

11-168/2

АЗƏРБАЙЧАН ССР ЕЛМЛƏР  
АКАДЕМИЈАСЫНЫН  
ХƏБƏРЛƏРИ  
ИЗВЕСТИЯ  
АКАДЕМИИ НАУК  
АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

КЕОЛОКИЈА-ЧОГРАФИЈА ЕЛМЛƏРИ  
СЕРИЈАСЫ  
\*  
СЕРИЯ  
ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

1

1965

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

# ХƏБƏРЛƏРИ ИЗВЕСТИЯ

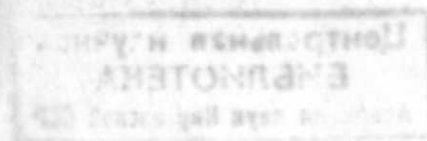
АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

МЕОЛОКИЈА-ҶОГРАФИЈА ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

☆

СЕРИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАУК

1



1965

АЗƏРБАЙҶАН ССР ЕА НƏШРИЈАТЫ  
ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР  
Бақы—Баку

Л. Д. МАМЕДОВА

**НОВЫЕ ВИДЫ НОНИОНИД МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО АЗЕРБАЙДЖАНА**

В северо-восточном Азербайджане нониониды среднего и верхнего миоцена по сравнению с другими группами фораминифер представлены наиболее обильно и большей частью развиты в прибрежно-мелководных осадках. В глубоководных же отложениях миоцена этой области, в особенности в западной части Апшеронского полуострова и в прилегающих районах, фораминиферы почти не встречаются, уступая место ихтиофауне. Однако за пределами перечисленных районов на южном, а тем более на северном склоне Большого Кавказа широко развита и разнообразно представлена нонионидовая ассоциация фауны. Изучение представителей этой группы из упомянутых отложений показало постепенное увеличение количества камер и размеров раковины, осложнение устья, появление отростков на септальных швах, прогрессирование канальцев скелета, полное покрытие бугорками поверхности раковины и развитие сравнительно крупной шишки в ее пупочной области.

В результате анализа развития, распространения и появления перечисленных морфологических признаков нонионид нам удалось установить 14 новых видов и подвидов. В данной статье дается описание и изображение 8 видов, имеющих важную стратиграфическую значимость для изучаемых отложений.

Подкласс FORAMINIFERA

СЕМЕЙСТВО Nonionidae Schultze, 1854

Род *Porosonion* Putria, 1958

Тип рода: *Nonion subgranosa* Egger, 1857, миоцен Баварии.

Описание. Раковина спирально-плоскостная, инволютная. Стенка имеет радиально-лучистую структуру. Устье ситовидное, расположено в нижней части (во внутренней половине) устьевой поверхности.

*Porosonion concinnum* L. Mamedova sp. n.

Таблица, 1 а, в; 2 а, в.

Голотип № 718, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Азербайджан, сел. Амирханлы, караганский горизонт.

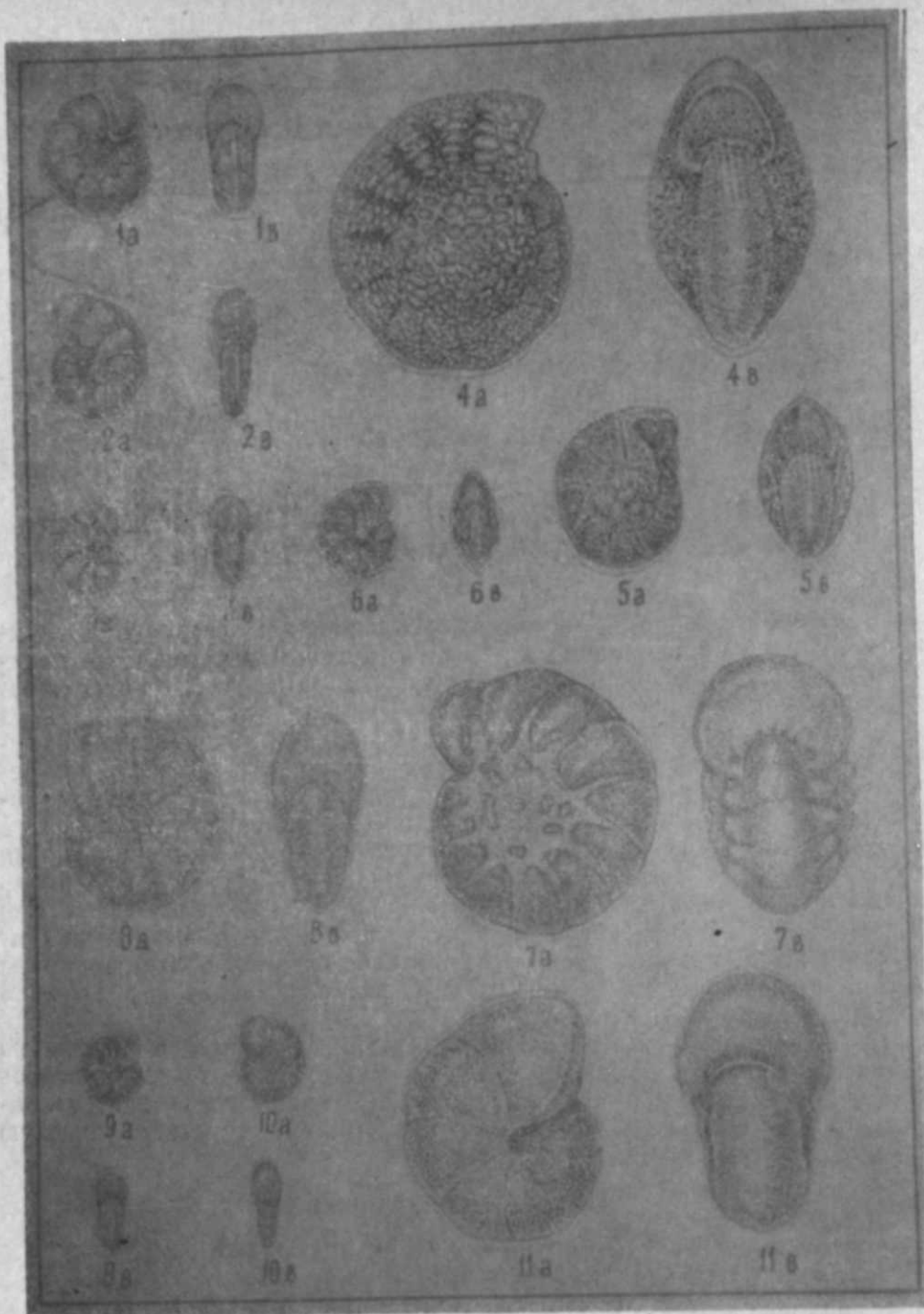
147474  
Центральная научная  
Библиотека  
Академии наук Киргизской ССР

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)».

Подписано к печати 7/V 1965 г. Формат бумаги 70×108<sup>1/16</sup>. Бум. лист. 3,88. Печ. лист. 10,62. Уч.-изд. лист. 10,2 ФГ 01420. Заказ 21. Тираж 620. Цена 80 коп.

Типография «Наука» Госкомитета по печати Совета Министров Азерб. ССР Баку, Рабочий проспект, 96.



Таблица

- 1а, в; 2а, в—*Porosononion concinnum* sp. n. (везде а—вид сбоку, в—вид с периферического края),  $\times 80$ .  
 3а, в—*Porosononion praemartkobi* sp. n.,  $\times 80$ .  
 4а, в; 5а, в—*Biporosononion mirum* sp. n.,  $\times 60$ .  
 6а, в—*Biporosononion karaganensis* sp. n.,  $\times 80$ .  
 7а, в—*Biporosononion tumidum* sp. n.,  $\times 60$ .  
 8а, в—*Gribrononion shimakhinica* sp. n.,  $\times 60$ .  
 9а, в; 10а, в—*Gribrononion sadanica* sp. n.,  $\times 80$ .  
 11а, в—*Melonis zagliensis* sp. n.,  $\times 60$ .

Описание. Раковина среднего размера, с боковых сторон значительно сжатая; периферический край округленный, очертание его слабоболнистое. В широкой углубленной пупочной области наблюдается дополнительное скелетное вещество в виде мелких бугорков. В наружном обороте насчитывается 8—10 довольно выпуклых, изогнутых камер, сравнительно медленно увеличивающихся в сторону устьевого конца. Септальные швы узкие, изогнутые, углубленные. Устьевая поверхность округленная, слабовыпуклая. Устье в виде мелких точечных отверстий, аркообразнорасположенных в основании устьевой поверхности.

Размеры голотипа (в мм): наибольший диаметр—0,24, наименьший—0,19, толщина—0,11.

Изменчивость. Несколько варьирует степень выпуклости камер в сторону устьевого конца и характер очертания периферического края: от округлого до овального.

Сравнение. Описываемый вид имеет некоторое сходство с *Porosononion artifex* (Segova), приведенным М. Я Серовой из верхнетортонских отложений ЮЗ окраины Русской платформы, но отличается от последнего прежде всего широкой и углубленной пупочной областью, более глубокими и изогнутыми швами, устьем, представленным отверстиями, расположенными в один ряд у основания устьевой поверхности. Этот вид имеет также сходство с *Rorosononion pseudomartkobi* (Chalilov), описанным из отложений олигоцена Азербайджана, но отличается отсутствием сравнительно быстрого утолщения в сторону поздней камеры и наличием узких, глубоких швов не расширяющихся к пупочной области.

Распространение. *Porosononion concinnum* sp. n. встречается в караганском горизонте у сс. Саадан и Амирханлы в северо-восточном Азербайджане.

*Porosononion praemartkobi* L. Mamedova sp. n.

Таблица, 3 а, в.

Голотип № 719, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Азербайджан, сел. Амирханлы, чокракский горизонт.

Описание. Раковина маленькая, овальная, с боковых сторон сжатая; периферический край цельный, значительно суженный. Пупочная область сравнительно широкая и покрыта очень мелкими бугорками, которые наблюдаются и в области септальных швов. В наружном обороте расположено 6 неправильнотреугольных камер, быстро возрастающих в размерах в сторону устьевого конца. Септальные швы двухконтурные, изогнутые, углубленные, расширяющиеся в сторону пупка, а к периферическому краю они сильно суживаются. Устьевая поверхность выпуклая, имеет неправильноовальное очертание. В основании аркообразной линии устьевой поверхности расположено устье в виде мелких отверстий. Стенка стекловидно-прозрачная, покрыта многочисленными тесно расположенными мелкими порами.

Размеры голотипа (в мм): наибольший диаметр—0,16, наименьший—0,12, толщина—0,09.

Изменчивость. Изменчивость наблюдается главным образом в степени вздутости камер, углубленности и расширяемости септальных швов в сторону пупка.

Сравнение. Этот вид отличается от близкого *Porosononion martkobi* (Bogd.), описанного из нижнесарматских отложений Запад-

ной Кубани, наличием меньшего количества камер, формой, очерта-нием и меньшим размером раковины.

Распространение. Описываемый вид встречается в слоях чок-ракского горизонта, вскрытых скважинами № 48 и 53 у сел. Амирханлы, в северо-восточном Азербайджане.

*Biporosononion* L. Mamedova gen. n.

Тип рода: *Biporosononion mirum* L. Mamedova sp. n. Азербайджан, сел. Тенгиалты, средний сармат.

Описание. Раковина спирально-плоскостная, инволютная, с боковых сторон вздутая, периферический край суженный. Устье в виде двух крупных боковых отверстий, расположенных в основании устье-вой поверхности, между которыми аркообразно расположены более маленькие отверстия. Иногда мелкие отверстия образуют второй ряд значительно выше над основанием устьевой поверхности.

Сравнение. Этот род генетически связан, видимо, с родом *Porosononion* Putrja, но отличается от последнего наличием дополнительных двух крупных боковых отверстий в основании устьевой поверхности.

*Biporosononion mirum* Mamedova sp. n.

Таблица, 4 а, в; 5 а, в.

Голотип № 720, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Азербайджан, сел. Тенгиалты, средний сармат.

Описание. Раковина большая, с боковых сторон сильно вздутая, на начальных камерах наружного оборота со стороны периферического края развита струйчатость, выраженная рядовым расположением бугорков в виде ребрышек. Периферический край сжатый, затупленный, имеет круглое очертание, иногда лишь в сторону поздних камер слабovolнистый. Очень широкая пупочная область сплошь покрыта бугорками, причем в центре они более крупные, а вокруг центра размеры их уменьшаются; далее бугорки расположены также по обе стороны септалных швов; эти бугорки округленные, часто овальные и крупные. В последнем обороте насчитывается 8—14 камер, которые постепенно возрастают в размерах в сторону устьевого конца. Септалные швы сравнительно узкие, вдавленные, выпрямленные, слабоизогнутые. Устьева поверхность слегка выпуклая, в сторону периферического края больше всего суживается, а к основанию несколько расширяется. Устье сложное, в виде двух крупных отверстий по бокам в основании устьевой поверхности, а в промежутке между ними расположено 3—5 маленьких отверстий. Стенка прозрачная, мелкопористая.

Размеры голотипа (в мм): наибольший диаметр—0,69, наименьший—0,60, толщина—0,40.

Изменчивость. Изучение большого количества экземпляров показало, что особи данного вида являются довольно изменчивыми, в особенности степень вздутости боковых сторон раковины, количество камер, размер и форма бугорков, расположенных в пупочной области и по обе стороны септалных швов, степень сжатости периферического края. В значительной мере варьируют формы последних 2—3 камер, а также изогнутость швов маленьких раковин, в которых они более изогнутые, менее углубленные в сторону периферического края. Весьма интересным является у некоторых особей описываемого вида наличие струйчатости на поверхности периферического

края, выраженного в виде ребрышек, отходящих от основания устье-вой поверхности, вплоть до нескольких камер начальной части наружного оборота.

Сравнение. Этот вид очень характерный и своеобразный, хорошо выделяется среди других благодаря своему устью выраженному двумя крупными боковыми отверстиями, между которыми находятся и более мелкие отверстия. Этим и другими признаками резко отличается от близкого *Porosononion subgranosum* (Egger) var. *aragviensis* Djanelidze.

Распространение. В большом количестве встречается в среднем сармате, особенно в его верхнем горизонте у сс. Тенгиалты и Заглы в Кубинском и Дивичинском районах Азербайджана.

*Biporosononion tumidum* L. Mamedova sp. n.

Таблица, 7 а, в.

Голотип № 724, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Азербайджан, сел. Тенгиалты, средний сармат.

Описание. Раковина большая, несколько сжатая; периферический край заметноволнистый, тупо суживается в сторону начальной камеры наружного оборота. Пупочная область раковины покрыта бугорками разных размеров, причем последние наблюдаются также и по септалным швам. В последнем обороте насчитывается 8—12 неправильно треугольных вздутых камер, из которых устьева наиболее вздутая, а в сторону начальной камеры последнего оборота степень выпуклости их постепенно уменьшается. Септалные швы умеренноизогнутые, сильноуглубленные, особенно в поздних двух—трех камерах; они сравнительно широкие, в сторону периферического края сильно суживаются. Устьева поверхность выпуклая, широкоокругленная, по бокам основания ее расположены два крупных отверстия, а между ними, иногда и выше, наблюдается ряд мелких точечных отверстий устья. Стенка не совсем прозрачная, как бы матовая, крупно- или мелкопористая.

Размер голотипа (в мм): наибольший диаметр—0,66, наименьший—0,60, толщина—0,40.

Изменчивость. Изучение большого количества раковин показало, что у данного вида наиболее изменчивым является степень вздутости боковых сторон, которые получают развитие от несколько выпуклых до сильно сжатых, вплоть до значительной вогнутости пупочной области. Встречаются особи, почти сплошь покрытые в пупочной области бугорками мелких и средних размеров, а также слабовогнутые формы с редкими более крупными бугорками, с налетом дополнительного вещества. Кроме того, варьирует размер устьевой камеры: иногда она бывает самая маленькая по сравнению с остальными камерами и поверхность ее гладкая, очень мелкопористая.

Сравнение. Описываемый вид является весьма своеобразным, по форме и характеру углублений септалных швов и пупочной области он резко отличается от других приведенных видов данного рода.

Распространение. Данный вид встречается единично в нижнем и в большом количестве в среднесарматских отложениях сс. Тенгиалты и Заглы в Азербайджане.

*Biporosononion karaganensis* L. Mamedova sp. n.

Таблица, 6 а, в.

Голотип № 725 микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Азербайджан, сел. Амирханлы, караганский горизонт.

Описание. Раковина маленькая, с боковых сторон сильно выпуклая; периферический край значительно суженный, слабоволнистый, имеет почти круглое очертание. Выступающая пупочная область покрыта мелкими бугорками. В последнем обороте 7—9 неправильно-треугольных камер, постепенно увеличивающихся в размерах в сторону устьевого конца. Септальные швы глубокие, узкие, изогнутые, непосредственно упирающиеся на стекловидную шишку. Устьевая поверхность слегка выпуклая, к периферическому углу суживается, приобретает неправильнотреугольное очертание. Устье выражено двумя крупными боковыми отверстиями, между которыми расположены по дугообразному основанию устьевой поверхности более мелкие отверстия. Стенка блестящая, прозрачная, мелкопористая.

Размеры голотипа (в мм): наибольший диаметр—0,19, наименьший—0,15, толщина—0,10.

Изменчивость. Этот вид сравнительно мало изменчивый. Варьируют дополнительные скелетные вещества пупочной области, выраженные либо мелкими бугорками, либо натечной стекловидной шишкой, а также степень выпуклости камер.

Сравнение. *Biporosonion karaganensis* sp. n. по типу строения раковины имеет некоторое сходство с *Biporosonion mirum* sp. n. описанным нами из среднесарматских отложений сел. Тенгилалты (Азербайджан), однако резко отличается от последнего меньшим количеством камер в наружном обороте раковины, отсутствием бугорков по обе стороны сильноизогнутых септальных швов, дополнительным скелетом, включая струйчатые ребрышки на периферическом крае раковины.

Распространение. Встречается в отложениях караганского и чокракского горизонтов, вскрытых скважинами № 53 и 48 у сс. Саадан и Амирханлы в Азербайджане.

*Cribrononion* Thalmann, 1946

Тип рода: *Nonionina heteropora* E'gger, 1857, миоцен Баварии.

Описание. Раковина спирально-плоскостная, инволютная, напоминает род *Elphidium*, но отличается от него отсутствием ретральных отростков, а от рода *Nonion*—наличием на септальных швах мелких, часто неясных ямок. Устье не всегда отчетливо.

*Cribrononion shemakhinica* L. Mamedova sp. n.

Таблица, 8 а, в.

Голотип № 726, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Сармат. сел. Хыныслы, Азербайджан.

Описание. Раковина большая, с боковых сторон значительно сжатая, периферический край ее суженный, имеет почти круглое, волнистое очертание. В узкой, углубленной пупочной области развиты мелкие бугорки. В наружном обороте раковины расположено 11 слегка изогнутых, неправильнотреугольных камер, которые по мере нарастания постепенно увеличиваются в размерах. Септальные швы узкие, несколько изогнутые, углубленные. Септальные ямки небольшие, обычно на швах они отчетливо выделяются, количество их 5—6 и более, иногда они закрыты мелкими зернами. Устьевая поверхность слабовыпуклая, в сторону периферического края значительно суживается. В основании устьевой поверхности наблюдается устье в виде узкой щели. Кроме того, виден ряд округлых дополнительных отверстий на септах. Стенка стекловидная, прозрачная, блестящая, мелкопористая.

Размеры голотипа (в мм): наибольший диаметр—0,36, наименьший—0,30, толщина—0,17.

Изменчивость. На основании имеющегося материала трудно говорить об изменчивости данного вида.

Сравнение. Описываемый вид имеет некоторое сходство с *Cribrononion rotundatum* Grigo., приведенным из верхнего миоцена и плиоцена Сахалина, но отличается от него наличием щелевидного устья, а также количеством камер, характером септальных швов, углубленной пупочной областью.

Распространение. Этот вид встречается в сарматских отложениях верхнего миоцена Хыныслинского ущелья Шемахинского района Азербайджана.

*Cribrononion sadanica* L. Mamedova sp. n.

Таблица, 9 а, в; 10 а, в.

Голотип № 727, микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Азербайджан, сс. Саадан, Амирханлы, чокракский и караганский горизонты.

Описание. Раковина хрупкая, небольшого размера, значительно сжатая с боковых сторон; периферический край почти цельный, слабоволнистый, сжатый, обычно имеет круглое очертание. Наружный оборот состоит из 6—8 камер, равномерно увеличивающихся в размерах в сторону устьевого конца. Ближе к пупочной области начальные камеры последнего оборота слабовыпуклые, в сторону же поздних камер выпуклость их медленно увеличивается. Пупочная область умеренновогнутая, редко заполнена тонким слоем прозрачного вещества (мелкозернистая). Швы сильноизогнутые, сравнительно широкие, углубленные к центру раковины, по краям их тесно расположены мелкие неясные ямки, которые создают впечатление прозрачных полосок (выходы каналцев). Устьевая поверхность слабовыпуклая, к периферическому углу несколько суживается, в основании ее расположено 5—6 отверстий. Стенка тонкая, стекловидная блестящая, очень мелкопористая.

Размеры голотипа (в мм): наибольший диаметр—0,15, наименьший—0,13, толщина—0,07.

Изменчивость. Наиболее изменчивым признаком описываемого вида является последняя устьевая камера, которая у маленьких особей более выпуклая и большего размера. Варьирует глубина септальных швов, а также степень выпуклости камер последнего оборота в сторону пупка.

Сравнение. Описываемый вид своеобразен и является характерным благодаря наличию выходов каналцев в виде ямок по бокам септальных швов.

Распространение. Данный вид встречается в караганском и чокракском горизонтах, вскрытых скважинами у сс. Саадан и Амирханлы Дивичинского района Азербайджана.

Род *Melonis* Montfort, 1808

Тип рода: *Nautilus pompilioides* Fichtel et Moll, 1798, современный, Средиземное море.

Описание. Раковина спирально-плоскостная, инволютная или иногда эволютная; двустороннесимметричная, пупок глубокий, устье щелевидное, длинное, протягивается на боковые стороны.

*Melonis zagliensis* L. Mamedova sp. n.

Таблица, II а, в.

Голотип № 728 микрофаунистическая коллекция Института геологии АН Азербайджанской ССР. Азербайджан, сел. Заглы, средний сармат.

Описание. Раковина большая, с боковых сторон сжатая, имеет овальную форму; периферический край волнистый, широкоокругленный. В наружном обороте расположено 7—8 камер, равномерно увеличивающихся в размерах в сторону устьевого конца, самая поздняя камера наиболее крупная и выпуклая по сравнению с остальными. Пупочная область сильно углубленная. Септальные швы дугообразноизогнутые, значительно углубленные. Устьевая поверхность широкая, слабывыпуклая; очертание ее превышает полукруг. Устье в виде щели расположено в основании устьевой поверхности и, заходя и на боковые стороны раковины, окаймляется губой.

Размеры голотипа (в мм): наибольший диаметр—0,44, наименьший—0,25, толщина—0,27.

Изменчивость. Вид сравнительно мало изменчив, варьируют высота устьевой поверхности и глубина пупка.

Сравнение. Данный вид имеет сходство с *Melonis soldanii* (Ogb.), встреченным в миоценовых отложениях Европы, Сахалина, но отличается меньшим количеством камер, сравнительно узкими септальными швами, а также высокой устьевой поверхностью последней камеры.

Распространение. Встречается в среднесарматских отложениях сс. Тенгиалты и Заглы в Азербайджане.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданович А. К. О результатах изучения фораминифер миоцена Крымско-Кавказской области. Сб. „Микрофауна Кавказа, Эмбы и Средней Азии“. Ленгостехиздат, 1948.
2. Богданович А. К. „Тр. КФВНИИ“ вып. 3. Геол. сб., 1960.
3. Венглинский И. В. Биостратиграфия миоцена Закарпатья с фауной фораминифер. Изд-во АН Укр. ССР. Киев, 1962.
4. Волошинова Н. А. „Тр. ВНИГРИ“. новая серия, вып. 63, 1—IX, 1952.
5. Волошинова Н. А. О новой систематике нонионид. „Микрофауна СССР“. Сб. IX. Гостехиздат, Л., 1958.
6. Джанилидзе О. И. „Сообщ. АН Груз. ССР“, т. XIV, № 3, 1953.
7. Джанилидзе О. И. Тр. Сектора палеобиол. АН Груз. ССР, т. III, 1956.
8. Крашенников В. А. О строении устья у некоторых представителей нонионид и эльфидид. „Вопросы микропалеонтологии“, вып. 2. Изд-во АН СССР, 1958.
9. Победина В. М., Ворошилова А. Г., Рыбина О. И., Кузнецова З. В. Справочник по микрофауне средне- и верхнемиоценовых отложений Азербайджана. Азнефтеиздат, Баку, 1956.
10. Пронина М. Т. „Изв. АН Азерб. ССР“, серия геол.-геогр., 1963, № 1.
11. Серова М. Я. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Мат-лы по биостратиграфии западных областей Укр. ССР, Госгеолтехиздат, 1956.
12. Халилов Д. М. „ДАН Азерб. ССР“, 1946, № 7.
13. Халилов Д. М. „Тр. Ин-та геол. АН Азерб. ССР“, т. XVIII, 1956.
14. Cushman J. A. A Monograph of the Foraminifera Family Nontonidae US Geol. Surv. Prof. Pap., No 191, 1939.
15. Egger J. Die Foraminiferen der Miocän-Schichten bei Ortenburg in Nieder-Bayern. Neues Jahrb. Min., 1857.
16. Orbigny A. Tableau methodique de la classe des Cephalopodes. Ann. Sci. Nat., Voll. 7, 1826.

Л. Ч. Мамедова

Шимал-шэрги Азербайчанын Миосен чөкүнтүлэринин  
јени нонионид нөвлэри

ХҮЛАСЭ

Шимал-шэрги Азербайчанын Орта вэ Үст Миосен чөкүнтүлэриндэ фораминиферлэрдэн эн кениш јайыланы нонионидлэрдир. Тэдгиг олуан саһенин дэриндибли фасијалы чөкүнтүлэриндэ нонионидлэр надир һалларда тапылыр вэ онларын эвэзинэ ихтиофауна инкишаф етмишдир. Лакин өјрэндијимиз группун нүмајэндэлэри Бөјүк Гафгазын чәнуб, хусусэн шимал Јамачларында чох кениш инкишаф етмишдир.

Мәгалэдэ тәсвир едилэн 8 јени нөвүн ајры-ајры әламәтлэринин дәјишилмәси вэ инкишафы мүәллиф тәрәфиндэн дәгиг өјрәнилмишдир. Һәмин нөвлэр ашағыда тәсвир олуноур: *Porosononion concinnum* sp. n., *P. praemartkobi* sp. n., *Biporosononion mirum* sp. n., *B. karaganensis* sp. n., *B. tumidum* sp. n., *Cribrononion shemakhinica* sp., *C. sadanica* sp. n., *Melonis zagliensis* sp. n., Беләликлә, мәгалә һәм стратиграфик вэ һәм дә биоложи әһәмијјәт кәсб едир.

Ф. Г. ДАДАШЕВ, А. Х. АХУНДОВ

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ АТАШКИНСКОГО НЕФТЕНОСНОГО РАЙОНА

Попутные газы Аташкинского нефтяного района охарактеризованы 34 пробами (заимствованы из отчетов НПУ «Карадагнефть»), отобранными из скважин, эксплуатирующих различные горизонты продуктивной толщи, и одной пробы, естественного выхода, широко известного под названием «Вечные огни». Последняя характеризуется следующим составом газа: метан — 87,56%, этан — 1,38%, пропан — 0,62%, бутан 0,44% и углекислый газ 10,0%. Как видно из анализа, газ «Вечных огней» отличается от газа грязевых вулканов повышенным содержанием суммы тяжелых углеводородов (4,05%) и углекислого газа. С другой стороны, отсутствие в составе газа пентана говорит о том, что источник этого естественного выхода характеризуется незначительным содержанием нефти. Это подтверждается и тем, что длительное выделение газа не привело к появлению нефти или каких-либо других ее признаков.

Газы нефтяных горизонтов изучаемого района характеризуются следующим содержанием компонентов: метан — от 73,20 до 94,18%, этан — 0,15—4,21%, пропан — 0,12—2,19%, бутан — 0,04—1,49%, пентан — 0,04—1,57%, углекислый газ — 1,50—20,57%. Средние значения и пределы содержания компонентов по свитам приводятся в табл. 1 и 2. На таблицах довольно четко отмечается увеличение содержания гомологов метана от VII к VII<sup>a</sup> и VIII горизонтам, уменьшение их содержания в газах кирмакинской свиты и новое увеличение в подкирмакинской. В изменении по разрезу содержания метана и углекислого газа не отмечается определенной направленности. Аналогичным образом происходит изменение верхнего и нижнего пределов содержания названных компонентов.

По сравнительно пониженному среднему процентному содержанию метана заметно выделяются газы VIII горизонта. Если не считать одной пробы газа из скв. 1305, то и пределы его содержания 73,66—76,01% будут минимальными по сравнению с газами остальных горизонтов залежей. Вместе с этим газы VIII горизонта и подкирмакинской свиты характеризуются повышенным содержанием гомологов метана. Если среднее процентное содержание суммы тяжелых углеводородов в газах VII, VII<sup>a</sup> горизонтов и кирмакинской свиты изменяется в пределах

от 0,54% до 2,24%, то в VIII горизонте оно равно 2,96%, а в подкирмакинской свите — 4,83%.

В табл. 3 приводится среднее процентное содержание компонентов газа для верхнего и нижнего отделов продуктивной толщи.

Таблица 1

Горизонт	Состав газа, %							Характеристика нефтей и вод		
	Метан	Этан	Пропан	Бутан	Пентан	Сумма тяжелых	Углекислый газ	Уд. вес	% бензина	НСО <sub>2</sub> , мг. экв.
VII	85,32	0,22	0,14	0,06	0,12	0,54	12,50	0,917	2,02	105
VII <sup>a</sup>	87,14	0,43	0,23	0,15	0,19	1,00	11,67	0,916	2,40	95
VIII (НКП)	76,71	1,45	0,50	0,23	0,78	2,96	15,28	0,897	5,63	129
IX(КС)	88,29	0,78	0,43	0,18	0,85	2,24	6,01	0,883	5,66	65
ПК	85,86	3,10	0,81	0,52	0,40	4,83	9,28	0,854	6,84	72

Сравнивая состав газа разных отделов, наблюдаем, что последние незначительно отличаются друг от друга по содержанию метана и углекислого газа, а по содержанию этана, пропана, бутана и пентана

Таблица 2

Горизонт	Пределы содержания, %					Углекислый газ
	Метан	Этан	Пропан	Бутан	Пентан	
VII	83,80—86,64	0,15—0,30	0,12—0,17	0,04—0,08	0,11—0,13	10,62—14,00
VII <sup>a</sup>	84,08—91,12	0,19—0,65	0,12—0,42	0,05—0,41	0,04—0,52	8,24—14,70
VIII (НКП)	73,20—86,16	0,60—3,70	0,33—0,65	0,16—0,33	0,24—1,13	9,47—19,92
IX (КС)	82,41—93,07	0,43—1,40	0,26—0,69	0,10—0,23	0,26—1,57	3,92—8,03
ПК	75,22—94,18	2,21—4,21	0,35—2,19	0,10—1,49	0,23—1,15	1,50—20,57

эта разница довольно значительна. Процентное содержание суммы тяжелых углеводородов в газах верхнего отдела почти в пять раз меньше, чем в газах нижнего.

Таблица 3

Отдел	Компоненты					Сумма тяжелых углеводородов	Углекислый газ
	Метан	Этан	Пропан	Бутан	Пентан		
Верхний	86,46	0,35	0,20	0,12	0,17	0,84	11,98
Нижний	84,32	2,40	0,70	0,42	0,53	4,05	10,08

Среди имеющихся в нашем распоряжении анализов газа наибольшим числом проб (17) охарактеризованы газы фонтанных скважин подкирмакинской свиты. По данным этих анализов были построены карты изменения процентного содержания каждого компонента.

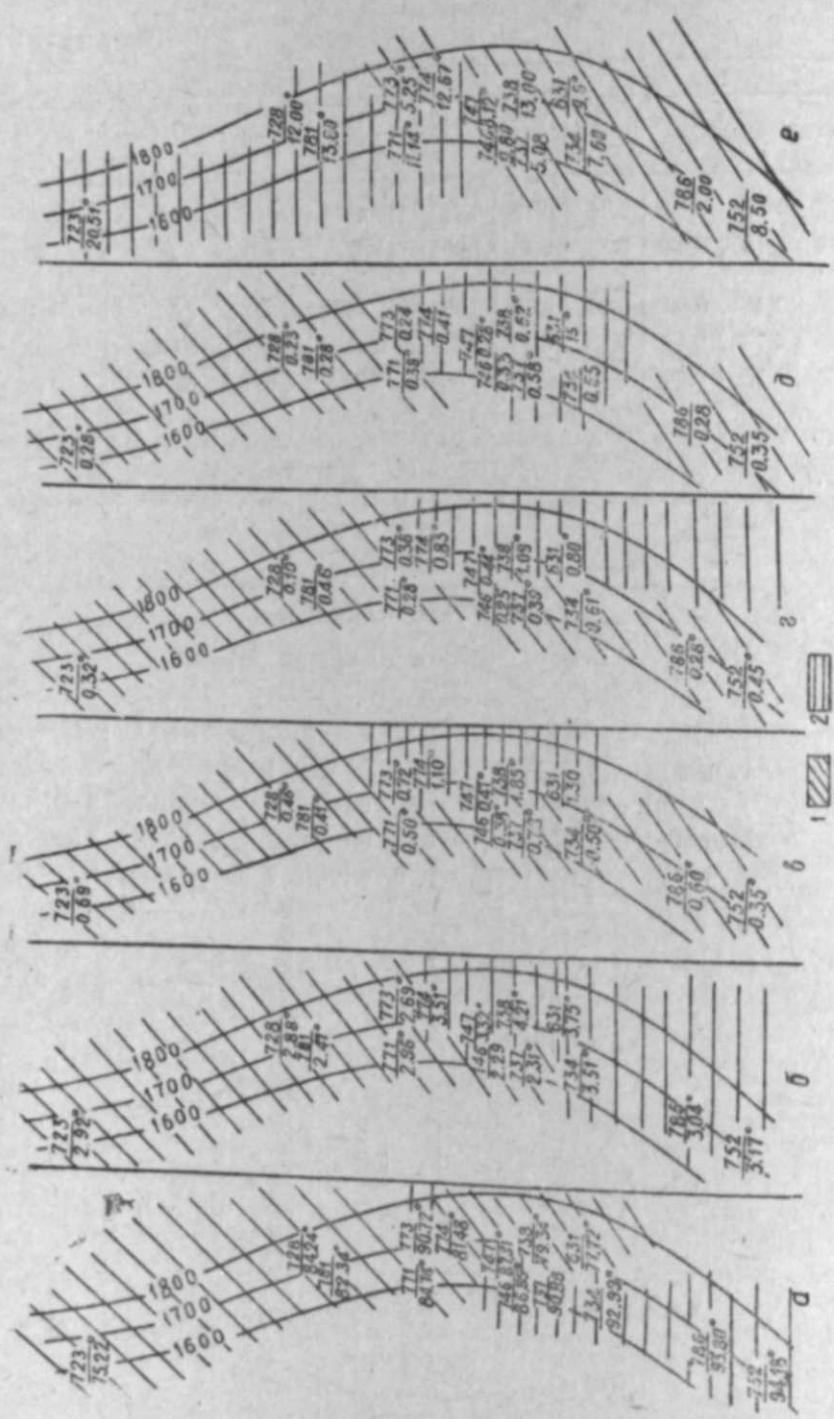


Рис. 1. Карта изменения процентного содержания компонентов газа свиты ПК. 1, 2 — содержание метана (а) в пределах 85%, этана (б) — 3%, пропана (с) — 0,40%, бутана (д) — 0,70%, пентана (е) — 0,40%.

На карте изменения содержания метана выделены две зоны. Первая характеризуется пониженным содержанием метана, равным 75,22—84,74%, и охватывает в основном северную часть восточного крыла складки. По мере перехода на юг содержание метана в попутных газах возрастает до 86,95—94,18%, что позволило выделить здесь вторую зону. По содержанию этана была выделена северная зона, газы которой отличаются пониженным содержанием компонента — 0,47—2,96%, от таковых в южной части структуры, где содержание этана доходит до 3,04—4,21%.

Таблица 4

Поле	Компоненты					
	Метан	Этан	Пропан	Бутан	Пентан	Углекислый газ
Северное	80,59	2,38	0,54	0,31	0,28	15,46
Среднее (переходное)	84,89	3,12	0,84	0,67	0,42	7,87
Южное	93,65	3,37	0,48	0,36	0,58	5,17

Несколько иначе происходит изменение по площади залежи содержания пропана. С севера на юг протягивается зона минимального содержания компонента, равного 0,38—0,69%. С востока, примерно в центральной части, по данным пяти скважин, выделяется зона небольшой площади с количеством пропана — 0,72—1,85%. Аналогичная картина отмечается на карте содержания бутана с той разницей, что несколько уменьшается площадь распространения зоны пониженного содержания компонента — 0,10—0,39% и расширяется зона, где количество бутана возрастает до 0,44—1,09%. Примерно такое же распространение, с небольшой разницей, наблюдается и на карте содержания пентана, где зона его пониженного количества характеризуется пределами содержания — 0,23—0,38% и повышенного — 0,41—1,15%.

Если увеличение содержания углеводородных компонентов отмечается в газах южной части залежи подкирмакинской свиты, то повышенное содержание углекислого газа, равное 11,4—20,57%, приурочивается к северной части, а пониженное (1,50—9,8%) — к южной.

Сравнивая описанные карты между собой и исходя из изменения состава газа в залежи в направлении с севера на юг, можно выделить три поля.

Первое — северное характеризуется распространением зоны минимального содержания углеводородных компонентов и максимального содержания углекислого газа; второе — переходное, в его пределах отмечаются газы обеих выделенных на картах зон; третье — южное, характеризуется наличием газов повышенного содержания углеводородных компонентов и пониженного содержания углекислого газа. Следует отметить, что площади распространения выделенных полей по различным компонентам несколько изменяются, в основном за счет изменения содержания компонентов в газах скважин переходного поля. В табл. 4 дано среднее процентное содержание компонентов попутных газов каждого поля. Приведенные данные показывают, что содержание метана, этана и пентана последовательно увеличивается, а углекислого газа уменьшается в направлении с севера на юг. Подобное изменение химического состава газа в залежи подкирмакинской свиты Аташкинского нефтеносного района согласуется с региональным изме-

нением состава газа нефтяных месторождений Западного Алшперона. Здесь по газам подкирмакинской и других свит продуктивной толщи от Бинагадинского месторождения к Бибизьбату и Локбатану отмечается последовательное увеличение содержания метана, суммы его гомологов и уменьшение содержания углекислого газа.

Вместе с полученными результатами изменения углеводородного состава газа в разрезе и по площади месторождения была предпринята попытка сопоставить количественный состав углеводородных газов

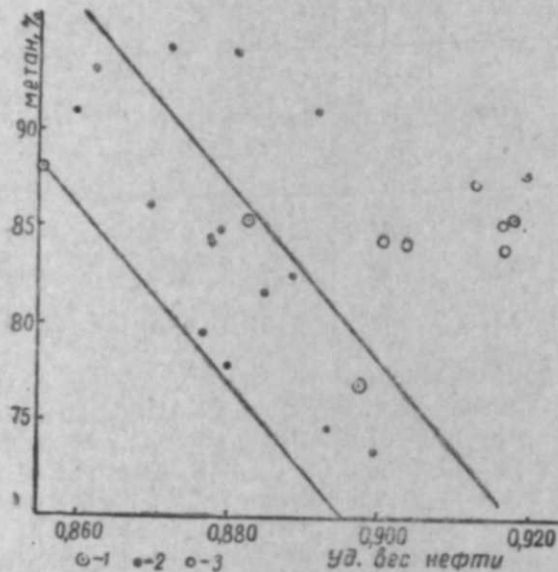


Рис. 2. 1—средние значения для свит и горизонтов, 2—ПК свита и VIII горизонт, 3—горизонты верхнего отдела.

Эти графики были построены как по данным единичных анализов газа, нефти и воды, отобранных из одной и той же скважины, так и по средним величинам отмеченных параметров, характерных для данного горизонта.

На построенных графиках изменения содержания метана в зависимости от изменения удельного веса нефтей и процента бензиновой фракции на первый взгляд не удается выявить какой-либо закономерности. Отсутствие видимой зависимости между удельным весом нефтей и содержанием в газах метана еще не значит, что между последними отсутствуют генетические связи. Можно предположить, что отсутствие на графиках подобной зависимости объясняется различными путями образования метана. Большая его часть образовалась непосредственно из органики материнских пород, послужившей материалом и для образования нефти. С другой стороны, меньшая часть метана, по-видимому, генерируется в результате метанизации самих нефтей непосредственно в залежи. С этой точки зрения определенный интерес представляет график изменения содержания метана и удельного веса нефтей (рис. 2). На графике точки, характеризующие пробы газа и нефти, отобранные из скважин, эксплуатирующих залежи нижнего отдела — VIII горизонт и подкирмакинскую свиту, располагаются в пределах выделенной полосы, где с уменьшением удельного веса возрастает содержание метана. Точки, соответствующие пробам, отобранным из залежей VII и VII<sup>a</sup> горизонтов, располагаются обособленно в правом верхнем поле графика. Так же располагаются и точки среднего содержания отмечен-

ных величин, полученных для залежей отдельных свит и горизонтов. Иная картина наблюдается при сравнении содержания суммы тяжелых углеводородов с качеством нефтей. Здесь, как по анализам проб отдельных скважин, так и по данным среднего содержания компонентов по горизонту отмечается увеличение содержания гомологов метана

ных величин, полученных для залежей отдельных свит и горизонтов. Иная картина наблюдается при сравнении содержания суммы тяжелых углеводородов с качеством нефтей. Здесь, как по анализам проб отдельных скважин, так и по данным среднего содержания компонентов по горизонту отмечается увеличение содержания гомологов метана

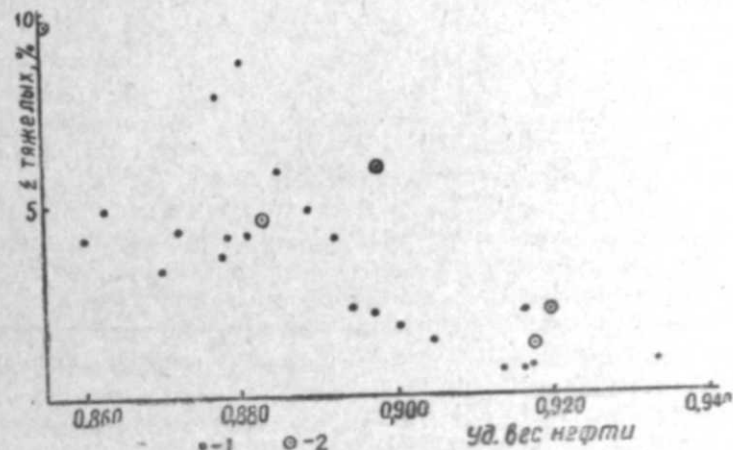


Рис. 3. Условные обозначения для рис. 3 и 4: 1—единичные анализы, 2—средние значения для свит и горизонтов.

с уменьшением удельного веса нефти (рис. 3) и наоборот, с увеличением процента содержания бензина (рис. 4). Подобная зависимость объясняется генетическими связями между содержанием бензиновой фракции в нефтях и содержанием тяжелых углеводородов в газах, которые фактически являются наиболее легкими компонентами этой фракции.

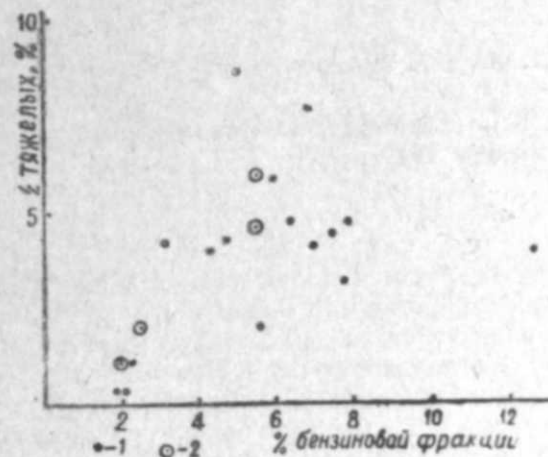


Рис. 4

Своеобразные результаты дало сравнение содержания углекислого газа и количества в водах бикарбонатов. Как по средним значениям содержания, так и по отдельным пробам намечается тенденция увеличения содержания углекислого газа вместе с увеличением количества бикарбонатов в водах (рис. 5). В пределах же одной залежи, в данном случае подкирмакинской свиты, изменение в широких пределах содержания углекислого газа происходит без заметного изменения количества в водах бикарбонатов. Если в первом случае рост содержания углекислого газа от 2 до 18% сопровождается увеличением содержания бикарбонатов от 6,0 до 17,0 мг-экв на 100 г воды, то во втором случае примерно при таком же пределе изменения количества углекислого газа (2—14%) предел содержания бикарбонатов намного умень-

шается — 6,0—9,5 мг-экв на 100 г воды. Таким образом, при уменьшении бикарбонатов в водах подкирмакинской свиты в три раза содержание углекислого газа почти не изменяется. Это позволяет предположить, что увеличение содержания углекислого газа в залежах происходит не только за счет бикарбонатов вод.

Изложенные выше выводы о связи между химическим составом газа, нефти и воды базируются на данных одного месторождения и поэтому не могут считаться окончательными. Дальнейшее накопление подобного материала позволит разрешить многие вопросы генезиса и формирования залежей нефти и газа.

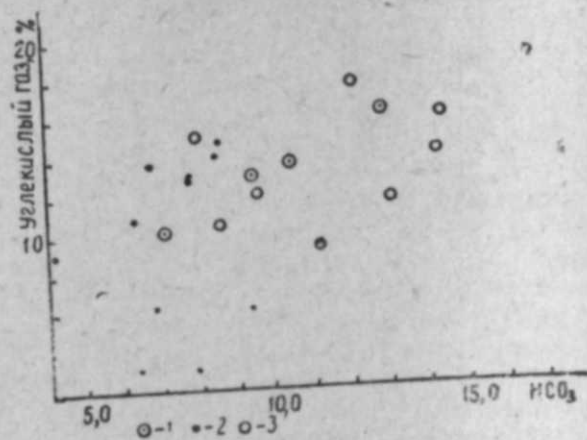


Рис. 5. 1—средние значения для свит и горизонтов, 2—ПК, 3—верхний отдел и VIII горизонт.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ахундов А. Х. «ДАН Азерб. ССР», 1962, № 6.
2. Геология Азербайджана, т. IV. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1954.
3. Дадашев Ф. Г., Гусейнов Р. А. АНХ, 1962, № 7.
4. Мехтиев Ш. Ф. Вопросы происхождения нефти и формирования нефтяных залежей Азербайджана. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1956.
5. Тамразян Г. П. «ДАН СССР», т. 126, 1959, № 4.

Ф. Г. Дадашов, А. Х. Ахундов

#### Атэшкаһ нефтли районун карбоһидрокен газларынын кеокимјэви хүсусијјэти

#### ХУЛАСӘ

Һаггында данышылан нефтли районун тәбии газлары Мәһсулдар гатын мүхтәлиф горизонтларыны истисмар едән гујулардан 34 вә «Атэшкаһ» ады илә мәшһур олан тәбии газ чыхышындан көтүрүлмүш 1 нүмунәјә (1—2-чи чәдвәлләр) әсастанараг характеризә едиләр. (нүмунәләр «Гарадағнефт» НМИ һесабатларындан көтүрүлмүшдүр).

3-чү чәдвәлдә Мәһсулдар гатын үст вә алт шөбәләри үчүн газ компонентләринин фаиз тәркибинин орта гијмәти верилмишдир.

Анализләрин әксәријјәти (17) Кирмәкиалты лај дәстәсинин фантан гујуларындан көтүрүлмүш нүмунәләр тәшкил едир. Бу анализләрә әсәсән һәр компонентин фаиз тәркибинин дәјишмә хәритәси тәртиб едилмишдир. Һәммин хәритәләри тутушдурараг јатагда газлары тәркибинин дәјишмәсини нәзәрә алсаг шималдан чәнуба доғру үч саһә ајырмаг олар.

Биринчи—шимал саһә карбоһидрокен компонентләринин минимум вә карбон газынын максимум јайылмасы илә сәчијјәләнир. Икинчи кечид саһәдир. Үчүнчү—чәнуб саһә исә тәркибиндә карбоһидрокен ком-

понентләринин чохлағу вә карбон газынын азлығы илә сәчијјәләнән газлы саһәдир. Гејд етмәк ләзимдир ки, ајрылан саһәләрин мүхтәлиф компонентләрә көрә дәјишмәси әсәсән кечид саһә гујуларындакы газлары тәркибинин дәјишмәси һесабынадыр. 4-чү чәдвәлдә саһәләр үзрә газлары компонентләринин орта фаиз тәркибинин гијмәти верилмишдир. Көрүндүјү кими, шималдан чәнуба метан, етан вә пентанын фаизи ардычыл олараг артыр, карбон газы исә азалыр. Атэшкаһ нефтли районунда Кирмәкиалты лај дәстәси јатагында газлары кимјәви тәркибинин бу чүр дәјишмәси Гәрби Абшерон нефт јатағларындакы газларынын үмуми дәјишмәсинә ујғун кәлир.

Мәгаләдә газлары карбоһидрокен тәркибинин кәсилиш вә саһә боју дәјишмәсиндән алынған нәтичәләрлә бәрәбәр, карбоһидрокен газларынын мигдар тәркибинин һәммин горизонтларынын нефт вә суларынын дәјишмәси характери илә тутушдурулмасы да өјрәнилмишдир.

Ағыр карбоһидрокенләрин үмуми тәркибини нефтин хәссәси илә тутушдурдугда метанын һомологларынын артмасы илә нефтин хүсуси чәкисинин азалмасы (3-чү шәкил) вә әксинә, бензинин фаизинин артмасы (4-чү шәкил) мүшаһидә олунар. Бу чүр асылылыг нефтин бензин фраксиясынын фаизи илә газлары ағыр карбоһидрокенләри арасында мәншә рабитәси олдуғуну көстәрир.

Карбон газынын мигдары илә суда кы бикарбонатларынын мигдарынын тутушдурдугда мәлүм олду ки, суда бикарбонатларынын мигдарынын артмасы илә карбон газынын артмасы (5-чи шәкил) мүшаһидә олунар.

Э. Ш. СИХАЛИБЕЈЛИ

### О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИВОВ СОМХИТО-АГДАМСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА<sup>1</sup> (АЗЕРБАЙДЖАН)

Сомхито-Агдамская зона, являясь внешней рамой эвгеосинклинальной области Малого Кавказа как в структурном, так и в металлогеническом отношении, резко отличается от ее внутренней Севано-Карабахской зоны.

Благодаря наличию в пределах описываемой зоны богатых залежей металлических полезных ископаемых, изучению этой зоны, особенно ее гранитоидных интрузивов, уделялось особое внимание. Этому вопросу посвящены многочисленные специальные работы К. Н. Паффенгольца, Ш. А. Азизбекова, М. А. Кашкая, А. Н. Соловкина, И. Н. Ситковского, С. М. Сулейманова, М. Д. Заири, Р. Н. Абдуллаева, Г. И. Керимова, А. Д. Керимова, Т. Гаджиева, И. М. Либерсона, В. Алиева и мн. др. Первоначально гранитоидные интрузивы упомянутой зоны К. Н. Паффенгольцем [17] относились к послесреднеолигоценному возрасту, Ш. А. Азизбековым и М. А. Кашкаем (1952) — к послетуронскому, А. Н. Соловкиным — к докампанскому [20] и досенманскому [21]. Позже исследованиями Л. Н. Леонтьева и В. Е. Ханна [14] был установлен неокомский возраст описываемых интрузивов.

В настоящее время исследованиями Г. И. Керимова [13], Р. Н. Абдуллаева [2], М. Д. Гаврилова, М. Н. Раджабова и других установлено, что в центральной части Шамхорского антиклинория имеется ряд интрузивных тел верхнебайосского-добатского возраста.

Анализ фаций и мощностей распределения лавовой и пирокластической фации ниже-среднеюрских эффузивных образований Малого Кавказа (особенно Сомхито-Агдамской зоны), время возникновения эффузивов кислого состава, распределение и расположение центров излияния нижнего, верхнего байоса и бата, положение и ориентация выходов эопалеозоя, современная морфология частных структур, распределение и ориентация правиметрических максимумов и минимумов, а также расположение и ориентация интрузивов и разломных структур и много других особенностей строения области привели нас к следующему выводу: доальпийский фундамент Малого Кавказа и особенно Сомхито-Агдамской зоны был рассечен поперечными и продольными

разломами на ряд глыб (горсты и прабены), которые в каждой зоне, объединяясь в блоки по ограничивающим их продольным разломам, испытывали дифференциальные противоположные движения. В начале альпийского этапа интенсивно прогибалась Сомхито-Агдамская зона, а в ее пределах наиболее интенсивно прогибались ограниченные разломами (продольными и поперечными) участки — доальпийские прогибы (Мровдагский, Шамхорский и др.). Шамхорский доальпийский



Рисунок. Схематический продольный геологический профиль Шамхорского антиклинория по линии с. Бейок-Кишлак—с. Човдар.

прогиб был осложнен поперечными поднятиями и прогибами. В этих прогибах (малых и больших) в течение нижнего байоса вдоль ограничивающих разломов происходил интенсивный вулканизм, который ослабевал в сторону смежных поднятий этого времени. Это доказывается рядом расположением в прогибах центров излияний этого времени, преобладанием лавовой фации и значительными мощностями вулканогенных образований в пределах указанных первичных структур, а также уменьшением мощностей и преобладанием пирокластических туфовых образований этого времени в окружающих поднятиях.

В верхнем байосе в связи с кратковременными поднятиями первичные прогибы интенсивно воздымаются и накопленные в них вулканогенные образования с возникновением антиклинальных структур участвуют в складчатости, а в смежных поднятиях в это время происходит излияние кварцевых плагиопорфиров, заполняющих уже не испытывающие столь интенсивного поднятия отстающие первичные поднятия, которые по отношению к первым приняли форму вторичных прогибов — синклиналей. В конце байоса — в период предбатской складчатости в поднятия и перечисленные структуры вдоль разломов внедрились плагиогранитные интрузии, ориентированные вдоль осевой полосы этих структур или же имеющие рядовое расположение вдоль них (рисунок). Возможно, что часть этих интрузий внедрилась вдоль осевых полос антиклинальных структур в конце нижнего байоса — в период возникновения этих структур. Однако отсутствие данных лишает нас возможности утверждать это. В связи с интенсивным магматизмом в байосе существующие в пределах Шамхорского антиклинория поперечные разломы были закупорены, а более крупные, пересекающие поперек весь Малый Кавказ, существовали длительное время. Таким путем в конце байоса возникли зачатки крупных положительных структур западной части Сомхито-Агдамской зоны (Мровдагский, Шамхорский и отчасти Гекгельский), где отложения бата или отсутствуют совершенно, или же развиты незначительно. В бата в интенсивное прогибание вовлекаются уже разделяющие эти положительные структуры равнозначные крупные прогибы (Казахский, Дашкесанский, Агдаженский, юго-западная, примыкающая к Шамхорскому антиклинорию полоса Предмалокавказского краевого прогиба и структуры восточной части зоны).

<sup>1</sup> В порядке обсуждения.

Все эти данные требуют тщательного анализа возрастных границ древних интрузивных тел зоны, особенно Шамхорского антиклинория, где некоторые из них ныне считаются неокомскими, о чем будет сказано далее.

Подавляющее большинство гранитоидных интрузий остальной части зоны и в том числе периферии и внутренней части Шамхорского антиклинория имеют неокомский возраст (Кедабекский, Кабахтапинский, Барум-Барсумский, Гиланьбирский, Дашкесанский, Кошкардагский, Мровдагский, Мехманинский и ряд других).

Неокомский возраст всех перечисленных интрузивов был установлен на основании того, что они в основном, прорывая отложения бата или же изредка нижнего мальма и в единственном случае кимериджа (Дашкесан), местами несогласно покрываются отложениями сеномана, содержащими в базальном конгломерате гальки этих интрузивов. Кроме того, тогда неокомский возраст подтверждался отсутствием как в этой зоне, так и на значительной территории Малого Кавказа (за исключением Кафанского района) не только отложений неокома, но и верхнего мальма. Все эти данные свидетельствовали об интенсивном поднятии и складчатости этой зоны в неокоме и внедрении гранитоидных интрузий.

Последнее время как нашими исследованиями, так и исследованиями Р. Н. Абдуллаева, М. Р. Абдулкасумзаде, Т. А. Гасанова, А. А. Байрамова и других в значительной части Малого Кавказа, в том числе и данной зоны, было установлено, что почти всюду так называемые неокомские гранитоидные интрузивы тяготеют к областям распространения, аналогичным последним по составу, кимериджским пирокластическим образованиям, которые ранее относились к бату. В это же время О. Б. Алиевым [6], Р. Н. Мамедзаде [15], Халилом Алиюллой и другими была доказана принадлежность сеноманских отложений этой зоны к нижнему коньяку. Судя по этим данным, возраст гранитоидных интрузивов Сомхито-Агдамской зоны следует считать послекимериджским и донижнеконьякским. Такой длительный период формирования интрузивных тел не совместим не только с историей тектонического развития Малого Кавказа, но и вообще с механизмом внедрения магматических масс.

Вскоре после установления нижнеконьякского возраста сеноманских отложений М. Р. Абдулкасумзаде были выявлены отложения баррема, а О. Б. Алиевым — отложения валанжина, соответственно в пределах Мартунинского и Тоурагачайского синклинория.

В этом отношении небезынтересной является находка А. З. Абдуллаева в Гочасском синклинории характерного аммонита, являющегося руководящей зональной формой готерива (устное сообщение А. Ю. Халилова). Эти данные, а также ранее известные разрозненные выходы апта в пределах Агджакендского прогиба Сомхито-Агдамской зоны свидетельствуют о погружении в неокоме почти всех прогибов Малого Кавказа, возникших в конце верхней юры. Таким образом, выясняется, что основы современного тектонического плана Малого Кавказа (распределения прогибов и поднятий) были созданы в конце верхней юры. В дальнейшем эти прогибы и поднятия, развиваясь унаследованно, соответственно испытывали погружения и поднятия, накапливали мощные осадки, подверглись складчатости и внедрению интрузии (в первом случае) и, интенсивно размываясь, разламывались (во втором случае), однако первоначальный свой облик сохранили почти до позднеальпийского этапа развития области. Оказалось, что все положительные структуры Малого Кавказа были созданы в основном в конце верхней и частично средней юры и что сформированные в это время

прогибы, в дальнейшем участвуя в складчато-глыбовом строении области, развивались унаследованно. Этим доказывается значительная роль в создании крупных структурных форм Малого Кавказа частной инверсии, совершившейся на раннем этапе его развития и длительность развития как положительных, так и отрицательных структур. Поэтому приходится считать ошибочными взгляды, утверждавшие о повсеместном поднятии Малого Кавказа в неокоме, приносящие первостепенную роль частной инверсии и придающие особо важное значение общей инверсии, которая, кстати, на Малом Кавказе не имела места. Это, по-видимому, справедливо и для всего Кавказа.

Учитывая все эти данные и положения, мы в пределах азербайджанской части Сомхито-Агдамской зоны выделяем предбатские, верхнеюрские и верхнемеловые гранитоидные интрузии.

Предбатский этап интрузивной деятельности. О наличии в пределах Шамхорского антиклинория предбатских интрузивных тел стало известно благодаря сводным работам Г. И. Керимова [13] и Р. Н. Абдуллаева [2]. Впервые М. Д. Гаврилов указал на добатский возраст Атабек-Славянского плагиогранитного интрузива. Г. И. Керимов [10], дополняя сведения М. Д. Гаврилова, приводит ряд убедительных данных, подтверждающих верхнебайосский возраст не только Атабек-Славянского, но и Гиланьбирского плагиогранитного массива. Р. Н. Абдуллаев [2], подтверждая верхнебайосский возраст их, считает, что Асрикчайские плагиограниты и плагиогранит-порфиры — среднеюрского возраста. По данным этого исследователя, Атабек-Славянский интрузив, имея меридиональное направление, залегает несогласно по отношению к складчатым структурам среднеюрской толщи. По нашему мнению, ввиду того, что батская вулканогенная толща здесь залегает несогласно не только на интрузиве, но и на подлежащих образованиях, необходимо учесть изменения плана складчатости в батское время. Итак, описываемый интрузив, как это было отмечено выше, располагается в пределах поперечного прогиба верхнебайосского времени; в то же время его становление тесно связано с интенсивным воздыманием (частная инверсия) этого прогиба предбатской складчатостью, которая по времени соответствует завершающей фазе верхнебайосского вулканизма.

Буквально в 500 м севернее Атабек-Славянского интрузива, отделяясь от него полосой выходов кварцевых плагиопорфиров, в аналогичных геологических условиях располагается Дашбулагский интрузив гранодиоритового и кварциоритового состава. К северо-востоку от этого интрузива, выступают два мелких выхода того же состава, несогласно прикрытые келловей-оксфордскими образованиями. По данным Р. Н. Абдуллаева [2], в наиболее возвышенной части интрузива сохранились незамещенные гранитоидной магмой метаморфизованные останцы батских порфиритов. Как Р. Н. Абдуллаев, так и Г. И. Керимов [13] отмечают, что на юго-западе интрузив прорывает отложения бата, которые вдоль контакта окварцованы, каолинизированы и эпидотизированы. Эти исследователи, учитывая тождественность состава Дашбулагского интрузива с таковым Кабахтапинского, расположенного в 4—5 км к северо-востоку от первого и в тех же геологических условиях, предполагают общность и одновозрастность их, т. е. считают, что они неокомского возраста. Необходимо отметить, что геологическое положение этих интрузивов резко отличается и потому они вряд ли могут быть едиными и одновозрастными.

Дашбулагский интрузив, правда, имея несколько отличный состав, располагается как и Атабек-Славянский интрузив, в наиболее приподнятой и притом ранее сформированной центральной части Шамхорско-

го антиклинория. Оба интрузива приурочены к единой структуре, но удалены друг от друга на 500 м. На всем своем протяжении они выдерживают меридиональное простирание, приурочиваясь к осевой полосе Атабекского поперечного прогиба верхнебайосского времени, втянутого в поднятие предбатовской складчатостью. Вопрос о том, прорывает ли Дашбулагский интрузив отложения бата или же контактное воздействие интрузива на вмещающие породы связано с двумя крупными северо-западными сбросами (ветви крупного Инджа-Човдар-Таузского разлома), пока сказать трудно, но судя по геологической карте Р. Н. Абдуллаева, это так. О сложном тектоническом положении интрузива говорит и наличие на карте Р. Н. Абдуллаева узкого лентовидновытянутого выхода нижней вулканогенной толщи, простирающейся несколько западнее от него в меридиональном направлении с предгорья и до сел. Захметкент на расстоянии 16—18 км. Такие выходы без разрыва объяснить трудно, поэтому мы склонны возраст Дашбулагской интрузии считать верхнебайосским.

Джагирский интрузив расположен в долине р. Джагирчай, восточнее Атабек-Славянского интрузива и представлен кварцевыми диоритами. Интрузив изучался Ш. А. Азизбековым [4], Р. Н. Абдуллаевым [2], Г. И. Керимовым [13] и др. Вмещающими породами являются нижне- и верхнебайосские вулканогенные образования. Возраст интрузива считается неокосским. В действительности же этот интрузив, являясь частью Атабек-Славянского массива, тесно примыкает к нему. Учитывая геолого-тектоническую обстановку района интрузива, возраст вмещающих отложений и тесную связь с Атабек-Славянским массивом, мы возраст данного интрузива считаем верхнебайосским. К этому выводу пришел и Г. И. Керимов, который занимался детальным исследованием интрузива (устное сообщение).

Барум-Барсумский изучен Ш. А. Азизбековым [4], Р. Н. Абдуллаевым [2], Г. И. Керимовым [13], И. Н. Ситковским [19] и др. Этот массив расположен в левобережье р. Шамхор, имеет неправильную форму и состоит из гранодиоритов, кварцевых диоритов, банатитов и адамелитов. Интрузив прорывает нижне- и верхнебайосские образования. Как Р. Н. Абдуллаев [2], так и Г. И. Керимов [13] возраст интрузива по аналогии с Кабахтепинским, считают неокосским. Описываемый интрузив приурочен к приосевой полосе поперечной антиклинали, а Кабахтепинский интрузив тяготеет к продольному разлому в периферии Шамхорского антиклинория, где до верхней юры продолжалось прогибание. Таким образом, это разновозрастные интрузии и между ними трудно провести аналогию, разве только по составу, что не может служить основанием для установления возраста. Все имеющиеся данные свидетельствуют о верхнебайосском возрасте данной интрузии.

Гиланьбирский интрузив расположен в среднем течении р. Шамхорчай, в 4 км севернее Барум-Барсумского массива, причем между ними располагается еще одно интрузивное тело незначительных размеров. Гиланьбирский интрузив изучен Ш. А. Азизбековым [4], Г. И. Керимовым [13], Р. Н. Абдуллаевым [1, 2] и др. Интрузивное тело несколько вытянуто в северо-западном направлении и имеет площадь около 16 км<sup>2</sup>. Вмещающими породами являются нижне- и верхнебайосские вулканогенные образования. Барум-Барсумский и Гиланьбирский интрузивы приурочены к осевой полосе поперечного Шамхорского антиклинального поднятия, возникшего над доальпийским грабен-прогибом и окончательно сформировавшегося как складчатая структура в период предбатовской складчатости. Естественно, возраст описываемых интрузивных тел следует считать предбатовским, т. е. верхнебайосским.

Кроме описанных интрузивов, в пределах Шамхорского антиклинория, имеется несколько гранитоидных интрузивов верхнебайосского возраста, которые приурочены к первичным поперечным структурам. К осевой полосе Таузчайского антиклинального поднятия приурочена удлиненная Таузчайская интрузия; несколько наискось к осевой полосе Мехрабского синклинали прогиба приурочены три массива гранитоидов по р. Мехрабчай; в зоне перехода между предыдущим и Дзегамчайским антиклинальными поднятиями расположен удлиненный в меридиональном направлении Асрикчайский интрузив; вдоль осевой полосы Дзегамчайского поднятия по течению реки выступает ряд выходов интрузивных тел; наконец, к осевой полосе Човдарского синклинали прогиба приурочено несколько мелких выходов гранитоидных интрузивов. Таким образом, весь имеющийся материал свидетельствует о том, что интрузивные тела, расположенные во внутренней и наиболее приподнятой части Шамхорского антиклинория, разновозрастные со складчатостью и сформировались в верхнебайосское время.

В западной части Мровдагского антиклинория, в районе г. Кошкардаг, Р. Н. Абдуллаевым [2] изучен и описан ряд мелких интрузивных тел, представляющих апикальные выступы крупного гранитоидного массива, еще не вскрытого эрозией, и потому имеющие непостоянный состав вследствие ассимиляции магмой вмещающих пород гибридного характера. Все эти интрузивы приурочены к западному периклинальному замыканию антиклинория, тяготеют к Хачбулаг-Ганджачайской поперечной флекуре и прорывают нижнебайосскую вулканогенную толщу.

Исходя из тождественности состава этих интрузивов с таковыми Дашкесан-Зурнабадского интрузива, Р. Н. Абдуллаев [2] возраст их считает послеврхнеюрским-доконьякским. Однако, учитывая то, что Мровдагский антиклинорий (особенно его осевая полоса) сформировался как складчатая структура в предбатовское время, мы время внедрения этих интрузивов считаем верхнебайосским, соответствующим основному этапу поднятия (частная инверсия) и главной фазе складчатости. В верхнеюрское-коньякское время эта структура представляла сравнительно высокую сушу и подвергалась размыву.

Верхнеюрский этап (кимеридж—титон). Верхнеюрские интрузивы составляют одну из наиболее широко распространенных групп, которые на западе в основном тяготеют к верхнеюрским прогибам, а на востоке — к осевым полосам крупных положительных структур Сомхито-Агдамской и Мисхано-Кафанской зон Малого Кавказа. Эту группу интрузивов все исследователи указанной области, как упоминалось, до сего времени считают неокосской. Мы, не останавливаясь на деталях геолого-тектонической обстановки внедрения состава и на взаимоотношениях этих интрузивов с боковыми породами, приведем некоторые положения, подтверждающие верхнеюрский возраст этих тел.

Было отмечено, что верхнеюрские интрузивы в подавляющем большинстве случаев располагаются в районах распространения вулканогенных образований кимериджа. При этом Р. Н. Абдуллаевым [2] установлено, что кимериджский вулканизм был представлен в лавовой, пирокластической, субвулканической и субинтрузивной фазах и что эффузивные породы этого времени имеют как кислый, так и основной состав. Все это свидетельствует о завершении верхнеюрского этапа вулканизма, совпадающего с замыканием, поднятием и складчатостью верхнеюрских прогибов и поднятием Сомхито-Агдамской зоны, а также положительных структур Мисхано-Кафанской зоны. Приведенные данные показывают, что конец верхней юры для внешних рам (Сомхито-Агдамская на севере и Мисхано-Кафанская на юге) эвгеосинклина-

ли явился не только временем интенсивных поднятий и складчатости, но и периодом интенсивного вулканизма и следовавшей за ним интрузивной деятельности. Следует отметить, что состав эффузивного и интрузивного магматизма этого времени тождественен. При принятии неокомского возраста интрузивных тел этой области, как справедливо отметил Г. С. Дзюденидзе, вытекает незавершенный цикл верхнеюрского магматизма и недоразвитый неокомский магматизм (т. е. кимериджский вулканизм без интрузий, а неокомские интрузии без эффузивной деятельности). Учитывая все эти новые данные и положения, мы считаем логичным отказ от неокомского (или донижнеконьякского) возраста гранитоидных интрузивов этой части Малого Кавказа и принятия их верхнеюрского (кимеридж-титон) возраста.

Дашкесан-Кедабекский интрузивный комплекс<sup>2</sup> — этот интрузивный комплекс приурочен к Дашкесанскому синклинию, занимая на востоке осевую полосу, а на западе — северное крыло его. Данный комплекс состоит из Дзегамчайского, Кедабекского и Дашкесан-Зурнабадского массивов, которые распространены в полосе развития верхнеюрских отложений.

Дашкесан-Зурнабадский интрузив состоит из двух удлиненных в широтном направлении массивов — Дашкесанского и Зурнабадского, отделенных небольшой перемычкой вмещающих пород. Эти массивы расположены несколько кулисообразно и, подчиняясь складчатости, на востоке вытянуты в северо-восточном, а на западе — субширотном направлениях. Характерно, что направление простирания интрузивов ориентировано несколько наискось к простиранию синклиния и что их восточные окончания дугообразно изогнуты. Геологические и гравиметрические данные свидетельствуют о наличии вдоль северного крыла синклиния, на всем его протяжении, ныне замаскированного глубинного разлома (флексуры). Вероятно, внедрение Дашкесан-Зурнабадского интрузива тесно связано с Хачбулах-Ханларской флексурой (разломом). Описываемый интрузив состоит из габброидов, адамеллит-гранодиоритов, граноаплитов, из трещинных интрузий, диабазов и спессартитов, составляющих, по данным М. А. Кашкай и др. [1958], соответственно четыре фазы внедрения. Вмещающие эти интрузивы отложения нижнего мальма и кимериджа, а также и бата (на севере) интенсивно изменены и превращены в роговики и скарны. На северо-востоке Зурнабадский массив несогласно прикрит нижним коньяком, в базальном конгломерате которого имеются обломки этого интрузива.

Кедабекский интрузив приурочен к северному крылу Дашкесанского синклиния и располагается в зоне перехода к Шамхорскому антиклинорию. По-видимому, в локализации интрузива, кроме установленного Г. И. Керимовым [12] субширотного глубинного разлома, немаловажную роль сыграл и крупный Арыхдамский сброс северо-западного простирания. Кедабекский интрузив прорывает отложения средней и верхней юры вплоть до кимериджа включительно, останцы которого в виде небольшого выхода еще сохранились в левобережьях р. Шамхорчай. Составляет этот интрузив, по данным Г. И. Керимова [12, 13], из габброидов и кварцевых диоритов, тоналитов, банатитов и гранодиоритов. Контактное воздействие интрузива на вмещающие породы выразилось в образовании скарно-роговиковых пород.

<sup>2</sup> Исходя из незначительного объема статьи, мы не упоминаем фамилии исследователей и интересующихся отсылаем к первоисточникам.

Кабахтапинский интрузив расположен в зоне перехода Шамхорского антиклинория в Предмалокавказский краевой прогиб, где проходит крупный Кировабад-Храмский разлом глубокого заложения, значительно опустивший предгорную зону, способствовавший эффузивной деятельности в кимеридже и внедрению интрузивных массивов. Сказанное подтверждается и наличием в этой полосе многочисленных мелких выходов гранитоидных тел, составляющих линейно-вытянутый ряд от Кировабада до Дзегамы и далее в западном направлении. Кабахтапинский интрузив прорывает отложения средней юры, келловей-оксфорда и кимериджа. Эти образования и породы массива, по данным Г. И. Керимова [11], несогласно перекрываются коньяковыми отложениями, имея в основании обильные обломки интрузива. Здесь же имеются останцы миоцена. Данный интрузив состоит из гранодиоритов, кварцевых диоритов и реже тоналит-банатитов. Приведенные данные и тождественность состава кимериджских пирокластических образований с фацией интрузива указывают на кимеридж-титонский возраст Кабахтепинского интрузива.

Кызылархачская группа интрузивов объединяет как Кечалдагский, так и Ирек-Мангукский массивы. Данная группа интрузивов располагается в восточном погружении Мровдагского антиклинория, в области распространения батских отложений. Породы интрузивов представлены гранодиоритом, гранодиорит-порфиром, кварцевым диоритом, диоритом, диоритовым порфиритом, кварцевыми габбро и габбро-норитом. Возраст этой группы интрузивов Р. Н. Абдуллаев [2] считает неокомским. Однако мы, учитывая расположение и условия залегания интрузивов, а также возраст воздымания и складчатости этой части антиклинория, их внедрение связываем с завершением излияния пирокластических образований кимериджского времени. Эти образования в районах расположения интрузивов отсутствуют либо размывы, но обнажаются недалеко от них и участвуют в периклинальном замыкании Мровдагского антиклинория.

Мехманинский интрузив расположен в междуречье Тертера и Хачинчая и приурочен к осевой полосе Агдамского антиклинория, где им прорваны отложения бата, нижнего мела и кимериджа. Положение интрузива определяется пересечением антиклинория и сопровождающего его крупного сбросового нарушения (Каранлык-Мехманинское) с Хачинчай-Тертерским поперечным поднятием. Описываемый интрузив сложен кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами и диоритами. В настоящее время всеми исследователями возраст данной интрузии принимается неокомским. Основанием для этого служит то, что данный интрузив якобы, прорывая только батские отложения, оказывает на них активное контактное воздействие и что на северо-востоке, в предгорной полосе, породы интрузива перекрываются известняками верхнего сенона с гальками гранитоидов в основании. Однако теперь выясняется, что Мехманинский интрузив, располагаясь в ареале развития пирокластических образований кимериджа, на левом берегу р. Хачинчая прорывает их, оказывая на них контактное воздействие.

В междуречье Тертера и Хачинчая более мелкие тела аналогичного состава (Мещен, Касапетский, Оратапский и др.) расположены лишь в полосе развития кимериджских отложений, явно прорывая их. Все это доказывает генетическую связь эффузивного и интрузивного магматизма.

На крайнем юго-востоке, в полосе Физули-Роздаринского поперечного поднятия, в осевых полосах Карачукской и Мачкалалашенской ан-

тиклиналей выступают мелкие тела гранодиоритов, кварцевых диоритов и других диоритов кимеридж-титонского возраста.

Вдоль осевой полосы Карабахского антиклинория имеется ряд выходов кварцевых диоритов, диоритов и диоритовых порфиритов, некоторые из них на крайнем юго-востоке в районах сс. Думы, Тут и других прорывают отложения нижнего маламья и кимериджа. Все это и геолого-тектоническая обстановка расположения указывают на кимеридж-титонский возраст этих тел.

Верхнемеловые гранитоидные интрузивы обнажаются у г. Кировабада в районе вершин Кызылкая и Учтапа.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Р. Н. «Сов. геол.», 1961, № 6.
2. Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1963.
3. Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Шихалибейли Э. Ш. Магматизм Азербайджана. XXI сессия МГК, 1960. Докл. сов. геол. проблема 13.
4. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1947.
5. Азизбеков Ш. А. Кислые интрузии северо-восточной части Малого Кавказа. В сб. «Геология Азербайджана» (петрография). Изд-во АН Азерб. ССР, 1952.
6. Алиев О. Б. Стратиграфия и фауна меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Автореф. канд. дисс., 1961.
7. Кашкай М. А. Магматические процессы Малого Кавказа (в пределах Азербайджана) и некоторые черты металлогении. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Изд-во АН СССР, 1955.
8. Кашкай М. А., Корнев Г. П., Ахмедов Д. М., Бабаев Э. Г. «Изв. АН Азерб. ССР», серия геол.-геогр. наук, 1958, № 3.
9. Керимов А. Д. Петрография и рудоносность Мехманинского гранитоидного интрузива. Автореф. канд. дисс., 1958.
10. Керимов Г. И. «Изв. АН Азерб. ССР», 1955, № 7.
11. Керимов Г. И. «Тр. Ин-та геол. АН Азерб. ССР», т. XVIII, 1956.
12. Керимов Г. И. «Тр. Ин-та геол. АН Азерб. ССР», т. XIX, 1958.
13. Керимов Г. И. Петрология и рудоносность Кедабекского рудного узла, ч. I и II (Малый Кавказ). Изд-во АН Азерб. ССР, 1961 и 1963 гг.
14. Леонтьев Л. Н., Хани В. Е. «Изв. АН СССР», серия геол., 1951, № 5.
15. Мамедзаде Р. Н. Фауна и стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Автореф. канд. дисс., 1961.
16. Милановский Е. Е., Хани В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
17. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Госгеолтехиздат, 1948.
18. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
19. Ситковский И. Н. «Тр. Груз. геол. упр-ния», вып. II, 1941.
20. Соловкин А. Н. Интрузивы и интрузивные циклы Азерб. ССР. Изд-во АзФАН СССР, 1939.
21. Соловкин А. Н. Кислые интрузивы юго-восточной части Малого Кавказа. Сб. «Геол. Азербайджана» (петрография). Изд-во Азерб. ССР, 1952.
22. Сулейманов С. М. «Уч. зап. АГУ», 1960, № 1.
23. Шихалибейли Э. Ш. Вулканизм Малого Кавказа как следствие глыбово-складчатого развития антикавказской геосинклинали. «Вопросы вулканизма», Изд-во АН СССР, 1962.
24. Шихалибейли Э. Ш. Особенности тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Тезисы докл. совещ. по проблеме тектоники (1—6 февраля 1963 г.). Изд-во АН СССР, М., 1962.
25. Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П., Байрамалибейли З. Т. «Изв. АН Азерб. ССР», 1965, № 8.
26. Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П., Байрамов А. А. «Уч. зап. АГУ», 1959, № 3.

#### Сомхит-Агдам зонасында јерләшән гранитоид интрузијалары јашларынын тәјинаты мәсәләләри

#### ХУЛАСӘ

Сон заманлар бу сәһәни өјрәнән кеологлар бурада јерләшән бүтүн интрузијалары Неоком јашлы һесаб етмәклә Шамхор антиклинорисинин дахилиндәки Атабәј-Славјановка интрузијасыны Јухары Бајоса аид едирләр.

Шамхор антиклинорисинин дахили гурулушуну мүкәммәл тәһлил етдикдә мәлүм олду ки, бу структура кәнарларда, јәни мәнубда вә шималда ону әһатә едән, енинә истигамәтдә узанан, синклинориләрә паралел олан енсиз вә әтрафы чаван јашлы (Үст Јура) синклиналларла әһатә олмушдур. Бу ахырынчыларын дахилиндә галан антиклиноринин бөјүк һиссәсини гәдим Үст Бајос јашлы меридионал истигамәтли галхынтылар вә чухурлар тәшкил етмишдир ки, бунлар да Бат дөврүндән әввәлки гырышыгылы һәрәкәтләрә тутулараг галхмыш, интрузијаларла кәсилмиш вә сабит бир күтлә һалына кәлмишләр. Одур ки, бу антиклиноринин кәнарларында вә меридионал чухурлар дахилиндә јайылан Бат чөкүнтүләри аз галынлыгылы олуб, үмумијјәтлә бу структурун гурулушунда о гәдәр дә әһәмијјәтли рол ојнамыр. Мәһз буна кәрә дә биз бу структур дахилиндә бәлли олан вә әксәр һалларда меридионал истигамәтдә узанан бүтүн интрузијаларын Јухары Бајос јашлы олдуғуну гејд едирик. Гәрбдән шәргә белә јашлы интрузијалар ашағыдакылардыр: Асрикчај, Зәјәм, Атабәј-Славјановка, Дашбулаг, Чәчир, Барум, Борсум, Киланбир вә с.

Бундан әләвә, әсасән мүәллиф вә Р. Н. Абдуллајев тәрәфиндән апарылан тәдгигатлар нәтичәсиндә мәлүм олмушдур ки, әксәр һалларда Неоком јашлы һесаб едилән интрузијалар һәмин тәркибли (турш вә орта) пирокластик Кимерич јашлы пүскүрмә сүхурлары јайылан сәһәләрдә интишар етмишләр. Гејд етмәк ләзимдыр ки, бу Неоком јашлы интрузијалары гејри-ујғун өртән вә Сеномана аид едилән чөкүнтүләри инди Ашағы Көвјак аид едилер. Кичик Гафгаз дағларынын бир чох бөјүк тектоник чухурларында неоком чөкүнтүләри (валанжин, готерив, баррем) тапылмышдыр. Бу ахырынчыларын олмасы сәһәнин Неоком заманы галхмасыны сүбүт едәрәк, онун јалныз тәк-тәк мүсбәт (Үст Јура заманы әмәлә кәлән) структурларынын галхдығыны кәстәрир. Башга сөзлә, Кичик Гафгазда үмуми инверсија әвәзинә хүсуси инверсија олмушдур.

Бунунла әләгәдар олараг, Неоком јашлы интрузијалары Үст Јура (кимерич-титон) јашлы һесаб етмәк ләзимдыр. Бу јашлы интрузијалар ашағыдакылардыр: Кәдәбәј, Дашкәсән, Габахтәпә, Гошгардағ, Муровдағ (Кызылархач, Ирекманчук, Кеголдағ), Мехмана, Карачук вә с.

Г. Х. ЭФЕНДИЕВ, Н. А. НОВРУЗОВ, А. С. ГЕЙДАРОВ

### ГЕОХИМИЯ ТАЛЛИЯ В КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ТИПА МЕСТОРОЖДЕНИИ

Таллий, будучи типичным рассеянным редким элементом (кларк таллия по Д. Шоу [11] равен  $1,3 \cdot 10^{-4}$ ) имеет двойственный геохимический характер. Благодаря близости ионных радиусов, электроотрицательности, валентности и т. д. с такими щелочными элементами, как К, Rb и Cs, проявляет литофильные свойства и накапливается в минералах калия; с другой стороны, в силу близости со свинцом и серебром, концентрируется в сульфидных комплексах гидротермальных месторождений.

Заметно повышенное содержание таллия характерно для тех низкотемпературных и близкоповерхностных гидротермальных месторождений, в образовании руд которых большая роль принадлежит коллоидам, а также для месторождений, в поздних стадиях которых повышенную роль играют мышьяк и сурьма [4].

В настоящей статье изложены результаты работ по изучению геохимии таллия в колчеданно-полиметаллическом месторождении, входящем в медно-пирротиновый рудный пояс южного склона Главного Кавказского хребта. Все месторождения пояса пространственно связаны с песчано-сланцевой толщей юры и парагенетически связываются дайковой фацией диабазов и порфиритов [9].

На таллий анализировались тщательно отобранные мономинеральные пробы, селективно выделенные концентраты отдельных минералов, руды и вмещающие породы. Произведено более 200 определений таллия экстракционно-фотометрическим методом с кристаллическим фиолетовым [1]. Чувствительность данного метода составляет  $1 \cdot 10^{-4}\%$ , точность  $\pm 7-25\%$ . Одновременно проводилось петрографическое изучение пород и минераграфическое исследование руд.

Колчеданно-полиметаллическое месторождение по своему минеральному составу занимает особое место среди месторождений медно-пирротинового пояса. Минералогический состав руд изученного месторождения приведен в табл. 1.

Как видно из табл. 1, минералообразование в месторождении происходило в трех стадиях. Руды, образовавшиеся в начальных стадиях, имеют вкрапленно-прожилковый или массивно-крупнозернистый характер. Продукты конечной стадии состоят из плотной (в очень редких случаях сыпучей) руды массивной и массивно-полосчатой текстуры.

Результаты анализа мономинералов, минеральных концентратов и руд на таллий обобщены в табл. 2, из которой видно, что крупнозернистый пирит, являющийся самым ранним рудным минералом месторождения, характеризуется отсутствием или самым низким среди остальных минералов содержанием таллия. В 23 образцах такого пирита таллий присутствует от 1 до 2,2 г/т, составляя в среднем 1,4 г/т.

Таблица 1

Минералогический состав и степень развития минералов

Минералы	Гипогенные минералы			Гипергенные минералы
	Стадии минерализации			
	колчеданная	медно-пирротиновая	полиметаллическая	
Главные минералы	Пирит Кварц	Пирротин	Пирит Сфалерит Халькопирит Галенит Кальцит	Гидрокислы железа (лимонит, гетит, лепидокрокит)
Второстепенные минералы	Серцит	Кварц Пирит Магнетит Арсенопирит Марказит Сфалерит Халькопирит Кобальтин Сидерит	Теннантит Тетраэдрит Бурнонит	Борнит Халькозин Ковеллин Малахит Азурит Смитсонит  Вторичный марказит
Минералы—примеси	—	Люционит Линнеит (?)	Самородный висмут Висмутин Клапроталит (?)	—

В массивных рудах главная масса пирита представлена мелкозернистым агрегатом. Встречается также пирит скрытокристаллической микротекстуры. Оба они являются поздними по сравнению с крупнозернистым пиритом. Ввиду очень тонких сростаний минералов в рудах выделение чистых мономинеральных проб пиритов поздних генераций не удастся, поэтому анализу были подвергнуты пиритовые концентраты, состоящие в основном из мелко- и тонкозернистого пирита поздних генераций, а также смеси пиритов ранней и поздней генераций.

Как видно из данных табл. 2, в только что указанных пробах пиритов содержание таллия от 3,0 до 10,9 г/т, в среднем 5,3 г/т, что указывает на сравнительно большую обогащенность поздних пиритов по сравнению с ранним крупнозернистым. Это подтверждается также повышенным содержанием таллия в пиритовых концентратах от 5,2 до 26 г/т, в среднем 10,9 г/т.

В пирротинах и смеси магнетит-пирротина таллий содержится на таком же уровне, как и в крупнозернистом пирите. А в сфалеритах аналогично пириту содержание таллия в поздней генерации больше (в среднем 6,9 г/т), чем в ранней генерации (в среднем 3,9 г/т). Как известно [5] сфалериты, имеющие колломорфные микротекстуры, из ряда месторождений отличаются высоким содержанием (до 1%) таллия, что объясняется его сорбцией. В таких случаях обычно содержание таллия в галените ниже, чем в сфалерите. Таковы месторождения Верхняя Квайса (Южная Осетия), Дарайсо (Средняя Азия), Райбл (северная Италия) и др. [2, 5].

В сфалеритовых концентратах из руд нами изученного месторождения содержание таллия составляет от 1,7 до 12 г/т, в среднем 6,6 г/т, т. е. на уровне его концентрации в мономинеральных пробах сфалеритов поздней генерации. Только в одной пробе сфалеритового концентрата определено 12 г/т таллия. Такое сравнительно повышенное количество связано с заметным содержанием в пробе галенита в очень тонких сростках. Как видно будет дальше, галенит является самым богатым таллием после бурнонита минералом месторождения.

Таблица 2  
Среднее содержание таллия в минералах и рудах колчеданно-полиметаллического месторождения

Минералы, минеральные концентраты и руды	Колич. проанализированных проб	Пределы колебания таллия, г/т	Среднее содержание таллия, г/т
Пирит крупнозернистый (ранний)	23	<1,0—2,2	1,4
Пирит поздний + ранний	13	3,0—10,9	5,3
Пирротин	9	<1,0—2,0	1,5
Магнетит + пирротин	1		2,7
Сфалерит I генерации	2	2,8—5,0	3,9
II	6	4,0—10,4	6,9
Халькопирит	6	1,2—4,4	2,5
Галенит	5	40,0—76,0	54,2
Бурнонит	1		110,0
Пиритовый концентрат	5	5,2—26,0	10,9
Сфалеритовый концентрат	7	1,7—12,0	6,6
Свинцовый концентрат	4	9,0—91,0	37,0
Халькопирит-свинцовый концентрат	3	6,4—59,0	27,3
Крупнозернистые руды			
Пиритовые	9	1,0—2,0	1,2
Пирит-пирротин-халькопиритовые	9	1,0—3,4	1,4
Пирит-сфалеритовые	6	1,0—1,5	1,3
Средне- и мелкозернистые руды			
Пиритовые	10	1,0—3,0	1,8
Пирит-сфалеритовые	17	1,0—4,0	2,5
Тонкозернистые руды			
Пиритовые	7	5,0—15,0	7,9
Пирит-сфалеритовые	20	4,0—22,0	8,4
Пирит-сфалерит-галенитовые	3	15,2—101,0	67,1

Халькопириты по содержанию в них таллия (до 4,4 г/т) занимают промежуточное положение между пиритом ранней генерации и сфалеритом. В этом отношении на примере нами изученного месторождения повторяется закономерность, установленная В. В. Ивановым [3] для некоторых колчеданных месторождений Урала.

По концентрации таллия среди главных сульфидов месторождения резко выделяются галениты, содержащие его 40—76 г/т, в среднем 54 г/т, что на целый порядок больше, чем в рассмотренных ранее минералах. В силу этого не только собственно свинцовые (до 94 г/т), но и другие свинецсодержащие рудные концентраты отличаются повышенным содержанием таллия — до 59 г/т. По литературным данным [5, 7], галениты по частоте обнаружения таллия стоят на первом месте среди обычных сульфидов.

Как указывалось, среди практически выделяемых в виде мономинеральных проб минералов максимальным содержанием отличается бурнонит (110 г/т), а среди типов руд — пирит-сфалерит-галенитовые (до 101 г/т). Обогащенность последних таллием объясняется наличием в их составе помимо галенита в значительном количестве бурнонита и тетраэдрита, а также теннантита.

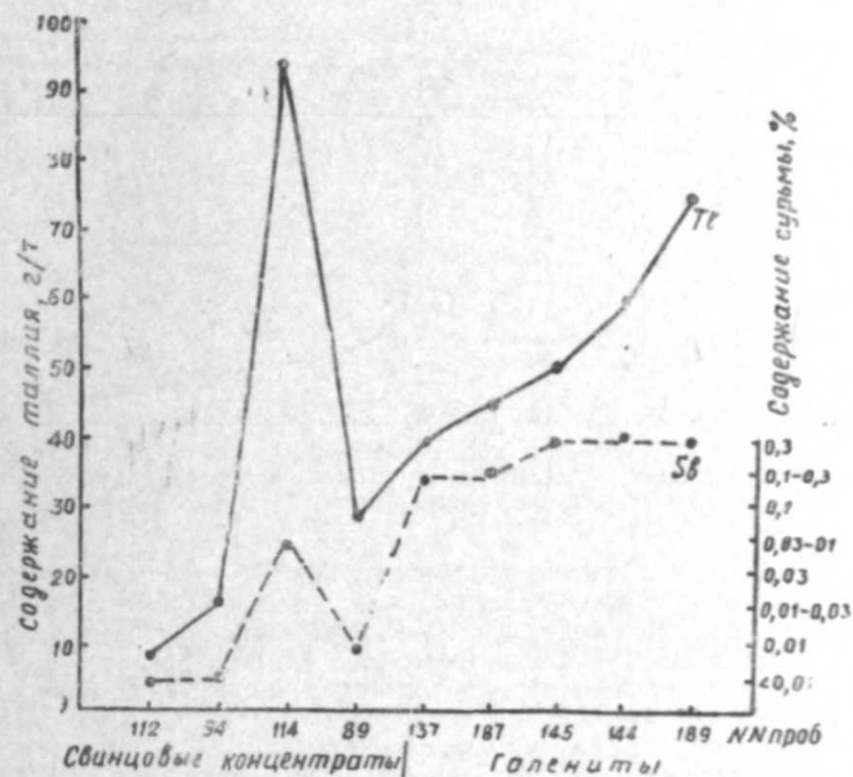


Рис. 1. Зависимость содержания таллия от содержания сурьмы в свинцовых концентратах и галенитах.

Приуроченность таллия к указанным минералам доказывается корреляцией (рис. 1) между содержаниями таллия и сурьмы в галенитах, особенно в свинцовых концентратах. Такая связь объясняется микропарагенезисом  $Tl^{1+}$  и  $Sb^{3+}$  в составе галенитов в силу близости величин их ионных радиусов, а в рудах — приуроченностью главной массы таллия к бурнониту, составляющему заметную часть названного типа руды.

В литературе [5, 12, 13] указывается на наличие корреляции в галенитах между содержанием таллия и висмута. Возможная такая корреляция в изученных рудах, по-видимому, затушевывается наличием в их составе собственных минералов висмута.

Диаграмма (рис. 2) отражает картину распределения таллия в последовательном ходе кристаллизации минералов<sup>1</sup>. Как видно из диаграммы, имеет место ясная тенденция накопления таллия к концу процесса выделения минералов. Вследствие этого и благодаря кристаллохимической близости  $Tl^{1+}$  с  $Pb^{2+}$  и  $Sb^{3+}$  основными концентраторами таллия становятся галенит и особенно бурнонит.

<sup>1</sup> В диаграмму включены минералы, которые были выделены в мономинеральном виде.

Накопление таллия в остаточных растворах при гидротермальном процессе и обогащение им сульфосолей свинца и серебра отмечены другими авторами [5, 6, 10].

Содержание таллия увеличивается от ранее образовавшихся крупнозернистых к позднейшим тонкозернистым типам руд. Здесь на распределение таллия наряду с текстурно-структурными особенностями большое влияние оказывает ассоциация минералов в рудах. Кол-

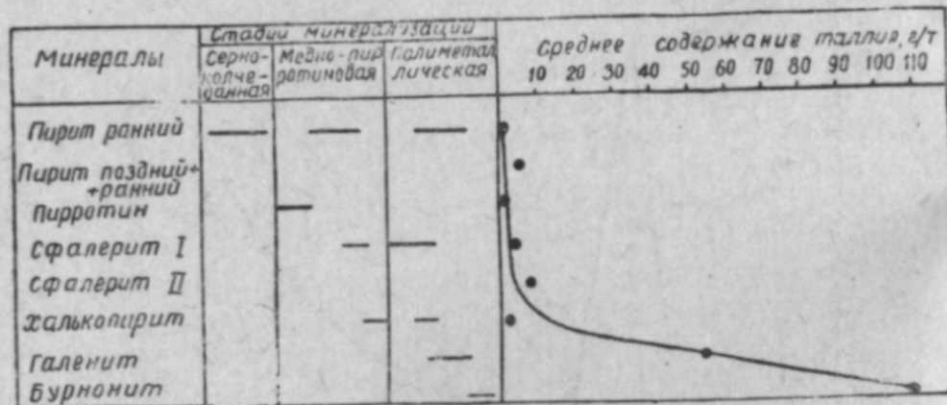


Рис. 2. Зависимость содержания таллия от последовательности образования минералов.

чеданные руды, состоящие в основном из пирита, пирротина, халькопирита и в меньшей степени сфалерита, бенды таллием, поскольку данная ассоциация, формировавшаяся в более высокотемпературных условиях, не включает минералов-концентратов таллия. Повышенным содержанием таллия отличаются руды полиметаллической стадии минерализации. Минеральная ассоциация данной стадии характеризуется значительным развитием таких концентратов таллия, как галенит, особенно бурнонит (см. табл. 1).

Интересно отметить, что из проанализированного 81 образца руд два образца резко отличаются от всех остальных по содержанию таллия (соответственно 85 и 101 г/т). Из первого образца впоследствии (в ИМГРЭ) были выделены минеральные концентраты. Ввиду очень тонких сростаний минералов в рудах получить чистые мономинералы невозможно было. Анализом концентратов отдельных минералов (пирита, сфалерита и галенита), концентратов-смесей минералов (пирит-сфалерит), а также хвостов установлено наличие таллия. Наибольшее его количество связано с пиритовыми концентратами. В четырех пиритовых концентратах содержание таллия находится на уровне, самом высоком для месторождения: от 100 до 164 г/т, в среднем 134 г/т. Анализом одного из этих концентратов с содержанием таллия 132 г/т установлено 36, 48% железа, что соответствует 78% пириту. В четырех проанализированных сфалеритовых концентратах содержание таллия варьирует от 29,6 до 79 г/т, в среднем 60,6 г/т. Более богатые сфалеритом концентраты содержат меньше таллия, что соответствует данным о таллиеносности сфалеритов месторождения. В пирит-сфалеритовых концентратах таллия содержится в среднем 71,5 г/т. В свинцовом концентрате таллий устанавливается в порядке 94 г/т. В хвосте перемешки сфалеритового концентрата таллий содержится в количестве 74 г/т, а в отвальном хвосте — 79 г/т.

На основе приведенных данных может быть освещен вопрос о том, с чем связана повышенная концентрация таллия в рассмотренных образцах руд.

Эти руды тонкозернисто-полосчатой текстуры состоят из пирита, сфалерита и галенита. В них в заметном количестве (под микроскопом) присутствуют бурнонит, блеклая руда, а также марказит. Сопоставляя данные химического анализа и изучения руд под микроскопом,

Таблица 3  
Зависимость содержания таллия от глубины опробования и состава руд

№ скважины	Глубина взятия проб, м	Содержание таллия, в пробе, г/т		Типы руд и минералы	
4	1,0	8,7		Массивно-мелкозернистая пиритовая руда	
	5,5	4,4		Сыпучая массивно-мелкозернистая пирит-сфалеритовая руда	
	14,5	1,4		Крупнозернистая пирит-пирротин-халькопиритовая руда	
	52,0	1,0		Пирротин из массивно-крупнозернистой пирротин-пиритовой руды)	
7	62,0	1,0		Крупнозернистая пирит-халькопиритовая руда	
	25,0	8,4		Массивно-мелкозернистая пирит-сфалеритовая руда	
	30,5	7,0			
	36,5	1,0		Массивно-крупнозернистая пирротин-пиритовая руда	
11	45,5	1,2		Крупнозернистая пирит-халькопиритовая руда	
	43,5	6,0		Массивно-мелкозернистая пиритовая руда	
	52,5	6,6			
	80,0	1,2		Крупнозернистая пирит-сфалеритовая руда	
19	89,0	2,0		Пирит из крупнозернистой пирит-халькопиритовой руды	
	62,0	15,0		Массивно-мелкозернистая пиритовая руда	
	65,0	1,4		Пирит (из крупнозернистой пирит-пирротин-халькопиритовой руды)	
	67,0	1,7		Пирротин (из массивно-крупнозернистой пирротин-пиритовой руды)	
20	83,5	6,0		Массивно-мелкозернистая пирит-сфалеритовая руда	
	89,0	1,0		Крупнозернистая пирит-пирротиновая руда	
	91,5	1,3		Пирротин (из крупнозернистой пирротин-пиритовой руды)	
	93,0	1,3	В среднем	Пирит, халькопирит и пирротин (из крупнозернистой халькопирит-пирротин-пиритовой руды)	
41	138,5	22,0		Массивно-мелкозернистая пирит-сфалеритовая руда	
	140,5	14,6			
	144,0	1,2		Массивно-крупнозернистая пирротин-пиритовая руда	
	149,0	1,0		Крупнозернистая пиритовая руда	

можно сделать следующий вывод: зараженность таллием некоторых образцов руд связана, с одной стороны, с присутствием в них таких таллийсодержащих минералов, как галенит, бурнонит, а также, возможно, блеклая руда и марказит, а с другой стороны, с поздним скрытокристаллическим пиритом.

Некоторая закономерность наблюдается в распределении таллия по глубине. Как видно из данных табл. 3, по мере перехода с глубиной мелкозернистых руд в крупнозернистые содержание таллия уменьшается, что также связано с изменением минералогического состава руд, а именно с уменьшением с глубиной количества таллиеносных минералов.

Результаты анализов рудовмещающих глинистых сланцев, песчаных и ожелезненных сланцев, глинистых песчаников и песчаников приведены в табл. 4, из которой видно, что глинистые сланцы отличаются самым высоким содержанием таллия — 3,6—29,2 г/т.

Глинистые сланцы иногда содержат значительное количество органического вещества, а также серициты. Для изучения связи таллия с органическими веществами сланцев по методу К. Ф. Родионовой [8]

Таблица 4

Среднее содержание таллия в рудовмещающих породах

Название пород	Колич. проанализированных проб	Пределы колебаний содержания таллия, г/т	Среднее содержание таллия, г/т
Глинистый сланец, иногда серицитизированный	14	3,6—29,2	11,3
Глинистый песчаник, песчаник и песчаный сланец	14	1,0—4,4	2,2
Сильноизмененный ожелезненный сланец	2	1,7—2,2	1,9

были извлечены органические вещества из двух образцов сланцев с наибольшим содержанием таллия (17,6 и 29,2 г/т). Установлено, что примененными растворителями (хлороформ, бензол + ацетон + метиловый спирт) извлекается незначительная часть органического вещества сланцев. Содержание таллия в этом веществе составляет соответственно 0,5 и 2% общего количества таллия сланцев.

Таблица 5

Зависимость содержания таллия во вмещающих породах от степени удаления от рудного тела

Место взятия проб	Рудовмещающая порода	Содержание таллия, г/т
Из маломощной сланцевой пачки, расположенной в середине рудного тела	Глинистый сланец	29,1
Из контакта рудного тела (руды массивно-мелкозернистые) с рудовмещающими породами	"	16,8
10 м от контакта рудного тела	Глинистый сланец местами серицитизирован	9,6
30 м от контакта рудного тела	Глинистый сланец	3,6
~110 м	Песчаный сланец	2,5
~150 м	Глинистый песчаник	2,5

Для выяснения связи таллия, содержащегося во вмещающих породах, с процессами рудообразования были опробованы и анализированы породы, отобранные вкрест простирания рудной зоны. Установлена такая закономерность: по удалению от рудной зоны содержание таллия резко падает (табл. 5). Это указывает на наличие ореолов рассеяния. Самое высокое содержание таллия (29,1 г/т) в этом разрезе установлено в образце сланца, взятого из маломощной сланцевой пачки, которая расположена в середине зоны. В контакте рудной зоны (линзы) с вмещающими породами содержание таллия несколько уменьшается. При удалении от рудной зоны содержание таллия во вмещающих породах постепенно падает до предела чувствительности метода.

Выводы

1. Таллий является характерным элементом руд в колчеданно-полиметаллическом месторождении медно-пирротинового рудного пояса южного склона Большого Кавказа. Содержания таллия в рудах и минералах колеблются от  $n \cdot 10^2$  до  $n \cdot 10^{-4}$ %, проявляя неравномерный характер распределения в зависимости от типов руд: пирит-сфалерит-галемитовые руды в отличие от пирит-пирротин-халькопиритовых руд характеризуются повышенной концентрацией таллия  $n \cdot 10^{-3}$  против  $n \cdot 10^{-4}$ %. Это связано с содержанием в рудах минералов-носителей таллия.

2. Минералы руд по убывающему содержанию таллия могут составить следующий ряд:

бурнонит 110 г/т    галенит 54,2 г/т    сфалерит 3,9 и 6,9 г/т    халькопирит 2,5 г/т    пирротин 1,5 г/т    пирит 1,4 г/т  
(5,3 г/т вторая и третья генерации)

3. Содержание таллия в ходе кристаллизации минералов возрастает. Основными носителями таллия — бурнонитом и галенитом завершается в основном рудоотложение.

4. Имеет место тенденция к уменьшению содержания таллия с глубиной на фоне смены мелкозернистых, бурнонит- и галенитсодержащих руд с крупнозернистыми пирит-пирротин-халькопиритовыми рудами.

5. Таллий в количестве до 29,2 г/т содержится в рудовмещающих сланцах, являясь элементом привноса, что доказывается закономерным уменьшением его концентрации по мере удаления от рудных зон в сторону безрудных сланцев.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блюм И. А. Экстракционно-фотометрическое определение таллия с кристаллическим фиолетовым. В сб. «Методы определения и анализа редких элементов», М., Изд-во АН СССР, 1961.
2. Воскресенская Н. Т., Карпова И. С. «Геохимия», 1958, № 5.
3. Иванов В. В. «ДАН СССР», 1958, т. 122, № 5.
4. Иванов В. В. О миграции таллия в процессе эндогенного рудообразования. В сб. «Геохимические циклы» М., Изд-во АН СССР, 1960.
5. Иванов В. В. Таллий. М., Изд-во АН СССР, 1960.
6. Кузнецов К. Ф. «Тр. ИМГРЭ АН СССР», 1959, вып. 2.
7. Новохатский И. П., Калинин С. К. «Цветная металлургия», 1941, № 16.
8. Родионова К. Ф. Изучение органического вещества, рассеянного в осадочных породах. В сб. «Методы изучения осадочных пород», т. II М., Госгеолтехиздат, 1957.
9. Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.
10. Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, М., Госхимиздат, 1939.
11. Шоу Д. М. Геохимия таллия. В сб. «Геохимия редких элементов», М., 1959.
12. Brooks R. R. «Nature» 1961, vol. 189, № 4768.
13. Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.

И. Х. Эфандижев, Н. А. Поврузов, А. С. Теждаров

Колчедан-полиметаллик тип јатагларда таллиумун кеокимјасы

ХУЛАСӘ

Баш Гафгаз силсиләсинин чәнуб јамачлары үчүн характерик олан колчедан-полиметаллик сульфид јатагларында таллиумун кеокимјасы үзрә апарылан тәдигатлар нәтичәсиндә көстәрилән элементин јайылма вә пәјланмасына аид ганунаујгунлуг ашкара чыхарылмыш, ајры-ајры минералларда, минерал концентратларында, филизләрдә вә сүхурларда таллиумун мигдары мүнәјјән едилмишдир.

З. М. АТАКИШЕВ

### СУБЭФФУЗИВНЫЕ ДАЙКИ БАСЕЙНА р. ТУТХУН

В процессе проведенных нами исследований в бассейне р. Тутхун удалось подразделить субэффузивные дайки на три основные возрастные группы: 1) дайки, связанные с покровами сантонских порфиритов и диабазов; 2) дайки, связанные со среднеэоценовыми эффузивами андезитового состава и 3) дайки, связанные с плиоценовыми эффузивами липарито-дацитового состава.

В основу такого подразделения была положена приуроченность определенных даек к определенным типам вмещающих пород, их постепенные переходы в покровы, возрастные соотношения различных даек и эффузивных пород.

#### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И МОРФОЛОГИЯ ДАЕК

В структурном отношении эти дайки размещены в северо-западной части Севано-Акеринской зоны, в пределах Сарыбабинского синклиниория в Кельбаджарской наложенной мульды и приурочены к отложениям сеномана (конгломераты, песчаники аргиллиты), сантона (туфопесчаники, туфобрекчии, туфы, различные порфириты и диабазы), эоцена (туфопесчаники, туфобрекчии и различные андезиты), плиоцена (покровы андезитов, дацитов, липаритов, липарито-дацитов, туфов и туфобрекчий).

В пределах рассматриваемой территории интенсивное погружение Сарыбабинского синклиниория в сантонское время, а также Кельбаджарской наложенной мульды в среднем эоцене [6] привело к оживлению разломов глубокого заложения главным образом северо-западного направления. К этим разломам приурочены субэффузивные дайки. Эти дайки имеют грубопараллельные, иногда извилистые формы с разветвлениями и пережимами. Зальбанды их нередко с зонами закалки (5—10 см). В большинстве случаев они имеют значительную протяженность (400—500 м), и мощность их колеблется от 0,5 до 12,0 м. Они чаще крутопадающие, местами переходящие на пологое залегание (г. Беюкбоз).

Дайки молодых эффузивов, как правило, хорошо обнажены. Будучи устойчивее вмещающих пород, они выделяются в рельефе в виде пригов и барьеров, прослеживаясь на сотни метров. Некоторые дайки по падению обнажаются на несколько десятков метров, уходя в более

глубокие горизонты, образуя при этом породы с хорошо выраженной кристаллически-зернистой структурой.

Во всех разновидностях пород, слагающих субэффузивные дайки, наблюдаются ксенолиты вмещающих пород, имеющих угловатые и эллипсоидальные формы размером 0,03—0,5 м в поперечнике. Вблизи зальбандов даек вмещающие породы нередко трещиноваты и катаклазированы.

Хорошая обнаженность местности позволила неоднократно наблюдать непосредственные пересечения субэффузивных даек различного состава, направления и возрастные соотношения их. Например: а) около с. Калафалых туфопесчаники и туфобрекчии прорываются дайкой авгитового порфирита простиранием  $320^\circ$ , падающим на юго-восток под углом  $85^\circ$ , мощность ее колеблется от 5 до 8 м. Эта дайка, в свою очередь, пересекается дайкой биотитового порфирита, переходящего в покровы сантонских эффузивов, простирание ее  $60^\circ$ , падение на юго-восток под углом  $80^\circ$ , мощность до 4,5 м с зоной закалки как во вмещающих породах, так и на месте пересечения с более ранней дайкой; б) около г. Беюкбоз к сеноманским отложениям приурочены дайки авгитовых порфиритов простиранием  $310^\circ$ , падающим на северо-восток под углом  $80^\circ$ , мощностью до 2,2 м. Они переходят в покровы сантонских порфиритов. Эти дайки, в свою очередь, секутся и смещаются дайкой роговообманкового порфирита простиранием  $85^\circ$  падающим на северо-запад под углом  $85^\circ$ , мощностью до 1,6 м. При прослеживании в с.-в. направлении наблюдаются переходы ее также в покровы сантонских порфиритов. Августовые и роговообманковые порфириты, в свою очередь, пересекаются андезито-базальтовой субэффузивной дайкой среднеэоценового возраста. Как на контакте с сеноманскими отложениями, так и с ранними дайками хорошо выражены зоны закалок мощностью до 15 см, свидетельствующие о вторжении даек в достаточно охлажденную породу. На основании таких пересечений устанавливается, что дайки сантонских эффузивов представлены двумя генерациями.

Дайки первой генерации приурочены к системам северо-западных крутопадающих трещин и представлены они кварцсодержащими августовыми, диоритовыми и микродиабазовыми порфиритами. Дайки второй генерации приурочены главным образом к с.-в. крутопадающим трещинам и представлены биотитовыми (с. Калафалых) и роговообманковыми порфиритами.

#### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

По петрографическим особенностям субэффузивные дайки обычно очень близки или полностью идентичны по структурно-минералогическому составу с соответствующими эффузивными покровами сантонского, среднеэоценового и плиоценового вулканических циклов. Дайковые породы отличаются от их покровных эффузивов цветом, свежестью и степенью раскристаллизации стекловатого базиса.

Дайки сантонских эффузивов представлены августовыми, кварцсодержащими, биотитовыми и роговообманковыми порфиритами, а также диоритовыми и микродиабазовыми их разностями; дайки среднеэоценовых эффузивов представлены роговообманковыми андезитами и андезито-базальтами, а дайки плиоценовых эффузивов — липаритами, липарито-дацитами и дацитами.

Среди этих субэффузивных даек широко распространены августовые порфириты, что объясняется наибольшим развитием эффузивов августовых порфиритов, имевшим место в начальных стадиях трещинного из-

линия в сантонское время. Подчиненное положение занимают другие порфириновые дайки, встречающиеся в небольшом количестве в различных частях района. Дайки среднеэоценовых и плиоценовых эффузивов по сравнению с порфириновыми дайками имеют меньшее распространение и уступают в количественном и объемном отношении сантонским дайкам.

Все дайки, генетически связанные с эффузивными покровами, подверглись более или менее автометаморфическим изменениям. Причем степень изменений в различных дайках не имеет одинакового характера, что объясняется неодинаковой интенсивностью тектонических подвижек и, следовательно, трещиноватостью самих дайковых интрузий. Поэтому наряду со слабоизмененными дайковыми породами, в которых биотит, роговая обманка и пироксен лишь частично замещены хлоритом и кальцитом, а плагиоклаз местами слегка пелитизирован и кальцитизирован, встречаются также сильноизмененные разновидности, в которых темноцветные минералы наблюдаются только в виде реликтов, а плагиоклазы нацело кальцитизированы, хлоритизированы, серицитизированы, пелитизированы и альбитизированы. В роговых обманках и биотитах часто наблюдается опацизация, захватывающая только краевые части или все зерно, которая происходила в условиях окисления при некотором повышении температуры на поверхности. Иногда роговая обманка замещается биотитом, по которому, в свою очередь, развивается хлорит. Хлоритизация обычно развивается по краям кристаллов или вдоль трещин спайности. Рудные минералы часто превращаются в гидроокислы железа. В большинстве случаев в результате автометаморфических процессов основная масса порфиритов превращается в кварц-карбонатный агрегат с реликтовыми участками микролитовой, гиалопилитовой, пилотакситовой структуры.

Характерной особенностью субэффузивных даек является интенсивное развитие миндалекаменных текстур округлой, эллипсоидальной и неправильной формы величиной до 2 мм, заполненных кальцитом, кварцем, хлоритом, реже цеолитом. Для всех дайковых пород характерны флюидальная текстура, где микролиты плагиоклаза и фенол-кристаллы ориентированы более или менее в одном направлении.

В дайковых породах сантонского и среднеэоценового возраста отмечается значительное количество равномернорассеянных зерен магнетита. В некоторых случаях магнетит настолько насыщает порфириты и андезиты мелкими неправильными зернами, что они становятся существенной составной частью породы (3—5,5%) (см. таблицу).

Апатит принадлежит к числу наиболее характерных и постоянно присутствующих аксессуарных минералов различных порфиритов. Он почти всегда приурочивается к мезостазику и ассоциирует с титано-магнетитом и другими минералами основной массы.

Количественно-минералогический состав субэффузивных дайковых пород бассейна р. Тутхун приводится в таблице.

Автогитовые порфириты широко распространены в районах сс. Калафалых, Асрик и г. Беюкбоз, выполняют главным образом северо-западные крутопадающие трещины. Они зеленовато-серые и темно-серые, мелкозернистые, плотные, с мелкими порфириновыми выделениями плагиоклаза. Структура их порфириновая с пилотакситовой, гиалопилитовой и микролитовой основной массой. Вкрапленники плагиоклаза присутствуют в виде хорошо образованных призматических кристаллов со слабокорродированными гранями. Размер их редко превышает 1,5 мм. Нередко плагиоклаз имеет зональное строение, где внешняя зона сложена андезином (№ 38—42), а центральная часть представлена андезин-лабрадором (№ 48—53). Моноклинные пи-

роксены меньше распространены и представлены обычно изометричными зернами величиной от 0,1 до 0,5 мм. Они иногда ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и представлены авгитом  $cNg=43-45$ ;  $Ng-Np=0,025$ .

Кварцсодержащие порфириты встречаются восточнее г. Беюкбоз, где они выполняют северо-западные пологопадающие трещины, отличаются они меньшей выдержанностью (до 150 м) по простиранию и мощностью 2 м. Они зеленовато-серые и буровато-серые, мелкозернистые, плотные, с мелкими вкрапленниками плагиоклазов. Структура их порфириновая с гиалопилитовой и пилотакситовой основной массой. Вкрапленники плагиоклаза представлены двумя генерациями: к первой

Таблица  
Количественно-минералогический состав субэффузивных дайковых пород бассейна р. Тутхун, %

Породы Минералы	Авгитовые порфириты		Кварц содержа- щие порфириты	Биотитовые пор- фириты	Роговообманко- вые порфириты	Роговообманко- вые андезиты	Андезит-ба- зальты	Липариты	Липарито-лациты	Лациты
	Плагиоклаз	20,4	21,4	28,0	7,8	24,2	25,1	2,1	10,2	14,3
Роговая обманка	—	—	—	—	10,1	6,2	0,3	—	—	5,5
Биотит	—	—	—	4,2	—	—	—	—	6,6	—
Пироксен	1,1	0,4	—	—	—	—	15,8	—	—	—
Кварц	—	—	4,6	—	—	—	—	14,4	3,1	1,8
Основная масса	70,3	68,5	53,2	74,1	53,5	57,6	65,0	69,5	64,2	70,3
Рудные	2,2	2,6	5,5	5,1	4,9	—	—	—	—	—
Аксессуарные	0,1	—	0,5	0,2	0,1	1,9	3,1	1,4	—	—
Вторичные	5,8	7,1	8,1	8,6	7,2	9,2	14,2	4,3	11,8	9,8

генерации относятся крупные кристаллы величиной до 3 мм, имеющие короткотаблитчатые формы с сильнокорродированными гранями, они полностью кальцитизированы и серицитизированы; плагиоклазы второй генерации характеризуются слабовыраженной корродированностью, кальцитизацией и пелитизацией, имеют длиннопризматические, реже таблитчатые формы с полисинтетическими двойниками. По составу они соответствуют андезину № 38—42. Редко наблюдаются вкрапленники моноклинового пироксена с мелкими таблитчатыми и восьмиугольными зернами. Они полностью карбонатизированы, по характерной форме соответствуют авгиту.

Основная масса состоит главным образом из микролитов, плагиоклаза и в меньшей мере из мелких зернышек кварца, местами отмечают- ся остатки хлоритизированного вулканического стекла.

Микродиабазовые порфириты крайне редко наблюдаются в верховьях Сотлудара, Агзыбир и около с. Асрик и обычно слагают дайки с.з., реже с.в. (с. Асрик) направления. Они плотные, темно-серые и грязно-зеленые, имеют порфириновую структуру с микродиабазовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, редко роговой обманкой и авгитом. Плагиоклазы основной массы, как правило, менее основные, чем плагиоклазы фенокристаллов.

Порода состоит преимущественно из андезина (60—65%) и моноклинового пироксена (30—35%). Очень редко встречаются бурая роговая обманка и кварц.

Диоритовые порфириды распространены около с. Агятаг и выполняют, в основном, с.-в. и близмеридиональные трещины. Это темно-серые, мелкозернистые, плотные породы с мелкими миндалинами, заполненные цеолитами. Структура их порфировая с кристаллически-зернистой основной массой, местами сферолитовой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой и очень редко моноклинным пироксеном. Плагиоклазы имеют таблитчатую и призматическую форму длиной до 4 мм. Все плагиоклазы двойникованы и по составу отвечают лабрадору № 54—58. Роговая обманка представлена разностью, обладающей хорошо выраженным плеохроизмом от зеленовато-бурых по Ng до светло-бурого по Np. В некоторых разностях она образует удлиненные зерна (до 1,5 мм) с ясной спайностью в двух направлениях. Минерал обладает угасанием  $CNg=16-18^\circ$ . В редких случаях имеются простые двойники. Моноклинные пироксены имеют неправильную, реже восьмиугольную форму и по составу отвечают авгиту. Все первичные минералы катаклазированы. Катаклазированность первичных минералов происходила после цеолитизации, доказательством чего является пересечение кальцитом и хлоритом цеолитовых агрегатов. Цеолиты образуют сноповидные и радиально-лучистые кристаллы. Они в проходящем свете имеют желтовато-серую и беловато-серую окраску. Преломление их несколько превышает канадский балъзам  $Ng=1,542$ , двупреломление доходит до 0,020. Судя по этим свойствам, они относятся к томсониту. Миндалины имеют овальную и эллипсоидальную форму диаметром до 2 мм. Они заполнены агрегатами лучистого цеолита.

Биотитовые порфириды распространены только около с. Калафалых и заполняют главным образом с.-в. и близширотные крутопадающие трещины. Это темно-серые, мелкозернистые, плотные породы с вкрапленниками плагиоклаза и биотита. Структура их порфировая с кристаллически-зернистой и гналопилитовой основной массой. Вкрапленники плагиоклаза представлены таблитчатыми и преимущественно призматическими кристаллами с хорошо развитыми гранями, длина отдельных зерен доходит до 2 мм, по составу отвечают андезину № 44—46. Вкрапленники биотита встречаются редко и имеют мелкие (до 2 мм) чешуйки и листочки с хорошо развитой спайностью. Плеохроируют от темно-коричневых по Ng до светло-коричневых по Np тонов. Основная масса состоит из микролитов и лейстов плагиоклаза, реже биотита.

Роговообманковые порфириды встречены главным образом на правом склоне долины р. Казыханлы и выполняют с.-в. и близширотные крутопадающие трещины. Это темно-серая мелкозернистая порода с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. Структура их порфировая с пилотакситовой, гналопилитовой и микролитовой основной массой.

Плагиоклазы отмечаются в основном в таблитчатых кристаллах длиной до 1,5 мм с полисинтетическими двойниками. По составу отвечают андезин-лабрадору № 48—53. Роговые обманки длиной 1,8 мм наблюдаются в удлиненно-призматических, реже таблитчатых зернах. Они обладают хорошо выраженным плеохроизмом: по Ng зеленовато-бурый и по Np светло-бурый. По краям они сильно корродированы и опацифицированы. Редко отмечаются волнистое погасание и простые двойники. Пироксены в виде вкрапленников встречаются очень редко и образуют таблитчатые кристаллы величиной не более 0,2 мм со светло-бурой и светлой окраской. Нередко наблюдаются двойникованные зерна. По составу соответствуют авгиту  $CNg=47^\circ$ ;  $Ng-Np=0,020$ .

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза реже роговой обманки и пироксена.

Роговообманковые андезиты встречены около сс. Заркули и Калафалых среди среднеэоценовых туфобрекчий и туфопесчаников; наблюдаются переходы их к среднеэоценовым покровам. Они приурочены к с.-в. и близширотным крутопадающим трещинам. Это темно-серые, мелкозернистые, плотные породы с вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки. Структура их порфировая с гналопилитовой и микролитовой основной массой.

Плагиоклаз образует идиоморфные зерна размером  $0,3 \times 0,6$  мм в виде удлиненных таблиц и призм с полисинтетическими двойниками. Углы погасания в симметричной зоне равны  $+15 + 17^\circ$ , что отвечает андезину № 31—34. Роговая обманка имеет призматические и гексагональные разрезы величиной до 0,8 мм. Они всегда идиоморфнее плагиоклаза;  $CNg=15^\circ$ , удлинение положительное, плеохроизм по Ng бурый, по Np желтовато-бурый, по Np светло-бурый. Основная масса состоит из субпараллельно расположенных микролитов плагиоклаза, между которыми очень мало стекловатого базиса.

Андезитобазальты находятся к востоку от г. Беюкбоз и около с. Агятаг, где местами наблюдаются переходы к среднеэоценовым эффузивным покровам. Эти дайки выполняют главным образом с.-в. трещины, часто переходят на широтные и с.-з. направления, при этом образуют дугообразную форму. Это темно-серая черная порода с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Структура полифоровая, олигофоровая с пилотакситовой и гналопилитовой основной массой.

Плагиоклазы в вкрапленниках дают крупные (до 2,5 мм) идиоморфные вытянуто-таблитчатые и призматические кристаллы с полисинтетическими двойниками. Определенные в симметричной зоне плагиоклазы соответствуют лабрадору № 58—64. Пироксены встречаются как в виде таблитчатых, так и восьмиугольных кристаллов величиной до 2,2 мм. Часто в них наблюдаются полисинтетические и простые двойники. Судя по оптическим константам ( $CNg=44$ ;  $Ng-Np=0,025$ ), состав пироксена отвечает авгиту. Основная масса состоит из лейсточек и микролитов плагиоклаза, редко встречаются зерна пироксена.

Липариты встречены в верховьях Мустафа-бина среди туфобрекчий, липарито-дацитов и дацитов плиоценового возраста и приурочены к северо-западным крутопадающим трещинам. В липаритах на общем мелкозернистом фоне фельзитовой или микрогранитовой основной массы хорошо выделяются вкрапленники кварца и плагиоклаза. Плагиоклазы встречаются в виде идиоморфных, несколько корродированных таблитчатых и короткостолбчатых индивидов величиной до 1,2 мм. Отмечаются гломеропорфировые скопления и сростки отдельных индивидов плагиоклаза. По составу относятся к альбит-олигоклазу (№ 8—12). Калевые полевые шпаты в виде вкрапленников встречаются редко. Они полностью разрушены и изменены. Порфировые выделения кварца представлены более или менее изометричными, оплавленными зернами величиной до 0,2 мм. Кварц трещиноват и обладает волнистым угасанием. Магнетит в виде мелких неправильных зерен встречается редко.

Основная мелкозернистая масса породы сложена аллотроморфными зернами кварца и хлоритизированного, кальцитизированного и пелитизированного полевого шпата и бурового вулканического стекла.

Липарито-дациты широко распространены в верховьях р. Тутхун среди эоценовых и плиоценовых отложений и приурочены в основном к северо-западным и близширотным крутопадающим трещинам. Это серые и зеленовато-серые, мелкозернистые породы с фенокристал-

лами плагиноклаза, биотита и реже кварца. Структура их порфировая с фельзит-микролитовой и микрогранит-фельзитовой основной массой. Вкрапленники плагиноклаза  $0,4 \times 1,6$  мм принадлежат олигоклаз-андезину (№ 28—32).

В липарит-даците постоянно как во вкрапленниках, так и в основной массе присутствуют листочки биотита темно-коричневого цвета размером  $0,3 \times 0,6$  мм; плеохронизм от желтовато-коричневого по Np до темно-коричневого по Ng. Биотит часто содержит мелкие включения апатита. Фенокристаллы кварца встречаются редко и имеют мелкие (до 0,2 мм) индивиды с резорбированными краями зерен и характерными для этого процесса бухтообразными формами. Основная масса состоит из микролитов полевых шпатов и мелких зернышек кварца, между которыми наблюдается бурое стекло.

Дациты отмечены в верховьях Мустафа-бина и Зейиндарасы, среди вулканогенных образований эоценового и плиоценового возраста. Приурочены они к с.-з. крутопадающим трещинам. Дациты имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиноклаза и роговой обманки и с микролитовой основной массой, а также хорошо выраженной миндалекаменной текстурой.

Минералогический состав: плагиноклаз, роговая обманка, кварц, магнетит, апатит, пирит, хлорит, кальцит, соссюрит и пелит. Фенокристаллы плагиноклаза призматической и таблитчатой формы величиной до 1,6 мм, принадлежат андезину (№ 42—46). Роговая обманка обладает призматическими очертаниями и темно-зеленым цветом; величина кристаллов доходит до 1,8 мм,  $CNg=18$ ;  $Ng-Np=0,018$ .

Очень редко встречаются мелкие (до 0,2 мм) идиоморфные вкрапленники кварца с оплавленными краями, они трещиноватые и имеют отчетливое волнистое погасание. Основная ткань породы представляет собой мелкие зернышки кварца и петилизированных, хлоритизированных и кальцитизированных микролитов плагиноклаза, которые цементируются сильнохлоритизированным вулканическим стеклом.

### Выводы

1. Рассматриваемые дайки по возрастному положению, а также по составу аналогичны сантонским, среднеэоценовым и плиоценовым эффузивам.

2. Дайки сантонских эффузивов являются самыми ранними как среди даек эффузивного, так и интрузивного происхождения и представлены двумя генерациями, а дайки плиоценовых эффузивов являются самыми поздними образованиями в бассейне р. Тутхун.

3. Между внедрением различных генераций даек проходили значительные промежутки, в течение которых магма успела остыть и превратиться в твердую породу. Это подтверждается присутствием зон закалок в месте пересечения ранних даек с поздними, а также наличием ксенолитов пород более древних даек в молодых, их контактовыми взаимоотношениями.

4. В геологической истории района план деформации менялся несколько раз. В ранних этапах образовались системы трещин с.-з. направления, выполненные дайками первой генерации; в следующем этапе возникли с.-в. и близширотные системы трещин, выполненные дайками второй генерации сантонского эффузивного цикла. В последующих этапах образовались главным образом с.-з. системы трещин, выполненные субэффузивными дайками среднеэоценового и плиоценового возраста.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абдуллаев Х. М. Дайки и оруденение. Госгеолтехиздат, М., 1957.
2. Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1947.
3. Баймухамедов Х. Н. «Узб. геол. журн.», 1960, № 2.
4. Деди Р. О. Изверженные породы и глубины земли, ОНТИ, 1936.
5. Солко П. Ф. и Чернышев Н. М. «Изв. ВУЗ», серия геол. и разведка, 1962, № 8.
6. Шихалибейли Э. Ш. «Тр. совещ. по тект. альп. геол. обл. юга СССР». Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1956.
7. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 1, Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1964.

### З. М. Атакишиев

### Тутхун чајы һөвзәсинин субэффузив дајкалары

### ХУЛАСӘ

Мәгаләдә илк дәфә оларак районун субэффузив дајкалары һагғында әтрафлы мәлумат верилр.

Апарылан кеоложи тәдгигат ишләри көстәрир ки, бу дајкалар Сантон, Орта Еосен вә Плиосен јашлы еффузив вулканизм илә әләгәдардыр.

Јашча ән гәдим олан Сантон дајкалары ики мәрһәләдә әмәлә кәлмишдир: әввәлчә шимал-гәрб истигамәтли чатларда кварс тәркибли, авкитли, диорит вә микродиабаз порфиритләр әмәлә кәлмишдир. Сон мәрһәләдә исә шимал-шәрг истигамәтли чатлары биотитли вә һорнблендли порфиритләр долдурмушдур. Орта Еосен дөврүндә һорнблендли андезитләр вә андезит-базалтлар. Плиосендә исә липаритләр, липарит-даситләр вә даситләр шимал-гәрб истигамәтли чатлары долдурмушлар.

Мәгаләдә дајкаларын морфоложи гурулушундан, онларын јатым элементләриндән вә сүхурларын тәркибиндән әтрафлы мәлумат верилр.

Р. А. ХАЛАФОВА

### НЕКОТОРЫЕ ВИДЫ *PLICATULA* ИЗ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НАХИЧЕВАНСКОЙ АССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Среди верхнемеловых отложений (песчаников, гравелитов, алевролитов и др.), обнажающихся в районе сс. Гюлистан (Иткран) (Нах. АССР), Алмалу, Кара-Боюлы, Кара-Баба Зангеланского района Азербайджанской ССР (юго-восточная часть Малого Кавказа) в течение ряд лет нами найдены и определены многочисленные формы различных видов *Plicatula*. Эти *Plicatula* встречаются совместно с многочисленными формами двухстворчатых, брюхоногих, в небольшом количестве головоногих и других ископаемых организмов; возраст некоторых из них в настоящее время является спорным.

На территории Нахичеванской АССР породы, в которых найдены описываемые пликатулы, содержат следующий комплекс фауны: *Protocardia hillana* Sow., *Pr. armenica* (Eichw.), *Pr. paffenholzi* Bobk., *Pr. renngarteni* Bobk., *Megatrigrionia* (*Apiotrigrionia*) *turkestanensis* (Arch.), *Megatrigrionia* (*Apiotrigrionia*) *turkmenensis* (Arch.), *Pterotrigrionia aliformis* Park var. *pirchevanensis* Chalaphova var. nov. (in coll.), *Pterotrigrionia aliformis* Park var. *attenuata* Zucett, *Zinotrigrionia* cf. *Weberi* (Arch.), *Neithea quinquecostata* (Sow.), *N. aequicostata* (Lam.), *N. noraschenica* Chalaphova sp. nov. (in coll.), *Modiola flagellifera* Forbes, *Vaccinites grossouvrei* Douv., *Vacc. cf. giganteus* d'Hombres Firmas, *Ampullospira* aff. *punctata* (Jharpe), *Haustator subnodosus* Pcel., *H. differentialis* Pcel., *Rostellinda subdalli* Pcel., *R. fusoides* Pcel., *Pugioptera subrequieni* Pcel., *Pseudomesalia nachitschevanica* K. Aliev et Mam., *Ps. negramica* K. Aliev et Mam *Ps. aff. bicarinata* Pcel., *Glauconia* cf. *subrenauxi* Pcel., и многие другие.

Среди указанного состава многие виды имеют широкое вертикальное распространение (турон—коньяк). Так, например, ряд видов рода *Vaccinites* Fischer (*Vaccinites grossouvrei* Douv и *Vacc. cf. giganteus* d'Hombres-Firmas) известны из верхнего турона и нижнего коньяка Западной Европы.

*Protocardia hillana* (Sow) известна из верхнего альба и сеномана Англии, сеномана Франции и Мексики, турона Южной Индии и из верхнего турона и нижнего коньяка Англии. Б. П. Ренгар-

тен указывает ее из сеноманских, туронских и коньякских отложений Малого Кавказа.

*Modiola flagellifera* Forbes известна из сеномана Англии и коньяка Германии и т. д. На Малом Кавказе она указывается [9] из сеноманских, туронских и коньякских отложений.

В. Ф. Пчелинцев [8], определивший по сборам ряда геологов из этого разреза много новых видов гастропод, считает содержащие их слои нижнетуронскими, руководствуясь их стратиграфическим положением. Многие из этих видов имеют своих аналогов в Западной Европе, среди окаменелостей „толщи Гозау“ (например, *Haustator subnodosus* Pcel. очень близок к *Haustator nodosus* Roesm и др.). Все эти представители гастропод, по новейшим данным комплексных палеонтолого-стратиграфических исследований [1, 2, 6], относятся к нижнему коньяку.

Отложения, содержащие ниже описываемые пликатулы, ряд авторов считает нижнетуронскими, иногда сеноманскими. По всей вероятности, это объясняется тем, что в перекрывающих отложениях найдены отдельные туронские представители бивальвии и цефалоподы. Это *Inoceramus labiatus* Schloth, *Prionotropis* cf. *woolgari* Mant и др. Вместе с этими туронскими видами здесь найдены *Inoceramus sublabiatus* Mull., *In. kleini* Mull., *In. woodsii* Boehm, *In. glatziae* And. и другие виды, характерные для коньякских отложений, поэтому мы относим их к нижнему коньяку.

О породах, содержащих *Plicatula* на территории Зангеланского района Азербайджанской ССР (юго-восточная часть Малого Кавказа), обстоятельно писал В. П. Ренгартен [9], основываясь на богатом палеонтологическом материале. Позднее нами из этой толщи собрана и определена богатая моллюсковая фауна, в основном указывающая на коньякский возраст вмещающих ее пород. Эта фауна представлена следующими видами *Pectunculus requienianus* d'Orb., *Protocardia hillana* Sow., *Panopaea* cf. *urgites* Brongn., *Trigonoarca passyana* d'Orb., *Tr. quadrans* Fenng., *Neithea quadricostata* Sow., *N. quinquecostata* Sow., *N. aequicostata* Zam., *Trigonia turkestanensis* Arch., *Plicatula auressensis* Cog., *Pl. alizade* Chalaphova sp. nov., *Modiola flagellifera* Forbes, *Vaccinites* cf. *giganteus* d'Hombres Firmas, *Haustator* cf. *kurdustanensis* Pcel. и другие.

При глубокой обработке богатой коллекции пликатул нам удалось среди них определить как ранее известные виды, так и ряд новых таксономов. Все описанные ниже пликатулы (в количестве 218 раковин) хранятся на кафедре общей геологии, палеонтологии и исторической геологии Азербайджанского института нефти и химии им. М. Азизбекова (г. Баку). \*

#### *Plicatula batnensis* Coquant

Табл. 1, фиг. 1—4

1880, *Plicatula botnensis* Coquant, стр. 162, табл. III.

1916, *Plicatula batnensis* Архангельский, стр. 6, табл. 1, фиг. 1—3.

1961, *Plicatula botnensis* Бобкова, стр. 120, табл. VIII, фиг. 1—2.

Оригинал № 91, нижний коньяк верховьев р. Джагрычай (Нахичеванская АССР), хранится в АЗИНЕФТЕХИМ.

Описание. Раковины небольшие, угловато-овального очертания, несколько вытянутые по высоте и слегка суженные в примакушечной части. Обе створки слабо- и примерно равновыпуклые, имеются формы совсем плоские. Макушки почти центральные, у некоторых форм они обломаны. Наружная поверхность обеих створок покрыта много-

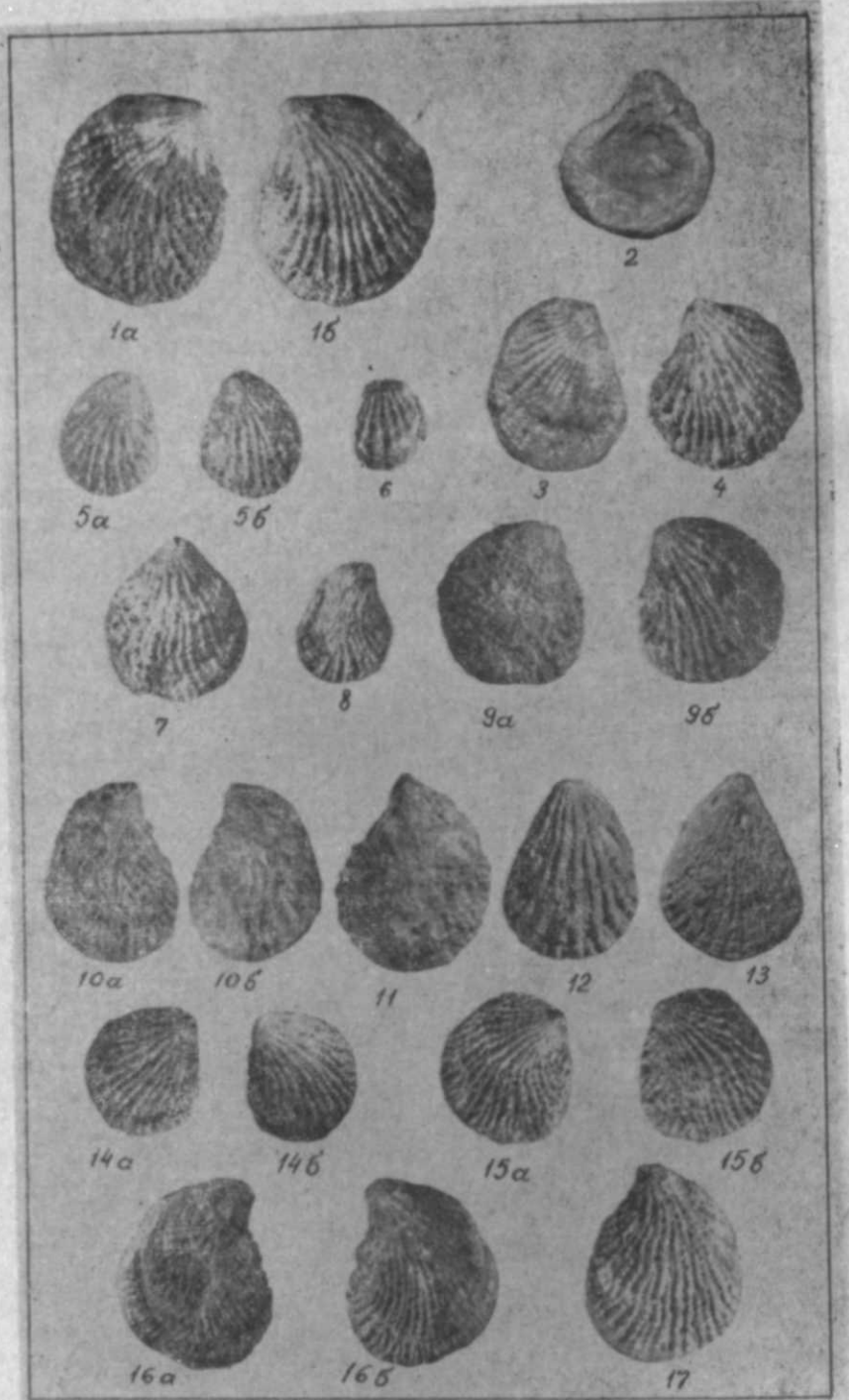


Таблица I

1-4—*Plicatula batnensis* Coquand.  
 5-9—*Plicatula auressensis* Coquand.  
 10-13—*Plicatula instabilis* Stoliczka.  
 14-17—*Plicatula aspera* Sowerby.

численными, неоднократно раздваивающимися радиальными ребрами, число которых по периферии раковин колеблется в пределах 23—27. Ребра покрыты частыми, резко выраженными, шиповидными чешуйками. Промежутки между ребрами узкие и неравные. На единичных формах ясно прослеживаются редкие концентрические линии нарастания.

Размеры в мм: длина 17—24 (1,00), высота 18—30 (1,05—1,25), толщина 2—7 (0,13—0,31).

Изменчивость. Устанавливается изменчивость в очертаниях раковины от типично угловато-овальных, несколько суженных в примакушечной части, до более широких, почти округлых очертаний. Затем выпуклость створки у наиболее отклоняющихся форм становится неодинаковой, верхняя створка уплощается.

Сравнение. От близкого вида *Pl. auressensis* Coq. описываемые раковины отличаются приблизительно одинаковой выпуклостью створок и значительно большим числом радиальных ребер. По форме и очертанию раковины сходны также с видом *Pl. multicosata* Forb., от которого отличаются меньшим числом более грубых радиальных ребер.

Географическое распространение и возраст. Верхне-меловая эпоха, сеноманский, туронский и коньякский века. В СССР турон Закавказья, Средней Азии, Копетдага, Ферганы, Таджикской депрессии, Алайского и Заалайского хребтов, Зеравшано-Гиссарской горной области, сеноман Алжира, Марокко, Египта, сеноман и нижний турон Туниса.

Место нахождения. Нижний коньяк Нахичеванской АССР (верховья р. Джагрычай).

Материал. 52 целых раковины и несколько обломанных плохой сохранности. Имеются одностворчатые экземпляры с хорошо заметным зубным аппаратом.

*Plicatula auressensis* Coquant

Табл. 1, фиг. 5—9

1862, *Plicatula auressensis* Coquant, стр. 222, табл. XVI, фиг. 14—16.

1916, *Plicatula auressensis* Архангельский, стр. 7, табл. 1, фиг. 7—13.

1961, *Plicatula auressensis* Бобкова, стр. 119, табл. VI, фиг. 4—5 VII, фиг. 3—5.

Оригинал № 92, нижний коньяк верховьев р. Джагрычай (Нахичеванская АССР) хранится в АЗИНЕФТЕХИМ.

Описание. Раковины небольшие, с высотой, несколько превышающей длину, овально-треугольного очертания, с приостренной макушечной частью, с правой створкой в большинстве случаев выпуклой и левой уплощенной. Макушки маленькие, центральные, уплощенные, у некоторых форм искаженные следами прирастания. Наружная поверхность обеих створок покрыта довольно грубыми радиальными ребрами, неоднократно раздваивающимися, крупночешуйчатыми. Число ребер по периферии створки колеблется в пределах от 16 до 18, в единичных случаях (у молодых форм) от 7 до 8. Промежутки между ребрами неравные. Концентрические следы нарастания редкие, слабо заметные, в отдельных случаях ясно выражены преимущественно в брюшной части раковины.

Размеры в мм: длина 11—27 (1,00), высота 12—29 (1,07—1,09), толщина 2—7 (0,2—0,3).

Изменчивость. Устанавливается изменчивость в очертании раковин от неправильноовальных, слегка косых, до почти равносторон-

них, округлых. Выпуклость створок у некоторых форм становится почти одинаковой.

Сравнение. От близкого вида *Pl. batnensis* Соф. описываемые раковины отличаются неодинаковой выпуклостью створок и меньшим числом радиальных ребер.

Географическое распространение и возраст. Верхнемеловая эпоха, сеноманский, туронский и коньякский века. В СССР турон Закавказья, Ферганы, Таджикской депрессии, Алтая, Зеравшано-Гиссарской горной области. Сеноман Северной Африки, Туниса, Алжира, Египта, Сирии и Палестины.

Местонахождение. Нижний коньяк юго-восточной части Малого Кавказа (с. Кара Боюны) и Нахичеванской АССР (верховья р. Джагрычай).

Материал. 34 целых двухстворчатых раковины, 12 одностворчатых, у 3 из которых хорошо виден зубной аппарат.

*Plicatula instabilis* Stoliczka

Табл. 1, фиг. 10—13

1871, *Plicatula instabilis* Stoliczka, т. III, стр. 445, табл. 34 рис. 3, 14, 19, табл. 46, рис. 3.

1916, *Plicatula instabilis* Архангельский, стр. 9, табл., фиг. 14—16.

Оригинал №93, нижний коньяк верховьев р. Джагрычай (Нахичеванская АССР), хранится в АЗИНЕФТЕХИМ.

Описание. Раковина небольшая, треугольного очертания, с сильно суженной и удлиненной макушечной частью. Передний и задний края почти прямые, брюшной край плавно закруглен. Правая створка выпуклая, левая уплощена или едва заметно выпуклая. Поверхность обеих створок покрыта редкими, широкими, на некоторых раковинах распылчатыми радиальными ребрами, число которых по периферии раковины колеблется в пределах 10—16, у единичных форм достигает 20. Ребра частично удваиваются, покрыты чешуйками и обломанными небольшими шипиками.

Размеры в мм: длина 19—22, высота 28—32 (1,45—1,47) толщина нижней створки 6—9, верхней—2—5 (0,1—0,4).

Сравнение. Близким видом к описываемому является *Pl. aurescens* Соф., раковины которой менее сужены в примакшечной части, а ребра более резкие, шиповидные и в несколько большем количестве.

Географическое распространение и возраст. В СССР встречается в сеноманских отложениях Ферганы. Вне СССР в Южной Индии из *Arriatur group* и в маастрихтских и датских слоях Ливийской пустыни.

Местонахождение. Нижний коньяк Нахичеванской АССР (верховья р. Джагрычай).

Материал. 15 целых раковин.

*Plicatula aspera* Sowerby, 1831

Табл. 1, фиг. 14—17

1831, *Pl. aspera*, Sowerby, т. III, 2, стр. 418, табл. 32, фиг. 7.

1866, *Pl. aspera* Zittel, стр. 120, табл. 19, фиг. 1.

Оригинал №94. Нижний коньяк Нахичеванской АССР, верховья р. Джагрычай, хранится в АЗИНЕФТЕХИМ.

Описание. Раковины небольшие, иногда кверху заостренные, с непостоянным очертанием створок то округлым, то удлиненно-оваль-

ным, с высотой, несколько превышающей длину, неравновыпуклые, с нижней выпуклой и верхней уплощенной или вогнутой створками. Передняя сторона полностью закруглена, задний край большей частью косо подрезан или же немного изогнут. Макушки маленькие, центральнорасположенные, у некоторых форм загнутые, часто искажены следами прирастания. Обе створки покрыты тонкими, многочисленными, неоднократно раздваивающимися радиальными ребрами, число которых по периферии раковины достигает 40—43. Ребра покрыты мелкими черепицеобразными чешуйками и обломанными шипиками, вследствие чего вся поверхность раковины является мелкобугорчатой. На некоторых формах прослеживаются концентрические следы нарастания, в основном в брюшной части раковины. Замок состоит из двух расходящихся зубов.

Размеры в мм: длина 17—25, высота 21—31 (1,1—1,35), толщина нижней створки 4—8,5, верхней 2—5 (0,12—0,34).

Сравнение. По наружному виду, величине, замку и скульптуре створок описываемые раковины полностью соответствуют *Pl. multicostata* Forbes, отличаясь от последней неравной выпуклостью створок.

Графическое распространение и возраст. Верхнемеловая эпоха, туронский век. В СССР турон Закавказья, Еревано-Орду-бадской зоны.

Местонахождение. Нижний коньяк Нахичеванской АССР, (верховья р. Джагрычай).

Материал. 28 двухстворчатых и 4 одностворчатые раковины.

*Plicatula multicostata* Forbes, 1846

Табл. II, фиг. 1, 2

1846, *Pl. multicostata* Forbes, т. VII, стр. 155, табл. XVIII, фиг. 3

1896, *Pl. multicostata* Petho, стр. 32, №49.

1934, *Pl. multicostata* Andert.

Оригинал №95. Нижний коньяк Нахичеванской АССР, верховья р. Джагрычай, хранится в АЗИНЕФТЕХИМ.

Описание. Раковины небольшие, угловато-овального очертания, несколько вытянутые по высоте, у макушки сужены, книзу веерообразно расширены, неравносторонние. Обе створки равновыпуклые. Макушки центральные, у некоторых форм сильно искажены следами прирастания. Наружная поверхность обеих створок покрыта многочисленными мелкими неоднократно раздваивающимися радиальными ребрами, число которых по периферии достигает 35—40. Ребра покрыты тонкими черепицеобразными чешуйками и мелкими шипиками, поверхность раковины мелкобугристая. Промежутки между ребрами узкие и неравные. Верхний край створок сравнительно гладкий, нижний несколько волнистый.

Размеры в мм: длина 21—24, высота 25—28 (1,2—1,25), толщина 4—8 (0,18—0,36).

Сравнение. Близким видом к описываемому является *Pl. batnensis* Соф. Раковины обоих видов имеют одни и те же очертания и равную выпуклость створок, но ребра у *Pl. multicostata* Forb. уже и число их при одинаковой величине створок всегда значительно больше. По количеству и внешнему виду радиально расходящихся ребер и по очертанию створок описываемый вид полностью соответствует *Pl. aspera* Sow, существенно отличаясь от последних равной выпуклостью створок.

Географическое распространение и возраст. Верхне-меловая эпоха, туронский век. В СССР турон Закавказья, Еревано-Ордубадской зоны. Турон Южной Индии.

Местонахождение. Нижний коньяк Нахичеванской АССР (верховья р. Джагрычай).

Материал. 15 двухстворчатых и 4 одностворчатые раковины.

*Plicatula turkestanensis* Arkhanguelsky, 1916

Табл. II, фиг. 3, 4

1916, *Pl. turkestanensis* Архангельский, стр. 9. табл. 1, фиг. 4—6.

1961, *Pl. turkestanensis* Бобкова, стр. 118. табл. 6, фиг. 3. Оригинал. №96 Нижний коньяк, Нахичеванской АССР, верховья р. Джагрычай, хранится в АЗИНЕФТЕХИМ.

Описание. Раковины небольших размеров, округлого очертания, почти равносторонние и неравностворчатые; правая створка выпуклая, левая уплощена. Передний, задний и нижний края дугообразно изогнуты, высота почти равна длине. Макушки маленькие, центральные, сильно искажены следами прирастания. Прирастала раковина правой створкой, всей примакушечной частью. Поверхность обеих створок покрыта многочисленными, тесно сближенными, чешуйчатыми, радиальными ребрами. Чешуйки на ребрах резко выступающие, мелкие, шиповидные. Ребра неоднократно раздваивающиеся, местами изгибающиеся, разделены узкими промежутками, число их по периферии створки колеблется от 25 до 40.

Размеры в мм: длина 18—22, высота 20—25 (1,0—1,1), толщина нижней створки 4—6, верхней 3—4 (0,16—0,32).

Сравнение. По густоте и многочисленности ребер данный вид можно сравнить с *Pl. multicosata* Forbes, отличия наблюдаются в более округлых очертаниях с закругленной макушечной частью описываемого вида и в неравной выпуклости створок.

Географическое распространение и возраст. Верхне-меловая эпоха, туронский век. В СССР турон Ферганы, Алайского хребта, Таджикской депрессии, Закавказья, Зеравшано-Гиссарской горной области.

Местонахождение. Нижний коньяк Нахичеванской АССР (верховья р. Джагрычай).

Материал. 6 двухстворчатых раковин хорошей сохранности, 3 одностворчатые с хорошо сохранившимся зубным аппаратом.

*Plicatula djagritchajensis*<sup>1</sup> Chalaphova sp. nov.

Табл. II, фиг. 5, 6

Голотип: АЗИНЕФТЕХИМ, №97, Нахичеванская АССР, верховья р. Джагрычай, верхний мел, нижний коньяк.

Описание. Раковины небольшие, несколько вытянутые по высоте, неравновыпуклые, правая створка слабывыпуклая, левая плоская. Макушечная часть расширена, несколько удлинена и как бы срезана следами прирастания. Брюшной край крупно зазубрен. Наружная поверхность створок скульптурирована очень грубыми, широкими, изредка удваивающимися, радиальными ребрами, покрытыми крупными шиповидными чешуйками. Количество ребер по периферии раковины колеблется в пределах 20—25. Промежутки между ними извилистые и неравные.

Размеры в мм: длина 19—21, высота 24—26 (1,24—1,26), толщина на нижней створки 4,5—5, верхней 2,5—3 (0,12—0,26).

<sup>1</sup> *Djagritchajensis*—названия р. Джагрычай.

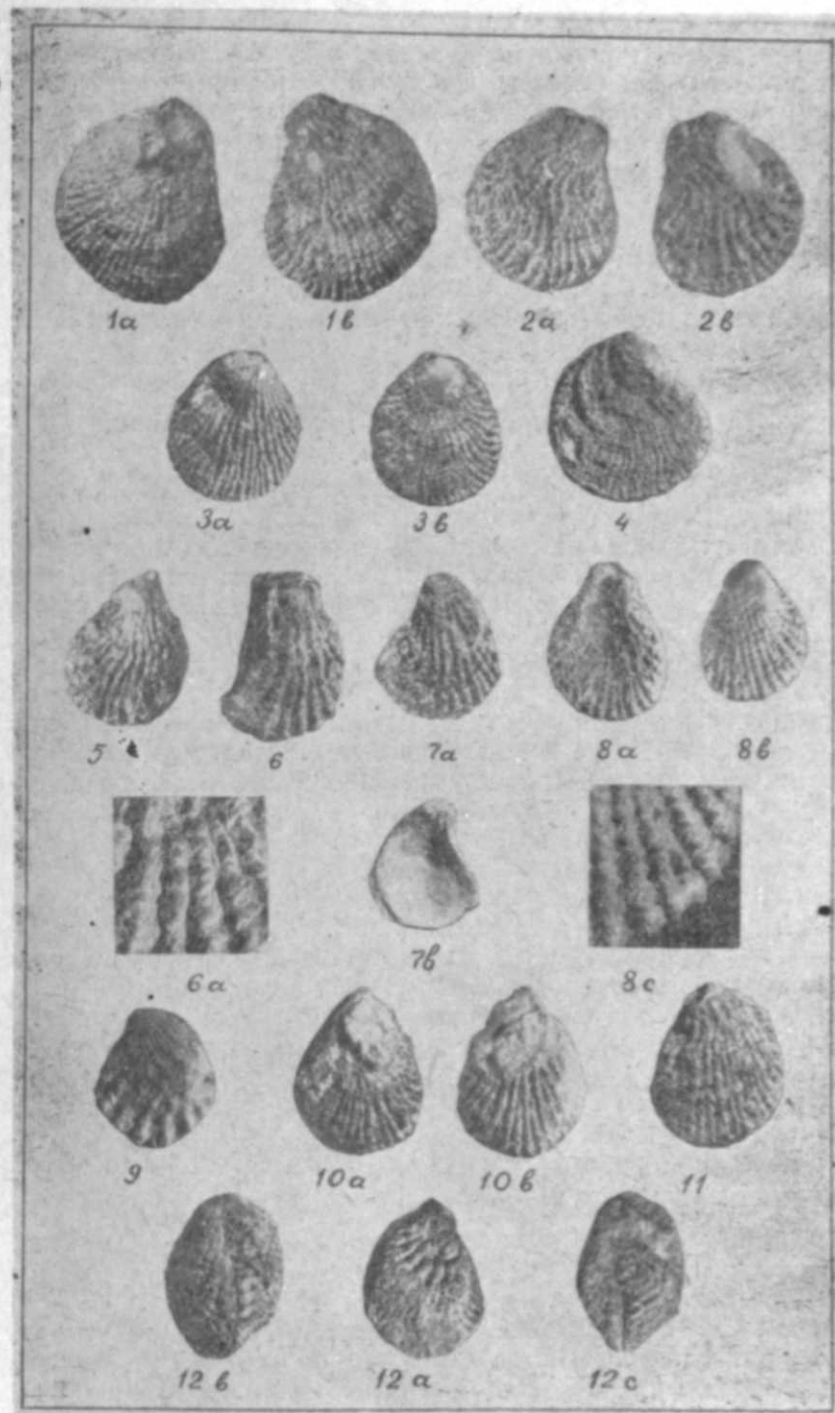


Таблица II

- 1—2—*Plicatula multicosata* Forbes;  
 3—4—*Plicatula turkestanensis* Arkhanguelsky;  
 5—6—*Plicatula djagritchajensis* Chalaphova sp. nov. 6a—ребра, ув. в 3 раза;  
 7—8—*Plicatula gullistanensis* Chalaphova sp. nov., 8a—левая створка, 8b—правая створка; 8c—ребра, ув. в 3 раза;  
 9—*Plicatula alizade* Chalaphova sp. nov.;  
 10—12—*Plicatula sphaeroides* Chalaphova sp. nov., 10a—левая створка, 10b—правая створка.

Сравнение. Раковины данного вида по количеству и характеру радиальных ребер, а также по неравной выпуклости створок несколько напоминают *Pl. auressensis* Соq., от которой отличаются более широкими крупночешуйчатыми ребрами с более извилистыми межреберными промежутками. Примерно такой же характер ребер имеют некоторые представители вида *Pl. instabilis* Stoliczka, (табл. 1, фиг. 10—13), только межреберные промежутки у последнего намного шире. От обоих приведенных для сравнения видов описываемый вид отличается удлинненно-округлым очертанием раковины со специфично расширенной и как бы срезанной макушечной частью.

Местонахождение. Нижний коньяк Нахичеванской АССР, верховье р. Джагрычай.

Материал. 8 двухстворчатых и 2 одностворчатые раковины.

*Plicatula gulistanensis*<sup>2</sup> Chalaphova sp. nov.

Табл. II, Фиг. 7, 8

Голотип: АЗИНЕФТЕХИМ, №98, Нахичеванская АССР, верховье р. Джагрычай, верхний мел, нижний коньяк.

Описание. Раковины небольшие, удлинненно-овальные, с высотой, несколько превышающей длину. Верхняя створка вогнутая, нижняя выпуклая в основном в примакушечной части раковины, прикреплялась всей умбональной частью раковины и поэтому сильно искажена следами прирастания как верхней, так и нижней створок. Наружная поверхность обеих створок покрыта грубыми, радиальными, неоднократно раздваивающимися ребрами, число которых по периферии раковины достигает 20. Ребра покрыты частыми, резко выраженными шиповидными чешуйками. Промежутки между ребрами сравнительно широкие, особенно по краям раковины.

Размеры в мм: длина 16—20, высота 20—27 (1,2—1,35), толщина нижней створки 6—8, верхняя вогнута (0,37—0,4).

Сравнение. По внешнему виду, очертаниям, характеру и количеству ребер, неравностворчатости описываемые раковины можно сравнить с *Pl. auressensis* Соq. Отличительные черты между этими двумя видами следующие: у *Pl. auressensis* Соq. левая створка плоская или слабо выпуклая и расстояния между ребрами узкие. Данный вид имеет сильно вогнутую левую створку и более широкие межреберные промежутки.

Местонахождение. Нижний коньяк Нахичеванской АССР, верховье р. Джагрычай.

Материал. 17 двухстворчатых и 3 одностворчатые раковины.

*Plicatula alizade*<sup>3</sup> Chalaphova sp. nov.

Табл. II, Фиг. 9

Голотип: АЗИНЕФТЕХИМ, №99, юго-восточная часть Малого Кавказа (с. Кара-Баба), верхний мел, нижний коньяк.

Описание. Раковина небольшая, равностворчатая, округлого очертания, незначительно вытянутая по высоте, слегка заостренная в примакушечной части, с зазубренным брюшным краем. Обе створки почти плоские, едва заметная выпуклость наблюдается в примакушечной части раковины. Макушка низкая, искажена следами прирастания, несколько загнута к переднему краю. Наружная поверхность обеих створок покрыта радиальными ребрами, причем ребра примакушечной части раковины резко отличаются от ребер брюшной части как по своему

характеру, так и по направлению. Ребра примакушечной части раковины тонкие, гладкие, часто расположенные, с узкими равными промежутками. Ребра имеют радиально-лучистое направление от макушки к средней части раковины, затем они резко меняют свое направление, изгибаясь в противоположную сторону, становятся в средней части раковины очень грубыми, редко расположенными, покрытыми крупными шиповидными бугорками, которые являются, по-видимому, следами обломанных полых шипов. Некоторые из ребер к периферии раковины раздваиваются. Количество ребер как в примакушечной части раковины, так и в брюшной равно 10.

Размеры в мм: длина 17, высота 19 (1,11), толщина 3 (0,17).

Сравнение. Описываемый вид по форме раковины и небольшому количеству довольно грубых радиальных ребер в нижней части раковины, покрытых короткими обломанными шипами, несколько напоминает вид *Pl. auressensis* Соq. Отличается от последнего равной выпуклостью обеих створок и тем, что у *Pl. auressensis* Соq. ребра имеют одинаковый характер по всей поверхности раковины, а у описываемого вида ребра примакушечной части отличаются от ребер брюшной части.

Местонахождение. Фауна взята из ряда верхнемеловых обнажений верховья р. Джагрычай (с. Гюлистан) в Нахичеванской АССР и юго-восточной части Малого Кавказа в бассейне р. Охчучай (с. Кара Баба) в нижнеконьякских отложениях.

Материал. 5 целых раковин и только у одной обе створки хорошей сохранности.

*Plicatula sphaeroides* Chalaphova sp. nov.

Табл. II, Фиг. 10, 12

Голотип: АЗИНЕФТЕХИМ, №100, Нахичеванская АССР, верховье р. Джагрычай, верхний мел, нижний коньяк.

Описание. Раковина небольшая, округлого очертания, несколько вытянутая по высоте, с приостренной и искаженной следами прирастания макушечной частью. Прирастала обеими створками, которые очень сильно и почти равно выпуклы, раковина как бы вздутая, шарообразная. Брюшной край мелко зазубрен. Наружная поверхность раковины скульптурирована многочисленными радиальными ребрами, неоднократно раздваивающимися, мелкобугорчатыми. Некоторые из раковин имеют скульптуру следующего характера. В примакушечной части она представлена крупными утолщенными, ажурными ребрами (в количестве 8) с промежутками в виде глубоких ямок. От этих ребер расходятся многочисленные тонкие радиальные ребра, покрывающие равномерно остальную поверхность раковины, число которых по периферии достигает 30—33. Ребра покрыты частыми, черепицеобразными, шиповидными бугорками, представляющими собой основания обломанных мелких шипов. Промежутки между ребрами неравные.

Размеры в мм: длина 18—24, высота 23—30 (1,2—1,25), толщина 7—9 (0,35—0,44).

Сравнение. Описываемый вид по очертанию раковины и многочисленным раздваивающимся радиальным ребрам брюшной части раковины, а также по одинаковой выпуклости обеих створок можно сравнить с *Pl. multicostrata* Forbes, отличается он от последней слишком большой вздутостью обеих створок и различным характером ребер примакушечной и брюшной части раковины.

Местонахождение. Фауна найдена в различных районах Нахичеванской АССР среди нижнеконьякских отложений.

Материал. 10 раковин различной сохранности.

<sup>2</sup> *Gulistanensis*—от названия с. Гюлистан, в окрестностях которого отобран голотип.

<sup>3</sup> *Alizade*—название дано в честь известного палеонтолога, акад. К. А. Ализаде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев Г. А. Брюхоногие меловых отложений азербайджанской части Малого Кавказа и их стратиграфическое значение. Изд-во АН Азерб. ССР. Баку, 1963.
2. Алиев М. М., Хаалилов А. Г. Тр. ин-та геологии АН Азерб. ССР\*, т. 19, Баку, 1958.
3. Алиев Р. А., Багманов М. А., Мамедзаде Р. Н. ДАН Азерб. ССР\*, т. 14, 1958, № 10.
4. Архангельский А. Д. Тр. Геолкома\*, Петроград, 1916.
5. Бобкова Н. Н. Тр. ВНИГРИ\*, Л., 1961.
6. Егоян В. Л. Изв. АН Арм. ССР\*, т. 9, 1956, № 6.
7. Основы палеонтологии, т. 3. Справочник для палеонтологов и геологов СССР. М., 1960.
8. Пчелинцев В. Ф. Фауна брюхоногих верхнемеловых отложений Закавказья и Средней Азии. М.—Л., 1953.
9. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. 6. М., 1959.
10. Романовский Г. Д. Материалы для геологии Туркестанского края. Петербург, 1884.
11. Халафова Р. А. Тр. АЗИИ\*, вып. 18, 1957.
12. Andert H. Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschicen., 1934.
13. d'Orbigny A. Paleontologie française, Terrains cretaces, t. 3. Paris, 1843.
14. Pethő J. Die Kreide (Hypersenon) Fauna des Péterwardener Gebirges (Frusca Gara). Paleontographica, Bd. 51, 1905.
15. Zittel K. Die Bivalven der Gosangebilde in den Nordöstlichen Alpen, 1866.

Р. Э. Халафова

Нахчыван МССР вэ Кичик Гафгазын башга районларынын Уст Тэбашир чөкүнтүлөрүндө *Plicatula* чинсинин бэ'зи нөвлэри

ХУЛАСЭ

Кичик Гафгазын Уст Тэбашир чөкүнтүлөрүнүн стратиграфик бөлүкүндө *Plicatula* нүмајэндэлеринин эһэмијјәти бөјүкдүр.

Мүәллиф Кичик Гафгазын бир сыра районларынын Турон вэ Кон-Јак чөкүнтүлөрүндән топладығы зәнкин *Plicatula* нүмајэндэлеринин әввәлчә мә'лум олан 6 вэ 4 јени нөвүнү тә'јин етмәклә мәгаләдә онларын әтрафлы тәсвирини вермишдир.

Јени нөвләрдән: 1) *Plicatula djagritchajensis* Chalaphova sp. nov. 2) *Plicatula gulistanensis* Chalaphova sp. nov. 3) *Plicatula alizade* Chalaphova sp. nov. 4) *Plicatula sphaeroides* Chalaphova sp. nov. көстәрмәк олар.

Биринчи вэ икинчи нөвүн ады јерли адлардыр. Үчүнчү нөв мәшһур палеонтолог акад. Г. Э. Әлизадәнин шәрәфинә адландырылмышдыр. Дөрдүнчү нөвүн ады исә габығын морфоложи хүсусијјәтинә көрә верилмишдир.

А. Н. МУСАЕВ

СТРУКТУРА ВЕЖНАЛИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

(Малый Кавказ)

Вежналинское рудное поле расположено на стыке Кафанского брахиантиклинория и Зангезурского поднятия. Эти смежные структуры являются составной частью мегантиклинория Малого Кавказа и разграничены Хуступ-Гиратахским разломом глубокого заложения (рис. 1).

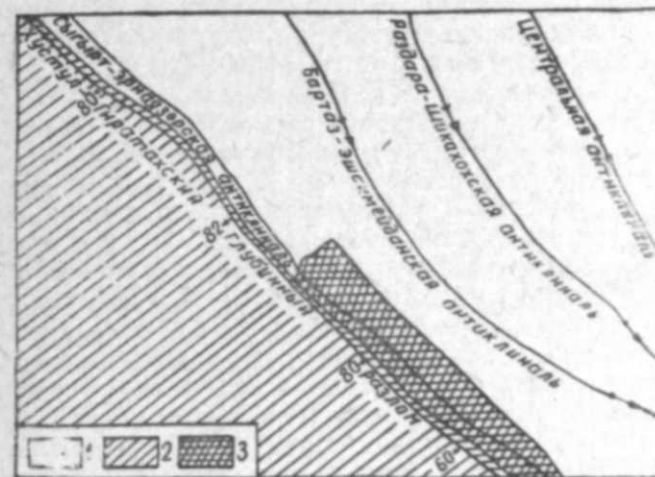


Рис. 1. Схема тектонического положения Вежналинского рудного поля. 1—Кафанский брахиантиклинорий, 2—Зангезурское поднятие, 3—Вежналинское рудное поле.

В 1959—1963 гг. автор участвовал в проведении поисково-разведочных работ в этом рудном поле, производил геологическую съемку и составил детальную геолого-структурную карту данного поля. Богатый фактический материал, полученный нами в результате проведенных исследований, позволяет подробно осветить геологию рудного поля, в частности его структуру, не описанную в литературе.

В геологическом строении рудного поля принимают участие верхнедевонские и нижнемеловые отложения. Верхний девон представлен ме-

таморфизированными известняками, глинисто-кремнистыми и песчано-глинистыми слюдяными сланцами. Нижний мел представлен эффузивно-вулканокластическими породами валанжина (диабазы, порфириты и их разнообломочные туфы), известняками, песчаниками, туфопесчаниками, туфоправелитами и туфоконгломератами готерива и известняками, мергелями и аргиллитами баррема.

Породы, слагающие рудное поле, интенсивно дислоцированы. Здесь широко развиты малые интрузивные тела в основном жильного типа, приуроченные в большинстве случаев к разрывным структурам.

В исследованном рудном поле одним из решающих факторов, предопределяющих образование и размещение рудных тел, является его структурная особенность. Ниже остановимся на характеристике основных складчатых и разрывных структур рудного поля как локальных, так и региональных.

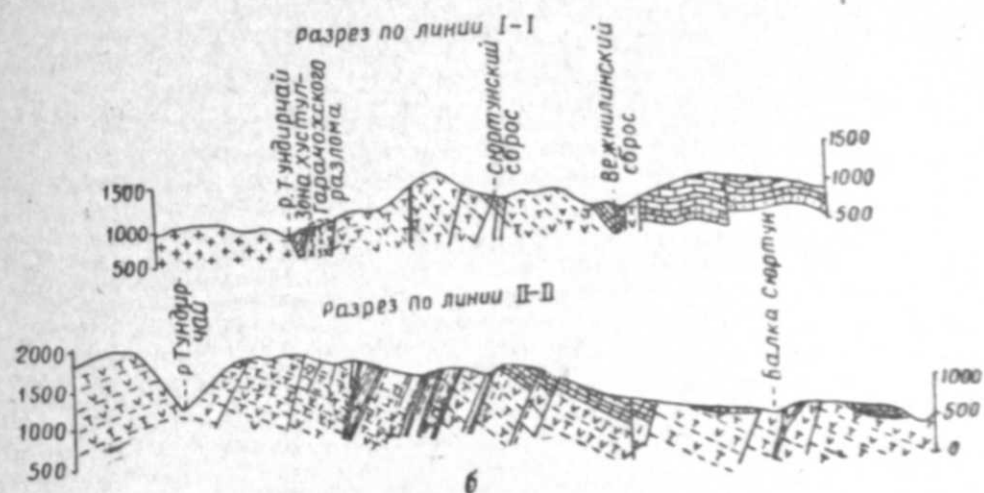
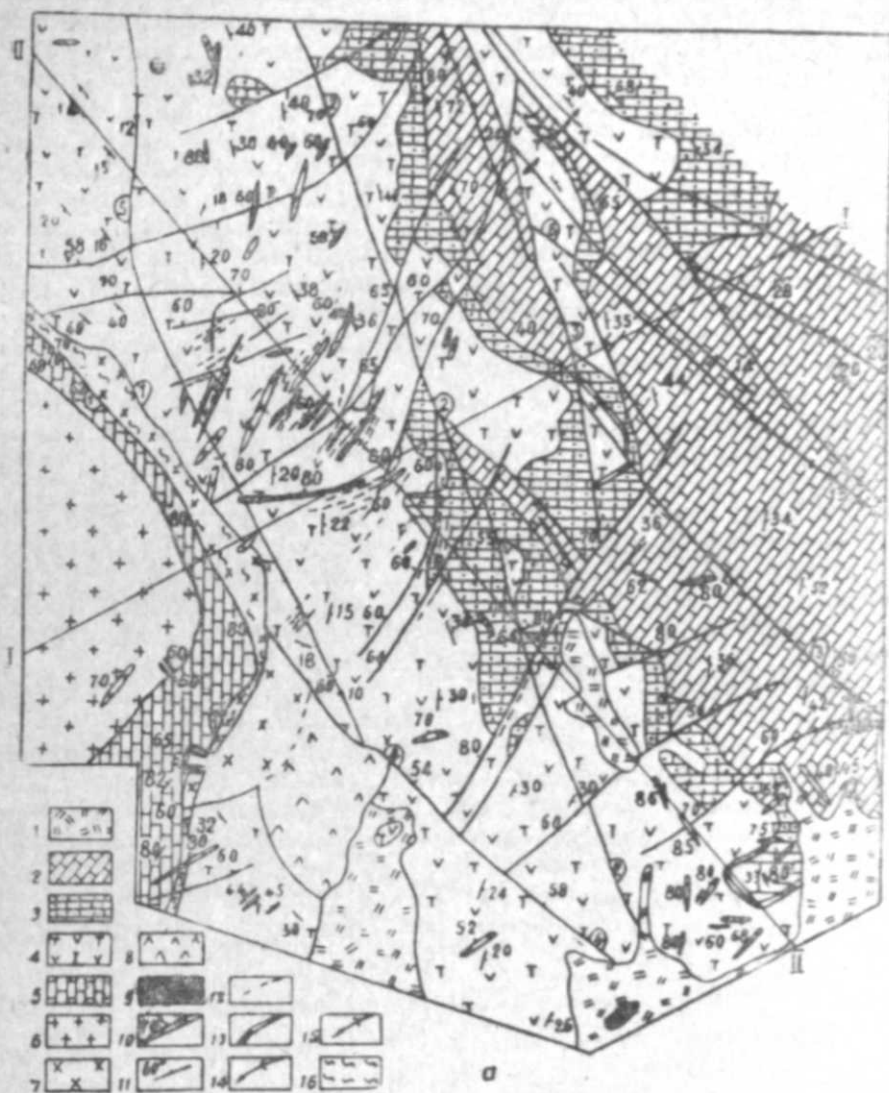
### ЭЛЕМЕНТЫ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Региональными структурами района являются Кафанский брахиантиклинорий, Зангезурское поднятие и Хуступ-Гиратахский глубинный разлом, небольшие участки которых расположены в пределах Вежналинского рудного поля (рис. 1).

Эти структуры описаны в работах Ш. А. Азизбекова, К. Н. Паффенгольца, А. А. Габриэляна, Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина, С. С. Мкртчяна и других исследователей Малого Кавказа [1—4, 6]. Однако, учитывая важную роль рассматриваемых региональных структур в формировании Вежналинского рудного поля, считаем необходимым привести их краткую характеристику в пределах данного поля.

Хуступ-Гиратахский разлом глубокого заложения, по данным Ш. А. Азизбекова [1], Е. Е. Милановского, В. Е. Хаина [3] и других, является составной частью главного тектонического шва Малого (Севано-Зангезурского) разлома и разделяет Сомхето-Кафанскую и Араксинскую тектонические зоны. В пределах Вежналинского рудного поля Хуступ-Гиратахский разлом носит взбросовый характер (смещение его падает на ЮЗ под углом 60—80°) и служит структурной границей между Зангезурским антиклинорием и Кафанским сегментом, расположенными соответственно к юго-западу и северо-востоку от него. Описываемый разлом простирается здесь на ЮЗ 300—310° и приводит в контакт метаморфизированные известняки и сланцы девона, пласты которых часто поставлены на голову, с эффузивно-пирокластической толщей валанжина. На западном фланге Вежналинского рудного поля к Хуступ-Гиратахскому разлому приурочен линейновытянутый вдоль него Сыгьрт-Тундирчайский интрузив диоритового состава (рис. 2). Породы интрузива подверглись интенсивному динамо-метаморфизму-амфиболитизации, сильному расланцеванию, местами они раздавлены и правращены в тектониты. Последние состоят из сплюснутых, линзовидных расланцованных кусков породы, строго ориентированных вдоль плоскости разлома и покрытых тонким слоем тектонической глинки. Все это является результатом продолжения тектонических подвижек вдоль Хуступ-Гиратахского разлома после внедрения данного интрузива. Ширина зоны перематия и расланцевания вдоль Хуступ-Гиратахского разлома в пределах Вежналинского поля достигает до 120—200 м.

Исходя из резкого различия геологического строения и истории геологического развития тектонических блоков, разделенных Хуступ-Гиратахским разломом, начиная от девона по палеогеновый период включительно, нижний возрастной предел этого разлома А. А. Габриэляном датируется девонem, а верхний—палеогеном. Учитывая приуроченность



многочисленных минеральных источников и эпицентров землетрясений к этой структуре, он допускает, что данный разлом обновлялся и продолжает «жить» и в современную геологическую эпоху [2].

Кафанский антиклинорий, по данным А. А. Габриэляна, С. С. Мкртчяна, К. Н. Паффенгольца и других [2, 4, 5, 6], представляет собой брахиантиклинорий северо-западного простирания, сложенный породами средней и верхней юры и нижнего мела. Порфириды, кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры оредней юры, слагающие сводовую часть брахиантиклинория, по крыльям его трансгрессивно перекрываются эффузивно-вулканокластическими, пирокласто-осадочными и осадочными образованиями верхней юры и неокома. На северо-востоке Кафанский антиклинорий сменяется Акеринским синклином, а на юго-западе он ограничен описанным Хуступ-Гиратахским разломом типа взброса, который привел его в соприкосновение с Зангезурским поднятием. Юго-западное крыло Кафанского брахиантиклинория осложнено наличием Раздара-Шикохохской, Бартаз-Эшакмейданской и Сыгьрт-Эрнадзорской антиклинальных и разделяющих их синклиналиных складок северо-западного простирания [4, 5].

Вследствие погружения шарнира Кафанского антиклинория, в том числе и перечисленных структур более низкого порядка, в юго-восточном направлении на правобережье и частично на левобережье р. Аракс, на интервале устьев рек Марданагам и Охичай, эти складки, сложенные в основном отложениями валанжина, опоясываются известняками готеривского и барремского ярусов. К юго-западному члену Кафанского антиклинория, т. е. к Сыгьрт-Эрнадзорской антиклинали, приурочено изучаемое нами Вежналинское рудное поле (рис. 1 и 2).

Зангезурское поднятие расположено непосредственно к юго-западу от Хуступ-Гиратахского разлома глубокого заложения. Сложно оно отложениями верхнего девона, мела и палеогена, а в юго-восточной части (на территории Армении и Иранского Азербайджана) — интенсивно дислоцированными метаморфическими породами эопалеозоя [1, 4—6]. Породы, слагающие Зангезурское поднятие, прорваны Мегри-Ордубадским гранитоидным батолитом нижне- и среднеолигоценного возраста [1].

#### ЭЛЕМЕНТЫ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Складчатые структуры. Все известные тела Вежналинского рудного поля приурочены к близсводовой части и северо-восточному крылу Сыгьрт-Эрнадзорской антиклинали, являющейся крайним юго-западным членом Кафанского брахиантиклинория. Сложена она эффузивно-вулканокластической толщей (диабазы, различные порфириды и их разнообломочные туфы) валанжина (?) и отложениями готерив-баррема, выраженными песчанисто-известковой фацией (рис. 2). Про-

Рис. 2. Геолого-структурная карта Вежналинского рудного поля.

Знаки в легенде: 1—Современные делювиально-пролювиальные отложения; 2—известняки, мергели, аргиллиты и песчаники барремского яруса; 3—известняки, туфопесчаники, туфогравелиты и туфоконгломераты готеривского яруса; 4—различные порфириды и их кластические туфы валанжина (?); 5—метаморфизованные известняки и песчаники; 6—граносениты, кварцевые сениты, сенит-диориты и гибридные диориты, слагающие ю.-в. часть Мегри-Ордубадского батолита; 7—рассланцованные диориты и диоритовые порфириды Сыгьрт-Тундирчайского интрузива; 8—диабазы сыгьртской гипабиссальной интрузии; 9—кварцевые порфиры; 10—дайки; 11—сбросы-сдвиги; 12—золоторудные жилы-зоны; 13—«пластообразные» меднорудные тела; 14—ось антиклинали; 15—ось синклинали; 16—зоны рассланцевания вдоль Хуступ-Гиратахского глубинного разлома; Цифры на карте: 1—поверхности Хуступ-Гиратахского разлома, 2—Сюртунский сброс, 3—Вежналинский сброс, 4—Сыгьртский разрыв, 5—ось Сыгьрт-Эрнадзорской антиклинали, 6—ось Кызкалинской синклинали.

стирание осевой линии этой антиклинали СЗ 300—320°. Шарнир ее попружается в юго-восточном направлении под углами 8—14°, благодаря чему на смежной площади, расположенной к югу от исследованного рудного поля, отмечается периклинальное замыкание антиклинали, сложенное отложениями готерива и баррема.

Юго-западное крыло Сыгьрт-Эрнадзорской антиклинали срезано Хуступ-Гиратахским разломом, носящим здесь взбросовый характер. Небольшие участки этого крыла, сохранившиеся в районах к западу от зимовки Сыгьрт и в истоках ручейка Тундирчай, имеют углы падения 20—34°. Углы падения северо-восточного крыла Сыгьрт-Эрнадзорской антиклинали составляют 20—40°, а азимут падения 30—50°. На этом крыле антиклинали в отложениях готерива и баррема имеются мелкие складки, в основном северо-западного и редко северо-восточного простирания. Складки северо-восточного простирания отмечены в районе сел. Вежнали в виде гофрировок пластов. Северо-восточное крыло Сыгьрт-Эрнадзорской антиклинали срезано Сюртунским и Вежналинским разрывами типа сброса.

К северо-востоку от Сыгьрт-Эрнадзорской антиклинали расположена Кызкалинская синклинали, сложенная в основном отложениями баррема и частично готерива. Углы падения северо-восточного и юго-западного крыльев соответственно составляют 50—60° и 42—44°. Осевая поверхность Кызкалинской асимметричной синклинали падает на СВ. Шарнир ее простирается на северо-запад 300—310° и попружается в юго-восточном направлении под углами 10—14°. Крылья Кызкалинской синклинали осложнены более мелкими складками, простирающимися параллельно ей. Юго-западное крыло Кызкалинской синклинали срезано Вежналинским сбросом.

Сыгьрт-Эрнадзорская антиклинали и Кызкалинская синклинали значительно осложнены разрывами, краткое описание которых приводится ниже.

Разрывные структуры. Нашими исследованиями установлено, что Вежналинское рудное поле характеризуется наличием густой сети разновозрастных разрывных структур типа сброса, сбросо-сдвига и взброса, простирающихся в различных направлениях (рис. 2). Уместно отметить, что густота разрывных нарушений разрезается по мере удаления с юго-запада на северо-восток, что объясняется, по-видимому, наличием Хуступ-Гиратахского глубинного разлома на юго-западном фланге рудного поля.

На основе наблюдения взаимного пересечения локальных разрывных нарушений рудного поля нам удалось расчленить их в возрастном отношении на ранние и поздние. Ранними являются продольные и диагональные разрывы близширотного и северо-западного простирания, а поздними — поперечные северо-восточного простирания. Первые из них синскладчатые, а последние постскладчатые.

Ранние и поздние разрывные нарушения, развитые в рудном поле, часто локализируют дайки, соответственно раннего и позднего возраста. Все зафиксированные разрывы рудного поля являются дорудными, что значительно упрощает прослеживание рудных тел, особенно в подземных выработках. Рудовмещающими являются поздние разрывы северо-восточного простирания.

Разрывные нарушения рудного поля характеризуются часто крутыми углами падения (от 60° до вертикального). Протяженность их варьирует от первых десятков до нескольких километров, а некоторые из них имеют значительную протяженность и прослеживаются за пределами рудного поля. Амплитуды вертикального смещения блоков разрывов не всегда поддаются определению, но в некоторых случаях

устанавливаются от единичных до первых десятков метров и редко достигают 350—400 м.

Разрывы северо-западного простирания представлены (кроме описанного Хуступ-Гиратахского глубинного разлома) относительно крупными в рудном поле Вежналинским, Сюртунским и Сыгыртским разрывами.

Вежналинский сброс проходит через одноименное селение и седловину между вершинами гор Бартав и Шюкюратаз. Простирается на северо-запад  $310\text{--}350^\circ$  и падает на северо-восток под углом  $50\text{--}85^\circ$ . По этому сбросу местами верхняя часть отложений приведена в тектонический контакт с верхней частью валанжинских образований, при этом вертикальная амплитуда его достигает 340—520 м. Опущенным является северо-восточный блок данного сброса. Мощность перемятых и рассланцованных пород вдоль сброса достигает 40—60 м. Местами это нарушение выражено наличием сближенных близпараллельных кулисообразно расположенных более мелких разрывов.

Сюртунский сброс расположен в 1—2 км к западу от описанного Вежналинского сброса и проходя через одноименную зимовку, далее прослеживается в северо-западном направлении через местность Уч-кардаш (восточный склон г. Бартаз). Сброс простирается на северо-запад  $340^\circ$ , падает на юго-запад под углом  $60\text{--}70^\circ$  и пересекает образования валанжина, готерива и баррема. Мощность перемятых и рассланцованных пород вдоль сброса составляет 8—12 м и более. Сброшен юго-западный блок (рис. 2). В связи с тем что сброшенными являются юго-западное крыло Сюртунского и северо-западное крыло Вежналинского сбросов, блок, расположенный между ними, в сочетании с этими разрывами представляет собой горстовую структуру (рис. 2).

Сыгыртский разрыв проходит через северную окраину одноименной зимовки в 2 км к юго-западу от ст. Агбенд отклоняется от Хуступ-Гиратахского разлома и простирается в направлении юго-запад  $140^\circ$ . Падает он на северо-восток под углом  $50^\circ$  и пересекает порфириты и их разнообломочные туфы валанжина, которые вдоль разрыва интенсивно рассланцованы.

Таким образом, в описываемом рудном поле вырисовывается наличие небольшого тектонического блока, ограниченного с юго-запада Хуступ-Гиратахским глубинным разломом, с северо-востока Сюртунским и Вежналинским субпараллельными сближенными сбросами и с юго-запада — Сыгыртским разрывом. Описанные разрывы прослеживаются за пределами Вежналинского рудного поля (рис. 2).

Разрывы северо-восточного простирания являются относительно более поздними и секут разрывы северо-западного простирания. Они развиты в основном в упомянутом блоке и, простираясь на северо-восток  $10\text{--}70^\circ$ , образуют серию параллельных и субпараллельных, местами кулисообразно расположенных сбросов и сбросо-сдвигов с падением поверхности сбрасывания на северо-запад под углами от  $50^\circ$  до вертикального. Следует отметить, что почти всегда сброшены их северо-западные крылья относительно юго-восточных, благодаря чему упомянутый блок разбит на более мелкие блоки-глыбы и имеет четко выраженное ступенчато-глыбовое строение (рис. 2, разрез по линии II—II).

Таким образом, сочетание дорудных продольных и поперечных разрывных нарушений определяет общую блоковую структуру рудного поля, охватывающего сводовую часть и северо-восточное крыло Сыгырт-Эрнадзорской антиклинали.

Постскладчатые разрывы северо-восточного простирания, часто опережающие Хуступ-Гиратахский глубинный разлом, служили путями внедрения промежуточных и поздних даек, широко развитых в рудном поле. По этим разрывам в дальнейшем происходили циркуляции гидротермальных рудоносных растворов. Эти же поздние разрывы северо-восточного простирания совместно с системой более мелких трещин служили пространством для осаждения гидротермальных жильных и

рудных минералов, так как ныне известные золоторудные тела исследованной площади приурочены к поздним разрывам северо-восточного простирания.

К рудоконтролирующим структурам рудного поля, по нашему мнению, можно отнести: Сыгырт-Эрнадзорскую антиклиналь, к сводовой части и северо-восточному крылу которой приурочены рудные тела и некоторые дорудные продольные разрывы северо-западного простирания. К последним относятся Хуступ-Гиратахский разлом глубокого заложения, ограничивающий площадь распространения рудных тел с юго-запада, а также относительно мелкие Вежналинский и Сюртунский сближенные сбросы, являющиеся границей площади распространения рудных тел с северо-востока. Все золото-сульфидные рудные тела локализованы в пределах блока, расположенного между перечисленными продольными разрывами. За пределами этого блока, какое-нибудь существенное рудонакопление, в том числе и золоторудное, пока что не известно.

Трещины-разрывы, вмещающие рудные тела, являются секущими в отношении Сыгырт-Эрнадзорской антиклинали и имеют длину в основном от первых десятков до первых сотен метров. Но некоторые



Рис. 3. Взаимоотношение золотоносных сульфидно-кварцевых жил с промежуточными (лампрофиры) и поздними (диоритовые порфириты) дайками, приуроченными к зоне повышенной трещиноватости (средняя часть рудной зоны № 17).

1—диоритовые порфириты валанжина(?), 2—диоритовые порфириты, 3—лампрофиры, 4—золотоносные сульфидно-кварцевые жилы.

из них прослежены в длину от 400—500 м до одного и более км. Примером этого могут служить рудные зоны № 1, 12—13, 16, 17, 19, 20 и 21, приуроченные к разрывам сбросового и сбросо-сдвигового типа.

Более протяженные рудовмещающие разрывные структуры характеризуются наличием зон дробления, рассланцевания и повышенной трещиноватости. Местами в них отмечается наличие обильного тонкоперетертого материала рудовмещающих пород (отдельные интервалы рудных зон № 1, 12—13, 16, 17, 19 и 20). Часто в них, особенно в подземных выработках, наблюдаются хорошо выраженные зеркала скольжения (СВ фланг рудной зоны № 1, отдельные интервалы рудных зон 13, 14, 16 и др.). Мощность зон дробления, рассланцевания и по-

вышенной трещиноватости составляет от единичных до первых десятков метров.

Часто к ранним структурам приурочены ранние, а к поздним — промежуточные и поздние дайки, широко развитые в рудном поле. Во многих случаях рудные тела приурочены к альбандам промежуточных и поздних даек (участки рудных зон № 1, 7, 8, 10, 11, 13 и 17). В пределах рудных зон № 10, 11, 13, 17 рудные жилы и прожилки местами приурочены к продольным и диагональным трещинам, расположенным

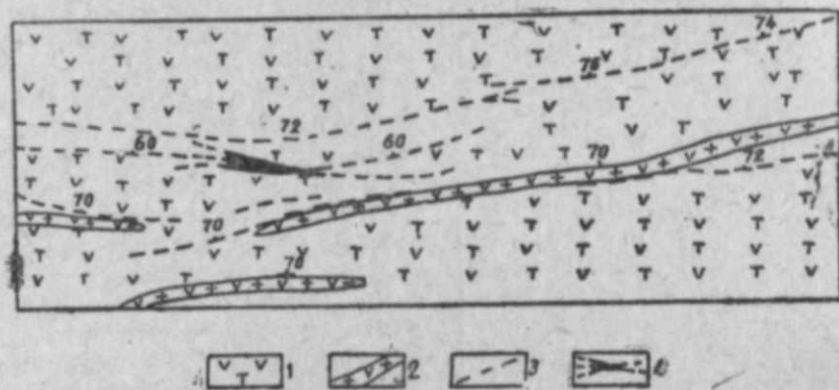


Рис. 4. Золотоносные сульфидно-кварцевые жилы, расположенные в альбандах даек диоритовых порфиритов и в смежных субпараллельных трещинах, приуроченных к зоне повышенной трещиноватости (юго-западная часть рудной зоны № 1).  
1—пепловые туфы порфиритов валанжина; 2—дайки диоритовых порфиритов; 3—золотоносные сульфидно-кварцевые жилы; 4—сильногидротермальноизмененные (срицитизированные, каолинизированные, окварцованные) породы со сближенными золотосодержащими сульфидно-кварцевыми прожилками.

в поздних и промежуточных дайках диабазов и диоритовых порфиритов. Учитывая это обстоятельство, можно сказать, что рудовмещающие разрывные структуры обновлялись и частично образовывались в результате постдайковых тектонических подвижек, вернее, после образования поздних даек рудного поля (рис. 3, 4).

На отдельных участках рудного поля (в рудных зонах № 1, 12, 14, 16 и 17) отмечается цементирование угловатых обломков сливного молочно-белого безрудного кварца рудным кварцем от желтовато-серого до коричневатого цвета и последнего карбонатами, являющимися соответственно продуктами ранней, промежуточной и поздней стадий гипогенной минерализации. Часто рудные тела пересечены многочисленными трещинами шириной до 0,5—1 см, по которым отмечается перемещение крыльев с максимальной амплитудой до 1—3 см. Все это свидетельствует о наличии интерминерализационных и пострудных тектонических подвижек. Последние слабо выражены в рудном поле и практически не осложняют его структуру, в том числе и морфологию рудных тел.

#### Выводы

1. Вежналинское рудное поле расположено на одном из наиболее мобильных в тектоническом отношении участков Малого Кавказа. Наличие многочисленных продольных и поперечных разрывов обусловило

глыбово-ступенчатое строение рудного поля, предопределившее формирование и размещение рудных тел. В этом отношении более благоприятными структурами являлись: Сыгьрт-Эрнадорская антиклиналь и приуроченные к ней поздние поперечные разрывы (сбросы и сбросо-сдвиги) северо-восточного простирания, сконцентрированные в зонах повышенной трещиноватости.

2. Формирование складчатых и разрывных структур рудного поля и смежных площадей происходило в следующие последовательные этапы:

а) начало формирования Хуступ-Гиратахского разлома (доюрское время), служившего в дальнейшем каналом для проникновения интрузивов и вывода рудоносных гидротермальных растворов из глубин;

б) этап формирования складчатых структур и синскладчатых структур северо-западного простирания; в это время образовались Сыгьрт-Эрнадорская антиклиналь, Сюртунский, Вежналинский, Сыгьртский и другие ранние разрывы северо-западного простирания (послебарремское-доолигоценное время);

в) этап образования постскладчатых дорудных (поздних) разрывных структур северо-восточного простирания (трещины оперения Хуступ-Гиратахского глубинного разлома);

г) этап формирования (и регенерации) систем рудовмещающих трещин-разрывов, созданных (местами приоткрывавшихся) в результате продолжения тектонических подвижек после образования поздних даек, эти трещины разрыва в дальнейшем служили путями циркуляции гидротермальных растворов и пространством для локализации рудных тел;

д) этап образования слабо развитых внутрирудных и пострудных тектонических подвижек.

3. В дальнейшем для определения перспектив рудного поля считаем необходимым наряду с оценкой на глубину ранее известных рудных зон обратить внимание на изучение рудоносности поздних разрывов северо-восточного простирания типа сброса и сбросо-сдвига, которые широко развиты в пределах упомянутого рудного блока и на смежных площадях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Азизбеков Ш. А. Петрология интрузивов Араксинской тектонической зоны Малого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1964.
2. Габриэлян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1959.
3. Милановский Е. Е. и Хани В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, М., 1963.
4. Мкртчян С. С. Закавказская рудоносная область. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1958.
5. Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Госгеолтехиздат, М., 1948.
6. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

А. Н. Мусажев

#### Вежнали филиз саһәсини структуру

ХУЛАСӘ

Вежнали филиз саһәси кафан брахиантиклинорисинә дахил олан Сыгьрт-Эрназир антиклиналында јерләшир. Мүәллиф 1959—1963-чү ил-ләрдә бу филиз саһәсини өјранмиш вә онун кеоложи-структур хәритәсини тәртиб етмишдир.

Апарылан тэдгигатлар нэтичэсіндэ м'лум олмушдур ки, филиз-эмалэкэлмэ вэ пајланмасы просеслэріндэ пликатив вэ дизјунктив дис-локасија элементлэринин, о чүмлэдэн үмуми Гафгаз истигамэтли Сы-гырт-Ернэзир антиклиналынын, Хуступ-Киратаг рекиноал гырылмасы-нын вэ хүсүсэн, чаван гырылмаларын һэлледичи ролу олмушдур. Филиз саһәси пилләвары-блок структура маликдир. М'лум филиз чисимлә-ри шимал-шәрг истигамэтли гырылмаларда јерләшәрәк бир тектоник блокда чэмләшмишдир.

Филиз саһәсинин перспективини гижмэтләндирмәк үчүн шимал-шәрг-истигамэтли гырылмаларын мүкәммәл өјрәнилмәси зәруридир.

Ф. А. АСКЕРОВ, А. А. ШАМСИЕВ

### ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

В связи с увеличением глубины бурения, когда температура на забое скважины достигает сотен градусов, изучение влияния температуры на механические свойства горных пород имеет особенно большое значение для успешной проводки скважины до проектной глубины.

Григге, Тернер, Борг и Сосок [4, 5] исследовали деформацию мрамора при 10 000 ат всестороннего давления и при температуре 150° С, а также при всестороннем давлении 5000 ат и при температуре 300° С. Они установили, что для сухих образцов температура снижает величину напряжения, необходимого для получения определенной деформации.

Хандин и Ферберн [6] провели экспериментальное исследование деформаций хасмарских доломитов в сухом состоянии при всестороннем сжатии 5000 ат. Температура в этих опытах изменялась от 20 до 300° С. Диаграммы напряжения-деформации показали малое влияние температуры на деформацию как при сжатии, так и растяжении образцов горных пород при всестороннем давлении до 2000 ат и температуре от 24 до 300° С.

В результате эксперимента установлено, что в общем случае нагревание снижает предел прочности, что влияние температуры не дало существенного эффекта для ангидрита, доломита, феллитовых сланцев и песчаника. Однако для других пород (известняков, глинистых сланцев) наблюдалось резкое снижение прочности.

Хуан Жун-цзунь и Б. В. Байдюк [3] исследовали влияние температуры на деформируемость глинистых пород на стенках скважины. Они установили, что для всех глин увеличение температуры облегчает развитие пластичной деформации и влияние температуры на устойчивость различных глин неодинакова, причем чем больше гидрофильность глины, тем сильнее влияние температуры.

М. П. Воларович и А. С. Гурвич [1] также отмечают, что «у большинства горных пород после нагревания при высоких температурах наблюдается резкое понижение прочности (хрупкость), связанное, по-видимому, с появлением большого числа микротрещин».

Н. А. Ключко [2] определял механические свойства горных пород при атмосферном давлении методом вдавливания штампа. Испытанию подверглись следующие породы: кварцит шоксинский, песчаник камениборский, гранит микроклиновий и микрогаббро. В опытах темпера-

тура изменялась от 25 до 1000° С. Было установлено, что при повышении температуры до 400—600° С твердость и предел текучести возрастают.

Такая противоположность в утверждениях перечисленных авторов [1, 3—7] и Н. А. Ключко о влиянии температуры на прочностные свойства горных пород обусловлена, очевидно, как условием эксперимента, так и в большой степени методом определения прочностных свойств.

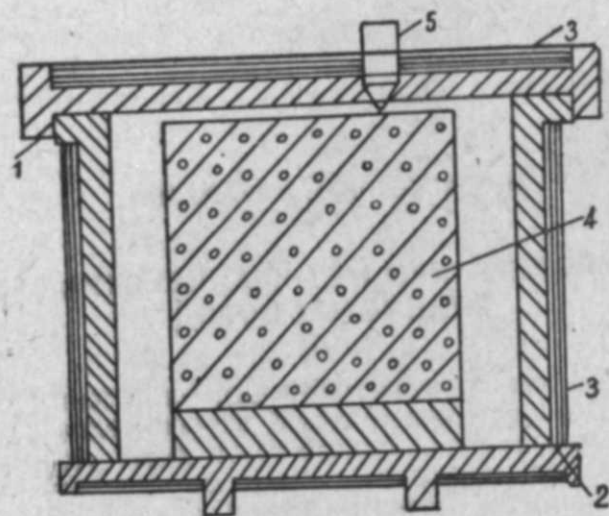


Рис. 1—крышка, 2—цилиндр, 3—асбест, 4—образец горной породы, 5—штамп.

Так, исследование первых авторов проведено в условиях всестороннего сжатия (кроме [1]) и методом сжатия и растяжения, а работа Н. А. Ключко велась при атмосферном давлении методом вдавливания штампа (конического). Хандин и Хагер [7] отмечают, что температура может повышать предел прочности за счет увеличения пластичности горных пород, имеющих способность упрочняться при деформировании.

В основном исследования по влиянию температуры на механические свойства горных пород проведены методами сжатия и растяжения. Результаты их трудно использовать в целях бурения, где определяющим видом деформации является вдавливание.

В связи со скудностью литературных данных о влиянии температуры на механические свойства горных пород, определяемых методом вдавливания, нами поставлены опыты с целью изучения изменения механических свойств глинистых пород в зависимости от температуры при атмосферном давлении. Чтобы исключить влияние других факторов на результаты опытов, последние проводились на искусственных образцах. Образцы изготовлялись из порошков карачухурской и гумбринской глины путем прессования в специально приготовленной пресс-форме под давлением 3000 кг/см<sup>2</sup>.

С целью исключения влияния влажности на механические свойства образцов последние высушивались в сушильном шкафу при температуре 105° С до состояния абсолютно сухого. Затем образцы охлаждались до комнатной температуры в эксикаторе, на дно которого засыпался СаСl<sub>2</sub>. После этого 6—9 образцов помещались в печь с термостатом. Когда в печи температура достигала заданной, давалась трехчасовая ее выдержка. Чтобы предотвратить охлаждение образцов во время ис-

пытания, их вкладывали в стальной цилиндр и плотно закрывали крышкой. Цилиндр и крышка (рисунок) с наружной стороны покрыты асбестом. Крышка имеет отверстие, в которое вплотную проходит штамп. Цилиндр и крышка помещаются в печь и имеют такую же температуру, как и испытываемый образец. Установка образца в цилиндр требует всего нескольких минут и при этом температура в полости печи падает незначительно. Цилиндр с образцом плотно закрывается крышкой и дается еще получасовая выдержка температуры. Потом цилиндр с образцом вынимается из печи и ставится под пресс. Измерения напряжения и деформации проводились обычным образом. При каждой заданной температуре испытывались 3—4 образца и на каждом образце производились 3 определения. Все 9 определений наносились на график деформации — нагрузки и определялись твердость, предел текучести, модуль упругости и коэффициент пластичности по методике Л. А. Шрейнера. Определялось также временное сопротивление этих образцов одноосному сжатию при каждой температуре. Последнее производилось между двумя полированными дисками, нагретыми до температуры испытываемых образцов без записи деформаций.

Нагретые до заданной температуры остальные 3—4 образца охлаждались сначала в печи до 110—115°, а потом их помещали в эксикатор для дальнейшего охлаждения до комнатной температуры. Определялись их твердость, предел текучести, коэффициент пластичности, модуль упругости, а также временное сопротивление на одноосное сжатие. Испытания проводились при температурах 25, 80, 105, 140, 170, 200, 230, 260, 290° С. Результаты определений приводятся в таблице.

Как видно из этой таблицы, с увеличением температуры нагрева увеличиваются твердость, предел текучести и сопротивление пород одноосному сжатию. Увеличение прочностных свойств горных пород, как в холодном, так в горячем состоянии с увеличением температуры нагрева свидетельствует о том, что в результате нагрева в образцах происходит изменение, приводящее к увеличению их прочности.

Интересно отметить, что твердость образцов при каждой температуре нагрева, исключая 290° для гумбринна, в горячем состоянии больше, чем в холодном, а временное сопротивление одноосному сжатию, наоборот, в холодном состоянии больше; эта разница тем больше, чем выше температура нагрева.

Более высокое значение твердости образцов при данной температуре по сравнению с образцами, нагретыми до этой температуры, а затем охлажденными до комнатной, можно объяснить тем, что при вдавливании участок образца породы, находящейся под штампом, упрочняется более интенсивно и достигает сравнительно больших значений твердости при наличии температуры, чем при отсутствии ее.

Упрочнение породы под штампом при наличии температуры аналогично изготовлению деталей из металлических порошков технологическими средствами металлокерамики, т. е. путем прессования в матрицах (пресс-формах) с последующим спеканием (в нашем случае роль матрицы выполняет сам образец, а роль пуансона — штамп). Как известно, в области металлокерамики в последнее время достигнуты весьма высокие прочностные характеристики.

Причиной того, что временное сопротивление одноосному сжатию образцов в нагретом состоянии меньше, чем в охлажденном, является, по-видимому, то, что высокая температура помогает быстрому развитию микротрещин, которые образуются в образце при сжатии, когда сжимающая нагрузка достигает значения, соответствующего началу фазы разрывов и сдвигов. Это предположение подтверждается и тем фактом, что чем выше температура нагрева (как видно из таблицы),

тем больше разница между временными сопротивлениями нагретых и охлажденных образцов.

Как видно из таблицы, в интервалах температур нагрева 260—290° твердость и особенно предел текучести горячих образцов, изготовленных из гумбринного порошка, уменьшается. Это свидетельствует о том, что температура влияет на прочностные свойства образцов двояко. С одной стороны, она упрочняет образцы, изготовленные путем прессо-

Таблица

Механические свойства горных пород	25°	80°	105°	140°	170°	200°	230°	260°	290°	Образец
------------------------------------	-----	-----	------	------	------	------	------	------	------	---------

Для Карачухурской глины

Твердость, кг/мм <sup>2</sup>	36,1	37,2	40,6	45,2	50	54,5	62	68	74,2	Горячий Холодный
	36,1	36,8	38,6	40,2	42,1	44,4	48,2	55,6	62,8	
Предел текучести, кг/мм <sup>2</sup>	28,5	30,2	35	40,0	43	47,1	51,2	57	65	Горячий Холодный
	28,5	29,7	31,5	33,1	34,5	35,5	37,5	42	51	
Модуль упругости, кг/см <sup>2</sup>	—	11800	13050	14200	15160	16000	15800	14400	11000	Горячий Холодный
	—	11200	16800	15600	15000	15100	15400	18200	16100	
Коэффициент пластичности	1,91	2,23	2,33	2,39	2,42	2,44	2,20	1,90	1,54	Горячий Холодный
	1,94	2,12	2,18	2,22	2,27	2,26	2,22	2,17	2,10	
Временное сопротивление на одноосное сжатие, кг/см <sup>2</sup>	170	189	210	220	250	280	311	348	390	Горячий Холодный
	170	183	207	232	274	311	360	408	457	

Для Гумбринской глины

Твердость, кг/мм <sup>2</sup>	32	34	39	46	56	73	79	82	81	Горячий Холодный
	32	33	35	41	46,5	54	61,5	69	83,2	
Предел текучести, кг/мм <sup>2</sup>	25	26,1	31,5	37	46,3	56,4	56,5	53	44	Горячий Холодный
	25	25,2	29	31,6	34,2	37	41	45	52,8	
Модуль упругости, кг/мм <sup>2</sup>	11300	8700	8100	7400	7800	8500	9250	10050	10875	Горячий Холодный
	11300	14000	14900	15900	16500	16500	16200	15300	14100	
Коэффициент пластичности	2,26	2,73	2,81	2,60	2,41	1,60	1,72	1,84	1,95	Горячий Холодный
		2,52	2,55	2,47	2,37	2,28	2,20	2,12	2,02	
Временное сопротивление на одноосное сжатие, кг/см <sup>2</sup>	134	152,5	177	219,8	256	286	323	366	417	Горячий Холодный
	134	152,5	183	227,5	265	305	360	415	470	

вания из порошка, с другой стороны, она способствует быстрому развитию микротрещин, когда они образуются в образце. Если температура снижает твердость и предел текучести, влияние температуры второго характера преобладает над первым.

Можно ожидать, что при более высоких температурах, когда в образце возникают микротрещины от термических напряжений даже без приложения нагрузки, а также при проведении опытов с естественными

породами, в которых всегда заранее имеются микротрещины, влияние температуры второго характера всегда будет преобладать над первым, т. е. температура будет снижать прочностные характеристики, в том числе твердость и предел текучести горных пород, что наблюдалось в работе Н. А. Ключко [2], после температуры 400—600° в зависимости от испытуемой породы.

В образцах, изготовленных из порошка карачухурской глины в горячем состоянии, модуль упругости с увеличением температуры 200° увеличивается, но дальнейшее увеличение температуры приводит к его уменьшению. У охлажденных образцов эта зависимость носит сложный характер.

В образцах, изготовленных из гумбринного порошка в горячем состоянии, наоборот, с увеличением температуры нагрева до 170° модуль упругости уменьшается, а затем увеличивается. А в образцах охлажденных модуль упругости сначала увеличивается с увеличением температуры нагрева до 170—200°, а затем уменьшается.

Следует отметить, что о влиянии температуры на модуль упругости горных пород существуют разные мнения. Так, Хугес и Кросс [8] показывают, что влияние температуры на скорость сейсмических волн (а значит и на упругие свойства) на глубине 4000—6000 м (где температура достигает 200—250°С) незначительны. М. П. Воларович и А. С. Гурвич [1], изучая динамический модуль упругости некоторых горных пород в зависимости от температуры в условиях атмосферного давления установили, что температура резко влияет на значение модуля упругости: в ряде случаев уменьшает его, в ряде случаев увеличивает. Это противоречие является кажущимся. Дело в том, что опыты М. П. Воларовича и А. С. Гурвича проведены при атмосферном давлении, а утверждение Хугеса и Кросса относится к условию высокого всестороннего давления. Как отмечают последние, при наличии всестороннего давления, по-видимому, влияние температуры уменьшается.

Как видно из таблицы, коэффициент пластичности горячих и охлажденных образцов, определяемый методом Л. А. Шрейнера, сначала возрастает, а затем падает с увеличением температуры нагрева. Для охлажденных образцов коэффициент пластичности мало изменяется от температуры нагрева, и кривая коэффициент пластичности — температура нагрева более полого и плавна по сравнению с таковыми для горячих образцов.

Коэффициент пластичности для горячих образцов, изготовленных из карачухурской глины, возрастает с увеличением температуры до 200°, а затем резко падает. А для горячих образцов, изготовленных из гумбринской глины, коэффициент пластичности увеличивается с увеличением температуры нагрева лишь только до 100°, потом резко падает с увеличением температуры, а затем вновь повышается обнаруживая минимум при температуре 200°С.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воларович М. П., Гурвич А. С. «Изв. АН СССР», серия геофиз, 1957, № 4.
2. Ключко Н. А. Зависимость механических свойств горных пород от температуры. Механические и абразивные свойства горных пород. Гостоптехиздат, М., 1959.
3. Хуан Жун-цзунь и Байдюк Б. В. «Нефть и газ», 1962.
4. Grigge D. L., Turner E. J., Borg J. and Sosoka J. Ball. Geol. Soc. America, 1951, 62, № 12.
5. Grigge D. L., Turner F. J., Borg J. and Sosoka J. Ball Geol. Soc. America, 1953, 64, № 12.
6. Handin J. and Lairlairn H. W. Ball. Geol. Soc. America. 1955, 66.
7. Handin J. and Hager R. V. Ball. Amer. Assoc. petroleum Geol., 1958, 42, № 12.

Ф. Ә. Әскәров, А. Ә. Шәмсијев

### Температурун килли сұхурларын механики хассәләринә тә'сири

·ХҮЛАСӘ

Температурун дағ сұхурларынын механики хассәләринә көстәрдији тә'сир һаггында тәдгигатчыларын мүхтәлиф рә'јләри вардыр. Бә'зи тәдгигатчылар температурун артмасы илә сұхурларын механики хассәләрини характеризә едән кәмијјәтләрин азалмасыны, бә'зиләри исә артмасыны көстәрир. Сұхурларын механики хассәләринә температурун тә'сир етмәдијини көстәрән тәдгигатчылар да вардыр.

Мәгаләдә килли сұхурларын механики хассәләринә температурун тә'сирини өјрәнмәк үчүн апарылмыш тәдгигат ишинин нәтичәләри верилди. Тәчрүбәләр кил тозундан пресләмә јолу илә алынған сүни сұхур нүмунәләри үзәриндә апарылмышдыр. Бу тәчрүбәләрдә температур 25°-дән 290°С-ә гәдәр дәјишдирилмиш вә һәр бир температурда сұхурларын бәрклији, ахма һәдди, еластиклик модулу, пластиклик әмсалы вә бирохлу сыхылмаја гаршы мүвәггәти мүгавимәти тә'јин едилмишдир.

Көстәрдијимиз механики хассәләр һәмин температура гәдәр гыздырылмыш вә сонрадан отаг температуруна гәдәр сојудулмуш сұхур нүмунәләри үчүн дә тә'јин едилмишдир.

Тәчрүбәләр көстәрди ки, температур артдыгча сұхурларын мөһкәмлик хассәләри бөјүјүр; һәм дә бу заман сұхурларын бәрклији исти һалда сојудулмуш һала нисбәтән даһа бөјүк олур. Сұхурларын бирохлу сыхылмаја гаршы мүвәггәти мүгавимәтинә кәлдикдә исә бу һадисәнин әкси мүшаһидә едилди, јә'ни сојудулмуш сұхур нүмунәләринин бирохлу сыхылмаја мүвәггәти мүгавимәти онларын исти һалда олдуғуна нисбәтән даһа бөјүк олур.

Мәгаләдә, һәмчинин сұхурларын механики хассәләринә температурун тә'сирини ајдынлашдырмаг үчүн тәшәббүс көстәрилмиш вә бир сыра нәзәри мүлаһизәләр ирәли сүрүлмүшдүр.

Э. Г. ХАЛИЛОВ, Г. А. БАБАЛЯН, И. И. КРАВЧЕНКО

### АДСОРБЦИЯ НЕИОНОГЕННЫХ ПОВЕРХНОСТНО-АКТИВНЫХ ВЕЩЕСТВ (ПАВ) НА ПЕСКАХ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ АПШЕРОНА

На промыслах все в большем масштабе применяются ПАВ для совершенствования различных технологических процессов добычи нефти и бурения скважин. Наряду с ионогенными ПАВ (сульфонол, азолят А; азолят Б, НЧК и т. д.) получают широкое распространение неионогенные ПАВ типа ОП и др.

В данной работе исследовалась адсорбция некоторых неионогенных ПАВ на песках продуктивных пластов Апшерона: кирмакинской свиты (КС), Балахано-Сабунчино-Романинского месторождения, надкирмакинской песчаной свиты (НКП) Карадагского района и апшеронского яруса Биби-Эйбатского месторождения. Для сопоставления адсорбция изучалась и на кварцевом песке (Кв. П). Пески промывались пресной (шолларской) водой, подвергались экстрагированию спирто-бензольной смесью (1:3) до полного удаления нефти и асфальто-смолистых веществ и снова промывались дистиллированной водой, затем сушились при температуре порядка 100—105°С до получения постоянного веса. Характеристика песков приведена в табл. 1.

Таблица 1

Пески	Фракционный состав, %						Уд. вес, г/см <sup>3</sup>	Пористость, %	Проницаемость, дарси	Уд. пористость, см <sup>3</sup> /см <sup>3</sup>	Карбонатность, %
	0,5	0,5—0,25	0,25—0,15	0,15—0,1	0,1—0,075	0,075					
Кварцевый	—	7,65	74,0	17,8	0,8	0,2	2,62	40	17,7	260	—
НКП	—	24,6	37,75	7,3	26,7	0,6	2,68	36	9,07	312	1,6
КС	—	8,0	29,9	50,6	9,5	1,9	2,65	34	7,9	315	12,4
Апшеронский ярус	5,24	50,8	27,9	11,6	2,6	1,8	2,67	35	20,9	192	35,0

Учитывая, что в практике могут применяться растворы ПАВ в различных водах: морской (Каспийского моря), пластовой щелочной, пластовой жесткой (Балахано-Сабунчино-Романинского месторождения)—была изучена адсорбция ПАВ из этих вод. Характеристика вод приведена в табл. 2.

В опытах были использованы неионогенные ПАВ ОП-10 и КОСЭ<sub>28,6</sub> ОП-10—продукт реакции 10 молей окиси этилена и смеси моно- и диалкилфенолов с алкильными остатками, содержащими 8—10 атомов углерода. КОСЭ<sub>28,6</sub>—лабораторный образец ВНИИНЕФТЕХИМ—продукт конденсации спиртов оксосинтеза, имеющих 12—16 атомов углерода, с 28,6 молями окиси этилена.

Т а б л и ц а 2

Вода:	Анионы и катионы	Эквивалентные значения, мг/экв/л	Характеристика воды по Пальмеру
Щелочная	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup> Ca <sup>2+</sup> Mg <sup>2+</sup>	24,17 0,50 1,30	Первая соленость S <sub>1</sub> =66,06%
	Cl <sup>-</sup> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> RCO <sub>2</sub> <sup>-</sup> H <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	15,19 1,97 7,31 0,56 0,67 0,27	Первая щелочность A <sub>1</sub> =27,00% Вторая щелочность A <sub>2</sub> =6,94%
	Сумма анионов и катионов	51,94	
Жесткая	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup> Ca <sup>2+</sup> Mg <sup>2+</sup>	171,90 16,54 15,28	Первая соленость S <sub>1</sub> =84,40% Вторая соленость S <sub>2</sub> =14,94%
	Cl <sup>-</sup> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> RCO <sub>2</sub> <sup>-</sup> H <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	202,23 0,06 0,92 — 0,39 0,02	Вторая щелочность A <sub>2</sub> =0,66%
	Сумма анионов и катионов	407,44	
Морская	Na <sup>+</sup> +K <sup>+</sup> Ca <sup>2+</sup> Mg <sup>2+</sup>	154,00 16,00 56,00	Первая соленость S <sub>1</sub> =65,16% Вторая соленость S <sub>2</sub> =33,04%
	Cl <sup>-</sup> SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> RCO <sub>2</sub> <sup>-</sup> H <sub>2</sub> O <sub>7</sub>	166,00 58,00 2,00 — — —	Вторая щелочность A <sub>2</sub> =1,80%
	Сумма анионов и катионов	452,00	

Опыты проводились по следующей методике. Строились изотермы поверхностного натяжения различных водных растворов ПАВ на границе с очищенным керосином. (Поверхностное натяжение очищен-

ного керосина на границе с дистиллированной водой было равно 48,5 эрг/см<sup>2</sup>, с жесткой—34,87, морской—46 и щелочной—22,44 эрг/см<sup>2</sup>).

В 30 мл раствора ПАВ заданной концентрации засыпалось 10г песка. По достижении равновесной адсорбции раствор отделялся от песка центрифугированием и определялось его поверхностное натяжение на границе с керосином методом измерения объема капель, выдавливаемых микрометрическим датчиком на сталогмометре УфНИИ [1]

Предельная адсорбция ПАВ при данной концентрации вычислялась по формуле:

$$A = \frac{(C_1 - C_p) V}{p}$$

где: A — количество адсорбированного вещества, мг/г;  
C<sub>1</sub> — концентрация до адсорбции, г/л;  
C<sub>p</sub> — равновесная концентрация после адсорбции, г/л;  
V — объем раствора ПАВ, мл;  
p — навеска адсорбента, г.

Необходимо отметить, что метод определения концентрации неионогенных ПАВ по данным измерений поверхностного натяжения, несмотря на то, что эти ПАВ не представляют собой чистых индивидуальных химических соединений широко применяются и дают относительно небольшие расхождения по сравнению с другими известными методами. Так, например, результаты определения концентраций ОП-10 в водных растворах весовым методом, основанным на образовании комплекса неионогенного ПАВ с фосфорно-молибденовой кислотой, отличаются не более чем на 10% от результатов, полученных методом поверхностного натяжения [4].

Сопоставляя изотермы адсорбции ОП-10 из различных вод на кварцевом песке и песках КС и Апшеронского яруса (рис. 1) не трудно заметить, что наибольшая адсорбция имеет место при жесткой воде; это объясняется большим содержанием в ней электролитов, снижающих растворимость ПАВ. Наименьшая адсорбция имеет место при щелочной воде, что можно объяснить наличием в ней кроме щелочи солей нафтеновых кислот, которые, адсорбируясь на песках, препятствуют в некоторой степени адсорбции ОП-10.

Величина адсорбции из растворов в жесткой, дистиллированной и морской водах на песке Апшеронского яруса выше, чем на песке НКП. В случае щелочной воды адсорбция на песках НКП и Апшеронского яруса практически одинакова.

В результате исследований можно утверждать, что во всех случаях наибольшая адсорбция на песках КС, наименьшая—на кварцевом песке. Высокие значения адсорбции на песке КС могут быть объяснены большей удельной поверхностью и глинистостью.

На рис. 2,3,4 представлены изотермы адсорбции другого неионогенного ПАВ КОСЭ<sub>28,6</sub>. Здесь также наибольшая адсорбция наблюдается на песке КС и наименьшая—на кварцевом песке.

Адсорбция из щелочной воды на песках НКП и Апшеронского яруса по характеру аналогична адсорбции ОП-10. При дистиллированной воде значения адсорбции на этих песках почти одинаковы.

На рис. 5 представлены изотермы адсорбции на кварцевом песке и на песках КС и НКП. Здесь также наибольшая адсорбция наблюдается при жесткой воде, наименьшая—при щелочной. Адсорбция при щелочной воде и морской оказалась одинаковой, поэтому результаты при морской воде не приведены. Адсорбция КОСЭ<sub>28,6</sub> во всех

случаях значительно больше, чем адсорбция ОП-10. На рис. 6 для сопоставления приведены изотермы адсорбции КОСЭ<sub>28,6</sub> и ОП-10 из щелочной воды.

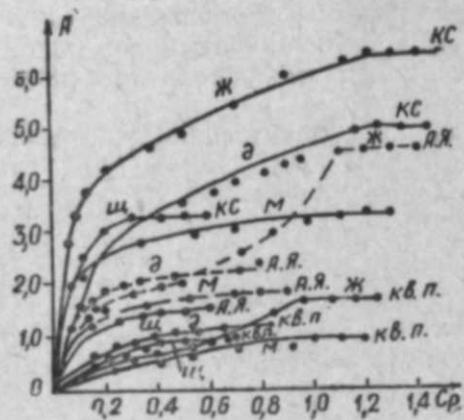


Рис. 1. Изотермы адсорбции ОП-10 из растворов различных вод. К.С.—кирмакинская свита, Н.К.П.—надкирмакинская песчаная свита, А.Я.—апшеронский ярус, кв.п.—кварцевый песок, д—дистиллированная вода, ж—жесткая, щ—щелочная, м—морская.

Полученные изотермы адсорбции позволяют произвести в первом приближении расчеты необходимого количества ПАВ в функции концентрации раствора и дальности проникновения его в пласт. В пре-

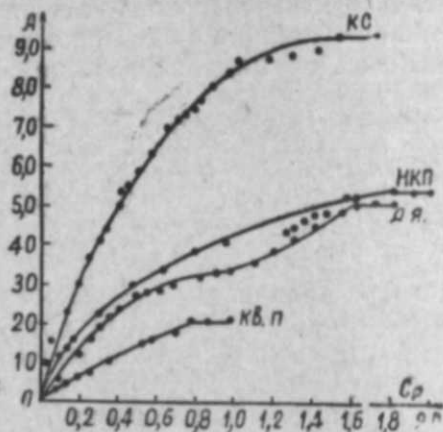


Рис. 2. Изотермы адсорбции КОСЭ<sub>28,6</sub> из растворов дистиллированной воды.

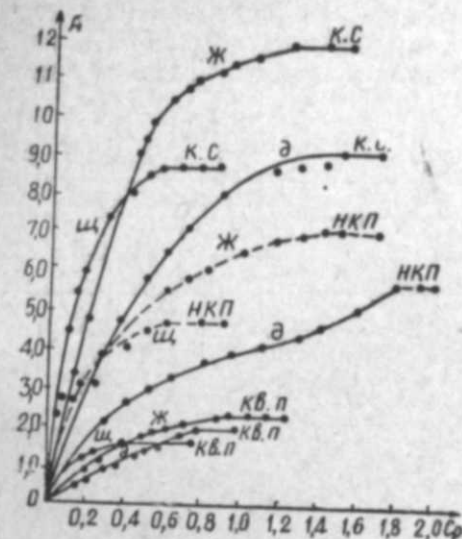


Рис. 5. Изотермы адсорбции КОСЭ<sub>28,6</sub> из растворов различных вод.

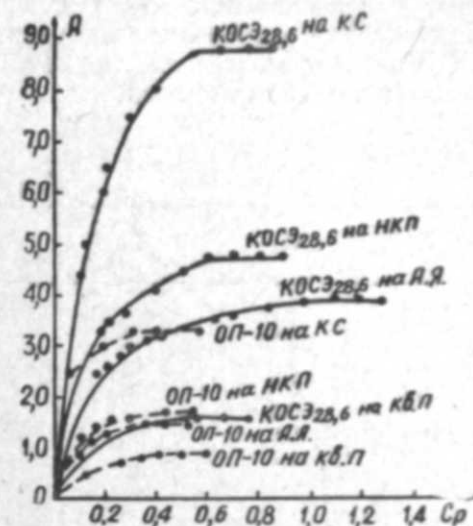


Рис. 6. Изотермы адсорбции ОП-10 и КОСЭ<sub>28,6</sub> из раствора в щелочной воде.

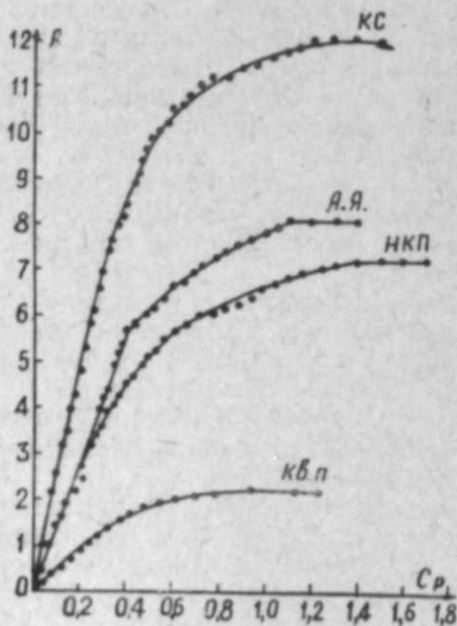


Рис. 3. Изотермы адсорбции КОСЭ<sub>28,6</sub> из растворов жесткой воды.

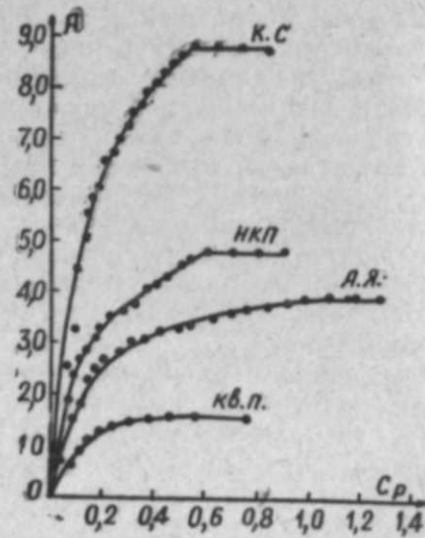


Рис. 4. Изотермы адсорбции КОСЭ<sub>28,6</sub> из растворов щелочной воды.

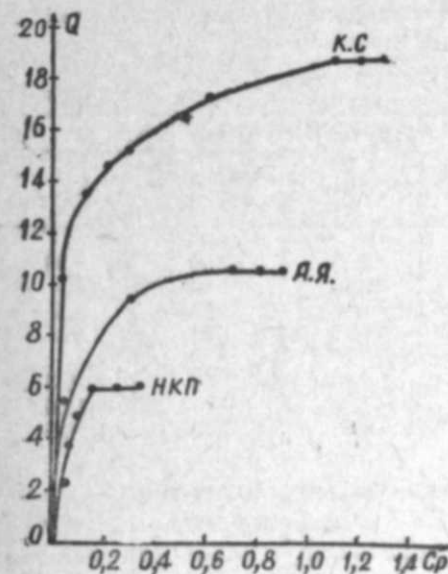


Рис. 7. Зависимость расхода ПАВ ОП-10 от равновесной концентрации в морской воде.

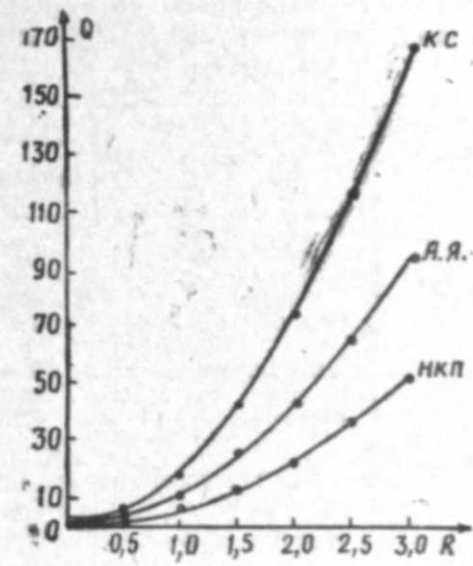


Рис. 8. Зависимость расхода ПАВ ОП-10 от глубины проникновения раствора в пласт при насыщении адсорбционного слоя.

дыдущей работе (5) для ориентировочных расчетов была предложена формула:

$$Q = ATR^2 hj(1-m) + PR^2 hmCp$$

где:  $Q$  — расход ПАВ, кг,  
 $R$  — глубина проникновения раствора в пласт, м,  
 $h$  — мощность пласта, м,  
 $J$  — удельный вес песка, г/см<sup>3</sup>,  
 $m$  — пористость, %.

Зависимость расхода ПАВ с расчетом на 1 м мощности пласта и радиуса проникновения 1 м при применении раствора ОП-10 в морской воде от равновесной концентрации приведена на рис. 7. В этих расчетах предполагается, что адсорбция в пластовых условиях такая же, как и в лабораторных.

Таблица 3

КС		НКП		Апшеронский ярус	
$C_1$	$C_p$	$C_1$	$C_p$	$C_1$	$C_p$
0,7	0,04	0,3	0,04	0,4	0,04
1,0	0,12	0,35	0,06	0,6	0,1
1,1	0,2	0,4	0,1	0,9	0,3
1,2	0,3	0,5	0,14	1,3	0,7
1,5	0,5				
1,6	0,6				
2,2	1,1				

В табл. 3 приводятся значения равновесных концентраций и соответствующие им начальные концентрации, которыми обычно оперируют на промыслах.

На рис. 8 для этих же песков приводится зависимость расхода ПАВ от глубины проникновения раствора в пласт для случая, когда достигается насыщение адсорбционного слоя.

Таблица 4

ПАВ	Вода	Предельная адсорбция, мг/г			
		Кварцевый	НКП	Апшеронский ярус	КС
ОП=10	Дистиллированная	1,14	2,10	2,34	4,98
	Жесткая	1,68	2,28	4,50	6,3
	Щелочная	0,90	1,68	1,50	3,3
	Морская	0,90	1,08	1,80	3,3
КОСЭ <sub>28,6</sub>	Дистиллированная	2,15	5,40	5,10	9,3
	Жесткая	2,28	7,20	8,10	12,0
	Щелочная	1,62	4,80	3,96	8,9

Величины предельной адсорбции при насыщении адсорбционного слоя при различных водах для ОП-10 и КОСЭ<sub>28,6</sub> приведены в табл. 4.

Таким образом, проведенные исследования двух неионогенных ПАВ дают основания сделать следующие выводы:

1. На адсорбцию ПАВ оказывает влияние характеристика песков и вод.
2. По изотермам адсорбции можно вычислить для каждого конкретного случая обработки призабойной зоны необходимые расходы ПАВ в зависимости от концентрации раствора.
3. Наиболее пригодным с точки зрения величины расхода является ПАВ ОП-10.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бабалян Г. А. К физико-химическим основам применения ПАВ в бурении скважин для интенсификации добычи нефти и увеличения нефтеотдачи коллекторов (применение ПАВ в нефтяной промышленности). Гостоптехиздат, М. 1961.

2. Бабалян Г. А., Кравченко И. И., Мархасин И. Л., Рудаков Г. В. Физико-химические основы применения ПАВ при разработке нефтяных пластов. Гостоптехиздат, 1962.

3. Бабалян Г. А., Рудаков Г. В., Мархасин И. Л., Кравченко И. И. "Тр. УФНИИ", вып. 7, 1961.

4. Кравченко И. И. Исследование физико-химических свойств ПАВ для применения их в различных процессах добычи и бурения. Фонды УФНИИ, 1962.

5. Халилов Э. Г., Кравченко И. И., Бабалян Г. А. К вопросу дозирования ПАВ при обработке призабойной зоны (применение ПАВ в нефтяной промышленности), т. 2, Гостоптехиздат, М., 1963.

Е. Н. Халилов, Г. А. Бабалян, И. И. Кравченко

### Абшерон жарымадасынын Мәһсулдар гат лај дэстәси гумларында ионлашмајан сәтһи-фәал маддәләрин (СФМ) адсорбсијасы

#### ХУЛАСӘ

Мәгаләдә ОП-10 вә КОСЕ типли СФМ-ин мүхтәлиф суларда (дистилә, дәниз, чод вә гәләви лај суларында) һазырланмыш мәһлуларынын кварс гумунда вә Мәһсулдар гат лај дэстәсинин (КЛ, КУГ), еләчә дә Абшерон јарусу гумунда адсорбсијасы өјрәнилмишдир.

Апарылан тәдгигатлардан ашағыдакы нәтичәләри чыхармаг олар:

1. Мүхтәлиф СФМ-ин адсорбсијасы һәлледици сујун вә адсорбсија олунан гумларын хассәсиндән асылыдыр.

2. Гују-диби сәһәсинин ишләнмәсинин һәр бир хүсуси һалы үчүн лазым олан СФМ-ин мигдарыны мәһсулун гатылығындан асылы олараг адсорбсија изотермаларындан һесабламаг олар.

3. ОП-10 типли СФМ-си аз адсорбсија олундуғу үчүн даһа әл-веришли һесаб олунур.

А. Э. КУЛИЕВ, Р. Г. НАЗАРОВА

### К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЧИСЛА ОБОРОТОВ ШАРОШЕЧНОГО ДОЛОТА СООТВЕТСТВУЮЩЕГО СОВЕРШЕННОЙ ОЧИСТКЕ ЗАБОЯ СКВАЖИНЫ

Установление рационального сочетания между параметрами режима бурения является одним из основных резервов, способствующих увеличению скоростей бурения.

При бурении шарошечными долотами установление взаимосвязи между скоростью вращения долота ( $n$ ) и расходом промывочной жидкости ( $Q$ ) имеет большое значение. Многолетний опыт бурения шарошечными долотами показывает, что при неправильном сочетании параметров  $n$  и  $Q$  происходит повторное дробление разбуренных частиц, что влечет за собой увеличение мощности, затрачиваемой на бурение. Указанное явление происходит из-за несоответствия осевой нагрузки и числа оборотов расходу промывочной жидкости.

Авторами настоящей статьи сделана попытка определить те числа оборотов шарошечного долота (при постоянстве осевой нагрузки), которые соответствуют совершенной очистке забоя скважины. Для решения вопроса необходимо определить число оборотов долота, при котором частица выбуренной породы зубьями одной шарошки, поднимается на высоту шарошки не попадая под следующую. При этих условиях не происходит повторного дробления частиц выбуренной породы.

Для достижения указанного условия необходимо иметь:

$$V_r > V_{ш} \quad (1)$$

или

$$t_r < t_{ш}$$

где  $V_r$  — скорость движения частицы в призабойной зоне скважины,  $V_{ш}$  — скорость вращения шарошки вокруг своей оси,  $t_r$  — время, необходимое для подъема частицы на высоту шарошки,  $t_{ш}$  — время, необходимое для проворачивания шарошки вокруг своей оси на пол оборота.

При решении задачи полагаем, что частица находится на плоскости забоя между двумя шарошками на расстоянии  $x$  от центра скважины и радиальный поток у поверхности забоя находится на расстоянии основного участка центральной струи.

На основании рис. 1 определяем скорость движения зубца, находящегося на периферии шарошки по формуле В. С. Федорова [3]. То есть линейная скорость точки В на шарошке равна

$$V_{ш} = \rho \sqrt{\omega_{ш}^2 + \omega_g^2 + 2\omega_{ш}\omega_g \cos \alpha_0} \quad (2)$$

где  $\rho$  — расстояние проекции точки В на горизонтальной плоскости от центра забоя скважины;

$\omega_{ш}$  — угловая скорость вращения шарошки;

$\omega_g$  — угловая скорость вращения долота;

$\alpha_0$  — угол между осями шарошки и долота

Написав известные выражения

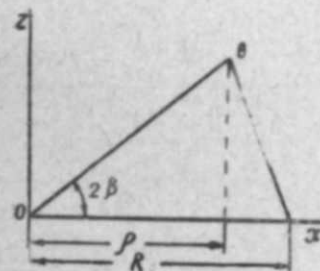


Рис. 1

$$\omega_{ш} = \omega_g \frac{D}{d_{ш}} \quad \text{и} \quad \omega_g = \frac{\pi n_g}{30} \quad (3)$$

и определив из рис. 1 величину  $\rho$

$$\rho = \frac{h_{ш}}{\operatorname{tg} 2\beta}, \quad (4)$$

где  $D$  — диаметр долота,  $d_{ш}$  — диаметр шарошки,  $h_{ш}$  — высота шарошки,

$2\beta$  — угол при вершине конуса шарошки,

$n_g$  — число оборотов долота,

для линейной скорости точки В получим:

$$V_{ш} = \frac{\pi n_g h_{ш}}{30 \operatorname{tg} 2\beta} \sqrt{\left(\frac{D}{d_{ш}}\right)^2 + 2 \frac{D}{d_{ш}} \cos \alpha_0 + 1} \quad (5)$$

Путь, пройденный точкой В при перекачивании шарошки на плоскости забоя без скольжения на пол-оборота равен:

$$S = \frac{\pi D}{4} \quad (6)$$

Время, потребное для прохождения пути  $S$ , равно:

$$t_{ш} = \frac{S}{V_{ш}} \quad (7)$$

Подставляя значения  $S$  и  $V_{ш}$  в (7), получим:

$$t_{ш} = \frac{7,5 \operatorname{tg} 2\beta D}{n_g h_{ш} \sqrt{\left(\frac{D}{d_{ш}}\right)^2 + 2 \frac{D}{d_{ш}} \cos \alpha_0 + 1}} \quad (8)$$

Набегающая на забой струя промывочной жидкости, растекаясь из центрального сопла по забою, захватывает частицу и двигает ее вначале по горизонтали на расстоянии  $R-x$ , а затем по вертикали на высоту шарошки  $h_{ш}$  (рис. 2).

Таким образом, частица должна удаляться от поверхности забоя на высоту шарошки за время:

$$t_v = t_r + t_b, \quad (9)$$

чтобы избежать встречи с точкой В, где  $t_r$  — время, потребное для продвижения частицы по горизонтали на расстоянии  $R-x$ ;

$t_b$  — время, потребное для продвижения частицы на высоту  $h_m$ .

Для определения времени  $t_2$  необходимо знать радиальную скорость растекания струи у поверхности забоя. При растекании струи, по забою вытекающей из центрального сопла долота, эта скорость может быть определена по формуле А. Э. Кулиева [2].

$$U_r = \frac{1}{3} \sqrt{U_1^2 - 2r^2 \left( \frac{1}{2} + 2b^2 \right)}, \quad (10)$$

где  $U_1$  — осевая скорость струи на основном участке,

$r$  — текущий радиус в радиальном потоке.

В условиях настоящей задачи  $x=r$ ;

$b$  — параметр, зависящий от  $r$ ;

$U_r$  — радиальная скорость потока у поверхности забоя скважины.

Таким образом, время, необходимое для продвижения частицы в горизонтальном направлении на расстоянии  $R-x$  в радиально растекающемся потоке, равно:

$$t_r = \frac{R-x}{U_r}. \quad (11)$$

Для выражения (11) пишем:

$$t_r = \frac{3(R-x)}{\sqrt{U_1^2 - 2x^2 \left( \frac{1}{2} + 2b^2 \right)}} \quad (12)$$

Время, необходимое для поднятия частицы на высоту шарошки  $h_m$  в отраженном от забоя потоке, равно:

$$t_b = \frac{h_m}{V_b}. \quad (13)$$

Скорость отраженного от забоя потока промывочной жидкости при рассматриваемой конструкции долота может быть определена формулой [1]:

$$V_b = \frac{R}{6r_x} \frac{(3r_x - R^2)}{R^2 - r_x^2} V_m, \quad (14)$$

где  $V_m$  — средняя скорость потока в любом сечении основного участка,  $r_x$  — текущий радиус потока отраженного от забоя,  $R$  — радиус скважины.

Зная радиус скважины, можно определить величину  $r_x$  из уравнения [1]:

$$r_x^3 - 2,2Rr_x^2 + 1,64R^2r_x - 0,24R^3 = 0.$$

Подставляя величину  $V_b$  из (14) в (13) получим:

$$t_b = \frac{6h_m r_x (R^2 - r_x^2)}{R(3r_x - R)^2} V_m. \quad (15)$$

Следовательно, для величины  $t_r$  имеем:

$$t_r = \frac{3(R-x)}{\sqrt{U_1^2 - 2x^2 \left( \frac{1}{2} + 2b^2 \right)}} + \frac{6h_m r_x (R^2 - r_x^2)}{R(3r_x - R)^2} V_m. \quad (16)$$

Принимая  $t_m = t_r$ , определяем критические значения чисел оборотов долота, при которых частица выбуренной породы, с первого же раза охватываясь потоком промывочной жидкости, поднимается на ту высоту, при которой не попадает повторно под шарошки:

$$\frac{7,5Dtg2\beta}{n_g h_m \sqrt{\left( \frac{D}{d_m} \right)^2 + 2 \frac{D}{d_m} \cos \alpha_0 + 1}} = \frac{3(R-x)}{\sqrt{U_1^2 - 2x^2 \left( \frac{1}{2} + 2b^2 \right)}} + \frac{6h_m r_x (R^2 - r_x^2)}{R(3r_x - R)^2} V_m$$

или же

$$n_g = \frac{2,5Dtg2\beta}{h_m \sqrt{\left( \frac{D}{d_m} \right)^2 + 2 \frac{D}{d_m} \cos \alpha_0 + 1}} \left[ \frac{R-x}{\sqrt{U_1^2 - 2x^2 \left( \frac{1}{2} + 2b^2 \right)}} + \frac{2,5Dtg2\beta}{\frac{6h_m r_x (R^2 - r_x^2)}{R(3r_x - R)^2} V_m} \right] \quad \dots(17)$$

#### Выводы

1. Для совершенной очистки забоя скважины при бурении шарошечными долотами необходимо установить взаимосвязь между расходом промывочной жидкости и числом оборотов долота.
2. Для совершенной очистки забоя скважины число оборотов долота должно выбираться в зависимости от геотермических размеров долота и шарошки и скоростей радикального и вертикального потоков промывочной жидкости в призабойной зоне.
3. Для совершенной очистки забоя скважины критические значения числа оборотов долота могут быть определены по формуле (17)

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кулиев А. Э. ДАН Азерб. ССР\*, 1962, № 4.
2. Отчет лаборатории технологии бурения Института разработки нефтяных и газовых месторождений АН Азерб. ССР за 1962 г.
3. Федоров В. С. Научные основы режимов бурения. Гостоптехиздат, М., 1951.

А. Э. Гулиев, Р. Н. Назарова

Үчшарошкалы балтанын гују дибинин тэмиз јујулмасына ујгун дөврләр сајынын тапылмасы мәсәләсинә даир

#### ХУЛАСӘ

Газыма сүр'әтинин артырлымасында гују дибинин газылымыш сүхур һиссәчикләриндән тэмизләnmәси әсас мәсәләләрдән биридир. Мәһз буна көрә дә мүасир газыма техникасында кениш тәтбиг олуна үчшә-

рошкалы балтанын дөвлэр саҥы илэ гуҥуа вурулан җуҗучу маҗенин сэр-  
фи арасындакы асылылыгын тапылмасы газыма режими мәсәлэлә-  
риндән ән мүнүмүдүр.

Бу мәгсәдлә мұәллифләр гаршыларына белә бир шәрт гоҗурлар ки,  
бир шарошканын газыдыгы сүхур дәнәчикләри икинчи шарошканын  
алтына дүшмәмәлидир. Башга сөзлә, гуҗудиби мұстәвисиндә ики ша-  
рошка арасында мәркәздән һәр һансы бир мәсафәдә җерләшән газыл-  
мыш һиссәчиҗин шарошка һүндүрлүҗүнә галхма мүддәти шарошканын  
ән җүксәк нөгтәсинин һәмин һиссәчиҗин җерләшдиҗи нөгтә үзәринә дүш-  
мәси үчүн тәләб олунаң замандан аз олмалыдыр, җә'ни:

$$t_h < t_m.$$

Мәсәләннн һәллиндә гуҗудиби зонасында маҗенин җаҗылма сүр'әти  
гануңларындан истифадә олуңур ки, мұәллифләр тәрәфиндән тәклиф  
олуңан сүр'әтләр балтанын критик дөвләр саҥы илэ әлағәләндирилир.

Гуҗу дибинин тәмиз җуҗулмасына уҗғуң олан балтанын критик дөвл-  
ләр саҥыны тә'җин етмәк үчүн (17) дүстуру тәклиф едилир.

Г. Т. ГАСАНОВ, А. А. МОВСУМОВ, Х. Ф. ЗАРГАРЛЫ

### К ВОПРОСУ ОЧИСТКИ ЗАБОЯ СКВАЖИНЫ ОТ ВЫБУРЕННОЙ ПОРОДЫ

Известно, что при движении частицы твердого тела в сопротивля-  
ющейся среде на частицу действуют внешние силы (силы тяжести,  
электростатические силы и т. д.), сопротивление среды и сила взаимо-  
действия между частицами.

Исследование осаждения частицы в сопротивляющейся среде в  
общем случае чрезвычайно сложно, и, насколько нам известно, этот  
вопрос еще не решен. Поэтому для получения хотя бы приближенных  
решений можно рассмотреть движение частицы в несколько идеали-  
зированной форме, т. е. можно пренебречь одной из указанных сил.  
Естественно предполагать, что сила взаимодействия между частицами  
меньше чем силы тяжести и сопротивление среды. Следовательно, изу-  
чение осаждения частиц в вязко-пластичной жидкости приближенно  
можно свести к изучению осаждения отдельных частиц под действием  
различных внешних сил.

Вопросу осаждения частицы твердого тела в вязко-пластичной жид-  
кости посвящено очень мало работ [1, 2, 4]. В них рассматривается  
осаждение одной изолированной частицы под действием силы тяжести  
в неподвижной вязко-пластичной жидкости. В зависимости от пара-  
метра Рейнольдса были взяты различные сопротивления среды движу-  
щейся частицы. При этом рассмотрены случаи, когда  $Re < 0,5$  и  $Re > 1000$ .  
В первом случае сопротивление среды выражается известной формулой  
Стокса, а во втором — формулой Ньютона [4].

Экспериментальное исследование по осаждению частицы твердого  
тела в утяжеленных глинистых растворах, проведенное нами в инсти-  
туте АзНИИбурнефть, показали, что даже в случае осаждения свин-  
цовых шарообразных частиц диаметром 3,5 мм  $Re < 200$ , а для частицы  
с удельным весом 2,5 г/см<sup>3</sup>  $Re = 0$ .

Как известно, с увеличением  $\tau_0$  скорость осаждения частицы должна  
уменьшаться, а при  $\tau_0 = 0$  она должна равняться скорости осаждения  
частицы в вязкой жидкости.

Скорость осаждения одной частицы в вязко-пластичной жидкости  
в первом приближении может быть определена следующим образом.  
Известно, что при осаждении частиц в неподвижной вязко-пластичной  
жидкости перед частицами образуется возмущенная зона, диаметр

которой, как показали эксперименты, проведенные нами, равен 2,5—3,0 диаметрам частицы, что подтверждается исследованиями Р. И. Шенченко [4].

Принимая во внимание, что сопротивление вязко-пластичной жидкости движению шарообразных частиц при очень малых значениях параметра Рейнольдса выражается формулой Стокса, для скорости осаждения одной частицы получим:

$$V = \frac{d^2(\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{ж}})}{18\eta} - \frac{3d\tau_0}{2\eta} \quad (1)$$

Как видно из формулы (1) с увеличением  $\tau_0$  скорость осаждения частицы уменьшается и при  $\tau_0 = 0$  равняется скорости осаждения в вязкой жидкости.

Для осаждения частицы в вязко-пластичной жидкости удельный вес ее должен удовлетворять условию:

$$\gamma_{\text{ч}} > \gamma_{\text{ж}} + \frac{27\tau_0}{d} \quad (2)$$

или же диаметр должен удовлетворять условию:

$$d > \frac{27\tau_0}{\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{ж}}} \quad (3)$$

Теперь определим скорость осаждения частицы с частичным учетом силы инерции и силы гидродинамического взаимодействия между частицами при надстоковом течении.

Учитывая, что при надстоковом течении вязко-пластичной жидкости сопротивление движению шарообразных частиц выражается формулой Осена, для скорости осаждения будем иметь:

$$V(t) = \frac{(B - \sqrt{-\Delta})(\exp \sqrt{-\Delta} t - 1)}{2A(1 - \frac{B - \sqrt{-\Delta}}{B + \sqrt{-\Delta}} \exp \sqrt{-\Delta} t)} \quad (4)$$

где

$$A = -\frac{27\gamma_{\text{ж}}}{8d(\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{ж}})}, \quad B = -\frac{18\eta g}{d^2(\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{ж}})},$$

$$C = g - \frac{27\tau_0 g}{d(\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{ж}})}, \quad \Delta = 4AC - B^2.$$

При сравнительно больших значениях времени, т. е. в случае, когда сила инерции будет мала по сравнению с силой трения, для скорости осаждения получим:

$$V = -\frac{8\eta g}{3\gamma_{\text{ж}} d} + \sqrt{\frac{64\eta^2 g^2}{9\gamma_{\text{ж}}^2 d^2} + \frac{8dg(\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{ж}})}{27\gamma_{\text{ж}}}} - \frac{8\tau_0 g}{\gamma_{\text{ж}}} \quad (5)$$

Отметим, что скорость осаждения частицы, выраженная формулами (4) и (5) относится только к одной частице и не учитывает влияния других частиц. Вместе с тем известно, что частица, движущаяся по отношению к среде, вызывает в ней течение, действующее, в свою очередь, на другие частицы. Таким образом возникают силы гидродинамического взаимодействия между движущимися частицами. При малых значениях числа Рейнольдса взаимодействие между двумя одинаковыми частицами, движущимися с постоянной скоростью в одном

направлении, приводит [3] к уменьшению сопротивления среды. Теоретический расчет по определению силы взаимодействия между двумя шарообразными частицами при Осеновском течении показывает [3], что на первую частицу с некоторой погрешностью действует сила:

$$F_1 = -\frac{9\pi\eta^2 d^2}{4\gamma_{\text{ж}} \delta},$$

а на вторую частицу сила  $F_2 = -F_1$ , где  $\delta$  — расстояние между центрами частиц. Внося значения  $F_1$  в уравнение движения частиц для скорости осаждения, получим такое же выражение, как и в формуле (4), но с разницей, что в этом случае:

$$\Delta = -\frac{27\gamma_{\text{ж}}}{2d(\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{ж}})} \cdot \left( g - \frac{27\tau_0 g}{d(\gamma_{\text{ч}} - \gamma_{\text{ж}})} - \frac{27\eta^2 g^2}{2\gamma_{\text{ж}}} \right).$$

Скорость осаждения свинцового шарика диаметром 3,5 мм и с удельным весом  $\gamma_{\text{ч}} = 11,3 \text{ г/см}^3$  в глинистом растворе со следующими параметрами:  $\gamma_{\text{ж}} = 1,73 \text{ г/см}^3$ ,  $\eta = 10 \text{ сп}$  и  $\tau_0 = 98 \text{ дин/см}^2$  по формуле (5) равна 11 см/сек. Экспериментальное исследование по определению скорости осаждения этой же частицы в указанном растворе на рентгеновском аппарате РУД-100-40 (РУМ-4М) показало, что в зависимости от диаметра и длины трубы она имеет различные значения. Так, например, при  $l = 150 \text{ см}$ ,  $d = 10 \text{ мм}$ ,  $V = 14 \text{ см/сек}$ ; при  $l = 100 \text{ см}$ ,  $d = 15 \text{ мм}$ ,  $V = 25 \text{ см/сек}$ ; при  $l = 100 \text{ см}$ ,  $d = 29 \text{ мм}$ ,  $V = 24,5 \text{ см/сек}$ ; при  $l = 65 \text{ см}$ ,  $d = 16 \text{ мм}$ ,  $V = 20 \text{ см/сек}$ .

Несовпадение экспериментальных данных с теоретическими можно объяснить тем, что длина и диаметр трубы не входят в расчетную формулу; вместе с тем, как видно из экспериментальных данных размеры трубы влияют на скорость осаждения частицы.

С целью оценки влияния силы гидродинамического взаимодействия между частицами на скорость осаждения частицы было исследовано также одновременное осаждение нескольких частиц. Так, например, одна частица диаметром 3,5 мм с удельным весом  $\gamma_{\text{ч}} = 11,3 \text{ г/см}^3$  в трубе длиной  $l = 63 \text{ см}$  и диаметром  $d = 16 \text{ мм}$ , заполненной глинистым раствором с параметрами:  $\gamma_{\text{ж}} = 2,01 \text{ г/см}^3$ ,  $\eta = 14 \text{ сп}$ ,  $\tau_0 = 98 \text{ дин/см}^2$ , осаждается со средней скоростью  $V = 12,5 \text{ см/сек}$ , в то время как 10 штук осаждаются со скоростью 15,75 см/сек. Далее в трубе длиной  $l = 50 \text{ см}$  и диаметром 29 мм эта же частица осаждается со средней скоростью  $V = 12 \text{ м/сек}$ , и в то же время 5 частиц осаждаются со средней скоростью  $V = 16 \text{ см/сек}$ .

Результаты проведенных вычислений по полученным формулам при малых значениях числа Рейнольдса показали, что гидродинамическое взаимодействие между двумя шарообразными частицами практически не влияет на скорость осаждения. Это объясняется неточностью выражения сил взаимодействия между двумя частицами [3]. Указанные экспериментальные данные ясно показывают влияние силы гидродинамического взаимодействия на скорость осаждения частицы, что необходимо учесть при вычислении последней.

Учитывая все изложенное, можно сделать вывод, что физическое уравнение, характеризующее осаждение частицы, имеет вид:

$$f(V, \gamma_1, \gamma_2, \eta, \tau_0, l, d_1, d_2) = 0, \quad (6)$$

Применяя теорию подобия к уравнению (6), получим:

$$f\left(\frac{V\eta l^4}{\gamma_1}, \frac{\gamma_2 \eta}{\gamma_1 l^3}, \frac{\eta_0}{\gamma_1 l}, \frac{d_1}{l}, \frac{d_2}{l}\right) = 0 \quad (7)$$

или

$$V = \frac{\gamma_1}{\eta l^4} f_1 \left( \frac{\gamma_2 \gamma^3}{\gamma_1^4 l^6}, \frac{\tau_0}{\gamma_1 l}, \frac{d_1}{l}, \frac{d_2}{l} \right); \quad (8)$$

Эту зависимость можно искать в виде:

$$V = \frac{\gamma_1}{\eta l^4} \left[ \frac{\gamma_2 \gamma^3}{\gamma_1^4 l^6} \right]^{m_1} \left[ \frac{\tau_0}{\gamma_1 l} \right]^{m_2} \left[ \frac{d_1}{l} \right]^{m_3} \left[ \frac{d_2}{l} \right]^{m_4} \quad (9)$$

где  $m_i$  определяется из экспериментальных данных.

Теперь определим скорость восходящего потока, необходимую для выноса частицы твердого тела из забоя скважины на дневную поверхность. Известно, что при стационарном движении вязко-пластичной жидкости в кольцевом пространстве имеют место три области движения: две градиентные, примыкающие к стенкам трубы и скважины, и одна упругая внутри потока, имеющего постоянную скорость. Вследствие того что имеется прилипание вязко-пластичной жидкости к стенкам, то естественно, что максимальная скорость восходящего потока будет иметь место в упругой области. По мере приближения к стенкам скорость восходящего потока уменьшается и, наконец, на стенках равняется нулю. Тогда, очевидно, самое благоприятное условие для осаждения частицы при бурении имеется вблизи стенки. Т. е. в то время как в центре потока частицы поднимаются, вблизи стенок они могут осажаться. Из условия равенности скоростей восходящего потока и осаждения частиц можно найти радиус зоны (области), при котором частицы могут осажаться под действием силы тяжести и силы гидродинамического взаимодействия между частицами.

Сначала рассмотрим ламинарное стационарное движение вязко-пластичной жидкости в круглой цилиндрической трубе. Известно [1], что в этом случае скорость распределения жидкости имеет вид:

$$V(r) = \frac{\Delta P}{4l\eta} (R^2 - r^2) - \frac{\tau_0}{\eta} (R - r). \quad (10)$$

Положим, что частицы осаждаются со скоростью  $V$ . Приравняв  $V(r) = V$ , определим  $r$ , при котором частицы могут осажаться в потоке глинистого раствора. После несложных преобразований получим:

$$r = r_0 \mp (R - r_0) \sqrt{1 - \frac{2\eta V r_0}{\tau_0 (R - r_0)^2}} \quad (11)$$

Результаты вычислений для случая  $R = 3,4$  см,  $r_0 = 6$  см,  $V = 15$  см/сек,  $\eta = 10$  сп,  $\tau_0 = 98$  дин/см<sup>2</sup>, показывают, что  $r$  практически равно  $R$ , т. е. практически скорость осаждения частицы на стенках равняется скорости восходящего потока. Следовательно, в рассматриваемом примере средняя скорость восходящего потока, равная 0,3 м/сек, вполне достаточна для выноса частицы в трубе из забоя на дневную поверхность.

При турбулентном режиме движения вязко-пластичной жидкости в круглой цилиндрической трубе радиус зоны, при котором частицы будут осажаться, может быть определен следующим образом. Известно, что при турбулентном движении соблюдается логарифмический профиль скоростей  $V = a \ln x + b$ , где  $V$  — средняя скорость на расстоянии  $x$  от стенки  $a$  и  $b$  — некоторые постоянные. Тогда, согласно [1], будем иметь:

$$V = \frac{\tau_w \tau_0}{\eta} \delta + \frac{V_*}{x} \ln \frac{x}{\alpha \frac{\eta}{V \tau_w \rho} + \beta \frac{\tau_0 \eta}{\tau_w V \tau_w \rho}}, \quad (12)$$

где  $V_*$  — так называемая „динамическая скорость“, $\tau_w$  — напряжение трения на стенки, $\alpha, \beta, x$  — некоторые постоянные коэффициенты.

Поступая так же, как и выше, для размера зон, при котором частицы могут осажаться, получим следующее выражение:

$$x = \left( \frac{\alpha \eta}{V \tau_w \rho} + \frac{\tau_0 \eta^2}{\tau_w V \tau_w \rho} \right) \exp \left\{ \frac{x}{V_*} \left[ V - \frac{\tau_w \tau_0}{\eta} \left( \frac{\alpha \eta}{V \tau_w \rho} + \frac{\tau_0 \eta^2}{\tau_w V \tau_w \rho} \right) \right] \right\}. \quad (13)$$

Для вышеприведенного случая расчеты показали, что и при турбулентном режиме движения скорость восходящего потока практически равняется скорости осаждения частицы на стенках трубы.

Аналогично можно поступить и при ламинарном стационарном движении вязко-пластичной жидкости в кольцевом пространстве между бурильной трубой и стенкой скважины. В этом случае определение радиусов зон, примыкающих к стенкам трубы и скважины, при которых частицы могут осажаться, соответственно сводятся к решению следующих трансцендентных уравнений:

$$\frac{\tau_0 (R_1^2 - r^2)}{2\eta (r_2 - r_1)} + \frac{\tau_0}{\eta} (R_1 - r) + \frac{\tau_0}{\eta} \left( \frac{r_1^2}{r_2 - r_1} + r_1 \right) \ln \frac{r}{R_1} = V, \quad (14)$$

$$\frac{\tau_0 (R_2^2 - r^2)}{2\eta (r_2 - r_1)} - \frac{\tau_0}{\eta} (R_2 - r) + \frac{\tau_0}{\eta} \left[ \frac{r_2}{r_2 - r_1} - r_2 \right] \ln \frac{r}{R_2} = V, \quad (15)$$

где  $R_1, R_2$  — радиусы трубы и скважины, $r_1, r_2$  — радиусы ядра.

Решение трансцендентных уравнений при  $\tau_0 = 1,5$  кг/м<sup>2</sup>,  $\eta = 0,002$  кг·сек/м<sup>2</sup>,  $\gamma_{ж} = 1,6$  г/см<sup>3</sup>,  $V = 15$  см/сек,  $R_1 = 8,4$  см,  $R_2 = 12,15$  см показали, что как и выше, радиусы зон практически совпадают с радиусами трубы и скважины, что в данном примере средняя скорость восходящего потока, равная 0,63 см/сек, вполне достаточна для выноса выбуренной частицы из забоя скважины на дневную поверхность.

### Выводы

1) Определение скорости осаждения частицы в вязко-пластичной жидкости аналитическим путем в общем виде чрезвычайно сложно, поэтому для более точного определения ее необходимо провести дополнительно экспериментальное исследование по осаждению частиц в натуральной форме для всех существующих глинистых растворов с различными структурно-механическими свойствами.

2) Скорость восходящего потока глинистого раствора, осуществляемая при бурении глубоких скважин в настоящее время, вполне достаточна для выноса частицы из забоя скважины на дневную поверхность.

3) Средняя скорость 0,6 м/сек восходящего потока вполне может быть применена при очистке забоя глубокой скважины от частиц со среднеквадратичным диаметром 3,5 мм.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Мирзаджанзаде А. Х. Некоторые вопросы гидравлики вязких и вязко-пластичных жидкостей в нефтедобыче. Азербайджанский нефтяной институт, Баку, 1959.
2. Мовсумов А. А., Фараджев Т. Г., Карасик Г. Е. АНХ, 1961, № 5.
3. Фукс Н. А. Механика аэрозолей. Изд-во АН СССР, М., 1955.
4. Шищенко Р. И. Гидравлика глинистых растворов. Азербайджанский нефтяной институт, Баку, 1952.

Г. Т. Исмаилов, А. А. Мовсумов, Х. Ф. Заркяли

### Гују дибинин газылымыш сүхурлардан тэмизләнмәси мәсәләсинә даир

#### ХУЛАСӘ

Ишдә әввәлчә һиссәчикләрин сакитликдә олан килли мәһлулда батмасы сүр'әти тә'јин едилир. Мә'лум олмушдур ки, һиссәчикләр арасындагы гаршылыглы гидродинамик тә'сир гүввәси онларын батма сүр'әтинә күчлү тә'сир едир. Орта квадратик диаметрли шар формада олан һиссәчикләрин килли мәһлулда батма сүр'әти тәчрүби јолла да тә'јин едилир.

Сонра орта квадратик һиссәчикләрин батма сүр'әтинә әсасланараг һәлгәви фәзада килли мәһлулун һәмин һиссәчикләри јер сәһинә чыхарда билән минимум сүр'әти тә'јин едилир.

Һесабламалар нәтичәсиндә мүәјјән едилмишдир ки, бу сүр'әтин гијмәти һазырда нефт мә'дәнләриндә (буругларында) тәтбиг едилән сүр'әтләрә ујғундур.

В. Н. НИКОЛАЕВСКИЙ

### О ВЫБОРЕ СИСТЕМЫ УРАВНЕНИЙ ФИЛЬТРАЦИИ ГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ СМЕСЕЙ

В настоящее время возникла необходимость построения системы уравнений, учитывающей как гидродинамику движения углеводородной газоконденсатной смеси в пористых средах, так и особые явления, происходящие в этих смесях при изменениях давлений и температуры (ретроградные конденсация и испарение). В предлагаемой статье обсуждается выбор системы параметров, характеризующих процесс фильтрации газоконденсата, а также возможный вид эффективной для расчетов системы уравнений.

1. При построении системы уравнений движения многокомпонентной смеси независимыми параметрами, определяющими ее локальное состояние (наличие фаз, распределение по ним компонент, их вязкости и плотности), будут давление  $p$ , температура  $T$  и  $K-1$  массовых концентраций, компонент  $C_k$ , где  $K$ —число компонент, т. е. число «степеней свободы», будет равно

$$\gamma = (K - 1) + 2 = K + 1 \quad (1.1)$$

Обычно [1, 2] в термодинамике рассматривается замкнутый объем в котором находятся, например,  $K$  компонент и  $J$  сосуществующих фаз, суммарный компонентный состав которых задан и неизменен

$$\sum_j n_k^j = N_k = \text{Const}; \quad k = 1, \dots, K; \quad j = 1, \dots, J, \quad (1.2)$$

где  $n_k^j$ —масса  $k$ -ого компонента в  $j$ -ой фазе,  $N_k$ —масса  $k$ -ого компонента по всей системе. В силу условия  $N_k = \text{Const}$  соотношение

$$(1.1) \text{ может быть записано в виде } \sum_j dn_k^j = 0.$$

Как известно [5, 7], полное термодинамическое равновесие системы характеризуется равенством фазовых температур  $T^j = T$  и давлений  $p^j = p$  и минимумом (при  $T = \text{Const}$ ,  $p = \text{Const}$ ) термодинамического потенциала всей системы  $Z = \sum_j z^j$ , где  $z^j = \varepsilon^j - T^j S^j + p^j V^j$ ,

$\epsilon$  — внутренняя энергия,  $S^j$  — энтропия,  $V^j$  — объем  $j$ -ой фазы (повторяющиеся индексы здесь не означают суммирование). Изменения термодинамического потенциала  $Z$  при  $dT=0$ ,  $dp=0$ ,  $dN_k=0$  связаны только с перераспределением масс компонент между фазами, а потому при термодинамическом равновесии функция  $Z = \sum_j z^j(n_k^j)$  должна

претерпевать условный экстремум (при условиях (1.1)). Для реализации условного экстремума требуется [7, 10], чтобы величины  $n_k^j$  удовлетворяли системе  $(J-1)K$  уравнений

$$\frac{\partial z^j}{\partial n_k^j} = \frac{\partial z^{j-1}}{\partial n_k^{j-1}} = \chi_k, \quad (1.3)$$

смысл которых состоит в равенстве химического потенциала  $\chi_k$   $k$ -ой компоненты во всех фазах. Из (1.2) и свойства аддитивности термодинамического потенциала ( $z^j(A n_k^j) = A z^j(n_k^j)$ ) следует, что уравнения равновесия (1.3) определяют массовый концентрационный состав  $C_k^j$   $j$ -ой фазы

$$\sum_k C_k^j = 1, \quad C_k^j = n_k^j / N^j, \quad (1.4)$$

но не ее общую массу. Заметим, что в (1.3) входят только фазовые концентрации, давление и температура, так как потенциал  $z^j$  равен функции от  $p$ ,  $T$  и химического состава именно  $j$ -ой фазы, умноженной на общую массу фазы.

Отсюда число параметров, определяющих состав смеси по фазам (фазовых концентраций  $C_k^j$ ), равно  $J(K-1)$ , а с учетом внешних параметров — давления и температуры — равно  $J(K-1) + 2$ . Независимое их число  $\gamma_+$  находится, согласно правилу фаз Гиббса, в его обычной формулировке

$$\gamma_+ = J(K-1) + 2 - (J-1)K = K - J + 2 \quad (1.5)$$

которая, как может показаться, противоречит соотношению (1.1). Однако из приведенного вывода соотношения (1.5) видна существенность предположения (1.2). В самом деле величины  $N_k$  параметрически влияют на условия термодинамического равновесия, поскольку в систему уравнений, определяющих условный экстремум функции, входят налагаемые связи [10] в рассматриваемом случае уравнения (1.2).

Поэтому правилом фаз Гиббса в форме (1.5) можно пользоваться для определения степеней свободы только таких термодинамических систем, в которых допускается квазистатический обмен теплом и импульсом с окружающей средой, но запрещается обмен массой, приводящий к изменению суммарного компонентного состава  $N_k$ .

Для однофазных многокомпонентных смесей согласно (1.5) оказывается, что  $\gamma_+ = K + 1$ , причем в число независимых параметров включается давление, температура и  $K-1$  концентраций  $C_k^*$  смеси, т. е. суммарный состав смеси, совпадающий в данном примере с фазовым, считается переменным.

В случае наличия двух и более сосуществующих фаз суммарный состав  $C_k^* = N_k / (\sum_k N_k)$  связан с фазовыми концентрациями  $C_k^j$  следующими соотношениями.

$$C_k^* = \sum_j C_k^j \rho^j s^j \left( \sum_j \rho^j s^j \right)^{-1}, \quad \rho^j s^j = N^j, \quad \sum_k N_k = \sum_j N^j, \quad (1.6)$$

где  $\rho^j$  — плотность  $j$ -ой фазы,  $s^j$  — фазовая насыщенность.

Отсюда помимо  $J(K-1)$  фазовых концентраций должны быть известны  $(J-1)$  величин  $s^j$ , чтобы переменные величины  $C_k^*$  были однозначно определены. Таким образом, общее число параметров системы (с учетом давления и температуры) будет  $JK-1$ , а число уравнений (1.3) равно  $(J-1)K$ . Поэтому число „степеней свободы“ системы с переменным суммарным составом будет  $K+1$  — в согласии с соотношением (1.1).

Итак, величина  $\gamma_+$  определяет число независимых переменных в соотношениях (1.3), а величина  $\gamma_-$  — число независимых параметров, определяющих число уравнений обмена импульсом, энергией и веществом с внешней средой.

2. Предположим, что в каждом элементарном макро-объеме пористой среды число фаз и распределение компонент по фазам определяется средними по этому объему величинами давления, температуры и суммарным составом находящейся в нем смеси. Как и обычно в теории фильтрации предположим, что движение жидкости и газа в пористых средах происходит в изотермических условиях. Суммарный состав смеси и давление в элементарном объеме среды определяется путем решения системы уравнений неразрывности для компонент смеси:

$$\frac{\partial}{\partial t} m \sum_j C_k^j \rho^j s^j + \text{div } \vec{Q}_k = 0, \quad (2.1)$$

где  $m = m(p)$  — пористость среды,  $\vec{Q}_k$  — поток  $k$ -ой компоненты

$$\vec{Q}_k = \sum_j C_k^j \rho^j \vec{v}^j, \quad \vec{v}^j = - \frac{\kappa(p) f^j(s^j)}{\rho^j(C_k^j, p)} \text{grad } p, \quad (2.2)$$

$\vec{v}^j$  — скорость фильтрации,  $\rho^j$  — вязкость,  $f^j$  — фазовая проницаемость  $j$ -ой фазы,  $\kappa(p)$  — проницаемость среды. Расходы  $\vec{Q}_k$  различны из-за того, что каждая фаза в условиях пористой среды двигается со своей отличной фазовой скоростью, а фазовые концентрации одной и той же компоненты неодинаковы. В некоторых случаях неравенство потоков  $\vec{Q}_k$  может быть также обусловлено диффузионным переносом компонент в каждой из фаз. Число уравнений (2.1) равно  $K$  (т. к.  $T = \text{Const}$ ), что соответствует числу степеней свободы системы (см. (1.1)), но в эти уравнения фактически в качестве неизвестных входят  $JK$  из указанных выше параметров:  $J(K-1)$  фазовых концентраций,  $(J-1)$  фазовых насыщенностей и давление. Поэтому уравнения (2.1) должны быть дополнены связями этих параметров с указанными выше степенями свободы системы.

При взаиморастворимом вытеснении жидкостей в пористой среде изучают движение границы раздела между жидкостями и переход компонент через эту границу. При этом характерное время изменения фильтрационного течения сопоставимо с характерным временем установления термодинамического равновесия между приведенными в соприкосновение массами жидкости. В то же время при фильтрации газоконденсатной смеси конденсация происходит на поверхностях частиц скелета среды, одна из фаз рассеяна — соприкасающиеся фазы (при давлении ниже давления начала конденсации) находятся в каж-

дой макроточке среды. В этих условиях можно в качестве первого приближения принять гипотезу о локальном термодинамическом равновесии (т. е. предположить, что характерное время установления этого равновесия гораздо меньше характерного времени процессов переноса в фильтрационном потоке, и отождествить фазовую насыщенность парового пространства с фазовой насыщенностью термодинамических системах. Тогда уравнения (2. 1) должны замыкаться уравнениями (1. 3), которые не включают в себя производных по времени и могут быть выражены как конечные соотношения между давлением и фазовыми концентрациями ( $T = \text{Const}$ ). В случае двухфазной системы эти соотношения задаются в виде:

$$C_k^1 = R_k(p, C_1^1, C_j^2); \quad k, i, j = 1, \dots, K. \quad (2. 3)$$

В идеальных растворах фазовые концентрации компонент не зависят от относительного количества других компонент в рассматриваемой и сосуществующих фазах [3]. Как известно [9, 12], механизм ретроградной конденсации (испарения) обусловлен Ван-дер-Ваальсовыми силами взаимодействия между молекулами различных компонент, а потому такого предположения в нашем случае делать нельзя.

3. В то же время весьма важно, что насыщенность первого пространства (согласно (1. 6)) существенно зависит от суммарных концентраций смеси в элементе объема. Укажем на некоторую аналогию ретроградной конденсации в смеси углеводородных газов с зависимостью конденсации (точки росы) от состава смеси изотопов, например, двух изотопов гелия [12].

В работах А. Х. Мирзаджанзаде с соавторами [6] в уравнениях движения газоконденсатных смесей не выделялись в отдельности компоненты смесей, а количество выпавшего конденсата определялось только давлением, причем фазовая насыщенность связывалась с последним при помощи дифференциального уравнения.

В работе В. П. Желтова и М. Д. Розенберга [4] было предложено учитывать изменения всего компонентного состава, составлялась система уравнений неразрывности для каждой из компонент двухфазной газоконденсатной смеси. Система уравнений замыкалась соотношениями между долями компонент в общем весе газовой и жидкой фаз в элементе объема, причем насыщенность порового пространства, обязательно присутствующая в уравнениях неразрывности, не включалась в эти соотношения. Общее число дополнительных соотношений выбиралось из условия замыкания системы уравнений, эти соотношения предлагалось определять из фазовых соотношений.

Нужно отметить, что рассмотрение полного компонентного состава связано с математическими трудностями из-за большого числа уравнений и с трудностями в построении экспериментальных замыкающих соотношений (3. 3). Поэтому в практических расчетах возможно, следует считать газоконденсатную смесь двухкомпонентной (в некоторых случаях трехкомпонентной), причем за одну из компонент принимать легкие углеводородные составляющие, а за другую — тяжелые [8, 11].

Заметим, что в работе [11] состав смеси характеризовался плотностями легкой и тяжелой компонент. При введении в качестве искоемых переменных массовых концентраций система уравнений движения газоконденсатной смеси имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t} m(s\rho^1 C^1 + (1-s)\rho^2 C^2) + \text{div}(C^1 \rho^1 \vec{v}^1 + C^2 \rho^2 \vec{v}^2) = 0 \quad (3. 1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} m(s\rho^1 + (1-s)\rho^2) + \text{div}(\rho^1 \vec{v}^1 + \rho^2 \vec{v}^2) = 0$$

Система (3. 1) должна быть дополнена двумя независимыми соотношениями типа (1. 3) между фазовыми концентрациями выделенных компонент при

$$p_-(C^*) < p < p_+(C^*)$$

$$C^1 = R_1(p, C^2); \quad 1 - C^1 = R_2(p, C^2) \quad (3. 2)$$

при  $P > P_+(C^*)$  и  $P < P_-(C^*)$ ;  $C^2 = C^*$ ,  $C^2 = 0$ ,

где  $P_+$  — давление начала конденсации,  $P_-$  — давление конца обратного испарения.

Поскольку в эти соотношения, как и в соотношения (2. 3), выписанные для реальных компонент смеси, не входят суммарные концентрации  $C^*$ , то из (3. 2) можно определить  $C^1$ ,  $C^2$  как функции давления и преобразовать систему (3. 1) к системе типа, указанного в статье М. Т. Абасова и Ф. Г. Гасанова [1]. Основная трудность такого подхода состоит в построении экспериментальных зависимостей (3. 2), особенно в области начала конденсации.

Известно, что при проведении процесса рециркуляции обратно в пласт нагнетаются легкие фракции из отобранной газовой фазы газоконденсатной смеси. Поэтому для ориентировочных расчетов этого процесса можно в качестве одной из условных групп взять возвращаемые в пласт фракции, а в качестве второй — остальную часть смеси.

Аналогично в случае разделения газоконденсатной смеси на три компоненты система уравнений будет иметь вид:

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} m(s\rho^1 + (1-s)\rho^2) + \text{div}(\rho^1 \vec{v}^1 + \rho^2 \vec{v}^2) &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial t} m(s\rho^1 C_1^1 + (1-s)\rho^2 C_1^2) + \text{div}(\rho^1 C_1^1 \vec{v}^1 + \rho^2 C_1^2 \vec{v}^2) &= 0 \\ \frac{\partial}{\partial t} m(s\rho^1 C_2^1 + (1-s)\rho^2 C_2^2) + \text{div}(\rho^1 C_2^1 \vec{v}^1 + \rho^2 C_2^2 \vec{v}^2) &= 0 \end{aligned} \right. \quad (3. 4)$$

$$\left\{ \begin{aligned} C_1^1 &= R_1(p, C_1^2, C_2^2, C_1^1), \quad C_2^1 = R_2(p, C_1^2, C_2^2, C_1^1) \\ 1 - C_2^1 - C_2^2 &= R_3(p, C_1^2, C_2^2, C_1^1), \end{aligned} \right. \quad (3. 5)$$

т. е. количество необходимых эмпирических соотношений возрастает.

Вместо одного из соотношений (3. 2) или (3. 5) может быть использована изотерма конденсации, выражающая насыщенность  $s$  через давление и суммарный состав, например — для двухкомпонентной системы —  $s = s(p, C^*)$ . Изотерма конденсации представляет наибольший интерес для оценки количества выпавшего конденсата, и ее нетрудно измерить для реальных смесей. Поэтому интересно выделить случай, когда, хотя бы приближенно, оказывается достаточным для замыкания системы уравнений фильтрации только одно эмпирическое соотно-

шение—изотерма, конденсации. Такая возможность представляется, если легкая компонента присутствует в жидкой фазе в небольшом (по сравнению с ее массой в газовой фазе) количестве. При этом можно, как это указано в статье [8], в первом приближении пренебречь концентрацией  $C^1$  легкой компоненты в жидкой фазе и замкнуть систему изотермой конденсации ( $C^2 \equiv C^*$ ).

Строго говоря, движение при неподвижном конденсате (именно такие течения наиболее типичны, так как  $s$  обычно весьма мало) вообще не может быть стационарным. Действительно, из систем (3.1—2) или (3.4—5) сразу следует, что условие стационарности таких потоков сводится к условию постоянства концентраций компонент в газовой фазе вдоль линии тока. Из связей типа (3.2) тогда вытекает, что давление вдоль линии тока должно быть постоянным, а это невозможно, так как предполагается ненулевое течение.

Весьма часто соотношения типа (3.2), (3.5) задаются в виде констант равновесия для реальных компонент [2]. Если воспользоваться существующей методикой расчета [2], то согласно изложенным выше общим соображениям, изотермы конденсации существенно зависят от суммарного состава, а фазовые концентрации определяются только давлением.

Адекватность реальным течениям в пластах гидродинамических расчетов, использующих указанные связи между концентрациями, определяется достоверностью экспериментальных данных о фазовых равновесиях для условно бинарных и условно тройных систем.

Автор весьма признателен Г. С. Степановой и Г. Р. Гуревичу за обсуждение и замечания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абасов М. Т., Гасанов Ф. Г. АНХ, 1963, № 10
2. Амис Дж., Басс Д., Уайтинг Р. Физика нефтяного пласта. Пер. с англ. Гостоптехиздат, 1962.
3. Додж Б. Ф. Химическая термодинамика Пер. с англ., ИЛ, 1950.
4. Желтов Ю. П., Розенберг М. Д. Научно-технич. сб. по добыче нефти, ВНИИ «Нефтегаз», № 18, 1962.
5. Леонтович М. А. Введение в термодинамику. ГТТИ, 1952.
6. Мирзаджанзаде А. Х. и др. Теория и практика разработки газоконденсатных месторождений. Гостоптехиздат, 1962.
7. Молодзиевский А. Б. Теория фаз. ГТТИ, 1937.
8. Николаевский В. Н. Инжен. журн., т. 3, вып. 3, 1963.
9. Пирсон С. Д. Учение о нефтяном пласте. Пер. с англ., Гостоптехиздат.
10. Хинчин А. Я. Краткий курс математического анализа. ГИТТЛ, М., 1953.
11. Kniazeff U., Naville S. Revul Inst Franc. Pe'trole, 1962, № 5.

В. Н. Николаевский

#### Газ-конденсат гарышыгынын сүзүлмэ тэнликлэр системинин сечилмэси һаггында

#### ХУЛАСӘ

Мәгаләдә газ-конденсат гарышыгынын сүзүлмэсини характеристика параметрләр вә тэнликләр системинин сечилмэси мәсәләләри изаһ едилир.

Газ-конденсат гарышыгынын һәрәкәт тәнлижини алмаг үчүн фәрс едилчр ки, гарышыг ики компонентлидир вә онлардан бири јүнкүл, дикәри исә ағырдыр. Бунидан сонра ахтарылан дәјишәнләри концентрик күтләләр гәбул едәрәк, газ-конденсат гарышыгынын һәрәкәт тәнлији (3, 4) вә (3, 5) системи шәклиндә алынмышдыр.

Алынган (3, 4) вә (3, 5) системи газ-конденсат јатаглары үчүн гидродинамик һесабатларынын апарылмасына имкан јарадыр.

М. А. ГАДЖИЕВ

#### О ПРОЦЕССЕ ОБВОДНЕНИЯ СКВАЖИНЫ ПРИ УПРУГОМ РЕЖИМЕ

Вопросы стягивания контура нефтеносности и процесса обводнения скважины, эксцентрично расположенной относительно кругового контура нефтеносности, исследовались для одножидкостной системы при стационарном случае [4]. При упругом режиме движение частицы для одножидкостной системы рассматривалось в [2, 3]. В данной статье решена задача об установлении закономерности обводнения одной скважины при упругом режиме (см. рисунок). Для получения эффективного решения указанной задачи применяется метод пограничного слоя, предложенный в [1, 5].

Распределение давления в пласте в первой фазе берем в виде [1]:

$$P(r, t) = c_1 \ln \frac{r}{R(t)} + c_2 + c_1 - c_1 \frac{r}{R(t)}, \quad (1)$$

где  $c_1, c_2$ —константы, которые определяются из граничных условий,

$r$ —координата любой точки пласта.

Расстояние до границы возмущенной зоны  $R(t)$  определяется по формуле [1]

$$R(t) = a\sqrt{12t}, \quad (2)$$

где  $a^2$ —коэффициент пьезопроводности,  $t$ —время.

$$\text{Подставляя (1) в } V_r = -m \frac{dr}{dt} = \frac{k}{\mu} \frac{\partial P}{\partial r}, \quad (3)$$

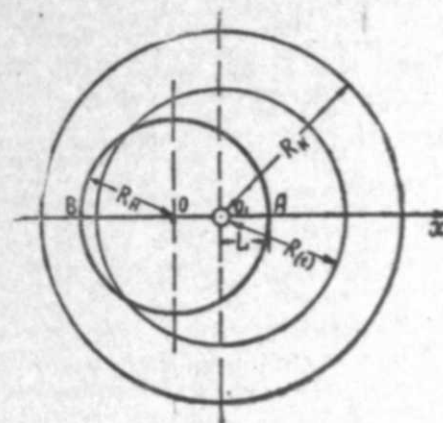


Рис.

находим дифференциальное уравнение движения частицы жидкости

$$r \frac{dr}{dt} = A - \frac{Br}{\sqrt{t}}, \quad (4)$$

$$\text{где } A = -\frac{kC_1}{m\mu}, \quad B = \frac{A}{a\sqrt{12}},$$

$m$  — пористость пласта,  $k$  — проницаемость,  $\mu$  — вязкость жидкости. Интегрируя (4) по  $r$  от  $r_0$  до  $r$  и по  $t$  от 0 до  $t_0$ , будем иметь уравнение движения частицы жидкости:

$$\ln \frac{r^2 - 2Br\sqrt{t} - 2At}{r_0^2} + \frac{2B}{\sqrt{-(B^2+2A)}} \operatorname{arctg} \frac{A\sqrt{t}\sqrt{-(B^2+2A)}}{(B^2+A)r + AB\sqrt{t}} = 0 \quad (5)$$

Приравняв  $r$  нулю получим зависимость между  $r_0$  и  $t$  с момента прорыва воды в скважину для бесконечного пласта (или пласта с большим радиусом):

$$t = \frac{m\mu}{2kc_1} r_0^2 e^{-\frac{2}{D} \operatorname{arctg} D}, \quad (6)$$

$$\text{где } D = \sqrt{24 \frac{a^2 m \mu}{k c_1} - 1}.$$

Напишем уравнение начального кругового контура нефтеносности в полярных координатах [6]:

$$r_0^2 = R_H^2 + (R_H - L)^2 \cos 2\theta - 2(R_H - L) \cos \theta \sqrt{R_H^2 - (R_H - L)^2 \sin^2 \theta}. \quad (7)$$

Из (6) и (7) при  $\theta = 0^\circ$  определим промежуток времени до начала прорыва воды в скважину:

$$t_0 = \frac{\pi L^2 m}{q} e^{-\frac{2}{D} \operatorname{arctg} D} \quad (8)$$

или

$$t_0 = T e^{-\frac{2}{D} \operatorname{arctg} D}$$

где  $T$  — момент прорыва воды в скважину при стационарном случае.

Подставляя (7) в (5) находим уравнение стягивающегося контура нефтеносности, имеющего первоначальную форму окружности для первой фазы закрытого пласта.

Вторая фаза. Возмущение дошло до границы. Для этого случая распределение пластового давления берется в виде [1]:

$$P(r, t) = c_2 + c_1 \left[ \ln \frac{r}{R_k} + 1 - \frac{2a^2}{R_k^2} (t - t_0) - \frac{r}{R_k} \right] \quad (9)$$

Поступая как в первой фазе, соответственно будем иметь

$$\frac{R_k r dr}{R_k - r} = -A dt. \quad (10)$$

Интегрируя (10) по  $r$  от  $r_0$  до  $r$  и по  $t$  от  $t_0$  до  $t$ , находим уравнение движения контура нефтеносности

$$R_k \left[ (r - r_{01}) + R_k \ln \frac{R_k - r}{R_k - r_{01}} \right] = A(t - t_0) \quad (11)$$

Приравняв  $R(t)$  к  $R_k$ , в формуле (2) можем определить  $t_0$  — начальное время второй фазы.

В конце первой фазы (за время  $t_0$ ) радиус-вектор частиц жидкости начального контура нефтеносности будет  $r_{01}$ . Так как в пласте конечных, для некоторых случаев, размеров положение водо-нефтяного контакта за время первой фазы изменяется незначительно, то практически его можно принять за первоначальное ( $r_0 \approx r_{01}$ ). Подставляя значение  $r_0$  в (11) и приравняв  $r$  нулю, найдем зависимость угла обводнения  $\theta$  от времени  $t$  с момента прорыва воды в скважину:

$$t - t_0 = -\frac{R_k}{A} \left[ \sqrt{R_H^2 + (R_H - L)^2 \cos 2\theta - 2(R_H - L) \cos \theta \sqrt{R_H^2 - (R_H - L)^2 \sin^2 \theta}} + R_k \ln \left( 1 - \frac{\sqrt{R_H^2 + (R_H - L)^2 \cos 2\theta - 2(R_H - L) \cos \theta \sqrt{R_H^2 - (R_H - L)^2 \sin^2 \theta}}}{R_k} \right) \right] \quad (12)$$

Введем безразмерное время  $\tau$ :

$$\tau = - \left[ \sqrt{R_0^2 + (R_0 - L_0)^2 \cos 2\theta - 2(R_0 - L_0) \cos \theta \sqrt{R_0^2 - (R_0 - L_0)^2 \sin^2 \theta}} + \ln \left( 1 - \frac{\sqrt{R_0^2 + (R_0 - L_0)^2 \cos 2\theta - 2(R_0 - L_0) \cos \theta \sqrt{R_0^2 - (R_0 - L_0)^2 \sin^2 \theta}}}{R_k} \right) \right] \quad (13)$$

где

$$\tau = \frac{q(t - t_0)}{2\pi R_k^2 m}, \quad \frac{R_H}{R_k} = R_0, \quad \frac{L}{R_k} = L_0, \quad q = \frac{2\pi k c_1 h}{\mu}$$

В результате получена простая расчетная формула. В этой формуле, задавая значения для  $\theta$ , легко можно найти  $t$ . Значение  $\tau$  для моментов прорыва и полного обводнения при  $\theta = 0^\circ$  и  $\theta = 180^\circ$  примут вид:

$$\tau = -L_0 - \ln(1 - L_0), \quad (14)$$

$$\tau = -2R_0 + L_0 - \ln(1 - 2R_0 + L_0). \quad (15)$$

При следующих данных нами были произведены расчеты:

- $R_k = 10 \cdot 10^5$  см,  $R_H = 1 \cdot 10^5$  см,  $L = 0,5 \cdot 10^5$  см.
- $R_k = 2 \cdot 10^5$  см,  $R_H = 1 \cdot 10^5$  см,  $L = 0,5 \cdot 10^5$  см,  
 $a^2 = 1000$  см<sup>2</sup>/сек,  $\mu = 1$  сп,  $m = 0,2$ ,  
 $h = 1$  см,  $k = 1$  д,  $q = 100$  см<sup>3</sup>/сек.

По формуле (2) продолжительность первой фазы по первому примеру составляет 964,5 суток. При определении положения водонефтяного контакта по формуле (5), выяснилось, что за этот период скважина уже успела обводниться.

Продолжительность первой фазы для второго примера составляет 38,6 суток. Возмущение доходит до ближайшей точки через 2,4 суток, а до удаленной точки через 21,7 суток.

По формуле (5) методом подбора находим значения  $r$  в конце первой фазы при  $\theta=0^\circ$  и  $\theta=180^\circ$ . Продвижение частицы жидкости соответственно получается 50 и 10 м. Поэтому практически пренебрегли первой фазой.

По формулам (6) и (13) задавая различные значения  $\theta$ , рассчитаны  $t$  для первого и второго примера, а так же  $\tau$  для второго примера (таблица). Отношение дебита нефти к общему дебиту скважины определяется по формуле:

$$\frac{Q_n}{Q} = 1 - \frac{Q}{\pi} \quad (16)$$

Таблица

$\theta$	$0^\circ$	$30^\circ$	$60^\circ$	$90^\circ$	$120^\circ$	$150^\circ$	$180^\circ$
$Q_n / Q$	1	0,833	0,667	0,5	0,333	0,167	0,0
$t_{\text{вс}}$	по (6)	5,1	5,8	8,6	15,3	27,0	45,8
	по (12)	8,6	9,8	14,5	27,3	55,9	124,6
$\tau$	0,0377	0,0438	0,0684	0,1344	0,2816	0,5056	0,6363

В таблице приведены значения  $\frac{Q_n}{Q}$  в зависимости от  $t$ , вычисленные по формулам (16), (6) и (12).

Закономерность обводнения скважины остается такой же, как при стационарном случае, т. е. обводнение вначале происходит большим темпом, а затем замедляется и перед полным обводнением темп увеличивается.

Нами также исследован процесс обводнения круговой батареи скважин при упругом режиме.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баренблатт Г. И. „Изв. АН СССР“, ОТН, 1954, № 9.
2. Гусейнов Г. П. Некоторые вопросы гидродинамики нефтяного пласта. Азерб. нефт. ин-т, Баку, 1961.
3. Данилов В. Л. „Изв. КФАН СССР“, серия физ.-матем. и техн. наук, вып. 13, 1959.
4. Джаалилов К. Н. „Тр. МНИ им. Губкина“, вып. 14, 1955.
5. Щелкачев В. Н. Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. Гостоптехиздат, М., 1959.
6. Щелкачев В. Н., Лапух Б. Б. Подземная гидравлика. Гостоптехиздат, М., 1949.

М. А. Гачыев

#### Эластичи режимдэ гујунуи сулашмасы просеси һаггында

#### ХҮЛАСЭ

Бирчинсли мајенин стациоңар һэрэкетини заманы даирэви нефт контуруна нисбэтэн эксцентрик јерләшмиш гујунун сулашмасы просеси [4] ишиндэ өјрәнилмишдир. Эластичи режимдэ бирчинсли маје ниссәчикләринин һэрэкетинә исә [2, 3] ишләриндә бахылмышдыр.

Бу мәгаләдә эластичи режимдә тәк гујунуи сулашмасы просеси изаһ едилир. Мәсәләнни еффе́ктив һәлли үчүн [1, 5] ишләриндә тәклиф олуған тәгриби методдан истифадә едилмишдир.

Нәтичәдә биринчи вә икинчи фаза үчүн ујғун һесаблама дүстурлары алынмышдыр. Гујунуи сулашмасы просесинин ганунаујғунлуғуну ајдынлашдырмаг мәгсәдилә (5), (6) вә (12) дүстурларына әсасән һесабат апарылмыш вә нәтичәси чәдвәлдә верилмишдир. Бу чәдвәлә әсасән ујғун нәтичә әлдә едилмишдир.



Сефидруд—Атрек вошли данные по рекам Чалус, Хераз, Баболь, Талор, Таджен, Горган за те же годы. Все эти реки дают сток в море менее 3 км<sup>3</sup> в год.

Восточное побережье, от р. Атрека до р. Урала, стока в море почти не дает. Эмба только в период паводка доносит свои воды до Каспийского моря, в другое время ее воды теряются в песках. Сток р. Урала подсчитан по водпосту в с. Тополи. Водосборная площадь — 194 000 км<sup>2</sup>.

Величина стока р. Волги по месяцам и годам приводится в табл. 1 (в км<sup>3</sup>).

Как видно из этой таблицы, наибольший сток волжской воды за эти 16 лет был отмечен в 1947 г. и достигал величины 317,68 км<sup>3</sup>, наименьший — в 1960 г., когда годовая сумма стока понизилась до 208,67 км<sup>3</sup>. Следовательно, различие в годовом стоке Волги за отдельные годы на современной его стадии может достигать 100 и более км<sup>3</sup>. Это весьма значительная величина, которая составляет слой воды около 25 см для всего зеркала моря.

В среднем за 16 лет годовой сток Волги равен 245,61 км<sup>3</sup>. Основной сток Волги приходится на май—июнь, в другое время года, особенно с января по март и с августа по декабрь, сток Волги мало изменяется. Из 245 км<sup>3</sup> среднегодового стока на май и июнь приходится около 105 км<sup>3</sup>, а с учетом двух переходных месяцев (апрель и июль) — около 145 км<sup>3</sup>, на остальные 8 месяцев — около 100 км<sup>3</sup>. Только в годы заполнения Волгоградского водохранилища поступление паводковых вод было значительно меньшим, чем в предыдущие годы.

Сток (в км<sup>3</sup>) всех рек, принятых в расчет, в Каспийское море приводится в табл. 2. Как видно из таблицы, из других рек наиболее ощутительный сток дают Кура (в 15 раз меньше, чем Волга), Урал (в 23 раза меньше Волги), Терек (в 32 раза меньше Волги), Сулак и Сефидруд (каждая из них дает почти в 50 раз меньше стока, чем Волга). Из всего речного стока в количестве 297,6 км<sup>3</sup> на долю Волги приходится 245,6 км<sup>3</sup>, что составляет  $\frac{4}{5}$  стока всех рек, впадающих в Каспийское море.

В табл. 2 дана сумма речного стока в км<sup>3</sup> и мм слоя воды по всему зеркалу Каспийского моря. В среднем за 1946—1961 гг. речной сток дает 804 мм слоя воды для Каспийского моря. Максимальное поступление речного стока, как было уже отмечено, имело место в 1947 г., когда слой воды за год составлял 1003 мм. Минимальный речной сток был в 1954 г., когда этот слой был равен 713 мм, малый сток был и в 1960 г., когда сток соответствовал слою 715 мм (период заполнения Волгоградского водохранилища).

Речной сток в Каспийское море за 1946—1961 гг. уменьшился по сравнению с периодом 1897—1929 гг. приблизительно на 85 км<sup>3</sup>, а по сравнению с 1930—1945 гг. увеличился на 19 км<sup>3</sup>. Принимая во внимание, что площадь поверхности за 1930—1945 гг. была принята равной 390 тыс. км<sup>2</sup>, а за 1946—1961 гг. она сократилась до 370 тыс. км<sup>2</sup>, можно считать увеличение стока в отношении его действия на уровень моря еще более ощутимым.

Среднегодовой приток речных вод в Каспийское море (за 1946—1961 гг.) характеризуется приведенными в табл. 3 величинами.

Полученная нами среднемноголетняя (1946—1961 гг.) величина речного стока в Каспийское море заметно меньше по сравнению с результатами расчета других авторов [1]. Сравнительную характеристику можно получить при сопоставлении с данными табл. 4.

Таблица 1

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1946	9,43	8,95	10,93	15,60	49,40	75,16	35,77	13,18	11,25	13,18	13,50	5,86	262,26
1947	8,89	8,01	8,70	31,60	78,97	79,26	38,04	16,06	13,27	12,34	13,09	9,45	317,68
1948	9,00*	9,00*	9,50*	23,00*	61,80	67,50	26,52	15,51	13,36	11,68	15,16	11,00*	273,03
1949	9,02	9,99	10,10	13,40	45,46	59,14	23,87	13,21	11,65	10,47	11,24	4,58	222,13
1950	6,53	7,57	7,95	13,97	50,58	38,97	16,81	19,42	18,16	22,00	17,29	7,82	227,07
1951	7,18	10,11	12,12	29,08	64,03	40,32	18,80	11,24	9,08	8,65	7,93	4,44	222,98
1952	8,81	7,62	8,22	8,42	32,87	52,37	30,60	15,08	11,32	16,28	20,53	9,67	221,79
1953	7,95	11,32	11,87	18,70	60,84	56,06	18,71	12,21	11,05	21,51	23,22	6,32	259,76
1954	10,26	12,20	12,64	15,03	47,58	40,81	16,89	12,01	10,26	12,39	17,47	10,55	218,09
1955	9,10	8,18	12,16	23,10	56,36	74,80	40,74	17,38	11,81	11,79	10,10	4,74	280,26
1956	8,24	8,14	8,44	20,68	46,46	50,01	14,58	11,99	14,14	15,65	16,93	8,97	224,23
1957	10,58	14,22	14,78	10,46	56,40	64,81	20,50	17,15	12,45	13,20	12,83	12,59	259,97
1958	12,07	15,44	26,28	27,69	43,90	62,74	28,69	16,95	14,90	13,25	11,62	8,29	281,82
1959	9,13	15,17	21,24	24,29	41,11	35,88	14,70	12,54	10,31	10,61	11,14	9,65	215,77
1960	17,03	14,53	16,17	19,65	38,52	34,28	12,74	12,02	11,11	11,21	10,90	10,51	208,67
1961	10,06	10,43	13,57	23,86	55,74	39,05	16,91	13,42	12,21	11,94	13,10	14,00	234,29
Среднее	9,58	10,68	12,80	19,91	51,88	54,45	23,43	14,34	12,26	13,51	14,13	8,65	245,61

\* Сток восстановлен графически.

Таблица 2

Бассейн	Среднее за многолетие																
	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	245,61
Волга	262,26	317,68	273,03	222,13	227,07	222,98	221,79	259,76	218,09	280,26	224,23	259,97	281,82	215,77	208,67	234,29	245,61
Междуречье Волга—Терек	0,36	0,21	0,22	0,18	0,30	0,25	0,26	0,20	0,39	0,14	0,33	0,26	0,25	0,23	0,50	0,41	0,28
Терек	8,91	7,64	8,13	8,08	7,31	8,28	8,35	7,61	7,07	6,18	7,13	5,98	6,36	7,38	9,13	8,07	7,60
Междуречье Терек—Сулак	0,09	0,06	0,06	0,07	0,09	0,06	0,06	0,07	0,04	0,05	0,05	0,05	0,10	0,07	0,08	0,07	0,07
Сулак	6,32	5,55	5,88	4,16	5,04	5,08	4,86	4,86	5,41	6,05	4,41	5,39	6,43	5,64	5,34	4,26	5,29
Междуречье Сулак—Самур	1,48	1,11	1,26	1,11	0,88	1,10	1,12	0,62	0,78	1,41	1,36	1,22	1,15	1,45	1,19	0,90	1,13
Самур	1,88	1,50	1,65	1,31	1,17	1,25	1,44	1,24	1,29	1,47	1,87	1,43	1,66	1,70	1,32	0,56	1,44
Междуречье Самур—Кура	0,80	0,46	0,69	0,56	0,48	0,55	0,81	0,43	0,70	0,68	0,84	0,79	0,59	0,68	0,59	0,45	0,63
Кура	17,89	15,14	18,74	17,18	15,84	15,88	2,35	11,71	16,28	11,08	16,54	17,40	12,75	19,14	19,89	12,71	16,28
Междуречье Кура—Сефидруд	0,34	0,26	0,49	0,98	0,47	0,74	0,44	0,72	0,62	0,44	0,81	0,84	0,87	0,77	0,53	0,51	0,62
Сефидруд	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13	5,13
Междуречье Сефидруд—Атрек	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83	2,83
Атрек	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Междуречье Атрек—Урал	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,06	0,01	0,08	0,00	0,02	0,06	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02
Урал	28,44	17,54	20,64	10,15	6,34	4,56	8,68	7,03	5,34	3,13	6,11	17,85	10,49	8,86	9,24	6,24	10,66
Междуречье Урал—Волга	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма км <sup>3</sup>	336,63	375,11	338,75	273,81	272,95	268,70	278,18	302,22	263,95	431,86	271,69	319,20	330,45	269,70	264,47	276,84	297,59
мм <sup>3</sup>	901	1003	916	740	738	726	752	817	713	861	734	863	893	729	715	748	804

\* Свой воды, отнесенный ко всему зеркалу моря, принятому за 370 000 км<sup>2</sup>

Различие в результатах расчетов объясняется, во-первых, климатическими условиями, приведшими к понижению уровня Каспийского моря, во-вторых, увеличением потребления воды, вызванным деятельностью человека (сельскохозяйственные, промышленные и бытовые

Таблица 3

Бассейн	Площадь водосбора, км <sup>2</sup>	Приток речных вод		
		м <sup>3</sup> /сек	км <sup>3</sup> /год	%
Волга	1 380 000	7787	245,6	82,5
Урал, Терек, Сулак, Кура, Сефидруд	509 000	1427	45,0	15,1
Прочие реки	1 166 000	222	7,0	2,4
Итого	3 055 000	9436	297,6	100,0

нужды), а также потерями воды на испарение и фильтрацию через дно и берега созданных за последние десятилетия водохранилищ, прудов, каналов и т. д.

Таблица 4

Автор	Суммарный речной сток, км <sup>3</sup>	Сток Волги, км <sup>3</sup>
А. И. Воейков (1884)	388	291
Ю. М. Шокальский (1913)	—	301
Н. М. Книпович (1921)	430—480	—
С. А. Ковалевский (1924)	370	—
Л. Ф. Рудовиц (1927)	366	318
Д. Л. Соколовский (1933)	—	246
К. Т. Романовский (1933)	367	280
Г. К. Ризенкампф (1933)	357	293
Г. Р. Брегман (1933)	328	267
М. Д. Дундуков (1934)	329	279
Б. А. Аполлов (1935)	380	271
Г. Р. Брегман, А. И. Михалевский (1935)	330	267
Гос. гидрологический ин-т (1938)	337	264
Б. Д. Зайков (1946)	324,4	251,9
В. С. Самойленко (1959)	292,9	—
Х. К. Уланов (1963)	297,6	245,6

Несмотря на все сказанное, можно утверждать, что речной сток для современной площади поверхности Каспийского моря составляет примерно такой же удельный вес в водном балансе моря, как до падения его уровня, в результате чего уровень Каспийского моря в настоящее время относительно стабилизировался.

В поступлении речного стока за период с 1946 по 1961 г. имеются заметные колебания: максимальный приток наблюдался в 1947 г., в последующие два года произошло значительное уменьшение стока, с 1949 по 1951 г. было отмечено незначительное уменьшение его, в 1952—1953 гг. величина стока несколько увеличивается. С 1953 г. речной сток претерпевает более или менее резкие колебания с периодом 1—2 года. Такие изменения, безусловно, объясняются количеством зимних осадков, главным образом в бассейне р. Волги. В общем за последние годы катастрофических уменьшений речного стока не отмечается, поступление речных вод в море можно считать в какой-то сте-

пени стабилизированным, хотя в отдельные годы и наблюдаются довольно существенные отклонения от среднего значения за многолетие.

Несмотря на все погрешности в расчетах речного стока, относительные величины уменьшения или увеличения поступления речных вод в море, за отдельные годы можно считать вполне реальными.

Учитывая, что расчет водного баланса моря требует значительных уточнений при выяснении роли его отдельных составляющих, можно сказать, что современный расчет речного стока может быть признан достаточно удовлетворительным. Во всяком случае в этих расчетах есть упущения как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения истинных значений речного стока.

Данная работа выполнялась в соответствии с планом научно-исследовательских работ Отдела Каспийского моря. Технические расчеты были произведены младшими научными сотрудниками Р. А. Григорьян и Н. В. Завриевой, которым автор выражает искреннюю благодарность.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Брегман Г. Р. «Изв. АН СССР», серия геогр. и геофиз., 1938, № 4.
2. Брегман Г. Р. и Михалевский А. И. Водный баланс Каспийского моря в связи с Большой Волгой. Баку, 1935.
3. Кузин П. С. «Тр. НИУ ГУГМС СССР», вып. 1, серия VIII, Л.-М., 1941.
4. Зайков Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. «Тр. НИУ ГУГМС СССР», серия IV, вып. 38, 1946.
5. Самойленко В. С. Комплексный гидрометеорологический атлас Каспийского моря. Мат-лы Всесоюзного совещ. по проблеме Каспийского моря. Баку, 1963.
6. Фокин М. И. «Тр. ВНИРО» т. XXXVIII, вып. 1, М., Пищепромиздат, 1959.

Х. К. Уланов

#### 1946—1961-чи иллэр эрзиндэ Хэзэр дэнизинэ чај ахыны

#### ХУЛАСЭ

Хэзэр дэнизинэ бөјүк халг тасэррүфаты эһэмијјэтинэ малик олмасы илэ элагэдар олараг, онун сэвијјэсинин дэјишилмэси тэдгигатчыларын диггэтини чэлб едир.

Һазырда шимал чајлары суларынын бир һиссэсинин Хэзэрэ ахыдылмасы лајинһэси һазырланыр. Бу мәсэлэнин һэллиндэ биринчи нөвбэдэ Хэзэр дэнизинэ ахан чајларын суунун һэчмини билмэк лазымдыр.

Бөјүк һидротехники гурғуларын һэјата кечирилмэси, Хэзэр һөвзэсиндэ су анбарларынын јарадылмасы, сувармаја, сәнаје вэ башга саһэлэрдэ чај суларына олан еһтијачын артмасы илэ элагэдар олараг, 1946-чы илэ гэдэр Б. Д. Зайков тэрэфиндэн апарылмыш һесабламалар һазырда чај ахыныларынын һэгиги шэклини эһс етдирмир. Јухарыда кестэрилэнлэрлэ элагэдар олараг, Хэзэрэ чај ахыныларынын һесабламмаларына бөјүк еһтијач вардыр.

1946—1961-чи иллэр эрзиндэ чај ахыны үзрэ апардығымыз һесабламмалардан ашағыдакы нэтичэлэри чыхармаг олар:

1. 16 ил эрзиндэ (1946—1961-чи иллэр) Волганын ахыны 245,6 км<sup>3</sup>-и тэшкил едир. 1937-чи илдэ Волганын максимал ахынынын 317,7 км<sup>3</sup>. 1960-чы илдэ исэ минимал ахынынын 208,7 км<sup>3</sup> олдуғу мөјјөн едилмишдир.

2. Волга чајы һөвзэсиндэ нэһанк һидротехники гурғуларын тикилмэси вэ бөјүк су анбарларынын салынмасына бахмајараг, Волганын су ахынынын хүсуси чэкиси нэһанк азалмыш, һэтта бу, Зайковун һесабладығы 78%-дэн бизим һесабладығымыз 82%-э гэдэр артмышдыр.

3. Үмуми чај ахыны (297,6 км<sup>3</sup>) 1897—1939-чу иллэрэ нисбэтэн 85 км<sup>3</sup> азалмыш, 1930—1945-чи иллэрдэ исэ 19 км<sup>3</sup> артмышдыр.

4. Хэзэр дэнизинэ чај ахыныларынын артмасы вэ азалмасы мөјјөн характер дашыјыр. Белэ ки, 1947-чи илдэ эн бөјүк чај ахынындан сонра 1951-чи илэ гэдэр ахынын тэдричэн азалмасы мөшаһидэ едилмишдир.

1952—1953-чу иллэрдэ ахынын бэ'зэн артмасы мөшаһидэ едилмишдир. Сонралар ахынын јенидэн артыб-азалмасы 1 илдэн 3 илэ гэдэр мүддэтдэ дэјишилмишдир.

5. Дэниз сэвијјэсинин илдэн-илэ артмасынын чај сују һесабына сэвијјэнин артма имканы илэ тутушдурулмасы кестэрир ки, бу ики һэдд нэһанк өзлэринин кэмијјэтинэ көрэ фэрглэнир, һэтта чох һалларда эһс ишарэлэр алыныр ки, бу да Хэзэрин су балансында башга кестэричилэрин даһа чох эһэмијјэтэ малик олмасыны сүбүт едир.

К. Э. ЭЛИЈЕВА

### ГУРАГЛЫҒЫН ӨЈРЭНИЛМӘ МӘСЭЛӘСИ

Кәнд тәсәррүфатынын инкишафыны ләнкидән вә она бөјүк зәрәр верән сәбәбләрден бири дә гураглыгдыр. Гураглыг кәнд тәсәррүфаты биткиләри илә әлагәдар олдуғундан тәсадүфи дејилдир ки, бу барәдә илк елми фикирләрә кәнд тәсәррүфаты мүтәхәссисләринин әсәрләриндә раст кәлинир. Габагчыл рус алимләри А. А. Измаилски, В. В. Докучајев, П. А. Костичев, К. А. Тимирјазев вә башгалары һәлә кечән әсрдә Русијада гураглыг һадисәсини вә онун дөври тәкрарланмасы сәбәбләрини өјрәниб, инсанлары гураглыг бәласындан хилас етмәк үчүн бир чох комплекс тәдбирләр мүәјјән етмишләр.

Гураглыг узун мүддәт јағынтысыз кечән метеорологи һадисә олуб, һавада вә торпагда јүксәк температур вә алчаг рүтубәтлик илә фәргләнир. Бир гајда олараг, гураглыг заманы кечә температур дүшүр вә рүтубәтлик јүксәлир. Гураглыг чох мүрәккәб вә зәрәрли тәбиәт һадисәсидир. Онун инкишафына әразинин релјефи, сәтһ өртүјүнүн хүсусијәти вә һәмчинин биткиләрин инкишаф фазасы бөјүк тәсири кәстәрир. Гураглыгын мәһведичи тәсири онун инкишафы заманы зәрәрли тәбиәт һадисәләри (исти-гуру күләк, чән вә с.) баш вердикдә даһа да гүввәтләнир.

XIX әсрин ахырларындан башлајараг өлкәмиздә гураглыгын метеорологи чәһәтдән өјрәнилмәси илә бир чох мүтәхәссисләр мәшғул олмушлар. ССРИ-нин Авропа һиссәсиндә гураглыгын синоптик шәраитинин өјрәнилмәсиндә Б. П. Мултановски вә онун ардычылларынын (А. А. Камински, Н. В. Бова, Б. С. Гуревич, Н. К. Јевсејев) бөјүк хидмәтләри олмушдур.

Б. П. Мултановскијә кәрә [9], гураглыг тәкчә јерли метеорологи шәраитдән асылы дејилдир. О, макрометеорологи просесләр нәтичәсиндә әмәлә кәлиб кениш әразини, һәтта бүтөв бир јарымкүрәни әһатә едә билир. Гураглыгын башвермә мәсәләсиндән данышаркән, Б. П. Мултановски ССРИ-нин Авропа һиссәсиндә гураглыгын әмәләкәлмә сәбәбләрини гүтб максимумунун шәрг истигамәтдә һәрәкәти илә әлагәләндирир. Б. П. Мултановски атмәсфериин һәрәкәт мәркәзләринин тәсириндән асылы олараг гураглыгын әмәлә кәлмәсини үч типә бөлүр: 1) гәрби—азор максимумунун тәсири; 2) меридианал—гәрб вә шәрг истигамәтиндә һәрәкәт едән һава күтләләринин тәсири; 3) гарышыг—һәр ики һәрәкәт мәркәзләринин тәсири.

Гураглыг заманы синоптик просесләрдән данышаркән А. А. Камински [8] белә һесаб едир ки, ССРИ-нин Авропа һиссәсинин чәнуб вә чәнуб-шәргиндә баш верән гураглыг јүксәк тәзјиг, јә'ни антисиклон јаллары вә онлары арасында әмәлә кәлән алчаг тәзјиг сәһәләрилә әлагәдардыр. Мүәллиф өз тәдгигатлары илә белә нәтичәјә кәлир ки, ССРИ-нин Авропа һиссәсинин чәнуб вә чәнуб-шәргиндәки гураглыг Орта Асијадан кәлән гуру вә исти һава күтләләри нәтичәсиндә дејил, әксинә, шималдан кәлән һава күтләләрилә әлагәдардыр. Үмумијјәтлә, метеорологи нөгтеји-нәзәрдән гураглыг әсасән дајаныглы антисиклонал һава шәраитиндә јараныр.

В. П. Тјан-Шанскијә кәрә [11], гыса вә ја узун мүддәт давам едән гураглыг метеорологи һадисә кими антисиклонун јерләшмәсиндән асылыдыр. В. П. Тјан-Шански гураглыг баш верән әразини ики зонаја бөлүр: 1) мәркәзи рајонларда гураглыг даими (хроники) һадисә һесаб олунур; 2) кәнар рајонларда гураглыг гејри-мүнтәзәм (спорадик) һадисә олуб, чәнуб-шәрг вә чәнубдан әсән гуру күләкләр заманы баш верир.

Е. А. Леонтјев (1927), В. О. Аскинази (1928) вә башга тәдгигатчылар белә һесаб едирләр ки, гураглыг антисиклонда һаванын ашағы енән һәрәкәти нәтичәсиндә әмәлә кәлир.

Г. Н. Витвитски гејд едир ки, [2], антисиклон дајаныглы һалда бир нечә күн, һәтта бир һәфтәјә гәдәр гала билир. Бу заман һава вә торпаг күнәш шүалары илә даһа чох гызыр. Әкәр бир антисиклонун ардынча башгасы кәләрсә, гураглыг узун мүддәтли олуб, биткиләр үчүн даһа горхулу олуб.

Н. Л. Табаровски «Гураглыг заманы истилијин мәдахили вә мәхаричи» әсәриндә [12] илк дөфә олараг кәстәрмишдир ки, гураглыгын әмәлә кәлмәсиндә башлыча ролу антисиклонда һаванын ашағы енән һәрәкәти дејил, һава күтләләринин үфги гарышмасы ојнајыр. һәмчинин Е. С. Селезнева [1937] вә Н. А. Воронсов [1952] аерологи тәдгигатлар әсасында белә нәтичәјә кәлмишләр ки, гураглыгын әмәлә кәлмәсиндә башлыча ролу атмәсфердә һаванын ашағы енән һәрәкәти ојнамыр вә үмумијјәтлә антисиклонун кәнарында гүввәтли енән һава ахыны јохдур.

Гураглыгын мәншәји һаггында тәдгигатчылар арасында мүхтәлиф фикирләр вардыр. Бир сыра тәдгигатчылар, о чүмләдән Е. А. Леонтјев [1927], Е. С. Сафонов [1940], И. А. Степанова [1940] вә башгалары белә һесаб едирләр ки, ССРИ-нин Авропа һиссәсинин чәнуб вә чәнуб-шәргиндә гураглыг бу сәһәнин Орта Асија вә Газахыстан кими гуру рајонларла јахын олмасы нәтичәсиндә баш верир.

Бир груп тәдгигатчылар, о чүмләдән Е. Е. Федоров вә П. А. Буски [1936], Н. Л. Табаровски [1936], В. Р. Дубенсов [1949] вә башгалары белә һесаб едирләр ки, гураглыг һава күтләләринин трансформасијасы вә адвексијасы нәтичәсиндә әмәлә кәлир. Н. К. Јевсејев [1948], Г. Н. Витвитски [1953], М. В. Заварина [1954], Б. Л. Дзәрдзәјевски [1953, 1955] белә һесаб едирләр ки, ССРИ-нин Авропа һиссәсинин чәнуб вә чәнуб-шәргиндә гураглыг Орта Асијадан кәлән һава күтләләриндән дејил, гәрбдән, шималдан (јә'ни Арктикадан) вә чәнуб-гәрбдән кәлиб трансформасијаја уғрајан һава күтләләри нәтичәсиндә әмәлә кәлир.

Мә'лум олдуғу кими, Арктик рајонлардан кәлән сојуг һава күтләләри гуру олуб, аз рүтубәт тутумуна малик олуб. Бу һава континент үзәринә кәләркән истиләшир вә ССРИ-нин Авропа һиссәсинин чәнубуна исти вә гуру һалда дахил олараг орада даһа чох гызыр. Беләликлә, гураглыгын әмәлә кәлмәси үчүн шәраит јараныр. һава күтләләри

континентин үзәрилә нә гәдәр чох мәсафә кедир вә јаваш һәрәкәт едир-сә, бир о гәдәр чох истиләшир вә гурујур; нәтичәдә гураглыг шиддәтлән (интенсив) кечир.

Бә'зи алимләр: Е. С. Лир [1933—1936], Е. Е. Федоров вә П. А. Буски [1935], М. С. Андријанова [1938], Б. С. Гуревич [1940] гураглыга үмуми атмосфер дөврәнин јерли аномалијасы кими бахырлар.

Көрүндүјү кими, гураглыгын әмәлә кәлмәси һаггында алимләрин фикирләри мүхтәлифдир вә бу вахта гәдәр гәти бир фикир јохдур. Лакин материалларын анализиндән вә һәмчинин сон илләрин мүшаһидә материалларын ишләнилмәсиндән чыхарылан илк нәтичәләрә әсасән гејд етмәк ләзымдыр ки, Азәрбајчан шәраитиндә гураглыг әсасән Загафгазија үзәриндә јүксәк тәзјиг саһәси олдугда әмәлә кәлир. Бу заман һава күтләләринин тропик һаваја трансформасијасы баш верир.

Харичи өлкәләрдә дә гураглыгын өјрәнилмәсинә бөјүк әһәмијјәт верирләр. Болгар алимләриндән Г. Ганев вә Л. Кристанов [3] 10 күн әрзиндә јағынтысыз кечән дөврү гураглыг һесаба едирләр. Инкилтәрә шәраитиндә исә [10] гураглыг үчүн ашағыдакы тәјинат гәбул олунашдыр: 1) мүтләг гураглыг—15 күн мүддәтиндә јағынтынын орта суткалыг мигдары 0,25 мм-дән аз; 2) хүсуси гураглыг—29 күн әрзиндә орта суткалыг јағынты мигдары 0,55 мм вә даһа аз дүшәрсә белә һава гураг һесаба едилир.

Азәрбајчан ССР-дә баш верән гураглыг һадисәсинә даир мә'луматлара И. В. Фигуровскинин әсәрләриндә [14] раст кәлмәк олура. Күр-Араз овалыгында гураглыг һадисәсиндән данышаркән И. В. Фигуровски мүәјјән етмишдир ки, бурада гураглыгын орта давамийјәти ики һәфтәјә јахындыр (12—6 күн). И. В. Фигуровски 4—5, 6—10 күн әрзиндә давам едән јүксәк температурлу јағынтысыз дөврү дә гураглыга аид едир. Лакин гәбул едилдији кими, гураглыг дөврү үчүн 10 күндән аз олмајан мүддәт көтүрүлүр.

Гураглыг күләклә вә күләксиз баш верир. Гураглыгын ән тәһлүкәли нөвү онун исти-гуру күләклә мүшајиәт олунашдыр. Бу күләкләр гураглыгын инкишафында әсас рол ојнајыр вә нисби рүтубәтлийин әһәмијјәтли дәрәчәдә ашағы дүшмәсинә сәбәб олура. Исти-гуру күләкләрин сүр'әти чох зәиф олуб, бә'зән исә нисбәтән чох, 4—6 мм/сан вә даһа артыг (8—14 мм/сан) олура.

Азәрбајчан ССР-дә гураглыг заманы әсән исти-гуру күләкләрин өјрәнилмәси илә Ә. М. Шыхлински [15,16] мәшғул олмушдур. Ә. М. Шыхлински бу күләкләри ағ јел адландырага, мүәјјән етмишдир ки, исти-гуру күләк әсән заман һаванын рүтубәтлийи 20—30 фаиз вә даһа ашағы, һаванын температуру исә 30—40 дәрәчә вә ја јухары олура. Мүәллиф өз тәдгигатлары илә (1957—1958) белә нәтичәјә кәлмишдир ки, илин исти дөврүндә Азәрбајчан ССР-ин Күр-Араз овалыгында орта һесабла 20—50 күн исти-гуру күләк мүшаһидә олунашдыр.

ССРИ-нин аран саһәләриндән олан Күр-Араз овалыгында һәр ил гураглыг һадисәси мүшаһидә олунашдыр. 1940—1960-чы илләрин материалларын тәһлили кәстәрир ки, бурада гураглыг әсасән јазын икинчи јарысындан башлајарага бүтүн јәј фәслини әһатә едир. Бу заман кәнд тәсәррүфаты биткиләри истидән вә рүтубәт чатышмамазлыгындан зәрәр чәкир. Мә'лум олмушдур ки, гураглыга ән чох овалыгын мәркәзи вә шәрг районлары мә'руз галыр.

Баш Кеофизики Рәсәдханәдә А. А. Камински [8] тәрәфиндән ишләнилмиш гураглыг әләмәтләри гәбул олунашдыр. Бунун әсасыны јағынты чатышмамазлыгы, һаванын температур вә рүтубәтлийинин кәдиши тәшкил едир. Јәј гураглыг дөврүндә 10 күндән аз олмајан мүд-

дәтдә јағынтынын мигдары 5 мм-дән чох, һаванын температуру сааг 1—3-дә 25°-дән ашағы олмајыб, рүтубәтлик бу вахт әрзиндә 40%-дән јухары галхмыр. Бундан башга, белә һесаба едилир ки, гураглыг дөврүндә һаванын температуру тәдричән артыр вә буна ујғун олараг рүтубәтлийин мигдары азалыр.

ССРИ-нин Авропа һиссәсинин чәнуб-шәрги үчүн А. А. Каминскинин ајырдыгы гураглыг әләмәтләрини Азәрбајчан ССР-јә дә аид етмәк олар. Чүнки јухарыда гејд едилдији кими, синоптик просесләрин инкишафы чәһәтдән Азәрбајчан ССР ССРИ-нин Авропа һиссәсинин давамы һесаба олуна биләр. Нәм дә Азәрбајчан шәраитиндә гураглыгын А. А. Каминскинин ајырдыгы әләмәтләрә әсасән өјрәнилмәси, бу республика үчүн һесаблашмыш гураглыгын башга саһәләрлә мүгајисә олунашдына имкан верир.

Өлкәмиздә гураглыгла мүнтәзәм мүбаризә апарылыр вә бу, дөвләт әһәмијјәтли мәсәләдир.

Суварма гураглыгла мүбаризәдә вә тәбиәти дәјишмәкдә ән башлыча васитәдир. Суварма васитәсилә һавадакы температуру азалдыб рүтубәти чохалтмагла микроклимә бөјүк тәсир етмәк олар. Бунун нәтичәсиндә дә һәр чүр тәбиәи шәраитдә (һәтта ән күчлү гураглыг заманы) јүксәк мәһсул алмаг олар.

Көркәмли совет кәнд тәсәррүфаты мүтәхәссисләри, о чүмләдән Ф. Ф. Давитая [6] гураглыга гаршы мүбаризәдә јерли һава шәраитинә ујғун битки нөвләри әкмәјә, габагчыл агротехникадан истифадә етмәјә, тарлағорујучу мешә золағларынын салынашдына јүксәк гијмәт верир.

Сон заманлар булуллара тәсир етмәклә сүн'и јағыш алмаг мәсәләси дә кениш јер тутур. Күман етмәк олар ки, булуллардан сүн'и сүрәтдә јағыдырылан јағыш биткиләрин һәјәти үчүн сүн'и сувармадан даһа чох әһәмијјәтлидир. Дүздүр, бүтүн бу көрүлән тәдбирләр нәтичәсиндә гураглыгы әмәлә кәтирән метеороложии шәраити тамамилә дәјишдирмәк мүмкүн олмајачагдыр. Лакин, белә шәраит галмаг шәрти илә, биткиләр су вә ләзими гидра маддәләри илә тәмин олунарсә, јүксәк температур биткиләр үчүн анчаг фајдалы олар.

#### ӘДӘБИЈАТ

1. Бова Н. В. „Изв. АН СССР“, серия геофиз., т. X, 1946.
2. Витвицкий Г. Н. О природе суховея. Из кн. Микроклиматические и климатические исследования в Прикаспийской низменности. Изд-во АН СССР, М., 1953.
3. Ганев Г., Кристанов Л., „Докл. Болг. АН“, 1953, 5, №1 (рез. нем.).
4. Гуревич Б. С. „Тр. ГГО“, вып. 19, 1950.
5. Давид Р. Э. „Вестник ЕГМС“, 1934, № 3 и 4.
6. Давитая Ф. Ф. „Изв. АН СССР“, серия геогр., 1958, № 5.
7. Евсеев Н. К. „Тр. ГГО“, вып. 7, 1948.
8. Каминский А. А. „Тр. ГГО“, вып. 1, 1934.
9. Мультиановский Б. П. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года. 1. Засухи. Геофиз. сб. 2, № 3, 1915.
10. Ригардсон. Определение сухих и влажных периодов (*Definition of dry and wet periods*. Richardson w. d.) Meteor. mag., 1954, 83, № 990. 375—377.
11. Семенов Тянь-Шанский, В. П. „Природа“, 1937, № 5.
12. Табаровский Н. Л. О приходе—расходе тепла при засухе. ЦИП, М., 1936.
13. Федоров Е. Е. и Буцкий Н. А. „Журн. геогр. обсерв.“, 1934, т. 2—3.
14. Фигуровский И. В. Краткий климатический очерк Кура-Араксинского бассейна, Тифлис, 1930.
15. Шихлинский Э. М. „Изв. АН Азерб. ССР“, серия геол.-геогр., 1958, №1.
16. Шихлинский Э. М. Суховей и меры борьбы с ними. Тр. ИГ АН Азерб. ССР, т. 7, 1957.

А. Г. ЭФЕНДИЕВА

### К ВОПРОСУ О ЗАНОСИМОСТИ СЕВЕРНОГО АПШЕРОНСКОГО ЗАЛИВА

Заносимость Северного Апшеронского залива является важной проблемой в деле создания и эксплуатации портов, строительства различных гидротехнических сооружений. Волнение и штормовые течения приводят в движение огромные массы песка и ила, заставляя их перемещаться вдоль берега в том или другом направлении.

Наибольшей интенсивности перемещение наносов достигает при штормах, когда за короткий промежуток времени обмеление портовых причалов и подходных каналов становится настолько значительным, что возникает угроза срыва работы порта, выхода его из строя на довольно продолжительное время.

Апшеронский порт, расположенный на западном побережье Северного Апшеронского залива, являющегося нефтеносным районом, имеет огромное значение, поэтому крайне важно изучение заносимости, а также приведение ее количественной характеристики.

В Апшеронском заливе, который образовался в результате строительства Апшеронской дамбы (1941 г.), в отличие от прежнего режима пролива установлен свой гидродинамический режим: скорости и направления течений, режим волнения и схема перемещения наносов.

Для определения заносимости были использованы в порядке сопоставления карты гидрографии 1915—1940 гг., а также материалы промерных работ, произведенных непосредственно в заливе, образцы проб грунтов, полученные дночерпателями, и колонки грунта в количестве 50 проб, полученные геологическими трубками.

Расчет среднего слоя наносов за различные периоды производился методом сравнения промеров, объем наносов определялся методом трапеции. Ниже приводим таблицу промерных работ, произведенных на различных участках залива в 1961 г.

Результаты гранулометрического анализа всех взятых проб грунта (1961 г.) показали, что в заливе преобладающими грунтами являются песок средней и мелкой фракции с диаметром частиц 0,25—0,01 мм, ракушка битая и целая. Имеются большие скопления морской травы на юго-западной и юго-восточной оконечностях залива, образующие слой в 60—70 см.

За период 1915—1940 гг., т. е. до строительства дамбы, отмечалось значительное скопление наносов, достигающее местами 2 м. В целом в проливе в районе теперешнего тела дамбы за 26 лет с площади 52,0 км<sup>2</sup> было размыто грунта 9864 245 м<sup>3</sup> или 379394 м<sup>3</sup> в год. Со строительством соединительной дамбы произошли изменения в гидрологическом режиме пролива (в режиме течений и волнений), что способствовало увеличению осадконакоплений и переходу эрозионных процессов в процессы аккумуляции. Максимальный слой нано-

Таблица

Характеристика профилей	Число профилей	Число отметок	Колич. всех измеренных глубин
Стандартные поперечные профили по длине залива с запада на восток	7	27	602
Продольные профили в придамбовом районе, разбитые по направлению от дамбы к северу на протяжении 900 м	7	420	
Профили, выполненные к югу по оси канала до транверса Апшеронского маяка, разбитые через 50 м	1	100	
Промеры к северу по оси канала до пересечения труб электропровода в районе м. Шоулан	1	55	

сов за период 1940—1961 гг. был отмечен у северо-западного побережья о-ва Артема, он доходил до 3 м. За этот период объем отложившихся наносов составил 8725975 м<sup>3</sup> или приблизительно 436299 м<sup>3</sup> в год. По всему же заливу средний слой наносов составил около 1 см в год.

При объеме залива 0,22 км<sup>3</sup> и годовом отложении наносов 0,00044 км<sup>3</sup> получаем количество лет, необходимое для полного заполнения залива наносами:

$$n = \frac{V}{W} = \frac{0,22 \text{ км}^3}{0,00044 \text{ км}^3/\text{год}} = 500$$

Расчет объема наносов показал, что в первый период (1915—1940 гг.) в проливе на участке, где теперь проложено тело дамбы, имел место активный процесс размыва и с площади 1,8 км<sup>2</sup> было размыто 849000 м<sup>3</sup> грунта, т. е. 32654 м<sup>3</sup> за год. С 1940 по 1961 г. в заливе происходит процесс интенсивной заносимости, на отдельных участках слой отложившихся наносов превышает 3,5 м. Общий же объем наносов оказался равным 1,151600 м<sup>3</sup> или 52345 м<sup>3</sup> в год. Аналогичным способом, т. е. соотношением объема этого района и объема отложившихся за год наносов, находим, что акватория придамбового района при сохранении современных темпов заносимости может быть заполнена наносами за 73—75 лет.

$$n = \frac{V}{W} = \frac{0,0038 \text{ км}^3}{0,000052 \text{ км}^3} = 73$$

1. Падение уровня Каспийского моря не учитывалось при расчетах.

Среднегодовой слой наносов в этом районе равен 2,9 см. Следует отметить, что указанный слой наносов хорошо совпадает с полученными высотами колонок грунта. Средняя высота колонок взятых в данном районе, составила за период 1940—1961 гг. 53 см. Если счи-

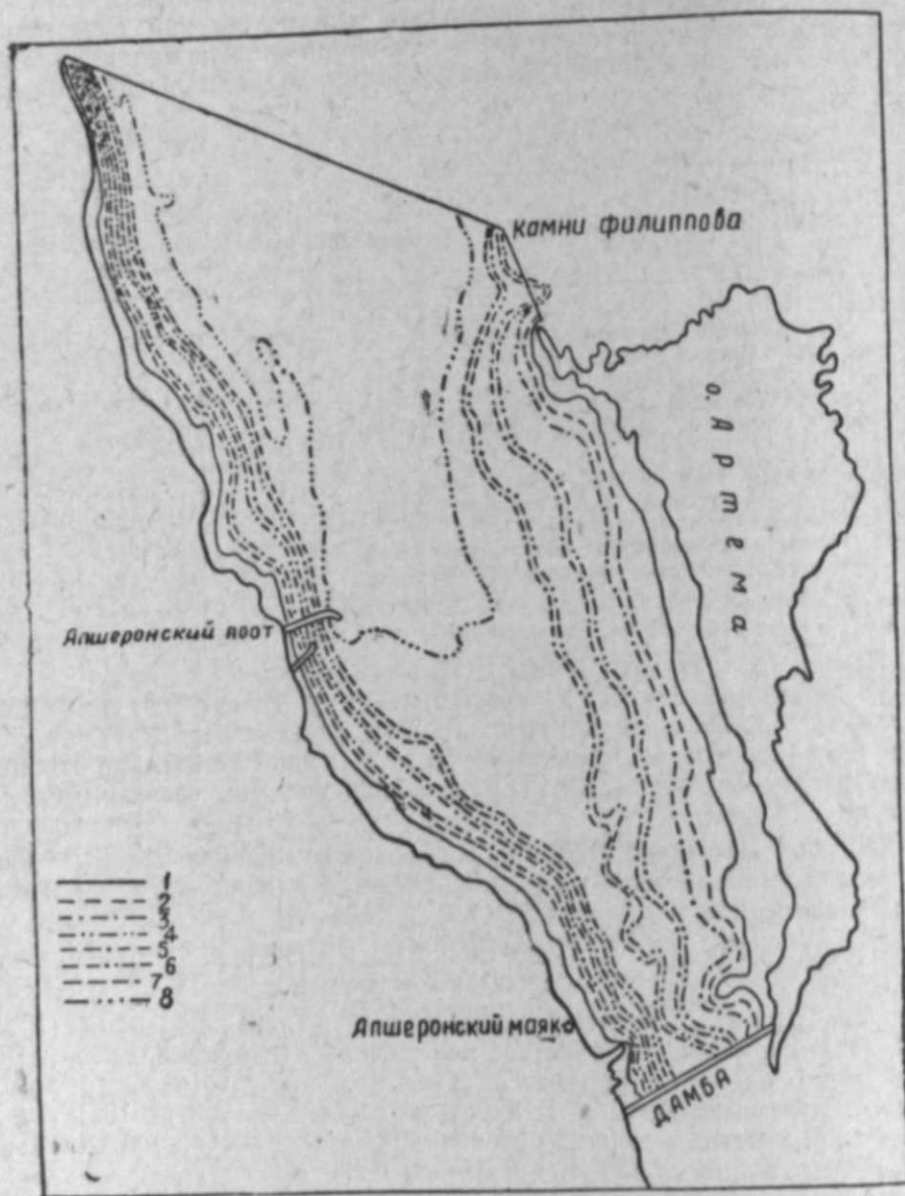


Схема приращения площадей в Северном Апшеронском заливе за период 1915—2000 гг.

1—приращение площади за 1915—1940 гг. за счет падения уровня моря; 2—приращение площади за 1940—1961 гг. за счет падения уровня, 3—приращение площади за 1940—1961 гг. за счет заносимости, 4—приращение площади за 1961—1970 гг. за счет падения уровня, 5—приращение площади за 1961—1970 гг. за счет заносимости, 6—приращение площади за 1970—2000 гг. за счет падения уровня с учетом переброски северных рек, 7—приращение площади за 1970—2000 гг. за счет заносимости, 8—приращение площади за 1970—2000 гг. за счет падения уровня моря без учета переброски северных рек.

гать этот слой предельным, то средний годовой слой наносов равен 2,5 см.

Приращение площади в Северном Апшеронском заливе происходит очень интенсивно. За период 1915—1940 гг. уровень Каспийского моря (по бакинскому фукштоку) понизился на 188 см. При таком падении уровня приращение береговой зоны залива составило 5,28 км<sup>2</sup>. С 1940 по 1961 гг. при падении уровня на 35 см приращение за счет падения уровня составило 1,8 км<sup>2</sup> и за счет заносимости — 1,7 км<sup>2</sup>.

К 1970 г. с учетом прогнозируемого уровня Каспийского моря (при падении уровня еще на 1 м от уровня 1960 г.) и при условии сохранения темпов заносимости произойдет приращение площади, равное 6 км<sup>2</sup>: 5 км<sup>2</sup> за счет падения уровня и 1 км<sup>2</sup> за счет отложения наносов.

К 2000 г. приращение площади в заливе при условии дополнительного стока воды рек Вычегды и Печоры в Каспий (при падении уровня Каспия на 50 см от уровня 1970 г.) составит 6,5 км<sup>2</sup>: 4 км<sup>2</sup> за счет падения уровня и 2,5 км<sup>2</sup> за счет заносимости. К этому же периоду без дополнительного стока в Каспий (при падении уровня Каспия на 2,5 м от уровня 1970 г.) приращение берега увеличится еще на 12,9 км<sup>2</sup>.

Таким образом, к 2000 г. при осуществлении прогноза уровня и сохранении существующих темпов заносимости с учетом претворения в жизнь проекта переброски северных рек общая площадь суши, приращенная в заливе за период с 1915 г. по 2000 г., составит 21,3 км<sup>2</sup>. Если же не учитывать объема дополнительного стока в Каспий, она будет равна 30,2 км<sup>2</sup> (рисунок), т. е. оставшаяся площадь залива будет ограничена в самой северной части изобатой 5—5,5 м.

В заключение отметим, что приведенные сроки заполнения залива, а также вычисленные площади приращения как за счет падения уровня моря, так и за счет заносимости являются приближенными, так как они зависят от изменения комплекса гидрологических условий.

Для приведения более точных данных необходимы систематические наблюдения над движением наносов, течениями, волнением и т. д.

Кроме того, необходимо проведение более систематических измерных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Аполлов Б. А. Колебания уровня Каспийского моря, т. XV, М., 1956.
2. Гюль К. К. Гидрология районов морских нефтяных месторождений западного побережья Каспийского моря, т. I и II, Баку, 1956.
3. Кнапс Р. Я. О заносимости морских портов. Информационный сб., т. I, Рига, 1960.
4. Леонтьев О. К. „Тр. океаногр. комиссии“, т. VIII, М., 1961.

Э. Н. Эфендијева

#### Шимали Абшерон көрфэзинин лиллэнмэси һаггында

ХУЛАСӘ

Мәгалә Шимали Абшерон көрфэзинин лиллэнмэси мәсәләсинә һәер едилмишдир. Ишдә, Абшерон көрфэзиндә, еләчә дә Абшерон каналында чөкән асылы материалларын һәчми вә онун орта иллик галыныгы һесаблинмышдыр.

1970—2000-чи илләрә гәдәр Хәзәр дәнизи сәвијјәсинин дәјишилмәси (прогноزلара әсасән) вә ејни заманда көрфэзин чөкүнтүләрлә долмасы вахты нәзәрә алынараг, орада јарана биләчәк гуру саһәсинин һәчми тәхмини олараг һесаблинмышдыр.

Т. Х. ЗУЛФУГАРОВ

### ОРТА ХЭЗЭРИН ГЭРЬ НИССЭСИНИН СЭТН СУЛАРЫНДА ТЕМПЕРАТУРУН ИЛЛИК КЕДИШИ

Тэдгигат районун сэтн суларында температурун иллик кедишинэ тэ'сир едэн амиллэрэ дэринлик, дибин релјефи, чографи енлик вэ бунула элагэдар олараг хаванын температуру, күлэк режими, чајлар васитэсилэ кэтирилэн суларын һэчми дахилдир. Хэзэр дэнизиндэ бу амиллэрин иллик кедишинэ аид бир сыра алимлэрин ишлэри вардыр.

Хэзэр дэнизи вэ онун ажры-ажры һиссэлэриндэ сэтн суларынын температур режиминэ аид Н. М. Книповичин, С. Ј. Шербакын, Ј. Г. Архипованын, В. А. Лјубанскинин, Л. П. Резникованын, О. И. Шерметевскајанын вэ А. С. Погосјанын елми ишлэри мэ'лумдур. Бу районун температур режиминэ ики елми иш һэср едилмишдир. Лакин бурада үмумиликдэ Орта вэ Чэнуби Хэзэрдэ сэтн суларынын температур режиминдэн данышылыр. Бундан башга, мэнтэгэлэрин, мүшаһидэлэрин сајы аз олдуғундан вэ кифајэт гэдэр узун дөврэ малик олмадығындан онларын ишлэри мүасир тэлэбаты тэ'мин едэ билмир.

Мүэллиф дэнизин саһил дајазлыг суларында температурун иллик кедишини 9 гидрометеорологи стансијанын 1936—1960-чы иллэрин

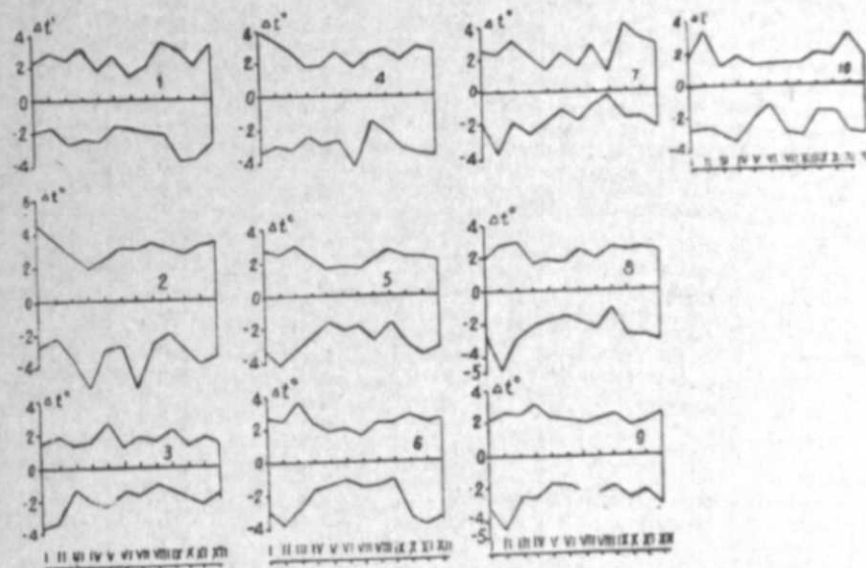
1-чи чэдвэ

Дэнизин сэтн суларында, хавада максимум вэ минимум орта ажлыг температурун тэкрарланма еһтималы (%-лэ)

Стансијалар	VII		VIII		XII		I		II	
	су	хава	су	хава	су	хава	су	хава	су	хава
Чечен адасы	68	78	32	22	15	11	41	47	44	42
Маһачгала	36	56	64	44	8	16	28	40	64	44
Дэрбэнд	48	60	52	40	8	8	24	48	68	44
Низовој	60	60	40	40	8	8	48	44	44	48
Гызылбурун	71	—	29	—	6	—	44	—	50	—
Сумгајыт	36	41	64	59	8	15	32	45	60	40
Артјом адасы (Пираллаһы)	31	26	69	74	14	13	30	39	56	48
Жилој адасы	25	20	75	80	6	16	40	32	54	52
Нефт дашлары	0	0	100	100	0	0	11	25	89	75

материалларына эсасэн (Нефт дашлары, 1952—1960) верир. Ачыг дэниздэ бир дэрэчэлик дэниз квадратлары үзрэ температурун иллик кедиши 1897—1957-чи иллэрдэ апарылмыш мүшаһидэлэр Аероиглимшүнаслыг Елми-Тэдгигат Институту тэрэфиндэн электрон һесаблајычы машиналары васитэсилэ һесабламыш температур кэмијјэтлэринэ эсасланыр. Рејд (бэркаһ) районларында температурун дэринлик гатларда иллик кедиши 1946—1960-чы ил мүшаһидэлэринэ аиддир.

Хэзэр дэниздэ вэ онун бир һиссэси олан тэдгигат районунда дэнизин сэтн суларында температурун иллик кедиши синусоидал эјри шэклиндэидир. Дајазлыгларда температурун суткалыг, ажлыг, иллик кедиши дэрин вэ ачыг дэниз саһэлэринэ нисбэтэн чох тэрэддүд едир. Бурада сэтн суларынын температуру демэк олар ки, хаванын температуруна ујғун һалда дэјишилир. Дајазлыгларда температурун иллик кедишиндэ максимум температур ијул, август ажларында, минимум исэ декабр, январ вэ февралда мүшаһидэ едилир. Суда, хавада максимум вэ минимум орта ажлыг температурун мүшаһидэ едилмэси 1-чи чэдвэлдэ верилир.



1-чи шэкил. 1—Чечен адасы; 2—Маһачгала; 3—Нефт дашлары; 4—Дэрбэнд; 5—Низовоја; 6—Гызылбурун; 7—Сумгајыт; 8—Артјом адасы; 9—Жилој адасы; 10—Изберг (естакада).

Орта ажлыг температур кэмијјэтлэри ичэрисиндэ максимум температурун тэкрарланмасы еһтималы районун шималында ијул ажында августа нисбэтэн үстүндүр. Суда вэ хавада орта ажлыг минимум температур бүтүн саһил дајазлыгы районунда декабр ажында 6—16%-э гэдэр көзлэнилэ билэр, јэ'ни орта һесабла һэр 8—9 илдэ бир дэфэ орта ажлыг минимум температур декабр ажында мүшаһидэ едилэ билэр.

Хавада январ ажында орта ажлыг минимум температурун көзлэнилмэси еһтималы шималдан чэнуба доғру азалыр, февралда исэ экинэ. Нефт дашларында суда вэ хавада максимум температур августда, минимум исэ эн чох февралда олур. Буна сәбәб мәнтэгәнин тамам ачыг дэниздэ јерләшмәсидир.

Феврал ажында районун шималында сујун температуру чэнуба нисбәтән 3—4° ашағы олур, максимум гызма дөврүндэ исэ белә фэрг 1°-јэ гэдәрди. Гыш фәслиндэ шималда сујун чэнуба нисбәтән сојуг олмасы-

нын эсас сәбәби иглимни континенталлыгы вә акваториянын дажаз олмасыдыр.

Сујун иллик температур амплитудасы шималдан чәнуба доғру аза- лыр. Белә ки, шималда Чечен адасында 23,6° олдуғу һалда, чәнубда Жилој адасында 20,9°-дир. Сәтһ суларында температурун иллик ке- диши саһил стансијалары үзрә эләвә 2-чи чәдвәлдә верилир.

Дәнизин ғызма вә сојумасы шимал һиссәдә чәнуба нисбәтән интенсив кедир. Шималда Чечен адасы, Маһачғала мәнтәгәләриндә сујун тем-

Дәниз саһилиндә сәтһ суларынын орта чоһиллик, максимум, минимум

Стансијалар	Иллик кедиш	I	II	III	IV
Чечен адасы	орта	1,7	1,5	3,5	10,3
	максимум	4,0	4,4	6,0	13,5
	минимум	-0,1	0,0	1,0	8,0
	амплитуда	4,1	4,4	5,0	5,5
Маһачғала	орта	2,2	1,7	3,3	8,7
	максимум	6,6	5,4	6,2	10,6
	минимум	-0,4	-0,5	-0,1	3,5
	амплитуда	7,0	5,9	6,3	7,1
Дәрбәнд	орта	3,4	2,6	4,2	8,9
	максимум	7,4	6,0	7,0	10,8
	минимум	0,0	-0,4	1,0	6,5
	амплитуда	7,4	6,4	6,0	4,3
Низовој	орта	4,1	4,0	6,1	11,6
	максимум	6,8	6,5	9,1	14,0
	минимум	0,7	-0,1	2,8	9,1
	амплитуда	6,1	6,6	6,3	4,9
Ғызылбурун	орта	3,8	3,8	5,9	11,9
	максимум	6,4	6,3	9,5	14,2
	минимум	0,8	0,0	3,0	10,1
	амплитуда	5,6	6,3	6,5	4,1
Сумғајыт	орта	5,0	4,6	6,4	11,4
	максимум	7,5	7,0	9,6	16,4
	минимум	1,6	-0,4	2,5	9,3
	амплитуда	5,9	7,4	7,1	7,1
Артјом адасы (Пираллаһы)	орта	5,5	4,9	6,6	10,9
	максимум	7,5	7,6	9,5	12,5
	минимум	2,8	0,1	3,8	8,7
	амплитуда	4,7	7,5	5,7	3,8
Жилој адасы (Чилој)	орта	5,8	5,4	7,1	11,4
	максимум	8,0	8,0	9,6	14,6
	минимум	2,6	1,0	4,6	8,9
	амплитуда	5,4	7,0	5,0	5,7
Нефт дашлары	орта	6,8	5,8	6,4	8,4
	максимум	8,4	7,8	7,8	10,0
	минимум	3,4	2,6	5,2	6,4
	амплитуда	5,0	5,2	2,6	3,6

пературу мартдан апрелә, апрелдән маја 6—7° артдығы һалда, чәнубда Артјом вә Жилој адалары рајонунда 4—5° артмышдыр. Дәниз интен- сив сөјујаркән (сентјабрдан нојабра) бу кәмијјәтләр әксинә олур. Дәнизин ачығ һиссәсиндә сујун ғызма вә сојумасы саһилә нисбәтән 10—15 күн кечикир. Бу һиссәдә температурун иллик кедиши саһилә нисбәтән хејли фәргләнир.

Дәнизин сәтһиндә температурун үфғи градијенти шималдан чәнуба, гәрбдән шәргә ајдын сечилир. Ил әрзиндә ән бөјүк үфғи градијент декабр ајында (3—5°) олур. Чүнки бу вахт саһил дажазлығлары соју- јур, дәнизин ичәриләриндә исә су нисбәтән исти олур.

Тәдгигат рајонунда сәтһ суларынын орта иллик температур кәмијјәти шимала нисбәтән чәнубда 2—3° чоһдур (2-чи чәдвәл).

2-чи чәдвәл

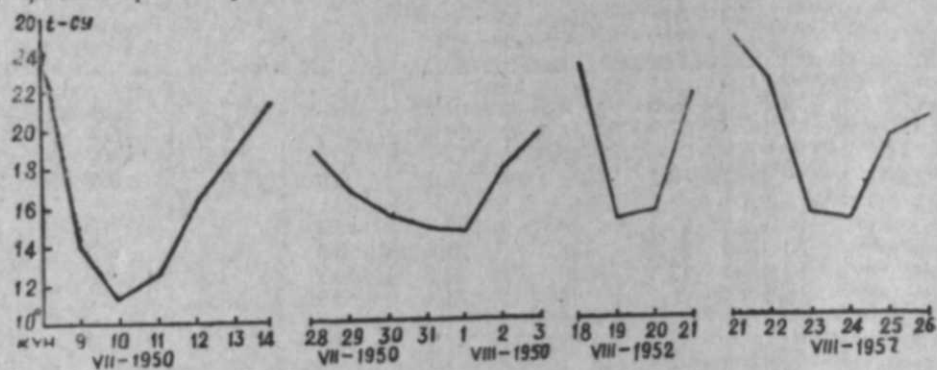
температур кәмијјәтләри вә онларын фәрги (амплитудасы)

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ил
17,6	22,7	25,1	24,5	19,8	13,6	7,5	3,4	12,6
19,5	25,5	26,6	26,6	23,4	16,8	9,6	6,8	13,5
15,2	21,1	23,4	22,6	17,8	10,0	4,1	0,8	11,2
4,3	4,4	3,2	4,0	5,6	6,8	5,5	6,0	2,3
15,2	20,3	23,2	23,1	21,1	15,7	9,9	4,7	12,5
17,6	23,4	26,3	26,6	24,3	18,6	13,2	8,2	13,7
12,2	17,6	17,8	20,4	19,1	12,7	6,0	1,4	10,8
5,4	5,8	8,5	6,2	5,2	5,9	7,2	6,8	2,9
14,9	20,8	24,2	24,3	21,3	16,3	11,3	6,3	13,2
16,8	23,5	26,0	26,9	24,2	18,6	14,2	9,1	14,4
12,0	18,1	20,0	22,8	19,2	13,2	7,9	2,8	11,9
4,8	5,4	6,0	4,1	5,0	5,4	6,3	6,3	2,5
17,8	22,2	25,3	24,7	20,9	15,6	10,4	6,1	14,1
19,5	24,0	27,0	27,0	23,6	18,0	12,8	8,4	14,9
16,2	20,2	23,5	22,1	19,2	12,7	6,8	2,9	13,1
3,3	3,8	3,5	4,9	4,4	5,3	6,0	5,5	1,8
17,9	22,4	25,2	24,5	20,7	15,8	10,5	6,0	14,0
19,7	24,4	26,8	26,8	23,1	18,5	12,9	8,5	14,9
16,5	21,2	23,6	23,0	19,6	12,4	6,6	2,6	13,2
3,2	3,2	3,2	3,8	3,5	6,1	6,3	5,9	1,7
16,8	21,5	25,0	24,9	21,4	16,6	12,1	7,2	14,4
18,2	23,9	26,6	27,9	22,6	20,7	15,5	10,2	15,4
15,2	19,8	23,1	22,6	20,0	14,0	10,0	4,0	13,3
3,0	4,1	3,5	5,3	2,6	6,7	5,5	6,2	2,1
16,1	21,8	25,2	25,9	22,8	17,5	12,2	7,7	14,7
18,0	23,6	27,6	27,9	25,4	20,0	14,8	10,2	16,0
14,2	20,2	23,2	23,6	21,7	14,8	9,4	4,6	13,8
3,8	3,4	4,4	4,3	3,7	5,2	5,4	5,6	2,2
16,7	22,3	25,6	26,3	23,1	17,7	12,7	8,2	15,3
19,4	24,4	27,6	28,6	25,6	19,6	14,8	10,8	16,2
15,0	20,4	23,3	24,1	21,2	15,1	10,6	5,1	14,2
4,4	4,0	4,3	4,5	4,4	4,5	4,2	5,7	2,0
14,1	19,8	21,1	25,6	23,8	19,2	14,4	9,4	14,8
16,8	21,0	25,9	27,2	25,9	20,6	16,2	10,9	15,5
-12,0	18,4	22,4	24,6	22,4	17,3	12,2	7,7	14,1
4,8	2,6	3,5	2,6	3,5	3,3	4,0	3,2	1,4

Мүәллиф ғыса вә узун дөврләрдән (25 вә 10 ил) чыхарылмыш орта иллик температур кәмијјәтләрини стансијалар үзрә мүғәјисә етмишдир. Нәтичәдә әсаслы фәрг алынмамышдыр, јалныз Маһачғала, Дәрбәнд мәнтәгәләриндә јанвар, ијул, август ајлары мүстәсналығ тәшкил едир (1—3° фәрг алыныр).

Ајры-ајры илләрдә сујун температур кәмијјәтләри орта ајлыг гижмәтинә көрә фәргләнир, јә'ни чохилик нормадан кәнара чыхыр (1-чи шәкил). Илин сојуг дөврүндә нормадан кәнара мејлетмә бүтүн мәнтә-гәләрдә исти дөврә нисбәтән үстүнлүк тәшкил едир. Белә мејлетмә ән чох  $\pm 2-4^\circ$  арасында дәјишилир. Мәнфи ишарә илә кәнара чыхма мүсбәтә нисбәтән чохдур.

Тәдгигат апарылан рајонда суда температурун суткалыг кедишиндә максимум температур саат 15—17, минимум исә сәһәр саат 4—6 арасында мүшәһидә едилир. Суткалыг температур амплитудасы гыш вә ај фәсилләриндә јаз вә пајыза нисбәтән чох аздыр. Лакин јәј фәс-



2-чи шәкил. Дәрбәнд стансијасында температурун суткаларарасы гејри-дөври дәјишмәси.

линдә, хусусән ијул-август ајларында күләк говулмасы заманы бир вә бир нечә сутка әрзиндә сујун телпературу  $8-12^\circ$  ашагы дүшә биләр. Белә һал температурун гејри-дөври дәјишилмәси олуб, ән чох Дәрбәнд-Низовој (Нијазабәд) рајонларында мүшәһидә едилир (2-чи шәкил). Бунун әсас сәбәби күләк говулмасы заманы дәринлик сојуг суларынын сәтһә чыхмасыдыр. Иллик температур амплитудасы кими суткалыг температур амплитудасы да шималдан чәнуба, гәрбдән шәргә доғру азалыр.

Маһачгала-Абшерон рајонунун дајаз бәркәһ (рејд) зонасында температурун 3, 5, 10, 15, 20 м дәринликләрдә иллик кедиши 17 миндән артыг мүшәһидә әсасында илк дәфә мүәллиф тәрәфиндән арашдырылыр. 3 м дәринликдә температурун иллик кедиши демәк олар ки, сәтһдән фәргләнир. Јалныз илин исти дөврүндә шәләкәт заманы бу гатда сујун температуру сәтһә нисбәтән  $0,5-1^\circ$  фәргли олур.

Сәтһә нисбәтән 10 м дәринликдә температурун иллик орта гижмәти Маһачгала рајонунда 1,0; Избергдә 1,4; Дәрбәнддә 1,2; Низовојда 1,0; Артјом адасында 0,9; Нефт дашларында исә  $0,4^\circ$ -аздыр. Белә фәрг Низовојда 15 м дәринликдә 1,5; Избергдә исә 20 м дәринликдә  $2,6^\circ$ -дир.

Дәнизин сәтһи илә 10 м дәринлик арасында ән бөјүк температур фәрги јәј ајларында 4—6; 20 м-дә исә  $7-8^\circ$  олдуғу һалда, гышда белә фәрг  $0,1-0,6^\circ$  олур.

Иллик максимум вә минимум температур 10—20 м дәринликдә сәтһә нисбәтән 10—25 күн кечикир.

#### ӘДӘБИЈАТ

1. Архипова Е. Г., Любанский В. А., Резникова Л. П. „Тр. ГОИН“, вып. 43, М., 1958.
2. Книпович Н. М. „Тр. Каспийской экспедиции 1914—1915 гг.“, Петроград, 1921.
3. Шереметевская О. И. „Тр. ШИП“, вып. 76, М., 1958.
4. Шербак С. Я. Температура воды на поверхности в Средней и Южной частях Каспийского моря. М.-Л., 1940.

Т. Х. Зульфугаров

## Годовой ход поверхностной температуры воды в западной части Среднего Каспия

### РЕЗЮМЕ

В статье использован материал 9 гидрометеорологических станций за 1936—1960 гг., судовые наблюдения с 1897 г. по 1957 г. и рейдовые с 1946 по 1960 г., приведен годовой ход среднемесячных температур максимальных и минимальных (из среднемесячных) и их амплитуда, показана вероятность максимальных и минимальных температур (в декабре-феврале) по сопоставлению хода температуры воды у побережья и в открытом море, выведен горизонтальный градиент исследуемого элемента, приведены годовые разности температур воды между горизонтами 0, 10, 15, 20 м.

## MҮНДӘРИЧАТ

Л. Ч. Мәмәдова. Шимал-шәрғи Азәрбајчанын Миосен чөкүнтүләринин јени нонионид нөвләри	3
Ф. Һ. Дадашов, А. Х. Ахундов. Атәшкаһ нефтли рајонун карбоһид- рокен газларынын кеокимјәви хусусијјәти	12
Ә. Ш. Шыхәлибәјли. Сомхит-Ағдам зонасында јерләшән гранитоид интрузијалары јашларынын тәјинаты мәсәләләри	20
Һ. Х. Әфәндијев, Н. А. Новрузов, А. С. Гейдаров. Колчедан- полиметаллик тип јатагларда таллиумун кеокимјасы	30
З. М. Атакишијев. Тутхун чајы нөвзәсинин субэффузив дајкалары	38
Р. Ә. Хәләфова. Нахчыван МССР вә Кичик Гафгазын башга рајонлары- нын Үст Тәбашир чөкүнтүләриндә <i>Plicatula</i> чинсинин бә'зи нөвләри	46
А. Н. Мусајев. Вежнәли филиз сәһәсинин структуру	57
Ф. Ә. Әскәров, А. Ә. Шәмсијев. Температурун килли сүхурларын механики хассәләринә тә'сири	67
Е. Һ. Хәлилов, Г. А. Бабалјан, И. И. Кравченко. Абшерон ја- рымдасынын мәһсулдар гат лај дәстәси гумларында ионлашмајан сәтһи-фәал мәддәләрин (СФМ) адсорбијасы	73
А. Ә. Гулијев, Р. Һ. Нәзәрова. Үчшарошкалы балтанын гују дибни- нин тәмиз јујулмасына ујғун дөврләр сајынын тапылмасы мәсәләсинә даир	80
Г. Т. Гәсәнов, А. А. Мөвсүмов, Х. Ф. Зәзкәрли. Гују дибнинин газылмыш сүхурлардан тәмизләnmәси мәсәләсинә даир	85
В. Н. Николајевски. Газ-конденсат гарышығынын сүзүлмә тәнликләр системинин сәчилмәси һаггында	91
М. А. Гачыјев. Еластики режимдә гујуунун сулашмасы просеси һаггында	97
К. Улянов. 1946—1961-чи илләр әрзиндә Хәзәр дәнизинә чај ахыны	102
К. Ә. Әлијева. Гураглығын өјрәнилмә мәсәләси	110
Ә. Һ. Әфәндијева. Шимали Абшерон кәрфәзинин лилләnmәси һаггында	114
Т. Х. Зүлфугаров. Орта Хәзәрин гәрб һиссәсинин сәтһ суларында тем- пературун иллик кедиши	118

## СОДЕРЖАНИЕ

Л. Д. Мамедова. Новые виды нонионид миоценовых отложений северо- восточного Азербайджана	3
Ф. Г. Дадашев, А. Х. Ахундов. Геохимическая характеристика углево- дородных газов Аташкинского нефтеносного района	12
Ә. Ш. Шихалибейли. О возрасте гранитоидных интрузивов Сомхито- Агдамской зоны Малого Кавказа (Азербайджан)	20
Г. Х. Эфендиев, Н. А. Новрузов, А. С. Гейдаров. Геохимия тал- лия в колчеданно-полиметаллического типа месторождении	30
З. М. Атакишиев. Субэффузивные дайки бассейна р. Тутхун	38
Р. А. Халафова. Некоторые виды <i>Plicatula</i> из верхнемеловых отло- жений Нахичеванской АССР и сопредельных районов Малого Кавказа	46
А. Н. Мусаев. Структура Вежналинского рудного поля.	57
Ф. А. Аскеров, А. А. Шамсиев. Влияние температуры на механические свойства глинистых пород	67
Ә. Г. Халилов, Г. А. Бабалян, И. И. Кравченко. Адсорбция неои- огенных поверхностно-активных веществ (ПАВ) на песках продуктивной тол- щи Апшерона	73
А. Ә. Кулиев, Р. Т. Назарова. К вопросу определения числа оборотов шарошечного долота соответствующего совершенной очистке забоя скважины	80
Г. Т. Гасанов, А. А. Мовсумов, Х. Ф. Заргалы. К вопросу очистки забоя скважины от выбуренной породы.	85
В. Н. Николаевский. О выборе системы уравнений фильтрации газокон- денсатных смесей	91
М. А. Гаджиев. О процессе обводнения скважины при упругом режиме	97
Х. К. Уланов. Речной сток в Каспийское море за 1946—1961 годы.	102
К. Ә. Алиева. Вопросы изучения засухи	110
А. Г. Эфендиева. К вопросу о заносимости северного Апшеронского залива	114
Т. Х. Зүлфугаров. Годовой ход поверхностной температуры воды в за- падной части Среднего Каспия	123