујунун гују дибиндә һансы температура малик олдуғу ваһид заман үчүн тәртиб едилмиш истилик балансы тәнликләринин көмәји илә һесаблана биләр. Бу заман сујун гују ағзындакы температура һәмнин јердәки һаванын орта ајлыг температурауна бәрабәр көтүрүлмәлидир. Вурулан сујун температура вахташыры өлчүләрсә, һесабламанын нәтичәси һәгигәтә даһа да јахын олар. Гурулмуш $t = t(z)$ асылылығынын графики хәтти олуб, белә бир ријазии ифадәјә табедир: $t = 0,016 \cdot z + 24,4$ (5-чи шәкил).

Тәгриби һесаблама формулаларынын көмәји илә [3] вурулан сујун јатагынын температурауна олан тәсири ашкара чыхарылмышдыр.

(11) формуласына әсасән һесабланан вахт ону көстәрир ки, һәр-каһ $\xi = \varphi$ вә нәтичәдә $\varphi_1 = \varphi_2 = \frac{1}{2}$ оlanda [9] ифадәсинә ријәт олунар.

Үмумијјәтлә τ сојуг су вурманын башлангычындан интенсив сојума фазасына гәдәр олан вахты көстәрир.

Һесабламадан алынған нәтичәләр тәсдиг едир ки, лајын сојумасынын башлыча сәбәби ишләнмә мүддәти вә ондан асылы олараг чохла мигдарда исти мајенин чыхарылмасы вә мұәјјән гәдәр сојуг мајенин лаја вурулмасыдыр. [9] формуласына әсасән апарылан һесабламаларын нәтичәси 6-чы шәкилдә верилмишдир.

Үмумијјәтлә, алынған нәтичәләр фактик мәлуматлара әкс чыхмырлар, бәзи һалларда, јәни мәнфи вә мұсбәт ишарәли хәталарын чәбри чәми кичик олдугда τ -нин һесабланмыш гијмәти илә фактик гијмәти бир-биринә ујғун олур.

Р. А. МУСАЕВ, Г. А. БАБАЛЯН, И. И. КРАВЧЕНКО

ВЛИЯНИЕ УГЛЕВОДОРОДОРАСТВОРИМЫХ ПАВ НА ПОВЕРХНОСТНОЕ НАТЯЖЕНИЕ

Механизм вытеснения нефти водой из песчаных коллекторов зависит от многих факторов, среди которых значительную роль играют физико-химические свойства минералов, составляющих пористую среду, а также нефти и воды [1].

Одним из важных факторов, влияющих на нефтеотдачу пластов, является величина поверхностного натяжения (σ) на границе вода — нефть. Установлено [2, 4], что величина σ на границе вода — нефть зависит от солевого состава вод и содержания в водах и нефтях поверхностно-активных веществ (ПАВ), к которым, в частности, относятся органические кислоты, их соли, фенолы, смолы и асфальтены.

В настоящей работе исследовано влияние добавок смол, нафтеновых и олеиновых кислот, а также нефтерастворимых ПАВ на поверхностное натяжение керосина на границе с различными водами. Керосин был очищен от полярных веществ, имел удельный вес $0,788 \text{ г/см}^3$ и поверхностное натяжение на границе с дистиллированной водой — $47,3 \text{ эрг/см}^2$, с пластовой жесткой водой — 36 эрг/см^2 , с пластовой щелочной водой — $20,6 \text{ эрг/см}^2$.

Нафтеновые кислоты были выделены из высокоактивной нефти сураханской свиты Балаханы-Сабунчи-Раманинского месторождения Апшеронского полуострова. Они имели удельный вес $0,9355 \text{ г/см}^3$, темно-коричневый цвет и резкий запах, хорошо растворялись в керосине. Смолы выделены из нефти I горизонта Кюровдагского месторождения Прикуринской низменности. Они имели черный цвет и также, как нафтеновые кислоты, хорошо растворялись в керосине. Смолы относятся к классу гетероорганических высокомолекулярных соединений, в состав которых входят кроме углерода и водорода кислород, сера, азот и большое число других элементов, в том числе металлов [5]. В качестве поверхностно-активных веществ использованы неионогенные ПАВ: ОП-4, стеарокс-6, катионоактивные ПАВ: АНП-2 и диамин-диалеат.

ОП-4 представляет собой продукт реакции 4 молей окиси этилена и смеси моно- и диалкилфенолов с алкильными остатками, содержащими 8—10 атомов углерода. Стеарокс-6 — это оксиэтилированная стеариновая кислота, содержащая 6 групп окиси этилена в смеси с 5—10% ОП-7 или ОС-20. АНП-2-амин, содержащий 12—16 атомов углерода; диамин-диалеат пропилендиаминодистеарат.

Для изучения влияния состава вод на поверхностное натяжение использованы дистиллированная вода, пластовая жесткая и пластовая щелочная вода Балаханы-Сабунчи-Раманинского месторождения. Химический состав вод указан в таблице. Поверхностное натяжение керосиновых растворов ПАВ на границе с различными водами определялось при постоянной температуре методом измерения объема капель, выдавливаемых микрометрическим датчиком УФНИИ [2].

Таблица

Вода	Данные анализа, г на 100 г воды, %	Эквивалентные значения, мг/экв.	Эквивалент, %	Характеристика воды по Пальмеру, %
Щелочная	Na ⁺ +K ⁺	24,17	46,53	Первая соленость S=66,06
	Ca ⁺⁺ 0,0100	0,50	0,96	
	Mg ⁺⁺ 0,0158	1,30	2,51	
	Сумма катионов			Первая щелочность A=27,00 Вторая щелочность a=6,94
	Cl ⁻ 0,388	15,19	29,24	
SO ₄ ⁼⁼ 0,1947	1,97	3,79		
HCO ₃ ⁻ 0,4461	7,31	14,08		
CO ₃ ⁼⁼ 0,0168	0,56	1,08		
RCOO ⁻ 0,0949	0,67	1,29		
НВ ₄ O ₇ ⁻ 0,0417	0,27	0,52		
Сумма анионов	51,94			
Катионов				
Жесткая	Na ⁺ +K ⁺	171,90	42,20	Первая соленость S ₁ =84,40
	Ca ⁺⁺ 0,3314	16,54	4,05	
	Mg ⁺⁺ 0,1858	15,28	3,75	Вторая соленость S ₂ =14,94
	Сумма катионов			
	Cl ⁻ 7,1747	202,33	49,66	Вторая щелочность a=0,66
	SO ₄ ⁼⁼ 0,0030	0,05	0,01	
	HCO ₃ ⁻ 0,0563	0,92	0,23	
	CO ₃ ⁼⁼ нет	—	—	
	RCOO ⁻ 0,0550	0,39	0,09	
	НВ ₄ O ₇ ⁻ 0,0030	0,02	0,01	
Сумма анионов+Катионов	407,44			

На рис. 1—6 приведены основные результаты исследований.

С увеличением концентрации нефтерастворимых ПАВ во всех случаях наблюдается уменьшение σ и последующая его стабилизация.

Как видно из рис. 1, изотермы поверхностного натяжения растворов нафтеновых и олеиновых кислот на границе с дистиллированной водой перекрещиваются. В случае жесткой и щелочной вод олеиновая кислота дает большое снижение σ и, следовательно, обладает большой активностью. Снижение σ керосиновых растворов смол на границе с дистиллированной и жесткой водой меньше, чем снижение σ растворов нафтеновых кислот. На границе с щелочной водой изотермы поверхностного натяжения керосиновых растворов этих веществ перекрещиваются при концентрации 1,9%. Это, по-видимому, объясняется взаимодействием щелочи со смолами и образованием новых водорастворимых соединений, которые по своей активности превышают активность солей нафтеновых кислот, возникающих при взаимодействии нафтеновых кислот со щелочами. Очевидно, образование водораствори-

воримых соединений, которые по своей активности превышают активность солей нафтеновых кислот, возникающих при взаимодействии нафтеновых кислот со щелочами. Очевидно, образование водораствори-

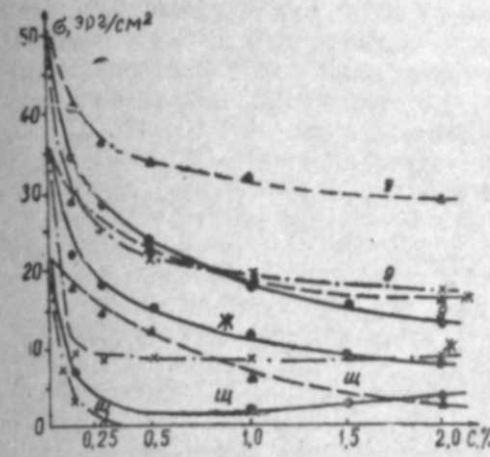


Рис. 1. Изотермы поверхностного натяжения керосиновых растворов нафтеновых кислот, олеиновой кислоты и смол на границе с различными водами. 1—нафтеновые кислоты, 2—смолы, 3—олеиновые кислоты; д—дистиллированная вода, ж—жесткая вода, щ—щелочная вода.

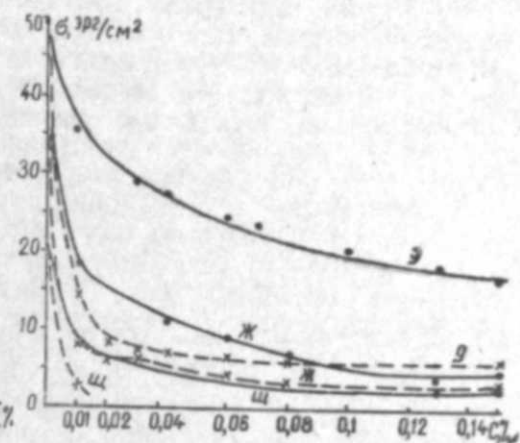


Рис. 2. Изотермы поверхностного натяжения растворов АНП-2 и диамин-диурейта на границе с различными водами. 1—АНП-2, 2—диамин-диурейт.

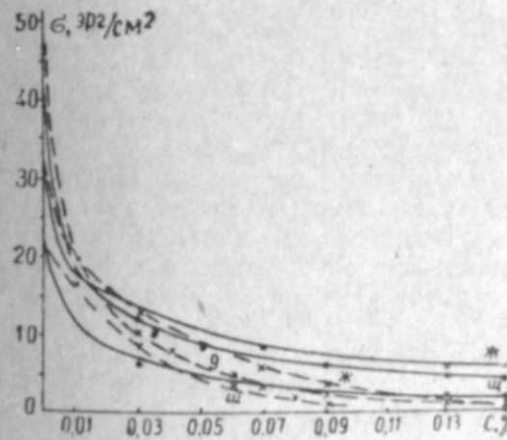


Рис. 3. Изотермы поверхностного натяжения керосиновых растворов ОП-4 и стеарокс-6 на границе с различными водами. 1—ОП-4, 2—стеарокс-6.

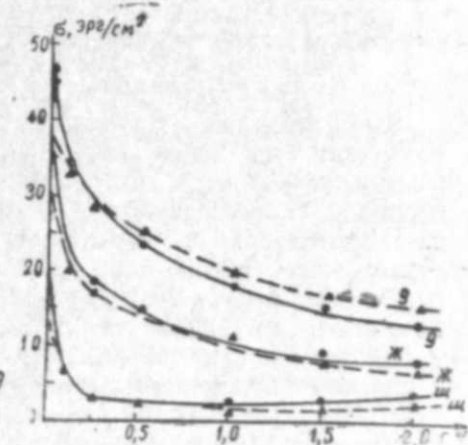


Рис. 4. Изотермы поверхностного натяжения растворов нафтеновых кислот в различных растворителях. 1—керосиновые растворы, 2—кислотные растворы.

мых соединений большей активности имеет место и при взаимодействии щелочи и олеиновой кислоты. Этим следует объяснить резкое снижение σ в случае керосиновых растворов олеиновой кислоты.

Керосиновые растворы катионоактивных ПАВ (рис. 2) также дают наибольшее снижение σ на границе со щелочной водой и наименьшее — с дистиллированной. Причину больших снижений σ на границе со щелочной водой также можно объяснить образованием при взаимо-

действию щелочи с этими веществами новых водорастворимых веществ, более активных, чем соли нафтеновых кислот, содержащихся в этих водах.

Несколько иная картина наблюдается с керосиновыми растворами неионогенных ПАВ (рис. 3). Как раствор ОП-4, так и стеарокс-6 дают наименьшее снижение σ на границе с жесткой водой и наибольшее — со щелочной. Меньшее снижение σ керосиновых растворов неионогенных ПАВ на границе с жесткой водой объясняется, очевидно, отсутствием взаимодействия их с солями жесткой воды.

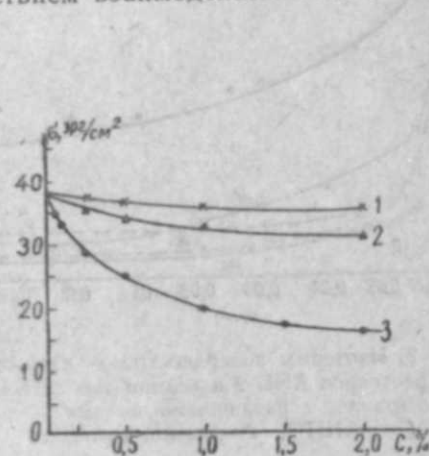


Рис. 5. Изотермы поверхностного натяжения растворов нафтеновых кислот, смол и асфальтенов на границе с дистиллированной водой. 1—асфальтены; 2—смолы; 3—нафтеновые кислоты.

Было исследовано влияние некоторых растворителей на изотермы поверхностного натяжения. Изотермы растворов нафтеновых кислот в керосине и ксилоле на границе с использованными водами приведены на рис. 4. Они показывают, что существенного различия при указанных растворителях не имеется. Изотермы почти накладываются друг на друга. Таким образом, полярность ксилола из-за высокой активности нафтеновых кислот существенного влияния на изотерму поверхностного натяжения не оказывает.

На рис. 5 представлены изотермы поверхностного натяжения растворов асфальтенов, смол и нафтеновых кислот в ксилоле. Наибольшее снижение имеет место в случае нафтеновых кислот, наименьшее — в случае асфальтенов. Это происходит, по всей вероятности, вследствие того, что асфальтены и смолы образуют в ксилоле раствор, в котором часть молекул этих веществ агрегирована в мицеллы, в результате чего адсорбция на границе раздела фаз уменьшается [3].

На рис. 6 приведены изотермы поверхностного натяжения керосиновых растворов нафтеновых кислот, смол и их смеси (1:1) на границе с различными водами. Изотерма поверхностного натяжения на границе с жесткой водой в случае смол мало отличается от изотермы для смеси нафтеновых кислот со смолами. В случае же дистиллированной воды изотерма поверхностного натяжения для смеси располагается между изотермами для смол и нафтеновых кислот, а при наличии щелочной воды — ниже изотермы для смол и нафтеновых кислот. Вероятно, смесь смол и нафтеновых кислот образует в контакте со щелочью более активные соединения, чем одни нафтеновые кислоты или одни смолы.

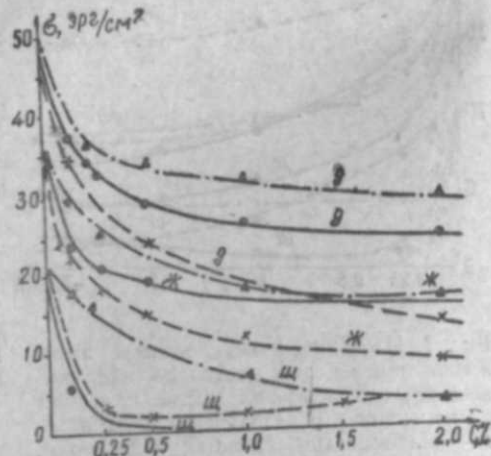


Рис. 6. Изотермы поверхностного натяжения керосиновых растворов нафтеновых кислот, смол и их смеси (1:1) на границе с различными водами. 1—смеси нафтеновых кислот и смол (1:1), 2—нафтеновые кислоты, 3—смолы.

Таким образом, изучение влияния различных активных компонентов нефти и углеводородорастворимых ПАВ на величину поверхностного натяжения на границе с различными водами, позволяет сделать следующие выводы:

1. Активные компоненты нефти: нафтеновые и жирные кислоты, смолы и асфальтены, а также углеводородорастворимые неионогенные и катионоактивные ПАВ снижают поверхностное натяжение на границе с дистиллированной водой и пластовыми водами.

2. Изотермы поверхностного натяжения керосиновых растворов, указанных компонентов нефти и катионоактивных ПАВ в случае дистиллированной воды располагаются выше, чем в случае жесткой; значительно ниже этих изотерм находятся изотермы щелочной воды.

Аналогичное расположение изотерм поверхностного натяжения имеет место и для нефтей девона и угленосной свиты, а также нефтей продуктивной толщи Апшерона и верхнего отдела Прикуринской низменности.

В случае неионогенных ПАВ изотермы поверхностного натяжения на границе жесткой воды располагаются выше, чем изотермы на границе дистиллированной. Изотермы на границе щелочной воды располагаются значительно ниже первых двух.

3. Растворы ПАВ ОП-4, стеарокс-6 и диамин-диолеат дают значительное снижение на границе со щелочной пластовой водой (меньше 1 эрг/см^2). Такое резкое снижение очень редко достигается при применении водорастворимых ПАВ, и, очевидно, может быть использовано для решения ряда технологических задач бурения и добычи нефти.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабалаян Г. А. Вопросы механизма нефтеотдачи. Азербайджанский нефтяной институт, Баку, 1956.
2. Бабалаян Г. А., Кравченко И. И., Мархаси И. Л., Рудаков Г. В. Физико-химические основы ПАВ при разработке нефтяных пластов. Гостоптехиздат, М., 1962.
3. Кусаков М. М., Мененицкая Л. И. Поверхностная активность Туймазской нефти. Тр. МНИ им. Губкина, вып. 13, 1953.
4. Малышек В. Т., Кочмарев А. Т. НХ, 1952, № 1—2.
5. Сергиенко С. Р. Высокомолекулярные соединения нефти. Гостоптехиздат, М., 1959.

Р. Э. Мусаев, Г. А. Бабалаян, И. И. Кравченко

Карбогидрокенләрҙә һәлл олан сәтһи-фәал маддәләрин (СФМ) сәтһи кәрилмәжә тә'сири

ХУЛАСӘ

Бу мәгаләдә карбогидрокенләрҙә һәлл олан СФМ-дән ОП-4-үн, стеарокс-6-нын, АНП-2-нин, диамин-диолеатын, нефтин фәал компонентләри олан нафтен вә јағ туршуларынын, гатранын, еләчә дә гатранла нафтен туршуларынын 1:1 нисбәтиндә гарышыгынын поляр маддәләрдәнын тәмизләниши керосиндәки мұхтәлиф концентрасиялы маһлулларың дистиллә едилмиши вә ла] сулары (чод вә гәләви) сәр-һәлләриндәки сәтһи кәрилмә (σ) изотермләри верилр.

Апарылмыш тәдгигатдан ашағыдакы нәтичәләр алынмышдыр:

1. ОП-4-үн, стеарокс-6-нын, АНП-2-нин диамин-диолеатын керосиндәки маһлуллары, нефтин фәал компонентләри олан нафтен вә јағ туршуларынын, гатранын, асфалтенин керосиндәки, ксилолдакы, маһ-

луллары дистиллә едилмиш чод вә гәләви лај сулары сәрһәдләринд сәтһи кәрилмәни азалдырлар.

2. Нефтин фәал компонентләринин, катионлары фәал олан АНП-2 вә диамин-диолеатын керосиндәки мәһлулларынын дистиллә едилмиш су сәрһәддиндәки σ изотермләри чод су сәрһәддиндәки σ изотермләриндән јухарыда алыныр. Гәләви су сәрһәддиндәки σ изотермләри исә дистиллә едилмиш вә чод су сәрһәдләриндә алынан σ изотермләриндән ашағыда алыныр.

Ионлашмајан ОП-4 вә стеарокс-6 СФМ-нин чод су сәрһәдләриндән изотермләри дистиллә едилмиш су сәрһәддиндәки σ изотермләриндән јухарыда алыныр. Гәләви су сәрһәддиндәки σ изотермләри јухарыда кәстәрилмиш изотермләрдән ашағыда алыныр.

3. Тәдгиг едилмиш СФМ-нин мәһлуллары гәләви лај сәрһәддиндә σ эһәмијјәтли дәрәчәдә азалдыр (1 erg/cm^2 -дан да ашағы).

Сәтһи кәрилмәнин бу чүр азалмасы чох надир һалларда суда һәлл олан СФМ васитәсилә дә мүмкүн олур.

Буна кәрә карбоһидрокенләрдә һәлл олан СФМ нефт гујуларынын газылмасынын вә нефт чыхарманын мүхтәлиф мәсәләләринин һәллиндә тәтбиг едилә биләр.

Р. Г. МАМЕДОВ

К ВОПРОСУ О МЕЖРАЙОННЫХ ПРОИЗВОДСТВЕННЫХ СВЯЗЯХ МЫЛОВАРЕНИЯ КИРОВАБАДСКОГО ПРОМЫШЛЕННОГО УЗЛА

Важнейшей задачей, поставленной партией и правительством перед производством, является улучшение планирования и использование местных сырьевых ресурсов.

Июньский Пленум ЦК КПСС обратил особое внимание на изучение и совершенствование производственно-экономических связей как по отраслям промышленности, так и по районам, на разработку производственной специализации экономических районов и рациональных форм специализации и кооперирования промышленности внутри экономических районов на основе общесоюзного разделения труда с тем, чтобы положить их в дальнейшем в основу планирования развития народного хозяйства.

Транспортировка сырья для нужд производства с дальних расстояний в большинстве случаев увеличивает себестоимость продукции, ведет к потере сырья и создает перебои в работе предприятия.

На состоявшемся в мае 1962 г. Всесоюзном совещании работников железнодорожного транспорта были поставлены вопросы улучшения планирования, ликвидации нерациональных перевозок грузов. «Надо так вести дело, так планировать, чтобы в экономических районах все было продумано разумно, именно разумно, чтобы многие перевозки замыкались в своем экономическом районе».

В некоторых случаях, несмотря на наличие местного сырья, планируется и осуществляется доставка сотен вагонов сырья с очень дальних расстояний. Такое положение наблюдается на Кировабадском мыловаренном заводе.

Мыловаренный завод масложиркомбината имеет производственные связи со многими экономическими районами Союза, которые с каждым годом расширяются и укрепляются. Этот завод работает почти на привозном сырье.

Кировабадский масложиркомбинат находится в центре хлопководческих районов республики. Но необходимое для производства мыла основное сырье — саломас и соапсток, получаемые из хлопкового масла, поступает сюда издалека: с Урала, Северного Кавказа, из Белоруссии, Молдавии и Поволжья.

Из-за потерь сырья при дальних перевозках и его низкого качества ежегодно для производства мыла было израсходовано сверх нормы 279,8 т соапстока, 170,8 т саломаса, 242,3 т черного хлопкового масла общей стоимостью в 218,4 тыс. руб.

Соапсток — отход, получающийся при рафинировании растительного масла (хлопкового, подсолнечного и др.). Это нетранспортабельный продукт, так как состоит из воды и 30—40% жирных кислот, а при перевозке на дальние расстояния количество кислот значительно уменьшается. Для сокращения нерентабельных перевозок соапстока, т. е. для уменьшения производственных расходов, необходимо построить при мыловаренном заводе цех дистилляции жирных кислот соапстока.

В данное время соапсток обрабатывается в варочном отделении этого завода. Из 4 имеющихся варочных буртов используются три. Мыла производится всего 33 т в сутки. Суточная производительность цеха, который будет построен, составит 15 т дистиллированных жирных кислот. В результате выработка хозяйственного мыла повысится до 70 т в сутки и цвет его значительно улучшится. Увеличение выработки мыла позволит снизить его себестоимость на 2,3%, что обеспечит годовой эффект в размере 218 тыс. руб. ($700 \text{ т/сутки} \times 300 \text{ суток} \times 2,3\% \times 425 \text{ руб.}$).

Вторым основным видом сырья, также дальнепривозным является саломас. Получают его из растительного масла путем добавления в состав H_2 на заводах гидрогенизации. Саломас на мыловаренный завод поступает из Еревана через базу, находящуюся в Баку (1054 км), из Краснодара (1526 км) и Саратова (1970 км).

Необходимо сказать, что Ереванский масложиркомбинат вырабатывает саломас из хлопкового масла, получаемого с Кировабадского масложиркомбината. Таким образом, для выработки мыла в Кировабаде первичное сырье — хлопковое масло отсюда везут в Ереван, а оттуда вторичное сырье — саломас перевозят в Кировабад, т. е. производится весьма нерентабельная перевозка (около 2100 км). Если дальнепривозное сырье своевременно не поступает, завод простаивает. Так, в первом квартале 1961 г. отмечен внутрисменный простой, исчисляемый 7 992 чел./ч. Перевозки, простой приводят к удорожанию себестоимости мыла.

В 1963 г. расход саломаса на мыловарение увеличился до 15 тыс. т в год. В течение года в движении находилось 24 тыс. т черного масла и саломаса, перевозка которых по железной дороге (ж.-д. фрахт) и расходы по наливу и сливу обошлись ориентировочно в 10 руб. за тонну продукции или на сумму 240 руб. в год. Во избежание дальних и встречных перевозок по снабжению мыловаренного завода саломасом, а также для ликвидации упомянутых излишних расходов в г. Кировабаде следует построить завод гидрогенизации с суточным производством в 20 т технического саломаса. Благодаря строительству гидрогенизационного завода комбинат получит собственное сырье и не будет зависима от поставщиков, улучшится качество сырья (саломаса), высвободится около 600 большегрузных цистерн, которые могут быть использованы для других целей.

Необходимо также установить два дополнительных бурта емкостью до 40 м³ каждый, что позволит увеличить суточную выработку хозяйственного мыла на 9—10 т и довести ее до 43 т (12 500 т в год) без увеличения штата обслуживающего персонала.

При ежесуточной выработке мыла в 23 т затраты по труду составляют 6 руб. 63 коп. на 1 т или 218 руб. 79 коп. в сутки, а при годовом плане 1146 т — 76 тыс. руб. При ежесуточной выработке мыла 43 т

затраты по труду на 1 т составят 6 руб. 08 коп. Разница в 55 коп. в год даст экономии на 6,9 тыс. руб., в результате чего количество производимого за год мыла повысится на 1040 т в год.

Таким образом, для увеличения и удешевления производства хозяйственного мыла и улучшения производственных связей следует построить при мыловаренном заводе цех дистилляции жирных кислот соапстока, завод гидрогенизации с суточным производством технического саломаса в 20 т, установить два дополнительных бурта емкостью до 40 м³ каждый.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годовой отчет о деятельности Кировабадского масложиркомбината за 1963 г.
2. Дмитриева Р. И. Рентабельность промышленного предприятия и пути ее повышения. Госпланиздат, 1960.
3. Дмитриев Н. В. Себестоимость промышленной продукции. Изд-во «Знание», М., 1958.
4. Пленум ЦК КПСС, июль, 1960 г. О выходе выполнения решений XXI съезда КПСС о развитии промышленности, транспорта и внедрения в производство новейших достижений науки и техники. М., Госполитиздат, 1960.
5. Программа КПСС. Баку, Азернешр, 1961.
6. Речь на Всесоюз. совещ. работников ж.-д. транспорта. 10 мая 1962 г., М., Госполитиздат, 1962.

Р. Б. Маммадов

Кировабад сәнаје говшағы сабун заводунун районларарасы истехсал элагәләри мәсәләсинә даир

ХҮЛАСӘ

Мәһсулун маја дәјәри мүәссисәнин иш кејфијәтини характеризә едән әсас кәстәричиләрдән биридир. Маја дәјәринин ашағы салыммасы мүһүм халг тәсәррүфаты әһәмијәтинә маликдир.

Мәһсулун маја дәјәринин ашағы салыммасы хаммалын объектдән истехсалата дүзкүн дашыммасы вә ондан сәмәрәли истифадә едилмәсиндән чоҳ асылдыр.

Партија вә һөкүмәтин истехсалын гаршысында гојдуғу әсас вәзи-фәләрдән бири јерли хаммал еһтијатларындан мүмкүн гәдәр даһа ке-ниш истифадә едилмәсидир.

Мәһсул истехсалы үчүн хаммал тәһизаты бә’зән елә планлашды-рылыр ки, бу да чоҳ узаг мәсафәдән хаммал дашыммасына сәбәб олур. Буну Кировабад јағ-пиј комбинатынын тәркибинә даһил олан сабун заводунун тимсалында ајдын көрмәк олар. Сабун истехсалы үчүн лазым олан әсас хаммал—саломас, соапсток вә с. узаг мәсафа-ләрдән (Уралдан, Шимали Гафгаздан, Волгабојундан, Ермәнистан ССР-дән) кәтирилдијинә көрә нәтичәдә истехсал едилән сабунун ма-ја дәјәри јүксәк олур. Саломас вә соапсток әсасән памбыг јағындан ја дәјәри јүксәк олур. Саломас вә соапсток узаг мәсафәләрдән кәтирилир, ғындан алынән саломас вә соапсток узаг мәсафәләрдән кәтирилир, һалбуки кәстәрилән хаммаларын истехсалыны Кировабад шәһәриндә тәшкил етмәк олар. Бу исә мәһсулун маја дәјәрини ашағы салар вә һеч бир әлава хәрчә еһтијач олмәз.

У. Х. АХУНДОВ

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДЛИНЫ
НАЧАЛЬНОГО И КОНЕЧНОГО УЧАСТКОВ
ПРИ ТУРБУЛЕНТНОМ ТЕЧЕНИИ**

Неуклонное увеличение глубины скважин требует все более точного определения гидравлических потерь в циркуляционной системе буровой, что, в свою очередь, вызывает необходимость их экспериментального изучения. За последние годы в этом направлении проделано значительное число работ, однако ряд вопросов остается малоизученным. Одним из них является вопрос определения гидравлических потерь в замках бурильных труб, методика изучения которых окончательно не выяснена, так как до сих пор точно не установлено, какой должна быть длина начальных и конечных участков, которые как известно, могут существенно повлиять на результаты экспериментов.

В настоящее время на практике, ссылаясь на известные работы [2, 3] в полупромышленных, стендовых и прочих условиях, длину начального участка принимают равной $40-50 d$, не учитывая вход и выход опытного участка, которые обычно представляют собой различные местные сопротивления, такие, как колена, расширяющиеся или сужающиеся переходы и т. п. Между тем, еще Л. Шиллер [3], анализируя результаты экспериментов Г. Кристена, показал, что при турбулентном течении жидкостей профиль скоростей в начальном участке сильно зависит от формы и условий входа в трубу. Так, например, при остроконечном входе получается сжатие струи, отрывание потока от стенок и сильное вихреобразование, что может привести к увеличению длины начального участка.

Мебиусом [3] были проведены опыты при различных устройствах входа в трубу, при числах Рейнольдса $(16-20) \cdot 10^4$. Судя по данным полученного им графика, показывающего относительную разность коэффициента сопротивления (ψ) как функцию относительной длины $\left(\frac{x}{d}\right)$, можно сделать вывод, что при остроконечном закругленном входе и выходе с помещенной в него выпрямляющей решеткой длина начального участка колеблется в пределах $200-250 d$, а для входа с находящимся в нем гребным винтом это расстояние увеличивается до $350 d$. Таким образом, на величину начального и конечного участка может в сильной мере повлиять характер не только режима потока, но и того

или иного местного сопротивления, до или после которого образуется начальный участок.

Нами были поставлены специальные опыты по определению длины начального участка, образующегося при включении в трубопровод такого вида местного сопротивления, как замки бурильных труб.

Длина экспериментальных участков, состоящих из 60,3-миллиметровой, $2\frac{7}{8}$ и $3\frac{1}{2}$ -дюймовой бурильных труб с замком, равнялась соответственно 16, 19, 30 м. По всей длине трубы в обе стороны от замков через каждые $10 d$ были сделаны отверстия для отбора давления. Отбор давления осуществлялся при помощи дифманометров типа ДТ-50. При измерениях больших перепадов давления дифманометры соединялись последовательно. В качестве рабочей жидкости использовалась морская вода, расход которой измерялся объемным способом. Опыты производились при следующих числах Рейнольдса: для 60,3-миллиметровой трубы — $(248-430) \cdot 10^3$, для $2\frac{7}{8}$ -дюймовой — $(204-442) \cdot 10^3$, для $3\frac{1}{2}$ -дюймовой — $(219-437) \cdot 10^3$. Всего было проведено около 120 серий опытов. Наличие фланцев позволяло производить перемещение замков по длине экспериментальной установки. Так, в первом положении замок устанавливался в начале опытного участка и тогда впереди замка имелся свободный участок, равный 66,75 и 80 диаметрам, а после замка — 254, 275, 280 диаметрам соответственно для 60,3-миллиметровой, $2\frac{7}{8}$ и $3\frac{1}{2}$ -дюймовой бурильных труб. Во втором положении замок устанавливался в конце опытного участка. В этом случае впереди бурильного замка имелись свободные участки, равные 254, 275, 280 диаметрам, а после замка до конца опытного участка — 66, 75 и 80 диаметрам соответственно для 60,3-миллиметровой, $2\frac{7}{8}$ и $3\frac{1}{2}$ -дюймовой бурильных труб.

После производства соответствующих замеров строилась графическая зависимость $P = f(Q^2)$ для каждой точки, откуда находили перепад для любой точки при любом расходе. По полученным откорректированным данным для любого необходимого расхода строились графики изменения перепада давления по длине трубы, по которым и определялась длина начальных и конечных участков.

За длину начального (или конечного) участка принимался тот участок после входа (или до выхода) потока, за которым намечается заметный перелом в расположении прямых отрезков, характеризующих зависимость $\Delta P = f(l)$.

Опыты показали, что формирование потока после замка и нарушение его состояния перед замком происходит на расстоянии, значительно отличающемся от обычно принятой длины (40—50 d).

Наличие точек отбора давления по обе стороны замка на расстоянии 5, 6, 8 d и далее через каждые 10 диаметров по всей длине трубы, позволяло следить за состоянием потока при подходе к замку, а также при выходе из него. Нами установлено, что выходящий из замка поток находится в сжатом состоянии. Постепенное расширение потока заканчивается на расстоянии 20—25 диаметров для замков 60,3-миллиметровой и $3\frac{1}{2}$ -дюймовой труб на расстоянии 65 диаметров — для замка $2\frac{7}{8}$ -дюймовой трубы. Равномерное же распределение скоростей устанавливается на удалении 90—120 диаметров трубы от замка. Как определено другими исследователями [1], на участке расширения потока существует обратное движение жидкости. Пространство, где существует обратное движение потока, обычно называют «мертвым пространством». В наших опытах это обратное движение жидкости улавливалось по дифманометрам, которые на этих участках (после замка) показывали вакуум.

Чтобы выяснить общую картину формирования потока в начальном участке после какого-либо местного сопротивления и нарушение распределения скоростей перед таким сопротивлением, проследим в отдельности за потоком при 3 случаях сочетаний бурильных труб с замком в условиях экспериментальной установки.

Первый случай. Нагнетаемый поток, пройдя по 4-дюймовой компрессорной трубе, делает поворот (скругление на 90°), выходит на опытный участок 60,3-миллиметровой трубы, проходит через бурильный замок и из опытного участка попадает в колено (180°) из $3\frac{1}{2}$ -дюймовой компрессорной трубы.

Как видно из графики (рис. 1), при установке замка на конце опытного участка длина начального участка для случая входа потока из 4-дюймового колена в 60,3-миллиметровую трубу составляет 115 диаметров, а нарушение состояния потока перед замком 60,3-миллиметровой трубы начинается на расстоянии ее 110 диаметров.

При установке замка в начале опытного участка формирование потока после замка 60,3-миллиметровой бурильной трубы наступает на расстоянии 120 диаметров, а нарушение состояния потока перед местным сопротивлением — коленом (на 180°) из $3\frac{1}{2}$ -дюймовой компрессорной трубы составляет 110 диаметров 60,3-миллиметровой трубы.

Второй случай. Нагнетаемый поток, пройдя через колено из $3\frac{1}{2}$ -дюймовой компрессорной трубы, через переход, составленный из $3\frac{1}{2}$ -дюймовой и 60,3-миллиметровой трубы, попадает на опытный участок $2\frac{7}{8}$ -дюймовой бурильной трубы, идет через бурильный замок типа ЗН и выходит из опытного участка через переход, составленный из 60,3-миллиметровой и $1\frac{1}{2}$ -дюймовой бурильных труб в колено (90°) из $3\frac{1}{2}$ -дюймовой компрессорной трубы.

При установке замка на конце опытного участка (рис. 2) длина начального участка для случая входа потока через $3\frac{1}{2}$ -дюймовое колено и переход из $3\frac{1}{2}$ -дюймовой и 60,4-миллиметровой труб в $2\frac{7}{8}$ -дюймовую бурильную трубу составляет 125 d , а нарушение состояния потока перед местным сопротивлением — замком типа ЗН начинается на расстоянии

110 d $2\frac{7}{8}$ -дюймовой бурильной трубы. При установке замка в начале опытного участка распределение скоростей устанавливается после замка на расстоянии 110 d , а нарушение распределения скоростей перед местным сопротивлением — переходом из 60,3-миллиметровой и $3\frac{1}{2}$ -дюймовой труб и коленом (на 90°) из $3\frac{1}{2}$ -дюймовой трубы составляет 125 d $2\frac{7}{8}$ -дюймовой бурильной трубы.

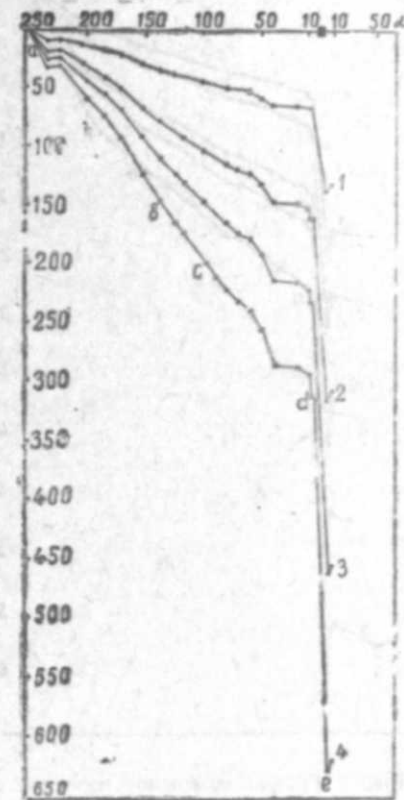


Рис. 1. График изменения перепада давления по длине трубы (при установке 60,3-миллиметрового замка на конце опытного участка).

1— $Q=5.83$ л/сек; 2— $Q=9.27$ л/сек;
3— $Q=10.9$ л/сек; 4— $Q=12.76$ л/сек

Третий случай. Нагнетаемый поток идет через колено (180°) из 4-дюймовой бурильной трубы в опытный участок 3 1/2-дюймовой трубы и, минуя замок типа ЗН, выходит из опытного участка через 4-дюймовую бурильную трубу длиной 0,8 м, после которой следует колено (90°) из 5-дюймовой бурильной трубы.

При установке замка в конце опытного участка длина начального участка для случая входа потока через 4-дюймовое колено (на 180°) с переходом из 4-дюймовой в 3 1/2-дюймовую бурильную трубу составляет 135 d, а нарушение состояния потока перед замком типа ЗН 3 1/2 начинается на расстоянии 110 d 3 1/2-дюймовой бурильной трубы.

При установке замка в начале опытного участка длина начального

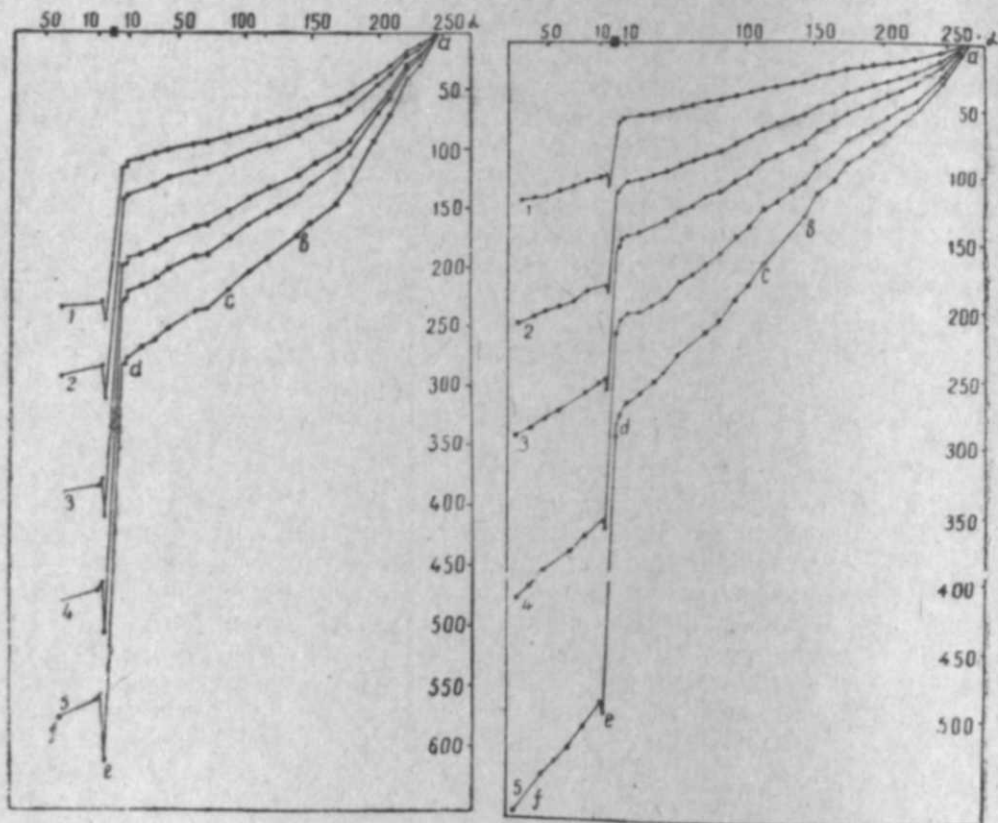


Рис. 2. График изменения перепада давления по длине трубы (при установке 2 7/8-дюймового замка на конце опытного участка).

1—Q=7,94 л/сек; 2—Q=8,79 л/сек;
3—Q=10,31 л/сек; 4—Q=11 л/сек;
5—Q=12,38 л/сек.

Рис. 3. График изменения перепада давления по длине трубы (при установке 3 1/2-дюймового замка на конце опытного участка).

1—Q=10,61 л/сек; 2—Q=14,34 л/сек;
3—Q=16,72 л/сек; 4—Q=19,80 л/сек;
5—Q=23,97 л/сек.

участка после замка составляет 90 d, а нарушение состояния потока перед переходом с 3 1/2-дюймовой в 4-дюймовую бурильную трубу и в колено (на 90°) из 5-дюймовой происходит на расстоянии 150 d 3 1/2-дюймовой бурильной трубы.

Как видно из изложенного, нарушение состояния потока перед замками 60,3-миллиметровой, 2 7/8-дюймовой и 3 1/2-дюймовой бурильных труб составляет соответственно 100, 105 и 110 d, формирование потока после местного сопротивления — замка заканчивается на расстоянии, равном 120, 110 и 90 d соответственно 60,3-миллиметровой,

2 7/8-дюймовой и 3 1/2-дюймовой бурильных труб. Длина начального участка для этих же труб составляет 115, 125, 135 d, а нарушение распределения скоростей на конце опытного участка перед различными местными сопротивлениями наступает на расстоянии 110, 125 и 150 d соответственно для 6,3-миллиметровой, 2 7/8-дюймовой и 3 1/2-дюймовой бурильных труб.

Несоблюдение указаний длины начального и конечного участков при определении гидравлических потерь может дать значительные погрешности. Для определения величины последних необходимо проведение специальных опытов.

Все вышеизложенное позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Различные местные сопротивления, такие, как колена, повороты, переходы из одной трубы в другую, замки бурильных труб, находящиеся впереди опытного участка или же составляющие вход в опытный участок, изменяют длину начального участка. Это изменение значительно и для указанных местных сопротивлений колеблется от 90 до 135 диаметров трубы опытного участка.

2. Те же самые местные сопротивления, но находящиеся на конце опытного участка, нарушают состояние потока при подходе его к этим источникам местных потерь. Длина, на которой происходит нарушение состояния потока для приведенных случаев, колеблется от 100 и до 150 диаметров опытных труб.

3. В частности, для исследованных типов замков, длина начального участка составляет 90—120 d, а конечного участка — 100—110 диаметров опытных труб.

4. Принятие длины начального (конечного) участка, равной 40—50 d, при экспериментальном определении гидравлических потерь может привести к серьезным погрешностям.

ЛИТЕРАТУРА

1. Есьман И. Г. Местные сопротивления в закрытых каналах и трубах и зависимость их от распределения скорости в поперечном сечении. Спб., 1913.
2. Лейбензон Л. С. Руководство по нефтепромышленной механике, ч. 1. ГОНТИ, М.—Л., 1931.
3. Шиллер Л. Движение жидкостей в трубах. ОНТИ, НКТП, 1936.

У. Х. Ахундов

Турбулент ахыны заманы боруларын башлангыч вэ сон хиссалэринин узунлуғунун экспериментал тэ'жини

ХҮЛАСӘ

Бу вахта гэдэр боруларда гидравлик иткилэрин тэ'жини заманы боруларын башлангыч вэ сон хиссалэринин узунлуғуну борунун 40—50 диаметринә бэрәбәр гәбул едирдилэр. Лакин тәчрүбә апарылан борунун башлангычында вэ ја сонунда мүхтәлиф јерли мүгавимәт-лэрин олмасы гәбул олунмуш башлангыч вэ сон хиссалэрин узунлуғу-ну артыра билэр. Апарылан тәчрүбәләр кестәрир ки, јерли мүгавимәт-нун борунун башлангычында вэ ја сонунда јерләшмәсиндән асылы ола-раг, бу узунлуғлар борунун 100—150 d гэдәр ола билэр. Гидравлик иткилэрин тэ'жини үчүн гидравлик гурғуларын үмуми узунлуғунун сечилмәсиндә бу кестәришә әмәл едилмәмәси олдуғча бөјүк хәталара сәбәб ола билэр.

Б. М. ХАЛИМБЕКОВ

ОБ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ СПОСОБОВ БУРЕНИЯ НА ПЛОЩАДИ ЮЖНОСУХОКУМСК

С целью оценки относительной эффективности применяемых способов бурения был подвергнут анализу и систематизации фактический материал, полученный по месторождению Южносухокумск Даг.АССР, по методике, изложенной в статье.

Получены средние технико-экономические показатели (проходка на долото, механическая, рейсовая и коммерческая скорости и себестоимость метра проходки) по полям и способам бурения, стратиграфическим свитам, типам и размерам долот и забойных двигателей. При этом считалось, что режимы бурения и параметры глинистого раствора разнятся не настолько, чтобы исказить результаты. Учитывая глубину залегания стратиграфических свит и условия бурения, пришли к выводу, что вся площадь представляет собой единое поле-участок. Анализировались данные по 12 скважинам.

Скважины № 2, 3 раннего периода разбуривания данного месторождения бурились со спуском 14" и 12" кондуктора (до 448—458 м), 8" технической колонны (до 2793—2932 м) и 5" эксплуатационной колонны (до проектной глубины).

Скважины № 5, 6, 7, 8, 9 бурились по следующей конструкции: 12" кондуктор (до 425—451 м) и 6" эксплуатационная колонна (до проектной глубины). Скважины № 10, 11, 12, 13 позднего периода разбуривания месторождения бурились со спуском 10" кондуктора (до 425—455 м) и 5" эксплуатационной колонны (до проектной глубины). Только в скважине № 10 был спущен 12" кондуктор.

Бурение под кондуктор осуществлялось в основном долотами № 12, 11 турбинным способом, под эксплуатационную колонну — долотами № 12, 11 как турбинным, так и роторным способами и долотами № 10 или 9 роторным способом в зависимости от того, ведется ли бурение под 6" или 5" колонну.

При бурении под кондуктор нагрузка под долото была порядка 6—8 т. На забой прокачивалось 40—50 л/сек промывочной жидкости, при роторном способе бурения подача раствора порой снижалась до 25—30 л/сек. Рабочее давление на насосах при турбинном способе бурения составило 50—60 атм, а при роторном способе — 30—40 атм. Число оборотов ротора находилось в диапазоне 100—168 оборотов в минуту.

Учитывая, что верхний интервал скважины (ДКО, апшеронский, ачкагыльский и сарматский ярусы) проходится за 2—4 долбления с высокими технико-экономическими показателями как при роторном, так и при турбинном способах бурения, анализ эффективности способов бурения в этом интервале не проводили. Отметим, что наилучшие технико-экономические показатели были получены при применении трехшарошечных долот № 12, 11 в сочетании с турбобуром Т12МЗ-9".

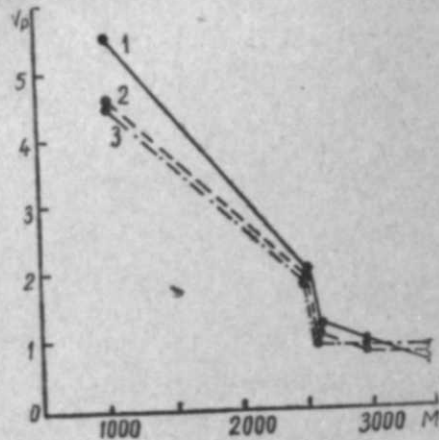


Рис. 1. Условные обозначения для рис. 1, 2, 3: 1—турбинное бурение трехшарошечными долотами № 12, 11; 2—роторное бурение трехшарошечными долотами № 12, 11; 3—роторное бурение трехшарошечными долотами № 10, 9.

Ввиду того, что на месторождения Южносухокумск чокракские слои и караганский горизонт (438—1020 м) четко не отбиваются, считаем возможным рассматривать их как единую стратиграфическую свиту. При бурении чокракских слоев и караганского горизонта как при турбинном, так и при роторном способах на забой подавалось 45—55 л/сек провymочной жидкости. Рабочее давление на насосах при турбинном способе составило 90—100, а при роторном — 60—80 атм. Нагрузка на долото при любом способе составила 8—10 т. Удельный вес глинистого раствора изменялся

в пределах 1,20—1,27 г/см³. Из сопоставления средних показателей бурения в рассматриваемом интервале видно, что бурение чокракских слоев и караганского горизонта следует вести турбинным способом. Механическая, рейсовая скорости проходки при турбинном

способе выше, чем при роторном, соответственно в 1,12, в 2,33 раза. Проходка на долото в 1,18 раза выше. Себестоимость 1 м проходки (рис. 3) при турбинном способе ниже на 47%. Преимущество турбинного способа бурения в данном случае легко объясняется тем, что чокракские слои и караганский горизонт сложены твердыми породами и

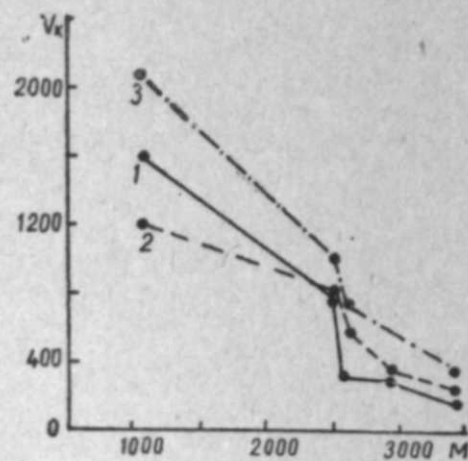


Рис. 2

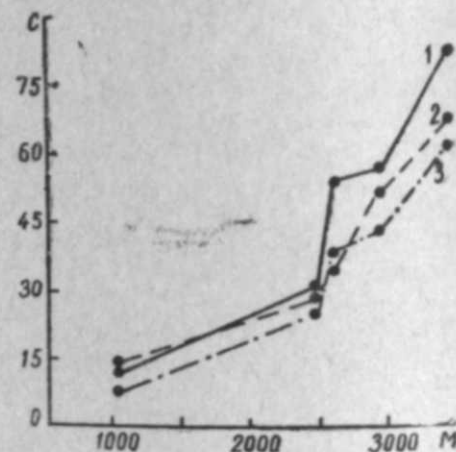


Рис. 3

способе выше, чем при роторном, соответственно в 1,12, в 2,33 раза. Проходка на долото в 1,18 раза выше. Себестоимость 1 м проходки (рис. 3) при турбинном способе ниже на 47%. Преимущество турбинного способа бурения в данном случае легко объясняется тем, что чокракские слои и караганский горизонт сложены твердыми породами и

залегают они на сравнительно незначительной глубине. Как известно, в этих условиях турбинный способ бурения эффективнее роторного.

При бурении майкопских и фораминиферовых слоев, а также верхнего и нижнего мела, производительность насосов составила 40—50 л/сек рабочее давление при применении турбобуров — 100—110 атм, а при роторном способе — 60—80 атм, нагрузка на долото — 10—12 т. При бурении нижнего мела нагрузка повышалась до 12—14 т. Удельный вес глинистого раствора подняли до 1,28—1,32 г/см³.

Сопоставляя показатели турбинного и роторного бурения в интервале 1020—2449 м (это стратиграфически соответствует майкопским слоям), нетрудно заметить, что роторный способ оказывается более эффективным.

Рассмотрение графиков изменения проходки на долото, механической, рейсовой, коммерческой скоростей и себестоимости метра проходки показывают, что все (за исключением механической скорости) показатели роторного способа бурения — как технические, так и экономические — выше турбинного. Механическая скорость при роторном способе в 1,47 раза ниже, а проходка на долото в 1,34 раза выше, чем при турбинном. В результате рейсовая скорость бурения оказалась в 1,29 раза выше при роторном способе.

Сопоставление коммерческих скоростей и себестоимости метра проходки указывает на преимущество роторного способа бурения: коммерческая скорость в 1,1 раза выше, а себестоимость 1 м проходки в 1,46 раза ниже при роторном способе, чем при турбинном. Сопоставляя показатели турбинного и роторного способов бурения в интервале 2449—3431 м, что стратиграфически соответствует фораминиферovým слоям и отложениям верхнего и нижнего мела, делаем вывод о преимуществе роторного способа бурения.

Отметим, что проходка на долото при бурении вышеуказанных стратиграфических свит оказалось выше у роторного способа, а механическая скорость ниже. В результате рейсовая скорость бурения для обоих способов остается примерно одинаковой. Однако сопоставление коммерческих скоростей и себестоимости 1 м проходки показывает, что бурение ротором в данном интервале является более эффективным.

При бурении майкопских отложений были использованы трехперовые долота № 12, 11. Техничко-экономические показатели применения трехперовых долот оказались выше (при бурении как ротором, так и турбобуром), чем трехшарошечных. Например, рейсовая скорость составила 2,71 м/час, коммерческая скорость — 970 м/ст. в месяц, себестоимость 1 м проходки — 19,1 руб., что соответственно в 1,35; 1,14 и в 1,41 раза выше, чем при бурении трехшарошечными долотами № 12, 11 роторным способом.

Показатели работы трехперовых долот при применении ротора и турбобура незначительно отличаются друг от друга и поэтому нами были объединены. Абсолютно лучший результат был получен при бурении роторным способом трехперовыми долотами № 11. Единичные долбления трехперовыми долотами в верхнем интервале скважины не дают нам основания делать выводы о целесообразности их применения при бурении под кондуктор.

Сопоставляя показатели работы трехшарошечных долот № 12, 11 и долот № 10, 9, устанавливаем, что с переходом на бурение долотами малого диаметра улучшаются все без исключения показатели, начиная с майкопских слоев. В майкопских слоях показатели бурения долотами № 10, 9 роторным способом выше, чем при бурении долотами № 12, 11 тем же способом и приближаются к показателям, полученным в результате применения трехперовых долот.

В дальнейшем же при бурении нижележащих горизонтов роторное бурение долотами № 10, 9 является наиболее эффективным и экономически рентабельным, что видно из графиков (рис. 1, 2, 3).

Выводы

1. При разбуривании верхнего интервала разреза вплоть до майкопских слоев на площади Южносухокумск следует применять турбинный способ бурения, а далее до проектной глубины — роторный.
2. При бурении майкопских слоев рекомендуется применять трехперовые долота.
3. Переход с бурения долотами № 12, 11 на бурение долотами № 10, 9 является эффективным и экономически рентабельным.

Б. М. Халимбэгов

Южносухокумск сахэсиндэ газыма үсулларынын нисби сэмэрэлилији хаггында

ХУЛАСЭ

Мэгалэдэ көстэрилэн јатагда газылмыш гујуларын көстэричилэринэ эсасэн ротор вэ турбин газымаларынын нисби сэмэрэлилији тәһлил олунур. Фактики материалларын тэдгиги көстэрир ки, јухары интерваллары Мајкоп лажларына гэдэр турбин үсулу, сонра исэ лажинэ дэринлијинэ гэдэр ротор үсулу сэмэрэлидир.

Мајкоп лажларыны газымаг үчүн үчпэрли балталар даһа јүксэк көстэричидэ маликдир.

Кичик диаметри балталарын № 10, 9 көстэричилэри № 12, 11 балталардан үстүндүр вэ игтисади чәһәтдән сэмэрэлидир.

П. С. МИРЗЭЈЕВ

НАХЧЫВАН МССР-дэ ЂАВА ТЕМПЕРАТУРУНУН 5°, 10°-дән КЕЧИД ВАХТЛАРЫ ВЭ ЂЭМИН ДӨВРДЭ ТЕМПЕРАТУР ЧЭМИ

Нахчыван МССР-нин эразиси мүрэккэб тәбии шәраитә маликдир. Эсас иглимјарадычы амиллэр—сахэнин јерләшдији ен даирәси, күнәш радиасијасы, атмосфер дөвраны, кениш су һөвзэләриндән месафәси вэ сәтһ өртүјү характеринин мүрэккэб гаршылыгы тә'сири эразидэ хүсуси иглим типинин јаранмасына сәбәб олмушдур.

Азәрбајчан ССР-ин башга физики-чографи сахэләриндән фәргли олараг Нахчыван МССР-нин эразиси, демәк олар ки, эсас физики-чографи үнсүрләринә кәрә хүсусилик тәшкил едир. Бурада хүсуси иглим типинин јаранмасына эсас сәбәб эразинин релјеф гурулушудур.

Эразинин эсас һиссәсини Орта Араз чөкәклијинин шәрг һиссәси тәшкил едир. Чөкәклији шималдан Зәнкәзур вэ Дәрәләјез силсиләләринин һүндүр зирвэләри, чәнубдан исэ Иран јаласы эһатә едәрәк, „тәкнәвари“ вәзијјәтә салыр. Бунуула јанашы, сахэнин иглиминә мүтләг јүксәклик, дағ вэ јамачларын експозисијасы, сәтһ өртүјү дэ тә'сир едир. Гејд едилмиш иглимјарадычы амилләрин биркә тә'сири ајры-ајры иглим үнсүрләринин пәјланмасы вэ кедишиндә дэ нәзәрә чарпыр.

Нахчыван МССР-нин термик режиминә даир хүсуси тэдгигат ишлэри апарылмамышдыр. Азәрбајчан ССР үзрә температурун ајры-ајры үнсүрләринә даир апарылмыш тэдгигат ишлэри вэ тәртиб едилмиш хәритәләр Нахчыван МССР-нин термик еһтијатларына даир олан тәләбаты өдәмир. Буна кәрә дэ мүасир кәнд тәсәррүфаты сахэләринин иглим рајонлашдырылмасына еһтијачы нәзәрә алараг, иглимин эсас үнсүрләриндән бири олан температурун бир сыра көстэричиләринин комплексли тәһлилини вермәк мәчбуријјәти гаршыја чыхыр.

Бу мәгсәдлә мухтар республика вэ гошшу Ермәнистан ССР-ин мүвафиг метеорологи стансијаларынын чохилик мә'луматларындан истифадә олунмушдур.

Эразинин мүрэккэб релјеф гурулушуна малик олмасыны вэ метеорологи шәбәкәнин зәифлијини нәзәрә алараг, термик еһтијатларын эсас көстэричиси олан һава температурунун мүәјјән һәдләрдән кечид вахты вэ температур чәминин мүәјјәнләшдирилмәси заманы әлагә үсулундан истифадә едилмишдир.

Мүтлэг жүксәклији 700—3900 м арасында дәјишән Нахчыван МССР эразисиндә иглим үнсүрләринин жүксәклија көрә дәјишмәсини мүә-
жәнләшдирмәкдә бу үсул даһа әлверишли вә дәгиг һесаһ олунур.

Һаванын температуру иглимдә термик еһтијатларын әсас көстәри-
чиси сајылыр. Онуи веһетәсија дөврүндә һәртәрәфли сәчијјәсини вер-
мәк мәгсәдилә јазда вә пајызда һаванын суткалыг температурунун
5° вә 10°-дән кечид вахтлары вә һәмин дөвр арасында даһам едән
күнләрин мигдары тәдгиг едилмишдир (1-чи чәдвәл).

1-чи чәдвәл

Һаванын суткалыг орта температурунун 5° вә 10°-дән кечид вахтлары
вә бу кечид вахтлары арасындакы күнләрин мигдары

Суткалыг орта тем- ператур (С-лә)	Јазда ке- чид вахты	Пајызда ке- чид вахты	Кечид дөв- рү арасында күнләрин мигдары	Јазда кечид вахты	Пајызда ке- чид вахты	Кечид дөв- рү арасында күнләрин мигдары
1	2	3	4	5	6	7
1. Дәрвишләр (Һ—900 м)				2. Нахчыван (878 м)		
5	14. III	22. XI	252	14. III	23. XI	253
10	3. IV	3. XI	213	2. IV	6. XI	217
3. Чулфа (712 м)				4. Ордубад (948 м)		
5	18. III	26. XI	262	15. III	24. XI	253
10	29. III	9. XI	224	6. IV	1. XI	208
5. Шаһбуз (1200 м)				6. Бист (1551 м)		
5	21. III	20. XI	243	29. III	16. XI	231
10	10. IV	1. XI	204	22. IV	27. X	187
7. Араздәјән (802 м)				8. Арташат (829 м)		
5	20. III	19. XI	243	21. III	18. XI	241
10	6. IV	29. X	205	8. IV	28. X	202
9. Јереван (907 м)				10. Мегри (691 м)		
5	18. III	20. XI	246	26. II	7. XII	283
10	8. IV	1. XI	206	21. III	14. XI	237
11. Аштарак (1090 м)				12. Гошабулаг (1967 м)		
5	20. III	20. XI	244	21. IV	31. X	192
10	12. IV	3. XI	204	17. V	8. X	143
13. Сисиан (1614 м)				14. Арагас жүксәк дағлыг (3229 м)		
5	7. IV	5. XI	211	26. VI	17. IX	82
10	4. V	9. X	157	28. VII	11. VIII	13

Орта суткалыг температурун 5°-дән кечид вахты бир сыра аз истилик
тәләб едән биткиләрин инкишафыны тә'мин етмәклә, јазда веһетәси-
ја дөврүнүн башланмасы, пајызда исә бу дөврүн гуртармасыны мүә-
жәнләшдирир [1—4].

10°-дән кечид вахты исә јазда памбыг, гарғыдалы вә башга исти-
ликсевән биткиләрин әкилмәси, пајызда исә онларда веһетәсија дөвр-
ләринин гуртармасы илә бир вахта дүшүр [1—4].

Суткалыг орта температурун 5° вә 10°-дән кечид вахтлары ара-
сында даһам едән күнләрин мүәжәнләшдирилмәси илә һәмин саһәдә
мүхтәлиф биткиләрин мәнсул вермәси үчүн веһетәсија дөврүнүн ки-
фајәт едиб вә ја етмәмәсини тә'јин етмәк олур [5].

Чохиллик дөвр эрзиндә апарылмыш мүшаһидәләр нәтичәсиндә
суткалыг орта температурун кечид вахтлары вә кечид вахтлары ара-
сында даһам едән күнләрин мигдары 1-чи чәдвәлдәки кими олмушдур.

Эразинин мүрәккәб релјеф гурулушуна вә мүхтәлиф һүндүрлүјә
малик олмасы нәтичәсиндә суткалыг орта температурун 5° вә 10°-дән
кечид вахтлары вә кечид вахтлары арасындакы күнләрин һүндүрлү-
јә көрә дәјишмәси мүшаһидә едилир. Бу исә эразинин мүхтәлиф һүн-
дүрлүјә малик олан саһәләриндә, ајры-ајры кәнд тәсәррүфаты битки-
ләриндә веһетәсија дөврүнүн башланма вә гуртармасыны мүәжән едир.

Суткалыг температурун јазда вә пајызда 5°-дән кечид вахтлары-
нын эразидә пајланмасыны мүәжәнләшдирмәк мәгсәдилә кечид вахт-
лары илә һүндүрлүк арасында әләгә јарадылмышдыр.

Эразидә суткалыг температурун јазда 5°-дән кечид вахтынын жүк-
сәклијин артмасы илә әләгәдар олараг кечикмәси мүшаһидә едилир.
Бунун нәтичәси олараг жүксәк дағлыг зонада веһетәсија дөврү эрази-
нин дүзәнлик саһәләринә нисбәтән кеч башлајыр. Мәсәлән, бу кечид
вахты Аразбоју дүзәнлик саһәдә Јерләшән Чулфада 8.III, Нахчыванда
14.III, Ордубадда 15.III-да мүшаһидә едилдији һалда, орта дағлыг зо-
нада Јерләшән Бистдә 29.III, 2000 м һүндүрлүјә малик олан саһәләр-
дә 20.IV, 3000 м жүксәкликдә исә 10.VI-да мүшаһидә едилир.

Температурун 5°-дән кечид вахтынын пајызда јаранмасы исә илк
нөвбәдә жүксәк дағлыг зоналардан башлајыр. Бу, 3000 м-дә 25.IX,
2000 м-дә 25.X, Бистдә 16.XI, Ордубадда 24.XI, Нахчыванда 23.XI,
Чулфада исә 26.XI-да мүшаһидә олунур.

Суткалыг температурун јазда вә пајызда 5°-дән кечид вахтлары-
нын тәһлили көстәрир ки, жүксәклијин артмасы илә әләгәдар олараг бу
кечид вахтларынын јазда јаранмасы кечирик, пајызда исә тез баш верир.

Гејд едиләнләрдән ајдын олур ки, температурун 5°-дән кечид
вахтлары арасындакы күнләрин мигдары жүксәклијә доғру азалыр.
Тәдгигат көстәрир ки, 700—1000 м жүксәкликдә белә күнләрин миг-
дары 260—240 олдуғу һалда, 1500 м-дә 230, 2000 м-дә 190, 3000 м-дә
исә 110 вә даһа аз олур.

Јүксәкликдә әләгәдар олараг температурун јазда вә пајызда 5°-дән
кечид вахтлары арасындакы күнләрин мигдарынын дүзәнлик вә жүк-
сәк дағлыг зонада 5 аја гәдәр (150 күн) фәргләнмәси мүшаһидә едилир.

Көрүндүјү кими, мүрәккәб релјеф гурулушуна малик олан Нах-
чыван МССР эразисиндә веһетәсија дөврүнүн башланма—гуртарма
вахтлары вә веһетәсија дөврүнүн даһамыјјәти чоһ мүхтәлифдир.

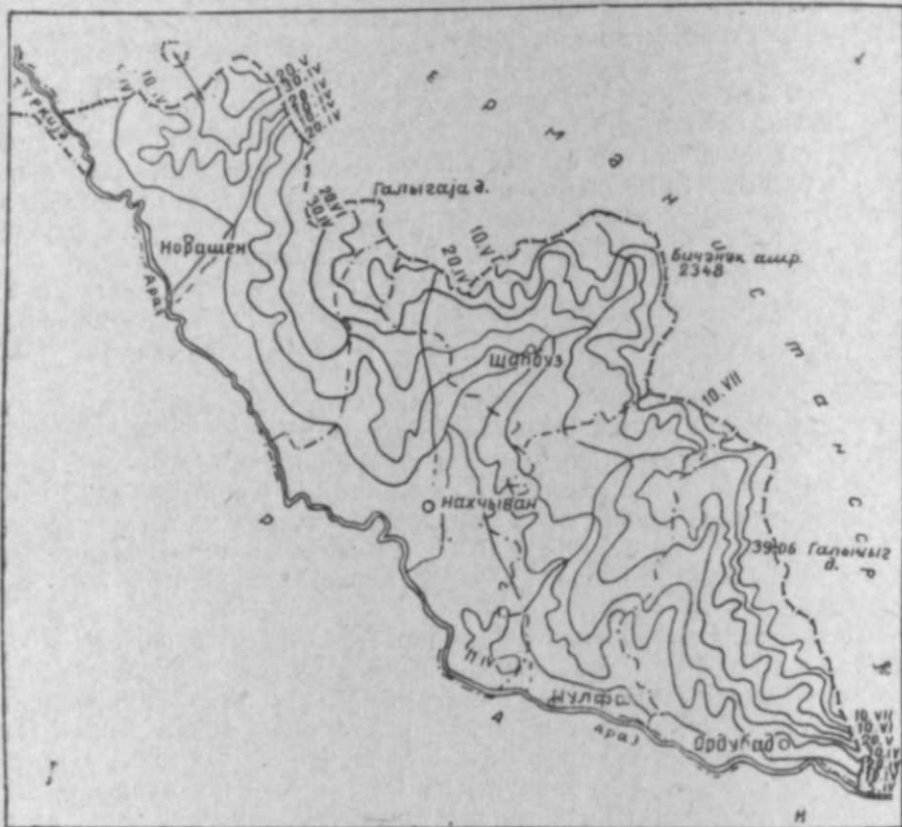
Јухарыда гејд едилдији кими, суткалыг температурун јазда вә па-
јызда 10°-дән кечид вахты истиликсевән биткиләрдә веһетәсија дөв-
рүнүн башланма вә гуртармасыны мүәжәнләшдирдији кими, бир сыра
биткиләрин фәал инкишафы дөврүнә дүшүр. Бу кечид вахтынын да-
һа бөјүк әһәмијјәт кәсб етдијини нәзәрә алараг, әләгә үсулу илә онун
эразидә пајланмасы хәритәләри тәртиб едилмишдир (1-чи, 2-чи шә-
килләр).

Нахчыван МССР эразисиндә суткалыг температурун јазда 10°-дән
кечид вахты Күр—Араз овалығына нисбәтән тәғрибән бир һәфтә тез
башлајыр. Бу кечид вахты Азәрбајҗан ССР эразисиндә ән тез 29.III-да
Чулфада мүшаһидә едилир. Үмумијјәтлә, Аразбоју дүзәнлик зонада бу
кечид вахты 2—6.IV-да, орта дағлыг зонада 10—20.IV-да, жүксәк
дағлыг зонада—2000 м һүндүрлүјә малик олан саһәләрдә 20.V-да,
3000 м-дә исә 10.VII-да баш верир.

Пајызда исә бу кечид вахты артыг бир сыра истиликсевән битки-
ләрдә инкишафын сон мәрһәләси илә бир вахта дүшүр. Јазын әксинә
олараг, пајызда 10°-дән кечид вахтлары илк нөвбәдә дағлыг зоналардан
башлајыр. 3000 м жүксәкликдә бу 20.VIII-да, 2000 м-дә 25.IX-да, орта дағ-

лыг зонада 30—25.X-да, Аразбоју дүзәнлик зонада исә 3—5.XI-да мүшаһидә едилір. Ән кеч исә 9.XI-да Чулфада олур.

Суткалыг температурун јазда вә пајызда 10°-дән кечид вахтлары арысындакы күнләрин мигдары мүхтәлиф олмага бәрабәр, јүксәклијә доғру азалмасы мүшаһидә едилір. Ән узун кечид дөврү Чулфада олур, 224 күн тәшкил едир. Бу, Аразбоју дүзәнлик зонада 220—210, орта дағлыг зонада—Шаһбузда 204, Бистдә 187, 2000 м јүксәкликдә 130—120, 3000 м-дә исә 50—40 күн вә даһа аз олур. Аразбоју дүзәнлик зона илә јүксәк дағлыг зонада кечидләрдә 170—180 күн фәрг мүшаһидә едилір.



1-чи шәкил. Јазда температурун 10°-дән кечид вахты.

Кәнд тәсәррүфаты биткиләринин јерләшдирилмәси заманы векетасијә дөврүнүн даваметмә мүддәти вә һәммин дөврдә температура олан тәләбаты нәзәрә алмадан ондан һеч бир мәнсул кәтүрмәк мүмкүн дејилдир.

Әразинин физики-чоғрафи мөвгеји вә башга амилләрин тәсири нәтичәсиндә температур чәми чох мүхтәлиф пајланмышдыр. Буну 2-чи чәдвәлдән көрмәк олар.

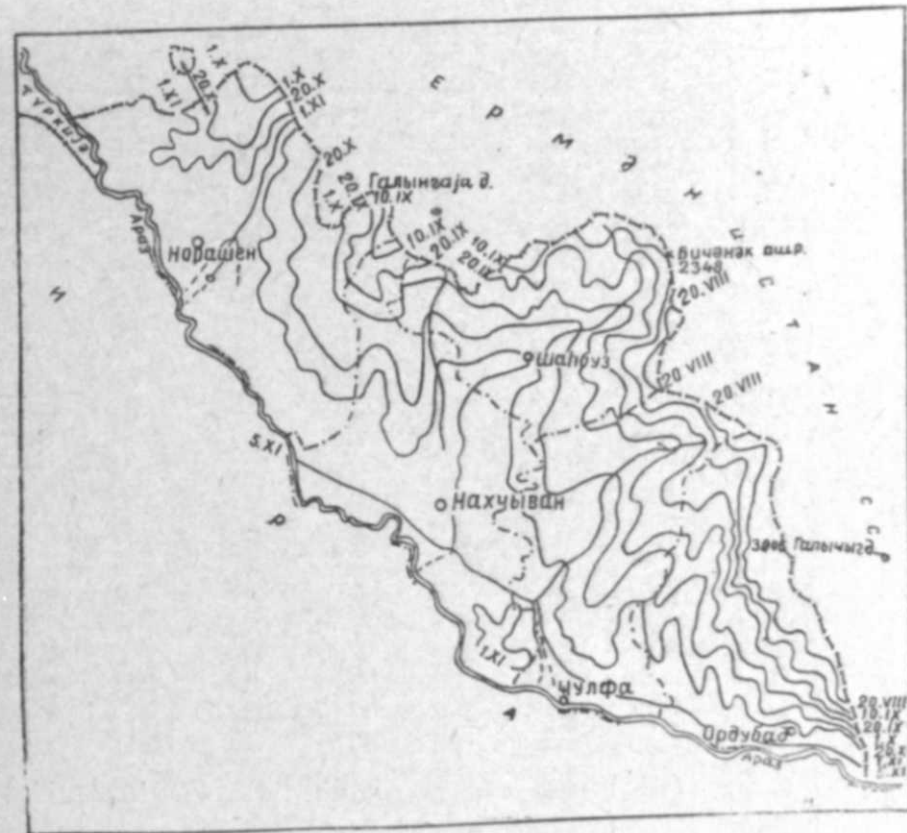
2-чи чәдвәлдән көрүндүјү кими, мүхтәлиф экспозисијә вә һүндүрлүјә малик олан саһәләрдә температур чәминин мигдары мүхтәлифдир.

Әлагә графикләри васитәсилә мүәјјән едилмишдир ки, јүксәклијин артмасы илә температур чәми чох бөјүк мигдарда азалмаға башлајыр. Јүксәклијин артмасы илә 5°-лик температур чәми һәр 100 м-дә 30—100°, 10°-лик исә 100—110° азалмаға башлајыр.

Нахчыван МССР әразисиндә температур чәми чох бөјүк мигдарда тәрәддүд едир. Аразбоју дүзәнлик зонада 10°-дән јүксәк олан температур чәми 4500—5000°-јә јахын олдуғу һалда, јүксәк дағлыг зонада—3400—3500 м һүндүрлүјә малик олан саһәләрдә, демәк олар ки, 10°-дән јүксәк олан температур чәми мүшаһидә олунамур.

Гурағлыг кечән илләрдә температур чәминин јүксәлмәси, даһа чох јағынтылы вә булудлу илләрдә исә азалмасы мүшаһидә едилір [4].

Атмосфер дөвраны илә әлагәдар олараг температур чәми ајры-ајры илләрдә орта мигдардан чох бөјүк һәдлә фәргләнә билір.



2-чи шәкил. Пајызда температурун 10°-дән кечид вахты.

Ә. М. Шыхлинскинин тәклиф етдији дүстура ($y=245,05x-2009,41$; бурада, y —10°-дән јүксәк олан температур чәми, x —ијул ајынын орта температуру, 2009,41 исә әмсалдыр) әсасланараг Нахчыванда 1946-чы илдә 4120° (ијулун орта температуру 25,0°), 1949-чу илдә исә (ијулун орта температуру 29,7°) 5270° температур чәми олдуғу мүәјјәнләшдирилмишдир. 1946-чы илдә фәал температурун мигдары орта чоһилликдән тәғрибән 500° аз олмушдур.

Буна сәбәб һәммин илин исти дөврүндә әразијә мүхтәлиф мәншәли сојуг һава күтләләринин даһил олараг јерли һаваја трансформасијасы нәтичәсиндә температурун ашағы дүшмәси, булудлуғун чоһалмасы вә күнәшли күнләрин азалмасы олмушдур.

Әразинин Аразбоју дүзәнлик зонасында 5°-дән јүксәк олан температур чәми 4900—5200°-дән артығдыр. Гејд етмәк лазымдыр ки, Чулфада мүшаһидә едилән 5253° температур чәми республика әразиси үчүн максимум мигдар һесаб едилір.

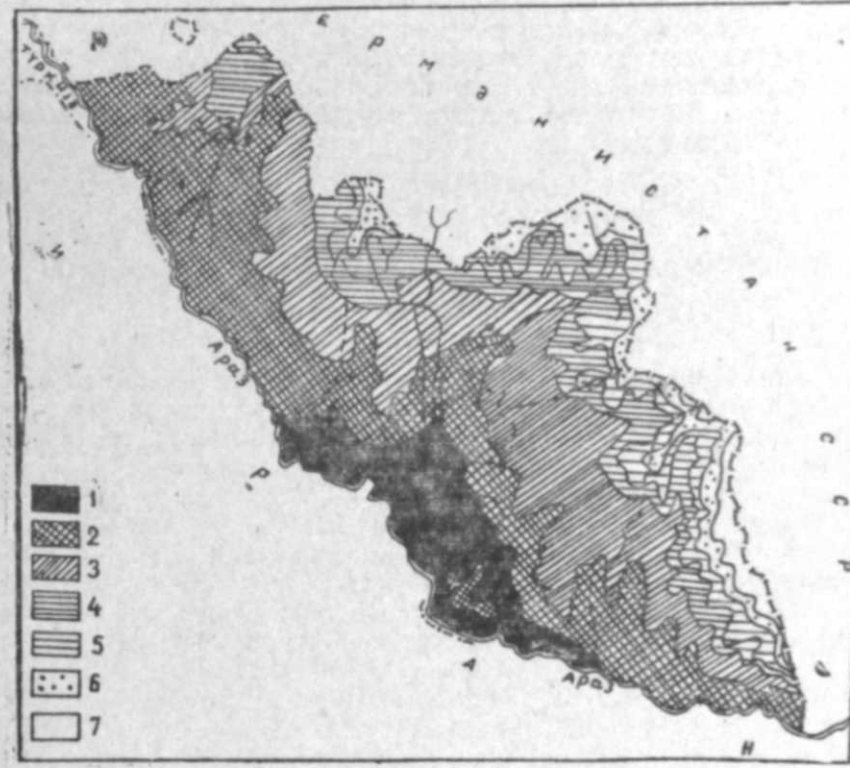
Һәр декадын совунчу күнү 5° вә 10°-дән јүксәк олан температур чәми (C° илә)

2-чн чәдвәд

	III		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI	
	10	20	31	10	20	30	10	20	31	10	20	31	10	20	30	10	20	30

1. Чудфа																											
5	15	82	183	301	443	607	790	991	1233	1470	1720	1984	2262	2549	2871	3167	3460	3774	4043	4290	4507	4698	4868	4925	5136	5218	5253
10			30	148	290	454	637	838	1080	1317	1567	1831	2109	2396	2718	3014	3307	3621	3890	4137	4354	4545	4715	4873	4973		
2. Нахчыван																											
5		40	128	236	367	519	687	872	1093	1311	1544	1793	2060	2338	2649	2932	3212	3509	3761	3992	4201	4386	4544	4691	4792	4863	4879
10				99	230	382	550	735	956	1174	1407	1656	1923	2201	2512	2795	3075	3372	3624	3855	4064	4249	4407	4554	4691	4873	4973
3. Ордубад																											
5		33	118	218	340	481	636	806	1010	1212	1423	1654	1894	2139	2414	2665	2911	3169	3389	3591	3772	3932	4070	4195	4285	4353	4375
10				102	224	365	520	690	894	1096	1312	1540	1778	2023	2298	2549	2785	3053	3273	3475	3656	3816	3954	4079	4079		
4. Шаһбуз																											
5			63	151	263	395	545	718	915	1114	1329	1560	1806	2064	2360	2636	2910	3196	3434	3652	3850	4020	4166	4295	4378	4438	
10				10	122	154	304	472	674	873	1088	1319	1565	1823	2119	2395	2669	2955	3193	3411	3600	3779	3925	3954			
5. Бисг																											
5			15	82	169	274	397	536	705	874	1058	1258	1468	1690	1941	2169	2393	2629	2830	3017	3188	3339	3464	3575	3651	3685	
10						96	219	358	527	696	770	1079	1290	1512	1763	1991	2245	2451	2652	2839	3010	3161	3286	3361			
6. Јереван																											
5		16	91	185	301	439	594	765	972	1175	1392	1623	1867	2123	2411	2675	2934	3204	3425	3630	3817	3983	4125	4251	4341	4406	
10				31	147	285	440	611	818	1021	1238	1469	1713	1969	2257	2521	2780	3050	3271	3476	3663	3829	3971	4097	4107		
7. Аргашат																											
5			66	157	275	413	568	739	942	1142	1354	1580	1820	2071	2355	2614	2868	3132	3352	3549	3719	3866	3996	4114	4193	4240	
10				31	149	287	442	613	816	1016	1228	1454	1694	1945	2229	2488	2742	3006	3226	3423	3593	3782	3970	3957			

Орта дағлыг зонада бу мигдар азалараг 4500—3500°-Јә, јүксәк дағлыг зонада исә (3000—3200 м јүксәкликдә) 500—250°-Јә кими алчалыр. 10°-дән јүксәк олан температур чәминин даһа бөјүк әһәмијјәтә малик олдуғуну нәзәрә алараг, Нахчыван МССР әразисиндә онун пәјланмасыны кәстәрән хәритә тәртиб олунмушдур (3-чү шәкил). Хәритәдән көрүндүјү кими, дүзәнлик сәһәдә бу һәдд үзгә температур чәми 5000—4500°, орта дағлыг зонада 4000—3000°, 2800—3000 м јүксәкликдә исә 500—250° мүшәһидә едилир.



3-чү шәкил. 10°-дән јүксәк олан температур чәми.
1—>4500; 2—4500—4000; 3—4000—3000; 4—3000—2000; 5—2000—1000; 6—1000—250°; 7—<250°.

ӘДӘБИЈАТ

1. Агроклиматические и водные ресурсы районов освоения целинных и залежных земель. Гидрометиздат, 1955.
 2. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, часть I и II, Гидрометиздат, 1952.
 3. Виткевич В. И. Сельскохозяйственная метеорология. Сельхозгиз, М., 1960.
 4. Климатические ресурсы центральных областей Европейской части СССР и использование их в сельскохозяйственном производстве. Гидрометеиздат, 1956.
 5. Лебедев А. Н. Обеспеченность дат перехода средней суточной температуры воздуха через 0, 5, 10 и 15° весной на территории целинных и залежных земель, Тр. Гл. геофиз. обсерватории, 1956, вып. 65 (127).

П. С. Мирзоев

Дата перехода температуры воздуха через 5°, 10° и сумма температур в этом периоде в Нахичеванской АССР

РЕЗЮМЕ

Как известно, для агроклиматического районирования большое значение имеют исследования термических ресурсов. На основании данных метеостанций, расположенных в Нахичеванской АССР и в соседней с

ней Армении, с помощью графиков корреляции были обобщены даты перехода температуры воздуха и сумма температур по Нахичеванской АССР.

Температура воздуха в климатологии является одним из основных элементов термических ресурсов. С целью всестороннего показа длительности вегетационного периода были изучены даты перехода температуры воздуха от 5 и 10° для весны и осени. Дата перехода температур через 5° определяет начало вегетационного периода весной и конец этого периода осенью для малотеплолюбивых культур. Дата перехода температур через 10° определяет начало вегетационного периода весной и конец его осенью для теплолюбивых культур.

Исследования показали, что вегетационный период, а также та сумма температур, которая дается в этой статье, достаточны для выращивания теплолюбивых культур.

С. Б. МАМЕДОВ

УРОЖАЙНОСТЬ ХЛОПЧАТНИКА И ЕЕ ЗАВИСИМОСТЬ ОТ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ

Как известно, продолжительность периода вегетации хлопчатника и его урожайность, кроме агротехнических и гидромелиоративных условий, в значительной степени зависит и от погодных особенностей периода, следовательно, изучение их представляет определенный практический интерес.

Цель настоящей статьи — выявить эффективность применения методов комплексной климатологии в сельском хозяйстве. Объектом наших исследований является хлопчатник, одна из ведущих сельскохозяйственных культур Азербайджана.

До настоящего времени единственная работа по выявлению зависимости урожайности сельскохозяйственной культуры в целом от погодных условий буквенным методом комплексной климатологии была проделана Е. Е. Федоровым по яровой пшенице [4].

При обработке и систематизации материалов метеорологических наблюдений нами была использована классификация погоды суток, разработанная Е. Е. Федоровым и Л. А. Чубуковым [3, 5].

В статье использованы результаты параллельных метеорологических и фенологических наблюдений на метеостанциях и сортоиспытательных участках по 7 районам Азербайджана, расположенным на Кура-Араксинской низменности с запада на восток (Казах, Шамхор, Кировабад, Мир-Башир, Евлах, Кюрдамир и Саатлы).

Хлопчатник на перечисленных сортоиспытательных участках из года в год содержится в одинаковых или в почти одинаковых агротехнических и гидромелиоративных условиях. По каждому участку мы выбрали две делянки с различными датами посева, благодаря этому одинаковые фазы хлопчатника на двух параллельных делянках проходили в различных погодных условиях. Эти вторые посева мы рассматриваем как самостоятельные годы.

Кура-Араксинская низменность, вытянутая с запада на восток в виде расширяющегося желоба, в период вегетации хлопчатника (IV—XI месяцы) характеризуется большим количеством солнечных дней (90—97% периода вегетации) и малым количеством (100—200 мм) осадков. Климат низменности полупустынный, субтропический, с жарким сухим летом и мягкой зимой. Среднемесячная температура воздуха в январе составляет 2—3°, а в июле — 26—27° тепла. Годовое количество осад-

ков невелико (200—300 мм). Относительная увлажненность по Э. М. Шихлинскому [6], низка (около 20%). Все это способствует формированию здесь почв сероземного типа. Широко распространены также солончаковые, часто такыровидные почвы.

Как известно, в вегетационный период хлопчатник проходит несколько фаз: всходы, раскрытие первого листа, бутонизация, цветение, раскрытие коробочек. Для удобства период между смежными фазами в статье мы будем именовать межфазным периодом. Так как в основном сырец накапливается в межфазный период хлопчатника «цветение — раскрытие коробочек», рассмотрим влияние основных классов местной погоды на продолжительность этого периода. Погодные условия указанного периода в отдельные годы различны (табл. 1). В табл. 1 приведены данные о повторяемости (в днях) в период «цветение — раскрытие коробочек» классов погод (по отдельным годам), количества дней с осадками и продолжительности периода по ст. Кировабад.

Таблица 1

Год	Классы погод										Количество дней с осадками	Продолжительность периода в днях
	I	II	II с ос.	III	IV	IV с ос.	V	V с ос.	VI	VII		
1952	22	10	2	6	3	—	—	1	—	—	3	44
1953	23	24	—	1	2	—	1	—	1	4	4	56
1954	22	16	1	2	7	1	1	1	—	—	3	51
1955	13	12	—	7	7	1	5	1	4	4	6	54
1957	9	22	—	9	2	1	—	2	1	1	4	47
1958	3	24	2	8	7	—	2	1	2	2	6*	51
1959	10	14	—	8	7	2	7	1	2	6	9	58
1960	9	27	—	8	3	1	—	—	1	1	2	50
1961	12	19	—	—	6	—	—	—	1	1	1	39

* В одном случае осадки наблюдались при III классе погоды.

Характеристика классов погод следующая: I класс — погода солнечная, очень жаркая и очень сухая (суховейно-засушливая); II — солнечная, жаркая и сухая (умеренно-засушливая); IIco. — то же, с осадками; III — малооблачная, умеренно-влажная и влажная; IV — облачная днем, и малооблачная ночью, без осадков; IVco. — то же, с осадками; V — солнечная, умеренно-влажная и влажная с облачной ночью, без осадков; Vco. — то же, с осадками; VI — пасмурная, без осадков; VII — то же, с осадками (дождливая).

Продолжительность рассматриваемого периода в различных частях Кура-Араксинской низменности неодинакова и уменьшается с запада на восток. В этом же направлении в многолетнем разрезе, отмечается возрастание летних температур воздуха (июль).

Казах	Шамхор	Кировабад	Мир-Башир	Евлах	Кюрдамир	Саатлах
24,0°	24,7°	24,8°	25,8°	27,2°	27,3°	26,2

Уменьшение температуры июля в Саатлах объясняется умеряющим влиянием моря.

Работы ряда авторов посвящены изучению влияния отдельных элементов погоды (температура воздуха, влажность и т. д.) на развитие сельскохозяйственной культуры в этот период. В частности, в работе Г. А. Клюева по хлопчатнику отмечено, что «...наибольшее укорочение этого периода падает на растения, выращивавшиеся на самом засушливом фоне». Зависимость продолжительности этого периода от величин температуры воздуха с такими же заключениями отмечена в ряде работ Л. Н. Бабушкина по хлопковому району Средней Азии [1].

Для более полного освещения этой зависимости нами на основании каталога погоды суток и материалов фенологических наблюдений получены кривые зависимости продолжительности межфазного периода «цветение — раскрытие коробочек» от повторяемости (в %) I и II классов погод (рис. 1).

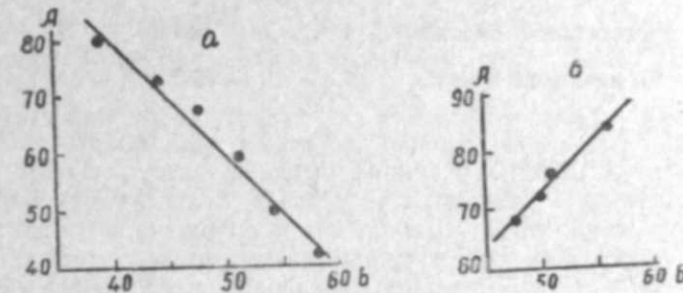


Рис. 1. А—повторяемость засушливых пород, %; Б—количество дней межфазного периода.

Как видно из рис. 1 (а, б), увеличение процента повторяемости I и II классов погод, т. е. суховейно-засушливой и умеренно-засушливой погоды, при малой устойчивости (менее 5—6 дней) способствует быстрому прохождению периода (рис. 1 а). При большой же устойчивости этих классов погод (свыше 5—6 дней) и повторяемости их более 65—66% (за период) наблюдается замедление в прохождении межфазного периода (рис. 1 б).

Если суховейно-засушливые (I) и умеренно-засушливые (II) классы погод (до определенного предела устойчивости) способствуют быстрому прохождению периода, выполняя функции каталлизатора, то дождливый класс погод (VII) и погоды с осадками (IVco., Vco.) играют роль замедлителя, что хорошо видно на графике (рис. 2), построенном по данным станции Кировабад, за 1952—1961 гг. Кривая, расположенная дальше от оси абсцисс (кривая а), характеризует годы (1953, 1954 и 1960), когда наблюдался наибольший процент повторяемости устойчивых засушливых погод. Анализ материалов позволяет предполагать, что развитие хлопчатника в этот период замедляется также при VI классе погоды.

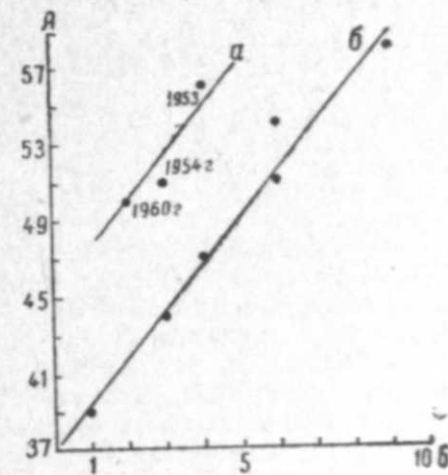


Рис. 2. А—продолжительность межфазного периода в днях; Б—количество дней с осадками.

Рассмотренные выше факты показали тесную зависимость продолжительности периода накопления сырья от крайне противоположных по составяющему их комплексу классов погод.

При I, II, III и V классах погод подвергается интенсивному воздействию прямой радиации, роль которой в развитии и урожайности его велика. Это подтверждается данными табл. 2, позаимствованной нами из работы Л. Н. Бабушкина и М. Б. Блюма.

Таблица 2

Хлопчатник	Рост куста, см	Урожай с куста	
		г	%
Открытый	54	46,4	100
Постоянно затененный	78	52,4	113
Переменно затененный	71	69,3	149

Этот опыт поставлен в условиях Средней Азии на Голодностепской сельскохозяйственной опытной станции. Из данных табл. 2 видно, что наилучший урожай (69,3 г) наблюдается при частичном затенении, наихудший (46,4 г) — при открытой посадке хлопчатника. Даже постоянно затененный куст на 13% урожайнее по сравнению с открытым и имеет более высокий рост (78 см), что имеет очень важное значение при механизированной уборке урожая.

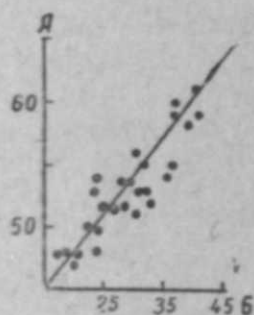


Рис. 3. А—продолжительность межфазного периода в днях; Б—урожайность хлопчатника, ц/га.

Урожайность хлопчатника, как видно из рис. 3, построенного по данным 6 сортоиспытательных участков, находится в прямой зависимости от продолжительности межфазного периода «цветение — раскрытие коробочек». Средний градиент повышения урожайности составляет около 1,5—1,7 ц/га в день.

По степени благоприятного воздействия на развитие и урожайность хлопчатника наблюдаемые в этот период классы погод можно разделить на несколько групп: благоприятными классами погод являются II (при малой устойчивости), III, IV, V, VI и VII (последний можно считать I и II (последний при большой устойчивости) классы погод; крайне неблагоприятным является I класс погоды при большой устойчивости.

Резюмируя все изложенное, отмечаем, что для увеличения продуктивности хлопчатника необходимо, в первую очередь, увеличить продолжительность межфазного периода «цветение — раскрытие коробочек» путем искусственного дождевания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабушкин Л. Н. Агроклиматическое районирование хлопковой зоны Средней Азии. Гидрометиздат, Л., 1960.
2. Байбакова Е. М. Вопросы климатологии. Тр. Ин-та геогр., вып. 48. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.

3. Федоров Е. Е. и Гедеев А. Д. Тр. по с.-х. метеорологии, вып. 22, Л., 1930.

4. Федоров Е. Е. Изучение связи урожая и развития полевого растения (яровой пшеницы) с погодой. В кн. «Вопросы комплексной климатологии». Изд-во АН СССР, М., 1963.

5. Чубуков Л. Комплексная климатология, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.

6. Шихлинский Э. М. Климатические особенности Азербайджанской ССР. Сб. «10 лет Академии наук Азербайджанской ССР», Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1957.

С. Б. Маммадов

Памбығын мәһсулдарлығы вә онун һава шәраитиндән асылылығы

ХУЛАСӘ

Комплекс иглимшүнаслығы үсулундан истифадә едәрәк, мүәллиф мәгаләдә һәмин үсулун кәнд тәсәррүфатында тәтбиг едилмәсинин мәгсәдәүғун олдуғуну сүбүт едир.

Мәгаләдә Азәрбајчанын мүхтәлиф рајонларында јерләшән 7 сортынағ саһәсинин мәлуматындан истифадә едиләрәк, памбығ мәһсулдарлығынын һава шәраитиндән асылылығы мүәјјән олунур.

Мүәллиф кәстәрир ки, памбығын инкишафы бир-бирини ардычыл оларағ әвәз едән бүркүлү гурағ, мүләјим гурағ, аз булудлу вә күндүз аз булудлу (кечә булудлу) һаваларда нормал кедир, һәмин һава шәраити чоғ тәкратланан илләрдә памбығын мәһсулдарлығы јүксәк олур. Бунунла белә мүәјјән едилмишдир ки, давамлы бүркүлү гурағ һавалар памбығын мәһсулдарлығына мәнфи тәсир кәстәрир.

Мүәллиф белә нәтичәјә кәлир ки, памбығын мәһсулдарлығыны артырмағ үчүн онун «чичәкләнмә—гозаларын ачылмасы» мәрһәләсинин сүн'и јағыш јағдырмағ јолу илә узадылмасы вачиб шәртләрдән биридир.

Г. Э. НАЧЫЕВ

АЗЭРБАЙЧАН ССР-ин ПАМБЫГЧЫЛЫГ РАЈОНЛАРЫНДА НАВА РҮТУБЭТЛИЈИНИН ПАЈЛАНМАСЫ НАГГЫНДА

Мә'лумдур ки, мүхтәлиф кәнд тәсәррүфаты биткиләринин һәјатында иглим үнсүрләриндән бири олан нава рүтубәтлијинин бөјүк әһәмијјәти вардыр. Торпаг вә битки үзәриндә кедән бухарланма вә транспирација кими физики вә физиоложи процесләр билаваситә наванын рүтубәтлији илә әлагәдардыр.

Республикамызын памбыгчылыг рајонларында наванын рүтубәтлијинә һәср едилмиш мүстәгил бир иш јохдур. Памбыгчылыг әразисиндә јерләшән бир сыра мәнтәгәләрдә нава рүтубәтинин ајры-ајры үнсүрләринә аид олан мә'луматлара И. В. Фигуровскинин [1, 2], Ә. М. Шыхлински вә С. К. Копелиовичин [3], Азәрб. ЫМХИ тәрәфииндән јүксәк елми сәвијјәдә тәртиб едилмиш (1949, Шыхлинскинин рәһбәрлији алтында) иглим сорчу китабында вә б. мүәллифләрин әсәрләриндә раст кәлинир. Памбыгчылыг рајонларында нава рүтубәтлијинин үмуми сәчијјәсини вермәк үчүн әразидә јерләшән 30-а гәдәр метеорологи мәнтәгәнин чохилик (1891—1947) дөвр үзрә мә'луматындан истифадә едилмишдир.

Әразидә нава рүтубәтлијинин пајланмасына нава дөвраны илә сәтһ өртүјү бөјүк тә'сир едир. Нава рүтубәтинин мүһүм мәнбәләриндән бири кәнардан кәлән мүхтәлиф мәншәли рүтубәтли нава күтләси һесаб олуноур. Хәзәр дәнизи, чајлар, көлләр, торпаг вә битки өртүјү исә дахили гита мәнбәләри олуб, наванын рүтубәтлијинә мүәјјән гәдәр тә'сир кәстәрир.

Памбыг әкилән әразинин дәниз сәвијјәсиндән мүәјјән гәдәр һүндүрлүјү (500 м), сәтһинин дүзәнлик олмасына бахмајараг ајры-ајры саһәләрин бир-бириндән фәргләнмәси, торпаг-битки өртүјүнүн јекчинс олмамасы вә Хәзәр дәнизинин гәрбә тәрәф тә'сиринин азалмасы нава рүтубәтинин аз да олса, мүәјјән гәдәр гејри-бәрабәр пајланмасына тә'сир едән мүһүм амилләрдән сајылыр.

Наванын нисби рүтубәти әсас иглим үнсүрләриндән бири олуб, наванын температуру илә бирликдә сәтһ өртүјүндә кедән бухарланмаја бөјүк тә'сир едир.

Наванын нисби рүтубәти температурла сых әлагәдар олдуғу үчүн онун илик вә суткалыг кедиши нава температурунун әксинәдир. Нава температуру јүксәлдикчә нисби рүтубәт азалыр, температур азалдыгча әксинә, нисби рүтубәт тәдричән чохалыр.

1-чи чөдвөлдө памбыгчылыг районларында жерлөшөн мүһүм мөнтө-гэлөрдө һаванын нисби рүтүбөтлјинин ајлар үзрө иллик кедиши вө орта иллик мигдары верилмишдир. Чөдвөлдөн мө'лум олдуғу кими, бүтүн эразидө нисби рүтүбөтин орта иллик мигдары 55—80% арасын-да дөјишир. Эн јүксөк орта иллик нисби рүтүбөт Хөзөр дөнизи саһи-

1-чи чөдвөл

Һаванын нисби рүтүбөтлјинин чохиллик дөвр үзрө орта ајлыг вө иллик мигдары (%-лө)

Стансијалар	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Иллик
Газах	86	76	72	71	71	66	62	63	70	76	81	82	73
Јевлах	78	74	70	67	61	56	51	55	64	73	78	83	68
Күрдөмир	84	79	76	73	63	57	53	54	65	75	81	84	71
Жданов	81	78	76	75	68	62	58	66	72	78	80	83	73
Фүзули	78	74	74	75	69	61	52	55	67	74	80	80	70
Салјан	83	81	78	74	68	62	65	63	69	77	81	81	73
З. О. Күлтук	83	83	84	82	76	73	71	73	75	80	84	82	79
Нахчыван	74	77	63	56	54	44	39	40	45	54	66	76	58

ли зонасында вө эн аз мигдарына исө Нахчыван МССР-ин Аразбоју дүзөнлјиндө тәсадүф едилир. Хөзөр дөнизи саһили районларында нисби рүтүбөтин орта иллик гјмөтинин јүксөклијинө сөбөб бир тәрөфдөн эразинин Хөзөр дөнизи кими бөјүк су һөвзөсинө бирлөшмөси, диқәр тәрөфдөн исө бу һиссәјә манөөсиз олараг шимал вө шимал-шәрғдөн кәлән рүтүбөтли һава күтлөләринин дахил олмасыдыр. Хөзөр дөнизи саһилиндөн гәрбө, Күр-Араз овальгынын мәркөзинө доғру нисби рүтүбөтин орта иллик мигдары тәдричән азалыр вө бу һиссәдө 60—70% арасында тәрөддүд едир. Мәсәлән, Хөзөр дөнизи саһилиндө јерлөшөн З. О. Күлтукда нисби рүтүбөтин орта иллик гјмөти 79% олдуғу һалда, Салјанда 73%, Күрдөмирдө 71%, Јевлахда исө 68%-ә чатыр. Бу һиссәдөн Кировабөд-Газах зонасынын гәрб районларына, Бөјүк вө Кичик Гафгаз дағларына вө Лөнкөрән овальгына доғру нисби рүтүбөтин орта иллик мигдары тәдричән артыр.

Нахчыван МССР-ин Аразбоју дүзөнлјиндө нисби рүтүбөтин орта иллик гјмөтинин башга саһөлөрө нисбөтән чох ашағы (20—25%) олмасы битки өртүјүнүн зөифлији, бөјүк су мәнбөләриндөн чох узаг олмасы вө һәр тәрөфдөн һүндүр дағ силсилөләри илө тәчрид олунмагла, рүтүбөтли һава күтлөләринин эразидө чох чөтинликлө дахил олмасы илө изаһ едилир.

Бүтүн эразидө һаванын нисби рүтүбөтлјинин ајлар үзрө кедишиндө максимум гјмөти һава температурунун әксинө олараг, деқабр—јанварда мүшәһидө едилир вө 70—90% арасында дөјишир. Февралдан башлајараг һава температуру јүксөдикчө нисби рүтүбөтин орта ајлыг гјмөти дө тәдричән азалыр. Нисби рүтүбөтин ил эрзиндө орта ајлыг минимум гјмөти бүтүн саһөлөрдө әксәрән ијулда мүшәһидө едилир вө 40—70% арасында тәрөддүд едир. Памбыгчылыг районлары ичәрисиндө ијулда һаванын нисби рүтүбөтлјинин эн јүксөк олан саһөси Хөзөр дөнизинө бирлөшөн һиссөсидир (З. О. Күлтук 71%). Бу вахт нисби рүтүбөтин эн ашағы гјмөтинө Нахчыван МССР-ин Аразбоју дүзөнлји илө Күр-Араз овальгынын мәркөзи һиссөләриндө тәсадүф олунур (Нахчыван 39%, Күрдөмир 53%). Сөнтјабрдан башлајараг һава температуру ашағы дүшдүкчө нисби рүтүбөтин орта ајлыг гјмөти дө тәдричән артыр (1-чи чөдвөл).

Һаванын нисби рүтүбөтлјинин сутка эрзиндө эн јүксөк гјмөти сәһәрә јахын саат 7-дө мүшәһидө едилир. Нисби рүтүбөтин эн ашағы

гјмөтинө исө торпаг сәтһи илө һава температурунун даһа чох гыздығы саат 13—15 мүшәһидө вахтларында тәсадүф едилир. Күнортадан сонра һава температуру ашағы дүшдүкчө нисби рүтүбөт дө она мүвафиг олараг тәдричән чохалыр.

Сәтһ өртүјүндө кедән мүһүм физики процесләр эн чох саат 13—15-дө һаванын нисби рүтүбөтиндөн асылыдыр. Нисби рүтүбөтин бу үнсүрү эразинин иглим шөраитицин дүзкүн гјмөтләндирилмөсиндө мүһүм амилләрдөн бирдир.

Тәдгиг олунан эразидө сәтһ өртүјүнүн мүхтәлифлији, релјөф гурулушу, атмосфер дөврәны вө Хөзөр дөнизинин тә'сириндөн асылы олараг нисби рүтүбөтин саат 13-дө орта иллик мигдары кәмијјәт вө эрази е'тибары илө кениш бир саһөдө дөјишир. Бу үнсүрүн орта иллик мигдары бүтүн эразидө 45—71% арасында тәрөддүд едир. Белөликлө, эн јүксөк гјмөт илө эн ашағы гјмөт арасындакы фөрг 25—27%-ә чатыр. Нисби рүтүбөтин саат 13-дө эн јүксөк орта иллик мигдары (60—70%) Күр-Араз овальгынын шөрг гуртарагында мүшәһидө едилир. Бу һиссәдөн гәрбө тәрөф нисби рүтүбөт тәдричән азалыр вө Кировабөд—Газах зонасына кечдиклө исө јенидөн чохалмаға башлајыр. Мәсәлән, нисби рүтүбөтин саат 13-дө орта иллик мигдары З. О. Күлтукда 7 % олдуғу һалда, Салјанда 57%, Күрдөмирдө 54%, Јевлахда 51% вө эразинин гәрб гуртарагында јерлөшөн Газахда исө 58%-ә чатыр. Эразинин мәркөзи һиссөсиндөн Бөјүк вө Кичик Гафгаз дағларына доғру һүндүрлүк артлыгычә нисби рүтүбөтин орта иллик мигдары да артыр. Нисби рүтүбөтин саат 13-дө эн ашағы орта иллик гјмөти (45%) Нахчыван МССР-ин Аразбоју дүзөнлјиндө мүшәһидө олунур (2-чи чөдвөл).

2-чи чөдвөл

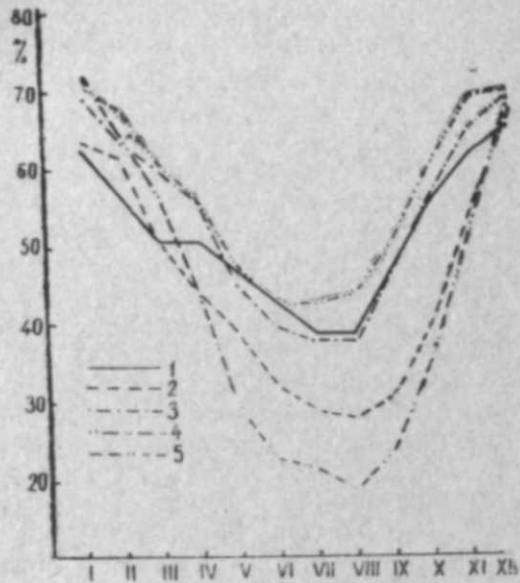
Чохиллик дөвр үзрө һаванын нисби рүтүбөтлјинин саат 13-дө орта ајлыг вө иллик мигдары (%-лө)

Стансијалар	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Иллик
Газах	66	62	57	55	56	52	48	48	54	60	66	69	68
Јевлах	65	57	52	49	43	40	35	38	46	55	62	66	51
Күрдөмир	70	64	60	56	45	40	38	38	47	57	65	69	54
Жданов	66	62	58	57	46	42	42	47	53	58	64	67	55
Фүзули	67	63	63	56	47	40	43	53	61	69	69	69	58
Салјан	72	69	63	57	48	43	43	43	52	60	68	69	56
З. О. Күлтук	75	76	77	75	69	66	63	65	67	71	75	74	71
Нахчыван	64	62	51	44	39	32	29	28	31	40	54	67	45

Нисби рүтүбөтин саат 13-дө ајлар үзрө иллик кедишиндө эн јүксөк гјмөти гыш ајларында (јанвар—деқабр) мүшәһидө едилир. Апрелдөн башлајараг нисби рүтүбөтин мигдары азалыр вө минимум гјмөт ијул—август ајларына дүшүр (1-чи шөкил).

Һава температуру илө әлагөдар олараг ил эрзиндө нисби рүтүбөтин саат 13-дө эн ашағы орта ајлыг мигдары ијула дүшүр вө бүтүн эразидө 28—65% арасында тәрөддүд едир. Эразидө Хөзөр дөнизинин тә'сири нәтичәсиндө ијулда нисби рүтүбөтин саат 13-дө эн јүксөк орта ајлыг мигдары (40—65%) Күр-Араз овальгынын Хөзөр дөнизинө бирлөшөн шөрг һиссөсиндө мүшәһидө олунур. Бу һиссәдөн гәрбө тәрөф Хөзөр дөнизинин тә'сири азалдыгычә, нисби рүтүбөтин мигдары да азалыр (Хөзөр дөнизинин тә'сири 60—70 км-дөн чох дејил) [4]. Мәсәлән, Хөзөр дөнизи саһилиндө јерлөшөн З. О. Күлтукда нисби рүтүбөтин саат 13-дө орта ајлыг мигдары ијулда 63% олдуғу һалда,

Салжанда 43%, Күрдәмирдә 38%, Јевлахда исә 35%-ә чатыр. Киров-абад—Газах зонасына кечдикдә исә нисби рүтубәтин ијулда орта ајлыг мигдары саат 13-дә јенидән чохалыр (Кировабадда 47%). Республикамызын памбыгчылыг рајонлары ичәрисиндә нисби рүтубәтин саат 13-дә ән ашагы орта ијул мигдары (28%) Нахчыван МССР-ин Аразбоју дүзәнлијиндә мүшаһидә едилир (2-чи шәкил).



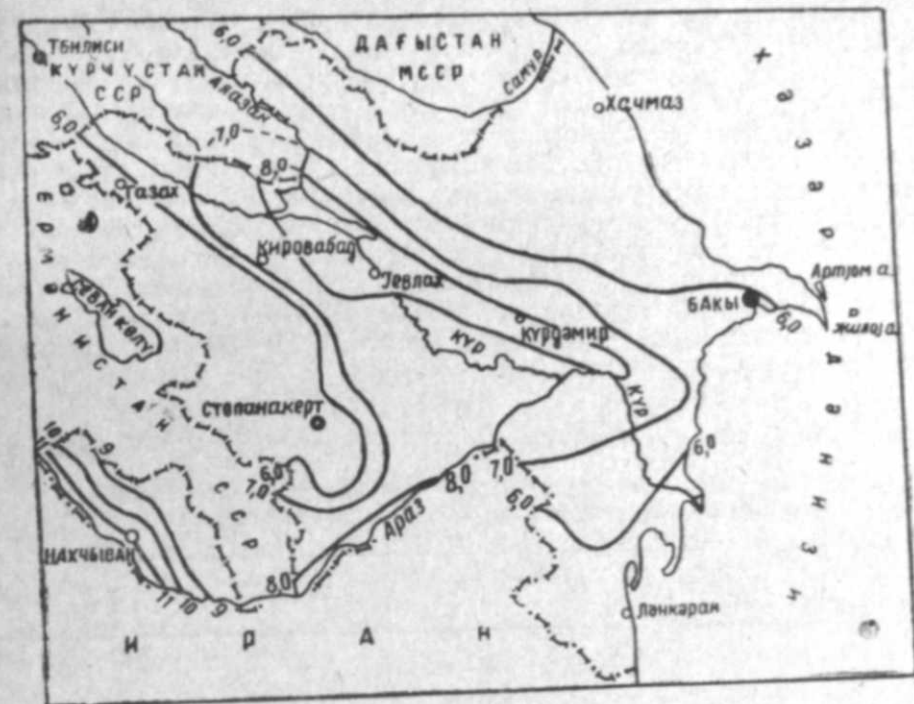
1-чи шәкил. Саат 13-дә нисби рүтубәтин иллик кедиши (%).
1—Кировабад ЕТПИ; 2—Нахчыван; 3—Күрдәмир; 4—Чәфәрхан; 5—Ашгабад.

рүтубәтин ән аз мигдары гыш (декабр—феврал) вә ән чох мигдары исә јај (ијун—август) ајларына дүшүр.

Гејд етмәк лазымдыр ки, сәтһ өртүјүндә кедән бухарланма мигдарынын дүзкүн мүүјән едилмәсиндә рүтубәтлә јанашы, һавада олан рүтубәт чатышмамазлыгынын да бөјүк әһәмијјәти вардыр. Илин исти дөврүндә, хүсусилә јај ајларында һаванын нисби рүтубәти ашагы дүшдүкчә рүтубәт чатышмамазлыгы артыр вә нәтичәдә һава даһа да гурујур. Јаранмыш гуру һава шәраитиндә торпаг вә битки дахилиндә олан су даһа да интенсив сурәтдә бухарланмаға башлајыр. Белә бир шәраитдә памбыг вә ја башга кәнд тәсәррүфаты биткиләри кифајәт гәдәр су илә тәмин едилмәдикдә гурујуб мәһв олур.

Ә. М. Шыхлинскинин мәлуматы әсасында тәртиб едилмиш рүтубәт чатышмамазлыгынын иллик хәритәси кәстәрир ки, әразидә бу үнсүр кәмијјәт вә әрази етибары илә кениш бир саһәдә дәјишир. Оун орта иллик гијмәти 5—1 мб арасында тәрәлдүд едир. Ән јүксәк мигдары (11,0 мб) Нахчыван МССР-ин Аразбоју дүзәнлијинә дүшүр. Ән аз мигдары Күр—Араз овалыгы вә Кировабад—Газах зонасынын дағәтәји һиссәси илә Хәзәр дәнизи саһилиндә 5,5—6,0 мб тәшкил едир. Бу һиссәләрдән Күр—Араз овалыгынын мәркәзинә доғру рүтубәт чатышмамазлыгынын иллик мигдары тәдричән артарак 7,5—8, мб-ја чатыр (2-чи шәкил).

Чатышмајан рүтубәтин нисби вә мүтләг рүтубәт кими ајлар үзрә ачыг әкс олунан иллик кедиши вардыр. Тәдгиг олунан әразидә чатышмајан рүтубәтин орта ајлыг мигдары ил әрзиндә 1—26 мб арасында дәјишир. Бүтүн әразидә оун минимум гијмәти јанварда мүшаһидә едилир. Кечид ајы олан апрелдән башлајараг чатышмајан рүтубәтин

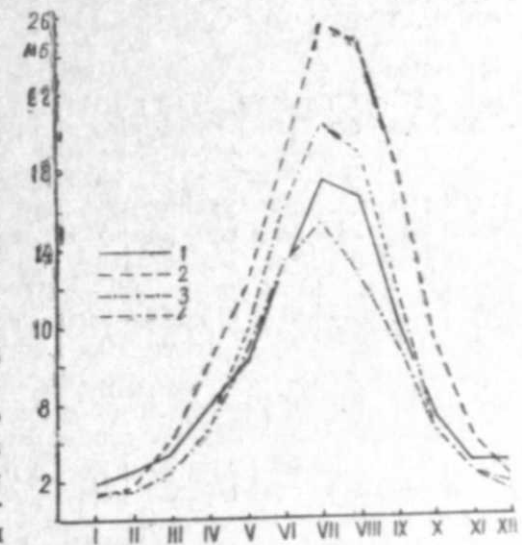


2-чи шәкил. Рүтубәт чатышмамазлыгынын иллик мигдары (мб).

мигдары тәдричән кифајәт гәдәр чохалыр вә максимум гијмәти бүтүн саһәләрдә ијула дүшүр. Сентјабрдан башлајараг нисби рүтубәтин артмасы илә чатышмајан рүтубәтин орта ајлыг мигдары да азалыр (3-чү шәкил).

Чатышмајан рүтубәтин ән аз мигдары ил әрзиндә гышда (декабр—феврал), ән чох мигдары исә јајда (ијун—август) мүшаһидә едилир. Ијулда чатышмајан рүтубәтин мигдары бүтүн әразидә 12—26 мб арасында дәјишир. Оун ән јүксәк мигдары Нахчыван МССР-ин Аразбоју дүзәнлијиндә 26 мб-ја чатыр. Күр—Араз овалыгынын мәркәзи һиссәсиндә чатышмајан рүтубәтин орта ијул мигдары 21 мб-дан јухары галхмыр. Чатышмајан рүтубәтин ијулда ән аз мигдары дағәтәји рајонлар илә Күр—Араз овалыгынын Хәзәр дәнизинә бирләшән шәрг гуртара-чагына дүшүб 12—18 мб тәшкил едир.

Гејд етмәк лазымдыр ки, әразидә рүтубәтин ајры-ајры үнсүрләринин пајланмасында фәрг олдуғу кими, рүтубәтли ($\geq 80\%$) вә гуру һавалы ($\leq 30\%$) күнләрин ајлыг вә иллик мигдарында да бөјүк фәрг



3-чү шәкил. Рүтубәт чатышмамазлыгынын иллик кедиши (мб).
1—Кировабад ЕТПИ; 2—Нахчыван; 3—Чәфәрхан; 4—Күрдәмир.

вардыр. Ил эрзиндә нисби рүтубәти $\geq 80\%$ олан күнләрнн эн чох мигдары 80—100 күн олуб, Күр—Араз овалыгынын Хәзәр дәнизинә бирләшән шәрг районларыны әһәтә едир. Ејни заманда бу вәзијјәтин әксинә олараг нисби рүтубәти $\leq 3\%$ олан гуру һавалы күнләрнн эн аз иллик мигдары да тәдгиг олуан әразинин бу һиссәсинә дүшүб 3—18 күн тәшкил едир. Бу һиссәдән гәрбә доғру Хәзәр дәнизинин тәсири азалыгча рүтубәтли вә гуру һавалы күнләрнн иллик мигдары да дәјишир. Күр—Араз овалыгынын мәркәзи илә дағәтәји вә Кировабәд—Газах зонасында Хәзәр дәнизи саһили районларына нисбәтән рүтубәтли күнләрнн ($\geq 80\%$) иллик мигдары орта һесабла 25—35 күн азалараг 15—60 күнә чатыр. Гуру һавалы ($\leq 30\%$) күнләрнн иллик мигдары исә әксинә 10—15-ә гәдәр чохалыб 20—36 күн арасында тәрәддүд едир (3-чү чәдвәл).

3-чү чәдвәл

Саат 13 муһәһидә вахтында нисби рүтубәтин $>80\%$ вә һәр һансы бир муһәһидә вахтында $<30\%$ күнләрнн мигдары

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Иллик
1. Күр-Араз овалыгы													
Агдам													
$>80\%$	9,5	8,0	6,4	4,5	2,7	1,2	0,5	0,6	2,0	4,6	8,1	9,4	57,5
$<30\%$	0,7	1,0	1,8	0,7	0,7	2,2	4,3	4,1	1,3	0,7	0,3	0,8	18,6
Күрдәмир													
$>80\%$	12,2	8,8	5,3	2,5	1,2	0,7	0,5	0,5	1,0	3,5	8,2	11,5	55,9
$<30\%$	0,3	0,7	1,0	1,2	2,0	5,6	7,6	8,0	1,8	0,7	0,04	0,2	29,1
Чәфәрхан													
$>80\%$	11,0	8,0	5,5	3,2	1,1	0,5	0,5	0,4	1,2	3,3	7,6	9,6	51,9
$<30\%$	0,5	0,9	1,4	1,5	2,5	3,5	3,1	3,2	0,6	0,5	0,1	0,5	18,3
Салјан													
$>80\%$	11,0	8,3	5,9	2,1	0,6	0,3	0,2	0,2	1,0	2,9	6,0	8,3	46,8
$<30\%$	0,4	0,6	0,9	1,2	2,1	3,7	2,9	3,5	0,7	0,6	0,2	0,4	17,2
3. О. Күлтүк													
$>80\%$	12,9	12,5	15,7	12,0	5,9	4,3	2,2	2,0	3,0	6,2	11,0	11,5	99,2
$<30\%$	0,05	0,2	0,4	0,3	0,4	0,4	0,1	0,05	0,2	0,2	0,1	0,2	2,6
2. Кировабәд-Газах зонасы													
Газах													
$>80\%$	8,9	7,8	6,0	3,1	2,8	1,4	0,9	0,4	2,0	4,1	8,4	9,4	55,2
$<30\%$	0,1	0,06	0,8	1,0	0,3	0,6	1,2	1,7	0,2	0,4	0,05	0,2	6,6
Кировабәд ЕТПИ													
$>80\%$	9,9	7,3	4,0	2,8	1,5	0,9	0,5	0,05	1,0	3,5	7,2	9,6	48,2
$<30\%$	0,9	2,4	4,5	3,4	2,0	3,6	5,7	8,0	2,9	1,5	0,4	0,8	36,1
3. Нахчыван МССР													
Нахчыван													
$>80\%$	7,8	5,1	3,3	1,2	0,2	0,1	0,2	0,0	0,2	1,2	3,3	4,6	27,2
$<30\%$	0,2	0,6	6,0	13,0	12,8	19,7	25,1	24,8	21,1	12,6	1,7	0,9	138,5

Нахчыван МССР-ин Аразбоју дүзәнлији рүтубәтли вә гуру һавалы күнләрнн иллик мигдарына керә әразинин дикәр саһәләриндән кәскин фәргләнир. Бурада рүтубәтли күнләрнн ($\geq 80\%$) иллик мигдары орта һесабла 25—35 күн арасында дәјишдији һалда, гуру һавалы ($\leq 30\%$) күнләрнн иллик мигдары чохалараг Нахчыванда 15—140 күнә чатыр.

Тәдгиг олуан әразинин бүтүн саһәләриндә рүтубәтли һавалы күнләрнн эн чоху илин сојуг дөврүнә, эн аз мигдары исә илин исти дөврүнә дүшүр. Гуру һавалы күнләрнн иллик кедиши рүтубәтли һавалы күнләрнн иллик кедишинин әксинә олараг чох мигдары илин исти вә аз мигдары исә сојуг дөврдә муһәһидә едилер.

ӘДӘБИЈАТ

1. Фигуровский И. В. Материалы по районированию Азербайджанской ССР, т. 1, вып. 1, ч. I—II, Баку, 1926.
2. Фигуровский И. В. Краткая климатическая характеристика Кура-Араксинской низменности. Материалы к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 1, Тбилиси, 1930.
3. Шихлинский Э. М. и Копелиович С. К. Климатическое описание Азербайджанской ССР, Л.—М., 1937.
4. Шихлинский Э. М. О климатическом значении Каспийского моря. Тезисы докладов объединенной научной сессии посвященной исследованиям Каспия, берегов океанов и морей, Баку, 1963.

Г. А. Гаджиев

О распределении влажности воздуха в хлопковых районах Азербайджанской ССР

РЕЗЮМЕ

Известно, что большое значение в жизни сельскохозяйственных растений и особенно хлопчатника имеет влажность воздуха.

На рассматриваемой территории величина среднегодовой относительной влажности воздуха распределена неравномерно и колеблется в пределах 55—80%. Наибольшая величина (70—80%) наблюдается в восточной части территории, а наименьшая (55—60%) в Приараксинской равнине Нахичеванской АССР. В годовом ходе среднемесячная относительная влажность воздуха меняется от 40 до 85%, максимум наблюдается в декабре — январе, а минимум — в июле — августе. Среднегодовая относительная влажность в 13 час. по всей территории колеблется в пределах 45—70%. Годовой ход относительной влажности в 13 час. совпадает с годовым ходом среднемесячной относительной влажности воздуха.

В статье освещается также абсолютная влажность, дефицит влажности и число дней с относительной влажностью ниже 30 и выше 80%. Рассматривается влияние Каспийского моря на географическое распределение всех компонентов влажности воздуха.

Н. Г. ГАДЖИБЕКОВ

**МАКСИМАЛЬНЫЕ РАСХОДЫ ВЕСЕННЕ-ЛЕТНЕГО
ПОЛОВОДЬЯ РЕК СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
МАЛОГО КАВКАЗА**

Определение максимальных расходов на реках северо-восточной части Малого Кавказа имеет важное значение при строительстве плотин, мостов и других гидротехнических сооружений.

Максимальные расходы на этих реках наблюдаются в основном в период прохождения весенне-летнего половодья. Оно главным образом наблюдается весной за счет таяния снегового покрова, накопившегося за зимний период, и выпадения весенне-летних осадков и является основным фактором, определяющим водность рек и величину максимального расхода. С повышением температуры воздуха в марте начинается снеготаяние, приводящее к увеличению расходов воды в реках, которое продолжается до окончания (май—июнь) таяния снежного покрова. Интенсивное увеличение объема половодья происходит в период выпадения весенних осадков. Характерной особенностью гидрографа рек является наличие отдельных пиков, обусловленных осадками весеннего периода; обычно наибольший из этих пиков принимается за максимальный расход половодья. Спад половодья продолжается до конца июня и середины июля, нечетко выражен вследствие выпадения дождей.

Продолжительность половодья зависит от степени покрытости водосбора снежным покровом, его мощности и осадков, выпадающих в период половодья. Последнее на реках со средней высотой водосбора ниже 1800 м продолжается 2,5—3 месяца, а на реках с водосборами выше 1800 м — 3—3,5, порою 4 месяца.

Высотное положение водосборов рек также влияет на формирование и прохождение максимальных расходов воды. Так, на реках стекающих с Шахдагского хребта, максимальные расходы имеют место в основном во второй декаде мая, а на реках, стекающих с Мровдагского хребта (он несколько выше, чем Шахдагский), — в конце мая и в начале июня.

На реках исследуемой территории максимальные расходы могут возникать от талых смешанных (талых и дождевых) и дождевых вод. Максимальные расходы талых вод обычно наблюдаются в марте и в начале апреля, смешанных — в мае, порою в июне, и дождевых — в июле.

Наибольшие максимальные расходы весенне-летнего половодья образуются главным образом от смешанных вод. При расчетах максимальных расходов различной обеспеченности в основном использованы расходы от тало-дождевого стока. Основой для вычисления максимальных расходов послужили материалы стационарных наблюдений. Для уточнения их использованы данные экспедиционных исследований. Максимальные модули стока весенне-летнего половодья по рекам исследуемой территории приведены в таблице.

Таблица

Река	Пункт	Площадь водосбора, F , км ²	Средняя высота водосбора $H_{ср}$, м	Модуль максимального стока M , л/сек км ²	Коэффициент вариации, C_v	Коэффициент асимметрии, C_s
Аксибара	Воскепар	184	1420	101,0	0,64	$2C_v$
	Мазамлы	266	1260	71,8	0,63	$2C_v$
Джогасчай	Джогас	167	1520	81,4	0,67	$2C_v$
Акстафачай	Дилижан	222	2010	97,3	0,41	$2C_v$
	Иджеван	1270	1835	62,0	0,41	$2C_v$
	Кривой мост	1610	1725	58,2	0,38	$2C_v$
Гасансу	Цахкован	169	1605	95,3	0,38	$2C_v$
Таузчай	Берд	102	1579	123,0	0,60	$2C_v$
	Ойсюзлю	264	1167	65,2	0,68	$2C_v$
Ахмиджачай	Айгедзор	425	1500	71,3	0,53	$2C_v$
	Агдам	521	1415	66,1	0,64	$2C_v$
Дзегамчай	Агбашлар	511	1720	84,6	1,00	$2C_v$
	Яныхлы	740	1390	74,7	0,96	$2C_v$
Шамхорчай	Барсум	922	1897	59,0	0,47	$2C_v$
Кошкарчай	Дашкесан	105	1855	119,0	0,78	$2C_v$
Гянджачай	Зурнабад	332	1905	78,4	0,45	$2C_v$
Кюрракчай	Чыйкенд	198	2010	74,7	0,63	$2C_v$
	Дозулар	439	1760	46,5	0,59	$2C_v$
Гераньчай	Юхары Агджакенд	128	2190	75,5	0,68	$2C_v$
Инчачай	Гюлистан	72	2120	93,2	0,45	$2C_v$
	У головы Талышского канала	105	1960	66,2	0,56	$2C_v$

Как видно из таблицы, максимальные модули стока на указанных реках колеблются в больших пределах. Наибольшие их значения наблюдаются на реках Гасансу, Таузчай, Кошкарчай и Инчачай. Наименьшее значение отмечается на р. Кюрракчай и сел. Дозулар.

По данным таблицы 1 построена зависимость максимального модуля весенне-летнего стока от площади водосбора (рисунок). Выявленная закономерность изменения модуля стока по площади позволила дать региональную эмпирическую формулу для подсчета максимального весенне-летнего стока по слабоизученным и неизученным рекам.

$$g = \frac{0,182}{(F+1)^{0,15}} \text{ м}^3/\text{сек с}/\text{км}^2.$$

Погрешность полученных по формуле величин составляет в среднем $\pm 10-15\%$.

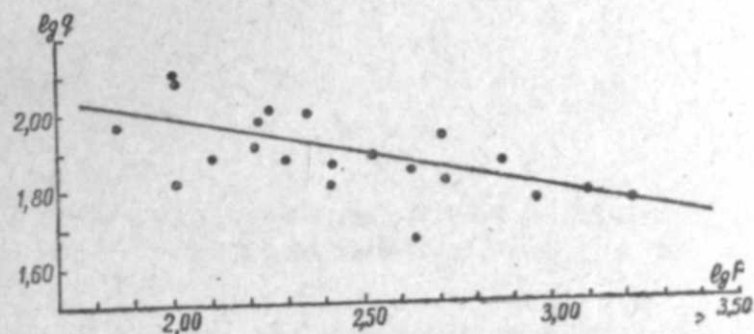
Коэффициент вариации (C_v) максимальных расходов изменяется в пределах от 0,38 (Акстафачай, Гасансу) до 0,96—1,0 (Дзегамчай). Следует отметить, что наибольшие величины (C_v) на р. Дзегамчай обусловлены отдельными наибольшими максимума, которые в несколько раз превышают расходы общего ряда наблюдений.

Коэффициент вариации весенне-летнего максимума для слабо изученных рек можно определить по следующей формуле:

$$C_{v_{\max}} = 0,81 C_v + 0,334,$$

где C_v — коэффициент вариации средних годовых расходов, $C_{v_{\max}}$ — коэффициент вариации максимальных расходов весенне-летнего половодья.

Рекомендуемая формула имеет погрешность в среднем $\pm 12-15\%$.



Зависимость максимальных модулей весенне-летнего стока от площади водосбора.

При построении кривых обеспеченности величина коэффициента асимметрии C_s принималась такой, при которой теоретическая кривая наилучшим образом соответствовала эмпирическим данным. В основном $2C_v$ принимался равным C_s .

ЛИТЕРАТУРА

1. Лебедев В. В. Гидрология и гидрометрия в задачах. Гидрометиздат, Л., 1961.
2. Соколовский Д. Л. Речной сток. Гидрометиздат, Л., 1959.

Н. Н. Начыбајов

Кичик Гафгазын шимал-шэрг хиссэси чајларында јаз-јај дашгынларынын максимал сэрфи

ХҮЛАСЭ

Мэгалэдэ чохилик мүшаһидэ м'луматларынын тәһлили нәтичәсиндә јаз-јај дашгынларынын максимал сэрфинин эмәләкәлмә хүсусиј-јәти вә кечмәси изаһ едилир.

Тәдгиг едилән әрази чајларында јаз-јај дашгынларынын максимал сэрфи әсасән јаз-јај әримә дөврүндә мүшаһидә едилир. Бу дөврдә јаган јағышлар максимал сэрфин бөјүк һәчмдә кечмәсинә тәсир кәстәрир. Үмумијјәтлә, бүтүн әрази чајларында дашгын март ајынын ахырында вә апрелин әввәлиндән башлајараг 2,5—3,5 ај давам едир. Эн максимум сэрф исә мајын ахырында вә ијунун әввәлиндә мүшаһидә едилир.

Мэгалэдә верилмиш дүстурлар илә әразинин өјрәнилмәмиш чајларында максимал сэрфин модулуно вә вариасија әмсалыны м'әјјән етмәк мүмкүндүр.

Р. Л. РЕЙФМАН

**ОБЛАЧНОСТЬ И СУММАРНАЯ РАДИАЦИЯ
НАД ЮЖНЫМ КАСПИЕМ**

Исследование режима солнечной радиации является первостепенной задачей, ибо солнце — главный источник энергии для всех физических процессов, происходящих на земном шаре.

Имеющийся материал наблюдений над составляющими прихода тепла от прямой и рассеянной солнечной радиации на стационарных пунктах и в открытом море, а также массовые данные по формам и количеству облаков позволяют сделать некоторые выводы о режиме облачного покрова и его влиянии на количество радиации в районе Южного Каспия.

Как известно, основными факторами, формирующими режим облачности, являются синоптические процессы (фронтальные и внутри-массовые) и орография местности, в частности побережья. По физико-географическим характеристикам побережье и прилегающую акваторию Южного Каспия можно разделить на 3 района: западная часть — от о. Артема до Зюйдостового Култука, южная часть — от Зюйдостового Култука до Гасан-Кули и восточная — от Гасан-Кули до Кара-Богаз-Гола.

Ввиду того что в годовом ходе общей облачности исследуемого района переход от зимнего распределения к летнему и наоборот происходит довольно быстро, можно выделить только особенности холодной и теплой половин года.

Количество общей облачности над Южным Каспием, включая побережье, имеет максимум в январе и феврале и минимум — в июне. В восточной же части прослеживается некоторое нарушение плавного годового хода. В июле все гидрометеостанции восточного побережья Южного Каспия, включая и его юго-восточную оконечность (Ашур-Адэ, плавмаяк), отмечают относительно большее количество облаков, чем в июне и августе.

В суточном ходе общей облачности почти повсеместно имеется утренний максимум. Исключение составляет район Астара—Ноушехр, где суточный максимум в отдельные месяцы смещается ввиду влияния бризов на дневные или даже вечерние часы. В остальных районах в теплое полугодие часто имеет место вторичный, но менее интенсивный вечерний максимум.

Годовой ход количества нижних облаков в западной части от общей облачности отличается только уменьшением абсолютной величины. Над морем количество нижних облаков меньше, чем над сушей. В районе Астара-Ноушехр нижняя облачность: имеет 2 максимума — в марте и ноябре, у восточного побережья — также 2 максимума — в марте и июле.

В суточном ходе нижней облачности утренний максимум наблюдается почти повсеместно. Колебания в течение суток зимой значительны, а летом не выходят за пределы 0,1—0,2 б. В районе Астара-Ноушехр минимум приходится на дневные часы, а максимум может быть в любое другое время суток.

Повторяемость различных форм облаков также имеет годовой и суточный ход. Наибольшую повторяемость в Южном Каспии имеют летом высоко-кучевые облака, а зимой — кроме *Ac* еще и слоистые.

Чтобы исследовать влияние облачности на поступающую радиацию, необходимо, в первую очередь, выяснить ее приход при безоблачном небе. По теоретической формуле [1], куда входит продолжительность дня и полуденная высота солнца, подсчитаны возможные суммы прихода суммарной радиации за каждый месяц для ГМС о. Артема. Фактическая годовая сумма возможной радиации удовлетворительно согласуется с расчетной: вычисленная на 5% больше фактической. Но в отдельные месяцы (экстремальные) отклонение в районе о. Артема достигает 16%. У Нефтяных Камней годовое отношение равно 118%, а отклонение в июне достигает 27%, что обусловлено, очевидно, режимом влажности над исследуемым районом. Эпизодические экспедиционные данные сравнивались с рассчитанными по формуле М. Е. Берлянда [2]. Для района восточного побережья при высоте солнца $>15^\circ$ отклонения составляют 6—14% (наблюденные меньше расчетных), для западного — 5—23% (с тем же знаком). Как показали наши расчеты, в этой формуле фактор мутности атмосферы f , в отличие от принятого автором 0,20, получается равным 0,37 — для западного побережья и 0,31 — для восточного, что подтверждается исследованиями других авторов.

Дневные суммы радиации при безоблачном небе, принятые Т. Г. Берлянд [3] в планетарном масштабе для 40° с. ш., значительно выше, чем полученные по наблюдениям ГМС о. Артема. Отношение фактических сумм радиации к принятым в отдельные месяцы составляет от 78 до 89%.

Сделанные выборки суммарной радиации при десятибалльной облачности дали возможность судить о напряжении солнечной радиации при различных формах облаков и ослаблении ее по отношению к безоблачному небу.

Из табл. 1 видно, что характеристики относительного пропускания суммарной радиации для среднего и нижнего яруса (*Ac*, *As*, *Sc* и *St*) близки между собой. Наибольшее рассеяние дают облака кучевых форм. По повторяемости приведенных форм облаков и учитывая, что среднее пропускание при дождевых формах облачности на всех высотах солнца колеблется около 10%, мы подсчитали общее пропускание за каждый месяц. В среднем за год на о. Артема оно составляет 61%, а у Нефтяных Камней — 52% (табл. 2).

Предложенная Т. Г. Берлянд [3] методика расчета сумм радиации основана на предположении нелинейной зависимости от количества облаков: коэффициент ослабления также является функцией облачности. Как показали расчеты, в районе Южного Каспия коэффициент этот зависит не столько от количества облаков, сколько от мощности облака или плотности облачного покрова.

Таблица 1

Относительное пропускание суммарной и рассеянной радиации при десятибалльной облачности, % от безоблачного неба о. Артема (1957—1962 гг.)

h_0	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
Суммарная радиация							
<i>Cl</i>	75	82	88	97	103	107	113
<i>Ac</i>	40	46	49	54	56	59	60
<i>As</i>	20	20	39	46	46	46	46
<i>Sc</i>	25	32	42	47	49	50	50
<i>St</i>	25	27	36	47	48	48	48
<i>Cu</i>	45	48	48	49	51	54	56
Рассеянная радиация							
<i>Cl</i>	150	175	186	200	206	225	233
<i>Ac</i>	100	167	220	276	310	350	371
<i>As</i>	50	100	146	194	248	—	—
<i>Sc</i>	62	117	186	241	273	275	275
<i>St</i>	62	100	153	176	203	235	262
<i>Cu</i>	112	175	213	252	234	315	342

Таблица 2

Коэффициенты ослабления K , %

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
о. Артема													
По форме облаков	39	54	55	69	69	80	79	76	65	54	46	48	61
По фактическим суммам	45	51	71	69	59	67	62	83	78	58	55	39	61
Нефтяные камни													
По форме облаков	45	46	47	59	62	62	55	56	52	47	46	44	52

Общая формула расчета суммарной радиации [5]

$$Q_n = Q_0 [1 - (k_n p_n + k_c p_c + k_v p_v)], \quad (1)$$

где k_n , k_c , k_v — коэффициенты ослабления для облаков верхнего, среднего и нижнего ярусов, p_n , p_c , p_v — количество облаков данного яруса. Поскольку в исследуемом районе k_v близко к 100%, а величины k_c и k_n практически не отличаются друг от друга, приведенная выше формула в нашем частном случае может быть упрощена до вида

$$Q_n = Q_0 (1 - kp). \quad (2)$$

В таком виде Q_n линейно зависит от количества облаков.

В планетарном масштабе для расчета суммарной радиации на широте о. Артема принятый в ГГО им. И. А. Воейкова коэффициент влияния облачности равен 0,67 или 67% в течение всего года [4]. В исследуемом же районе коэффициенты ослабления, подсчитанные по средним суммам радиации при безоблачном небе и фактическим данным (табл. 2), говорят о значительном годовом ходе этой характеристики, более значительном над сушей, чем над морем.

В расчете суммарной радиации над акваторией Южного Каспия приняты коэффициенты ослабления для Нефтяных Камней, ибо повторяемость форм облаков в этом пункте достаточно характерна для всего рассматриваемого района.

Годовой приход солнечной радиации в среднем по всему Южному Каспию составляет 128,9 ккал/см², а в отдельных районах колеблется

от 115,7 в районе Астары до 140,8 ккал/см² на подходах к Красноводскому заливу.

Из изложенного вытекает, что расчет прихода суммарной радиации на акваторию Южного Каспия в первом приближении можно делать по упрощенной линейной зависимости с коэффициентами пропускания отдельными для каждого месяца (табл. 2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Барашкова Е. П., Гаевский В. Л., Дьяченко Л. Н., Лугина К. М., Пивоварова З. И. Радиационный режим территории СССР. Гидрометиздат, 1961.
2. Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Гимиз, Л., 1956.
3. Берлянд Т. Г. Распределение суммарной радиации на континентах. Гимиз, Л., 1961.
4. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Гимиз, Л., 1956.
5. Самойленко В. С. Формирование температурного режима морей. Гидрометиздат, 1959.

Р. Л. Рејфман

Чэнуби Хэзэрдэ булудлулуг вэ чэмлэнмиш радиасија

ХҮЛАСӘ

Мәгаләдә булудлулугун иллик, суткалыг кедиши, үмуми вэ ашагы гат булудларынын формасы вэ сәчијјәси верилир. Нәзәри дүстурлара вэ мүшәһидәләрә әсасән алынған кәмијјәтләр арасында фәрг дә гејд едилір.

Биринчи чәдвәлдә булудлулугун он балл олдуғу шәраитдә чэмләнмиш вэ сәпәләнмиш радиасијанын зәифләдији, онун төрәдичисинин исә мәһз булудлулуг олмасы көстәрилир.

Мәгаләдә чэмләнмиш радиасија илә булудлулуг арасындакы асылығын хәтти сәчијјә дашымасы, „К“ әмсалынын (Чәнуби Хэзәр) булудлулугун тәкрарланмасында нәзәрә алынмасы да верилмишдир.

И. Г. МАМЕДОВ

ВЛИЯНИЕ ШТОРМОВЫХ ВЕТРОВ НА КОЛЕБАНИЕ УРОВНЯ МОРЯ

(на примере западного побережья Южного Каспия)

Западное побережье южной части Каспийского моря (в пределах СССР) и Апшеронский архипелаг являются районами сильных штормовых ветров. По ветровым условиям отмеченное побережье разделяется на три района.

Район Апшерона по силе и продолжительности ветров занимает первое место среди морей Европы и Азии. В различные годы число штормовых дней здесь колеблется от 6 до 130. Преобладающим направлением ветров является северное, средняя годовая повторяемость их достигает в различные годы 30—40%. На долю ветров южного направления приходится около 20% годовой повторяемости всех направлений. В отдельные годы ветры северо-западного, северного, северо-восточного направления (вместе взятые) составляют 55—62% (см. табл. 1).

Таблица I

Станция	1952 г.	1953 г.	1954 г.	1955 г.	1956 г.	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	Максимум за много лет
о. Артема	52	60	61	55	62	50	53	59	55	54	62
Нефтяные Камни	52	55	58	61	62	52	56	63	59	58	63
о. Свиной	47	48	50	45	54	46	48	55	52	53	55

Второй район — Зюйдостовый Култук; здесь синоптико-климатический режим близок к режиму района Апшеронского архипелага, хотя и имеет некоторые отличия вследствие физико-географических особенностей.

При развитии северо-западных ветров в районе Апшеронского архипелага в районе Зюйдостового Култука наблюдаются северо-восточные ветры (отклонения в силу рельефа местности). По силе они значи-

Таблица 2

Станция	Месяцы												За много лет
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Сумгаит	СЗ 30	ССЗ 34	С 34	ССЗ 28	ССЗ 34	ССЗ 28	ССЗ 24	С 34	ССЗ 28	ССЗ 34	ССЗ 34	ССЗ 34	С, ССЗ 34
о. Артема	ССЗ 29	С 34	С 34	С, СЗ 28	СЗ 34	С, СЗ 24	С 28	С 24	ССЗ 24	С, ССЗ 24	ССЗ 28	С 28	С, СЗ 34
Нефтяные Камни	ССЗ 28	С 28	ССЗ 40	С, ССЗ 28	С, СЗ 24	ССЗ 28	ССЗ 24	ССЗ 28	ССЗ 28	ССЗ 28	С 40	С 34	С, ССЗ 40
о. Свиной	С 40	ССВ, С 34	ССЗ 40	ССВ 34	ССВ 40	С 34	ССВ, С 34	С 40	ССВ, СВ 40	С 28	СВ 40	СВ 40	С, ССЗ, СВ 40
Астара	ЮЗ 21	С 20	ЮЗ 18	ЮЗ 24	СВ, ССВ 12	СВ 17	В, СВ 14	СВ 17	ССЗ 18	С 17	СЗ 18	СЗ 17	ЮЗ 24

тельно слабее, чем в районе Апшерона [3]. Аналогичное ослабление силы ветра наблюдается и при сильных западных и юго-западных ветрах. На третьем участке (Ленкорано-Астаринский район) преобладают ветры северо-западного и юго-восточного направлений. Основные отличительные черты ветрового режима связаны с расположением данного участка вблизи Талышских гор.

На основании имеющихся материалов по отдельным гидрометеорологическим станциям нами составлена таблица максимальных скоростей ветров (см. табл. 2). В эту таблицу вошли материалы наблюдений по станциям о. Артема, Нефтяных Камней, о. Свиного с 1952 по 1962 гг., Сумгаита — с 1949 по 1962 гг., Астары — с 1940 по 1962 гг.

В районе Астары абсолютный максимум скорости ветра за 23 года не превышает 24 м/сек. Ветер с такой скоростью бывает очень редко и носит фьеновый характер. Фьены наблюдаются в основном в холодное время года, когда происходит переваливание воздушных масс через Талышский хребет [3].

Влияние ветра на колебание уровня является бесспорным, ветер является главной причиной краткосрочных изменений уровня в бесприливных морях [1]. Чем сильнее штормовые ветры над морем, тем интенсивнее происходит колебание уровня, развитие сгонно-нагонных явлений на морских берегах.

С целью предсказания колебания уровня моря при очень сильных штормах, охватывающих западное побережье Каспия, был рассмотрен вопрос о влиянии одного и того же штормового периода на колебание уровня в различных пунктах западного побережья Южного Каспия. Для этой цели использовались снятые во время штормов гидрометеорологические данные различных станций, расположенных у западного побережья Южного Каспия и на Апшеронском полуострове.

Чтобы обнаружить связь колебания уровня моря с ветром и атмосферным давлением, мы составили табл. 3. В ней указано время метеорологического срока (01, 07, 13, 19). Уровенные наблюдения по станции Баку взяты из ленты мареографа (за 01, 07, 13, 19 час.), а по остальным станциям по рейке (за 03, 09, 15, 21 час.). Уровень моря по Ленкоранскому берегу составлен по интерполяции наблюдений ГМС о. Свиного с Астарой. Начальные цифры по уровню означают среднемесячный уровень. Из табл. 3 видно, что скорость и направление ветра в один и тот же день, в тот же срок на всех станциях различны. Однако рост атмосферного давления и колебания уровня моря очень хорошо сохраняет общую закономерность в разные сроки.

Путем интерполяции восстановлены данные по уровню на 3 часа (гидрологический срок) по станциям Сумгаита, поскольку наблюдение в этом сроке не производилось.

Посредством этого метода нами обработаны основные штормовые периоды 1961 и 1962 гг. Полученный результат дает основание полагать, что, имея n -ное количество обработанного материала, можно выявить закономерности хода атмосферного давления и колебания уровня моря в различных пунктах при сильных штормах. Мы сняли копию синоптических карт, предшествующих началу шторма. Анализ карт 1961—1962 гг. показывает, что есть возможность предсказывать сгонно-нагонные колебания уровня во время штормовых погод, указывать зоны затопления морских побережий, что имеет большое народнохозяйственное значение.

Обработав изложенным методом имеющиеся материалы наблюдений, проведенных в различных пунктах Каспийского моря, можно выявить: а) влияние ветра и атмосферного давления на колебание уровня моря в различных пунктах при сильных штормах, б) наклон уровня

Февраль 1961 г.

Дата	Месяц	Февраль 1961 г.							
		25				26			
		Число							
Срок		01	07	13	19	01	07	13	19
	Ветер	С	3	СС3	С	С	СС3	СС3	СС3
Сумгаит		8	1	16	14	18	16	16	16
	Атмосферное давление	15,9	16,3	20,0	24,6	27,5	30,0	32,5	35,6
	Уровень	(-24)	-24	-16	-14	-9	4	3	12
	Ветер	СС3	С3	С	С	С	С	С	С
Баку		1	1	1	1	1	4	3	4
	Атмосферное давление	15,9	16,4	19,4	24,0	27,0	29,6	31,8	34,7
	Уровень	(-47)	-45	-46	-47	-51	-43	-44	-43
	Ветер	СВ	ССВ	ССВ	СВ	СВ	ССВ	СВ	СВ
о. Свиной		5	2	10	16	24	28	20	20
	Атмосферное давление	15,9	17,0	20,2	23,1	25,5	27,9	31,7	34,3
	Уровень	(-49)	-49	-38	-33	-21	-19	-28	-21
	Ветер	штиль	штиль	СС3	штиль	С3	С3	СС3	СС3
Ленкорань				2		2	2	2	3
	Атмосферное давление								
	Уровень	16,8	16,9	18,8	22,7	25,8	28,8	30,6	34,6
			-46	-38	-33	-22	-19	-24	-21
Астара	Ветер	С	3Ю3	СВ	В	СС3	С3	С3	С3
		1	2	3	5	5	2	4	5
	Атмосферное давление	16,6	17,0	19,2	21,5	24,8	29,1	30,6	33,8
	Уровень	(-41)	-43	-39	-32	-24	-18	-20	-20

между различными пунктами, в) восстановление уровня на тех берегах моря, где нет уровенных наблюдений (подобно Ленкорани), г) колебание уровня при сильных штормах и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каракаш А. «Метеорология и гидрология». 1939, № 3.
2. Кошинский С. Д., Меликов К. М. «Тр. всесоюз. научн. метеорол. совещ.», т. III, 1963.
3. Мадат-заде А. А. «Тр. ин-та географии», т. IV, 1954.

И. Н. Маммэдов

Фыртына күлэклэринин дэниз сэвијјэсинин тэрэддүдүнэ тэ'сири

(Чэнуби Хэзэрин гэрб саһили тимсалында)

ХУЛАСЭ

Чэнуби Хэзэрин гэрб саһили вэ Абшерон јарымадасы вахташыры күчлү күлэклэр рајондур. Нэмин эразынын шимал һиссэлэриндэ (Абшерон рајонунда) фыртыналы күлэклэрин сајы илдэ 130 дэфэјэ гэдэр мүшаһидэ едилир. Буна көрэ дэ нэмин рајон Европа вэ Асија дэнизлэри ичэрисиндэ эн күчлү күлэклэр мəkаны кими таныныр. Мүэллиф тэрэфиндэн ејни бир фыртына күлэклэри дөврүндэ Хэзэр дэнизинин сэвијјэсинин нэмин рајонда нечэ дэјишилдији мäsэлэси өрэнилмишдир. Нэтичэдэ мә'лум олмушдур ки, тэтбиг олуан јени үсул:

уровня моря в различных пунктах

Июнь 1961 г.

Июнь 1961 г.												
27				5				6				
	01	07	13	19	01	07	13	19	01	07	13	19
	СС3	СС3	С	СС3	С	штиль	СС3	СС3	СС3	СС3	С	СС3
	18	18	16	14	12	8	16	16	16	18	16	16
	36,6	37,9	36,7	35,8	05,4	03,7	03,3	03,5	07,7	09,1	14,8	16,0
	15	18	13	7	(-4)	-10	-2	-1	6	13	9	10
	С	С	С	С	С	СС3	Ю	С	СС3	С	ССВ	С
	4	1	1	1	6	1	8	12	9	14	16	9
	36,0	36,7	36,0	35,3	04,9	03,8	01,8	03,2	07,7	04,0	12,1	15,4
	-41	-45	-40	-47	(-20)	-17	-29	-16	-29	-26	-21	-16
	СВ	ССВ	ССВ	ССВ	СВ	С3	ЮЮВ	СВ	С	ССВ	ССВ	С
	24	28	18	16	10	7	4	12	20	14	18	12
	34,7	36,3	36,1	33,8	04,2	05,1	02,8	03,3	05,7	08,8	13,3	16,1
	-21	-20	-18	-16	(-23)	-30	-29	-9	-10	-3	1	-8
	С3	С3	СС3	СС3	3	3	В	Штиль	Ю	СС3	СС3	3Ю3
	3	3	5	3	1	1	3		4	2	1	3
	35,6	36,0	34,9	33,4	03,5	06,4	02,8	04,2	07,7	09,7	15,5	18,0
	-21	-15	-14	-13	-18	-23	-9	-8	-5	9	2	2
	С3	СС3	СС3	СС3	Ю	СВ	В	ЮЮ3	штиль	штиль	С3	3
	3	3	5	3	5	2	3	1			6	3
	35,2	35,4	34,6	33,0	02,4	06,6	03,6	02,6	07,8	07,5	14,1	17,5
	-20	-11	-9	-9	(-8)	-7	-16	-10	-7	-7	18	12

а) күчлү фыртына заманы күлэјин вэ атмосферин тэјигинин тэ'сири илэ дэниз сэвијјэсинин нечэ дэјишилдијини;

б) ајры-ајры мүшаһидэ мэнтэгэлэри арасында јаранан сэвијјэ әјрисини;

в) мүшаһидэ мэнтэгэси олмајан јерлэрдэ (Лэнкэран саһили) сэвијјэнин кедишини;

г) күчлү фыртыналарын јарада билэчэји сэвијјэ дэјишиклијини габагчадан өјрэнмэјэ имкан верир.

Бүтүн бунлар күчлү фыртына күлэклэри нэтичэсиндэ јаранан говулма-кэтирилмэ һадисэсиндэн горунмаг үчүн вахтлы-вахтында тэдбир көрмөјэ имкан јарадыр.

А. И. ХАЛИЛОВ

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ БЕРЕГОВ КАСПИЯ В ПЕРИОД ОТНОСИТЕЛЬНОЙ СТАБИЛЬНОСТИ УРОВНЯ МОРЯ

Изучение динамики и морфологии берегов Каспийского моря с позиции современных представлений началось с 1946 г. (Зенкович, Первухин, Федоров, Леонтьев, Невесский, Антонов, Ширинов и др.).

По существу к этому времени относится начало более широких исследований в натуре, хотя в большей части они носили несколько эпизодический характер. Целью этих исследований было выяснение основных геоморфологических характеристик берега, изучение этапов эволюции побережья за четвертичное время и роли геологической структуры, а также современных тектонических движений на обширных территориях, непосредственно примыкающих к Каспийскому морю. Можно считать, что основные особенности динамики и морфологии берегов Каспия, установленные примерно до 1950—1955 гг., получили вполне исчерпывающее качественное освещение.

За последнее время в соответствующей литературе, посвященной вопросам изучения берегов Каспия, встречаются материалы весьма обширного описательного характера. Определение динамики и морфологии морских береговых участков обычно сводится к оценке качественных показателей следующих групп факторов: а) геологическое строение (структура, тектоника), литологический состав); б) климатические и гидрологические условия (температура воздуха, осадки, ветер, волнение, сгоны-нагоны, течения морской воды, речной сток, общие черты геоморфологии приустьевой полосы суши и подводного склона); в) влияние хозяйственной деятельности (в основном гидротехническое строительство на реках бассейна Каспия и его побережьях). Исходя из сочетания указанных факторов и условий по общности их отличительных особенностей определялись границы береговых областей с районами и внутрирайонными участками.

Первое наиболее подробное геоморфологическое районирование берегов Каспия, в основном по качественной оценке комплекса природных условий, дано О. К. Леонтьевым [9]. Выделенные им области и районы отличаются друг от друга чертами морфологии и динамики (характеризующими период в целом до 1958 г.), а также особенностями исторического развития берегов.

Важнейшее влияние на характер динамики и морфологии берегов Каспия того периода оказывало непрерывное понижение его уровня, наиболее интенсивное с 1930 до 1941 г., когда уровень понизился на 1,7 м. Это влияние проявлялось прежде всего в перестройке профиля подводного берегового склона почти на всем протяжении берега. В результате понижения уровня моря наблюдалось повсеместное затухание процессов абразии берега, а в ряде случаев — смена абразионного режима на аккумулятивный. Значительно уменьшилось перемещение наносов вдоль берега и местами этот процесс полностью прекратился. В целом для всего побережья моря была характерна перестройка профиля подводного склона за счет местных миграций наносов небольших размахов, с преобладанием поперечного выброса и как следствие этого — широкое разрастание береговых аккумулятивных форм. Таким образом, условия выравнивания берегов Каспия, установившиеся до начала понижения уровня моря (1929—1930 гг.), были полностью нарушены. Подножия абразионных уступков, выработанных в предшествующий период стояния уровня моря, — береговая линия, называемая линией 1929 г., — остались значительно выше последующих среднегодовых уровней. Эти уступы, находясь вне сферы непосредственного влияния моря, оказались отмершими клифами.

Даже поверхностное рассмотрение фактических данных натурных исследований прошлых времен показывает, что при всех равных условиях генеральным фоном, на котором протекают процессы развития берегов, является положение уровня моря и режим его колебания. В самом деле, часть энергии ветра, которая трансформируется водной средой, в основном затрачивается в пределах берегов и мелководных зон моря. Проводником же энергии ветра до берегов во всех случаях является водная среда. Поэтому совершенно естественно, что береговые процессы, находящиеся под воздействием морских волн, зависят от наличия и постоянства массы водной среды, непосредственно омывающей твердую оболочку Земли.

Таким образом, для выравнивания берегов, установления динамического равновесия дна подводного склона, проявления процессов интенсивных абразий, значительной миграции вдоль береговых наносов, а также образования крупных аккумулятивных форм необходимы постоянные условия доставки энергии в береговую зону. Наличие водной среды вообще еще не означает, что условия для трансформации энергии от источника до активной зоны побережья благоприятны. Очень большие глубины над подводным склоном побережья так же неблагоприятны, как и малые. В обоих случаях определенная зона подводного склона оказывается вне воздействия основной массы возмущенной воды. В первом случае до малых глубин доходят лишь остатки энергии волны, неоднократно разбивающейся на морских подступах, а во втором та же зона подводного склона испытывает лишь незначительное влияние энергии волн, поскольку с глубиной амплитуда волновых колебаний затухает. Из этого следует, что для активных процессов выравнивания береговой линии и поверхности дна подводного склона необходимы определенная (оптимальная) толщина водной среды и относительное постоянство уровня водной массы.

При колебаниях уровня моря в больших пределах, особенно если они происходят интенсивно (за небольшие отрезки времени), море практически не успевает доработывать береговую зону до состояния динамического равновесия. При стабильном стоянии уровня моря наблюдаются защитные следы переработки берега. Этим и объясняется наличие достаточно отчетливо выраженной линии берега Каспия, вы-

работанной при относительно стабильном положении уровня моря до 1929—1930 гг.

По нашим исследованиям (1962 г.) данная береговая линия, обычно именуемая линией 1929 г., относится к периоду выработки предшествующего среднестолетнего стояния уровня моря (1830—1930 гг.), имеющего абсолютную отметку около — 25,5 м. Правда, в отдельные годы отклонения уровня моря от среднестолетнего положения составляли $\pm (60 \div 65)$ см. Однако данная величина всегда находилась в пределах сезонных и сезонно-нагонных колебаний уровня.

Следует указать, что наибольшее влияние на выравнивание береговой линии и поверхности дна подводного склона оказывает периодически изменяющееся положение уровня в небольших пределах, например, сезонные колебания уровня моря.

При пониженном положении уровня волны подвергаются обработке нижние зоны подводного склона. Переуглубление этих зон при наличии на дне наносного или легко разрушаемого материала создает до известных пределов благоприятные условия для подхода к береговой зоне (при последующем повышении уровня моря) относительно крупных волн. Очевидно, процесс разрушения (абразии) берега или аккумуляции в случае изменяющегося уровня (в небольших пределах) будет наиболее активным. Повышенная переработка берега в этом случае происходит аналогично результатам воздействия чередующихся волн с различными элементами (изменение высоты, длины и периода волн).

В современной литературе встречаются данные о наблюдениях над работой волн при сезонных колебаниях уровня моря. Сводные сведения о них имеются в труде В. П. Зенковича [5].

Вопрос же о роли относительной стабильности уровня моря в развитии берегов Каспия до последнего времени почти не привлекал внимания исследователей. Между тем он в настоящее время имеет чрезвычайно важное научное и практическое значение. Дальнейшее хозяйственное освоение берегов Каспийского моря не может быть успешно осуществлено в условиях непрекращающихся колебаний уровня Каспия.

Давно уже замеченные крупные колебания уровня Каспийского моря в свое время были предположительно объяснены изменением величин испарения и объемов речных стоков в результате изменения климатических условий (Ж. Генве, 1742; П. С. Паллас, 1743). Эти объяснения в последующем подтвердились. Обстоятельное исследование причин колебания уровня Каспия впервые на научной основе было проведено Э. Х. Ленцем [8]. Дальнейшим развитием и обоснованием концепции о климатических причинах колебания уровня Каспия занимались Н. В. Ханьков [11], Н. Н. Филиппов [10], Ю. М. Шокальский [12], Н. М. Книпович [7], А. А. Каминский [6], Л. С. Берг [2], Б. А. Аполлов [1], Г. Р. Брегман [3], Б. Д. Зайков [4] и др.

В настоящее время вполне утвердилось мнение о зависимости колебания уровня Каспия от водности рек бассейна и в первую очередь от стока Волги. Начались поиски возможностей дополнительного питания Каспия за счет стока рек соседних бассейнов. Других средств компенсации дефицита в стоке рек или уменьшения расходной части водного баланса Каспия, например, процесса естественного испарения, не имеется. Из предложенных инженерных решений наиболее целесообразным оказался вариант переброски части стока северных рек Печоры и Вычегды в бассейн Волги — Каспия. Утвержденная общая схема и предварительный технико-экономический доклад данного проекта нашли широкий отклик со стороны научной общественности. Указанная

схема и последующие стадии проектной разработки выполняются Гидропроектном.

Согласно ориентировочным расчетам этого института, ход вероятных изменений уровня Каспия при естественных условиях (без учета переброски части стока северных рек) показывает понижение уровня моря к 2000 г. на 1 м (50% обеспеченности). Переброска дополнительного стока в бассейн Волги (после постройки системы оградительных сооружений на реках Печоре и Вычегде) позволит не только компенсировать ожидаемую к 2000 г. величину понижения уровня Каспия, но и повысить его отметку примерно на 1 м.

Современное состояние науки пока еще не позволяет прогнозировать ход изменения уровня Каспия с высокой достоверностью хотя бы на 10—15 лет, не говоря уже о 40—50-летнем сроке и более. Однако при современных материально-технических возможностях вполне реально практическое осуществление переброски в бассейн Каспия дополнительного количества воды, необходимого для регулирования уровня моря.

Вопросом ближайшего будущего является окончательное определение оптимального положения уровня моря с учетом интересов всех отраслей народного хозяйства, связанных с Каспием. Независимо от высотного положения зарегулированный уровень Каспийского моря будет относительно стабильным.

Вопросы прогноза развития берегов Каспия в будущем, в условиях зарегулирования уровня моря, ныне выдвигаются в число важнейших научных исследований. В связи с этим Каспийская научно-исследовательская станция Института географии Академии наук Азербайджанской ССР, начиная с 1960 г., наравне с теоретическими исследованиями занимается систематическим изучением современных процессов формирования берегов Каспийского моря. Изучение этих процессов имеет важное значение прежде всего для решения задач долгосрочных прогнозов эволюции берегов моря.

Среднегодовые данные об уровне Каспия (1830—1963 гг.) позволяют выделить периоды с различным положением относительной стабильности и интенсивного изменения уровня моря. Детальное изучение динамики и морфологии берегов, соответствующих этим периодам, позволило получить основные сравнительные данные. Прежде чем перейти к изложению полученных предварительных результатов, необходимо привести краткие сведения о характере фактического хода уровня Каспия за рассмотренный отрезок времени.

Обнаруживается, что за прошедшие 130—132 года уровень Каспийского моря имел три характерных положения (рис. 1—2): средневековое относительно стабильное положение в течение 1830—1930 гг. (около—25,7 м абс.); интенсивное понижение уровня с 1930—1933 гг. до 1940—1941 гг. на величину около 1,7 м; современное относительно стабильное положение уровня, наблюдаемое за последние 15 лет (в пределах — 28,3 м абс.).

Таким образом, уровень Каспия за указанное время в многолетнем разрезе имел два относительно стабильных положения: одно 100-летней, второе 15-летней продолжительности, а также период кратковременного резкого падения, наименее характерного в историческом ходе периодических колебаний уровня моря.

Конечно, при определении границ между этими тремя фазами уровня Каспия допущена некоторая условность. В данном случае трудно установить конкретную дату (год) конца прошедшей столетней стабильности (1830—1930 гг.) или начала современной относительной стабильности уровня моря. К современной фазе можно отнести последние 20—22 го-

да, т. е. с 1942—1944 гг. по 1963 г. В этом случае абсолютная отметка среднегодового уровня будет — 28,15 м, наибольшее отклонение среднегодовых уровней составляет $\pm 0,4$ м, т. е. в пределах сезонных и сгонно-нагонных колебаний. При среднепятнадцатилетнем уровне 1949—1964 гг. эти отклонения ограничиваются примерно в тех же пределах. Даже исключая отрезок хода уровня Каспия за 1942—1948 гг. как спорный между смежными фазами (интенсивное падение после 1930 г. и начало новой относительной стабилизации уровня моря), мы имеем уже достаточный ряд лет современного стабильного уровня (более 15 лет).

Таким образом, в нашем распоряжении оказались весьма интересные варианты изменения уровня Каспия и соответствующие им следы переработки берегов моря, из которых наиболее ценны прошедший длительный и сравнительно небольшой современный периоды относительной стабильности уровня моря. Детальное изучение этих положений позволило установить основные закономерности развития берегов Каспия в условиях относительной стабильности его уровня.

Полученные результаты чрезвычайно важны как возможные аналоги для определения основных черт унаследованности эволюции берегов в зависимости от режима уровня моря. Детально изучая динамику и морфологию берегов за эти периоды, мы сможем перейти к решению задач долгосрочного прогноза развития берегов Каспия в будущем, после осуществления инженерных мероприятий по регулированию стока рек и достижения относительно стабильного положения уровня моря на весьма длительное время. Исследования линии 1929 г. и процессов развития берегов в условиях современной стабильности уровня моря, начатые лишь в последние 2—3 года, пока еще не дают исчерпывающих фактических данных с природы по всему побережью Каспия. Теоретические же проработки находятся еще в стадии начальных попыток количественного решения при помощи физико-математического анализа. Но тем не менее удалось получить некоторые предварительные результаты. Например, как было указано, следы выработки берега морем, именуемые до сих пор береговой линией 1929 г., на самом деле являются следами почти столетней выработки. 1929 г. является лишь концом стадии переработки данной зоны, а начало ее относится к началу фазы относительной стабилизации уровня моря в 30-х годах прошлого века.

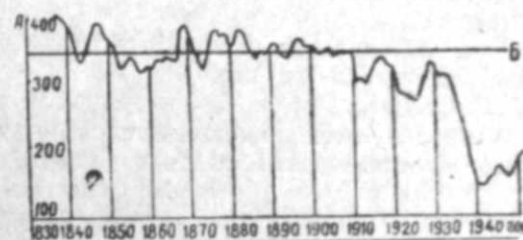


Рис. 1. Кривая хода среднегодовых уровней Каспийского моря 1930—1950 гг., составленная по данным Аполлова и Самойлова.

А—условные отметки над нулем бакинской водомерной поста, Б—средневековый уровень Каспия за 1830—1930 гг.

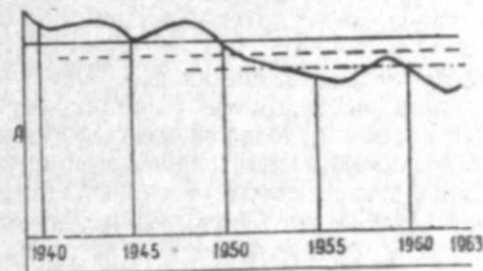


Рис. 2. Кривая хода колебания уровня Каспийского моря за 1940—1963 гг.

А—условные отметки над нулем бакинской поста; 1—средний уровень Каспия за 1941—1963 гг. (23 года); 2—средний уровень Каспия за 1948—1963 гг. (15 лет).

Из анализа данных прошлого вытекает еще одна особенность. Для Каспийского моря с его относительно пологими берегами средняя высота максимальных волн в прибрежной зоне составляет 2 м. Поэтому смена одних зон переработки берегов другими может иметь место лишь в случае изменения положения уровня моря на 1 м и более. Падение уровня моря с 1929 до 1946—1947 гг. примерно на 2 м, после которого стали наблюдаться отчетливые следы выработки новой береговой линии, подтверждает это.

Таким образом, за прошедшие 130 лет отмечаются две линии зоны наиболее интенсивного воздействия волн на береговой склон: первая — более четкая, выработанная до 1929 г., и вторая — современная, находящаяся в стадии активного развития. Современная береговая линия наиболее выражена на участках размыва с абразионными уступами (клифы). Высота этих уступов достигает до 5 м и более (например, участок между рыбколхозом им. Ворошилова и рыбным промыслом Ялама-1, морской край Куринской косы). Анализ хода уровня Каспийского моря за прошедшие 130 лет, выделение двух стадий его относительной стабилизации в сопоставлении с береговыми линиями (современной и 1929 г.) позволяют утверждать, что для выработки береговых линий (выравнивание берега) и профиля динамического равновесия дна из песчанистого (рыхлого) материала необходимо относительно стабильное положение уровня Каспия с продолжительностью не менее 10—15 лет.

Действительно, до сих пор еще неизвестен пример интенсивных процессов выравнивания берегов: абразии, перемещения и аккумуляции в прошлом, когда проходили фазы неустойчивых положений уровня Каспия. Как видно, процессы переработки определенной зоны берега приобретают самый активный характер лишь при условии относительно стабильного положения уровня моря. Например, несмотря на все еще существенный объем твердого стока р. Куры (вместе с Араксом) — около 16 млн т в год (почти равный твердому стоку р. Сулак), ввиду относительной стабилизации уровня моря дельта этой реки не только не увеличивает свою площадь, но, начиная с 1960 г., даже подвергается быстрому размыву. Подобная же участь постигла морские края Куринской и Красноводской кос. Наряду с этим интенсифицировалось накопление наносов в заливных частях и на оконечностях этих кос. Доказательством интенсивного заполнения могут служить данные по Сулакской и Бузовинской бухтам, Северо-Апшеронскому заливу, Нордостовому и Зюйдостовому Култукам и т. д. По данным съемок Каспийской НИС, линия уреза в заливе Бузовны (северное побережье Апшеронского п-ова) за последние 10—12 лет переместилась в сторону моря более чем на 280 м. В настоящее время наличие более пяти подводных песчаных валов в заливе свидетельствует о том, что процесс его заполнения находится в активной фазе. Северо-апшеронский залив мелеет с наименьшей интенсивностью. В Нордостовом Култуке линия уреза с сентября 1960 г. до октября 1961 г. — за 1 год переместилась в сторону моря на 250 м при общем объеме аккумуляции наносов за это время около 3 млн м³. По съемкам лета 1963 г. здесь установлено значительное повышение отметки пляжа. Подготовлена к приращению в близком будущем новые территории за счет образования лагунных форм.

Результаты анализа трех прошедших фаз изменения уровня Каспия показывают, что при прочих равных условиях стабильность уровня и ее продолжительность являются основными факторами выравнивания береговой линии и поверхности для подводного склона. Иными словами, чем продолжительнее относительно стабильное положение уровня,

тем активнее процессы эволюции берегов. Дальнейшие исследования позволяют вплотную подойти к решению вопросов долгосрочного прогноза формирования берегов Каспия в период регулирования уровня моря с учетом конкретных условий отдельных районов и участков побережья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аполлов Б. А. Тр. ЦИЭГМ, вып. II, 1935.
2. Берг Л. С. Уровень Каспийского моря за историческое время. Проблемы физической географии, 1934.
3. Брегман Г. Р. Колебание уровня Каспийского моря. Исследование морей СССР, вып. 24, 1936.
4. Зайков Б. Д. Тр. научно-исследов. учрежд. гидрометеосл. СССР, серия IV, вып. 38, 1946.
5. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, 1962.
6. Каминский А. А. «Изв. ЦГМ бюро», вып. I, 1923.
7. Книпович Н. М. Тр. Касп. экспедиции 1914—1915 гг., 1921.
8. Ленц Э. Х. «Журн. Мин. Внутр. Дел», 1836, № 5.
9. Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов, 1961.
10. Филиппов Н. Н. «Морской сб.», 1880, № 7, 8.
11. Ханьков Н. В. «Вести ИРГО», т. II, 1853.
12. Шокальский Ю. М. «Метеорологич. вестник», т. XXVI, 1916, № 6.

А. И. Халилов

Дэниз сэвијјэсинин нисби сабитлик дөврүндэ Хэзэр саһиллэринин инкишаф хүсусијјэтлэри

ХҮЛАСЭ

Мэгалэ мөвчүд эдэбијјат вэ шэхси мүшаһидэ материаллары эсасында јазылмышдыр.

Сэвијјэ тэрэддүдүнүн мүхтэлиф мэрһэлэлэриндэ (сэвијјэнин тэдричлэ вэ ја гыса мүддэт эрзиндэ галхыб енмэси, нисби сабит сэвијјэ) саһиллэрин инкишафынын тәһлили кәстэрир ки, саһил хәтти вэ саһил бојунун суалты јамачынын инкишафы нисби сабит сэвијјэ мүддэтиндэн асылдыр.

Башга сөзлэ десәк, әкәр дәниз сэвијјәси узун мүддэт сабит галарса, саһил бојунда кедән обрезаја вэ аккумулясија просесләри активләшәр.

Бу нөв тэдгигатлар кәләчәкдә кенишләндириләрсә, ајры-ајры саһиллэрин физики-чографи шәраитини нәзәрә алмаг шәртилә, дәниз сэвијјәсинин тәнзимләшдириләси дөврүндә саһиллэрин инкишафы просесиндәки дәјишикләр һаггында узунмүддәтли прогноз вермәк имканы әлдә едилир.

МҮНДӘРИЧАТ

А. Л. Путкарадзе. Плиоцен вә антропогенда Баки архипелагында палеогеографи вә геотектоник инкишафын бәзи мәсәләләри	3
Г. А. Исмајылов, М. Н. Мирзәјев. Күровдаг вә Мишовдаг нефт ятагларында (Күрјаны дүзәнлик) Мәһсуллар гатын кәсилиши боју лај суларынын таркибинин дәјишмәси характеринә даир	13
Р. Ј. Јусифов. Боздаг силсиләси рајону Үчүнчү дөвр чөкүнтүләринин нефт вә газлылығынын перспективләри	23
Г. Ә. Әлизадә, А. Х. Бабајев. Самур-Гусарчај чајарасы сәһәнин Агчакил чөкүнтүләри	31
М. Т. Пронина. Нахчыван МССР-ин Миосен чөкүнтүләриндән <i>Bolivina</i> чинисинин јени нөвләри	39
В. П. Кузнетсов. 1959-чу ил декабрын 12-синдә вә 1962-чи ил ијулун 1-дә сәһни мәнбәдән Сумгајытда баш верән зәлзәлә	47
Ч. Ә. Азадәлијев. Чәнуби Дашкәсән дәмир филизи ятагынын эпидозитләри һагында	55
А. Ч. Исмајылзадә, Ф. А. Мустафајев. Талыш сеолитләри һагында	65
Р. Г. һәсәнов. Шаһдаг силсиләсиндә магматик процессләрә даир (Кичик Гафгаз)	71
В. Ј. Бабаилы. Гејри-бирчинс лајда һидравлик јарманын вә кечирмәз аракәсмәнин гујунун мәһсулдарлығына тәсири	81
Ә. А. Бағбанлы, Р. С. Гурбанов, Т. А. Зејналов. Гыровдаг нефт ятагы мәһсуллар гатынын биринчи һоризонтунда температур режиминин дәјишмәси	87
Р. Ә. Мусајев, Г. А. Бабалјан, И. И. Кравченко. Карбонидрогенләрдә һәлл олан сәһни-фәал маддәләрин (СФМ) сәһни кәриләмәјә тәсири	97
Р. һ. Мәммәдов. Кировабәд сәнајә говшагы сабуи заводунун рајонларарасы истеһсал әләгәләри мәсәләсинә даир	103
У. Х. Ахундов. Турбулент ахыны заманы боруларын башлангыч вә сон һиссәләринин узунлуғунун экспериментал тәјини	107
Б. М. һәлибәјов. Јужносухокумск сәһәсиндә газыма үсулларынын һисби сәмәрәлији һагында	113
П. С. Мирзәјев. Нахчыван МССР-дә һава температурунун 5°, 10°-дән кечид вахтлары вә һәмин дөврдә температур чәми	117
С. Б. Мәммәдов. Памбығын мәһсулдарлығы вә онун һава шәраитиндән асылылығы	125
Г. Ә. һачыјев. Азәрбајҗан ССР-ин памбыгчылыг рајонларында һава рүтубәтлијинин пәјланмасы һагында	131
Н. һ. һачыбәјов. Кичик Гафгазын шимал-шәрг һиссәси чајларында јәз-јәј дашғынларынын максимал сәрфи	139
Р. Л. Рејфман. Чәнуби Хәзәрдә буудлулуғ вә чәмләнмиш радиасија	143
И. һ. Мәммәдов. Фыртына күләкләринин дәниз сәвијјәсинин тәрәддүдүнә тәсири	147
А. И. Хәлилов. Дәниз сәвијјәсинин һисби сабитлик дөврүндә Хәзәр сәһилләринин инкишаф хүсусијјәтләри	153

СОДЕРЖАНИЕ

А. Л. Путкарадзе. Некоторые вопросы палеогеографии и геотектонического развития Бакинского архипелага в плиоцене и антропогене	3
К. А. Исмаилов, М. Н. Мирзоев. О характере изменения состава пластовых вод по разрезу продуктивной толщи месторождений Кюровдага и Мишовдаг (Прикуринская низменность)	13
Р. Ю. Юсифов. Перспективы нефтегазоносности третичных отложений в пределах хребта Боздаг	23
К. А. Ализаде, А. Х. Бабаев. Акчагыльские отложения Самур-Кусарчайского междуречья	31
М. Т. Пронина. Новые виды рода <i>Bolivina</i> в миоценовых отложениях Нахичеванской АССР	39
В. П. Кузнецов. Землетрясения из поверхностного очага в гор. Сумгаите 12 декабря 1959 г. и 1 июля 1962 г.	47
Дж. А. Азадалиев. Об эпидозитах Южно-Дашкесаиского месторождения железных руд	55
А. Д. Исмаилзаде, Ф. А. Мустафаев. О цеолитах Талыша	65
Р. К. Гасанов. К вопросу магматизма на Шахдагском хребте (Малый Кавказ)	71
В. Ю. Бабанлы. Влияние гидроразрыва и непроницаемой перегородки на производительность скважины в неоднородном пласте	81
Э. А. Багбанлы, Р. С. Гурбанов, Т. А. Зейналов. Изменение температурного режима залежи I горизонта продуктивной толщи нефтяного месторождения Кюровдаг	87
Р. А. Мусаев, Г. А. Бабалян, И. И. Кравченко. Влияние углеводородорастворимых ПАВ на поверхностное натяжение	97
Р. Г. Мамедов. К вопросу о межрайонных производственных связях мыловарения Кировабадского промышленного узла	103
У. Х. Ахундов. Экспериментальное определение длины начального и конечного участков при турбулентном течении	107
Б. М. Халимбеков. Об относительной эффективности способов бурения на площади Южносухокумск	113
П. С. Мирзоев. Дата перехода температуры воздуха через 5, 10° и сумма температур в этом периоде в Нахичеванской АССР	117
С. Б. Мамедов. Урожайность хлопчатника и ее зависимость от погодных условий	131
Г. А. Гаджиев. О распределении влажности воздуха в хлопковых районах Азербайджанской ССР	131
И. Г. Гаджибеков. Максимальные расходы весенне-летнего половодья рек северо-восточной части Малого Кавказа	139
Р. Л. Рейфман. Облачность и суммарная радиация над Южным Каспием	143
И. Г. Мамедов. Влияние штормовых ветров на колебание уровня моря	147
А. И. Халилов. Особенности развития берегов Каспия в период относительной стабильности уровня моря	153

Чапа нмзаланмыш 22/XII 64-чү ил. Кағыз форматы 70×108^{1/16}. Кағыз варағи 5,13.
 Чап варағи 14,04. Несс.-нашријат варағи 12,1. ФГ 07147. Сифарыш 363. Тиражы 550.
 Гіјмәти 80 гәп.

Азәрбајҹан ССР Назирләр Совети Дөвләт Мәтбуат Комитәсинин «Едм» мәтбәси
 Бақы, Фәһлә проспекти, 96.