

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ
ЖУРНАЛА «ИЗВЕСТИЯ» СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Представляемые в редакцию материалы должны удовлетворять следующим требованиям:

1. Объем статьи не должен превышать 10 стр., включая таблицы, библиографию (не более 20 источников) и рисунки (не более 4 шт.), резюме на английском и азербайджанском языках.

Текст статьи следует печатать на белой бумаге через два интервала, на одной стороне листа стандартного размера, с полями с левой стороны шириной 3—4 см (не более 28 строк на странице, по 58—60 знаков в строке).

Статьи, напечатанные на портативной машинке, не принимаются.

2. Тщательно должна быть проверена правильность написания географических и геологических названий и терминов.

3. Графические рисунки должны быть выполнены тушью на кальке, фотографии — на глянцева бумаге. Все обозначения на рисунках должны быть написаны четко, аккуратно. На обороте рисунка карандашом указываются фамилия автора, название статьи и номер рисунка.

4. Подписи к рисункам следует представить в двух экземплярах, напечатанные через два интервала.

5. Математические и химические формулы должны быть написаны четко. При этом следует избегать громоздких обозначений. Индексы и степени необходимо отмечать карандашом дугами снизу или сверху; соответственно: A^1 , B^2 и т. д.

Греческие буквы надо обводить красным карандашом (в кружок). Буквы готического шрифта и рукописные использовать не рекомендуется. Необходимо четко обозначать прописные (заглавные) и строчные буквы латинского алфавита, имеющие сходное начертание (Сс; Кк; Рр и т. д.), букву I и римскую единицу.

Прописные буквы карандашом подчеркиваются двумя черточками снизу, а строчные — сверху. Не следует употреблять знаки \odot , \otimes , \oplus , \square , \square , \diamond , π , \times , f , ϵ ввиду отсутствия их в местных типографиях.

В обозначениях единиц необходимо придерживаться международной системы единиц СИ.

6. Статьи на русском и азербайджанском языках должны иметь резюме соответственно на азербайджанском и русском языках, а также на английском.

7. В конце рукописи обязательно следует указать адрес и номер телефона автора

АЗƏРБАЙҘАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

Х Ə Б Ə Р Л Ə Р И
И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

Кеолокија

*

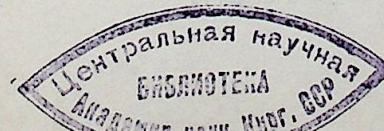
СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Геология

№ 4

1987

«ЕЛМ» НƏШРИЈАТЫ — ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЕЛМ»
БАКЫ — БАКУ



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: М. Т. Абасов (главный редактор), Р. А. Абдуллаев, Р. Н. Абдуллаев, Г. А. Алиев, Ак. А. Али-заде, Б. А. Будагов, М. П. Гули-заде, Г. И. Джалалов (ответственный секретарь), К. Н. Джалилов, Т. А. Исмаил-заде, Ш. Ф. Мехтиев, А. Д. Султанов, Э. М. Шекинский, Э. Ш. Шихалибейли (зам. главного редактора), Э. М. Шихлинский (зам. главного редактора).

© Издательство «Элм», 1987 г.

УДК 550.312:551.243:517.9

А. Т. ИСМАИЛ-ЗАДЕ

ГРАВИТАЦИОННАЯ УСТОЙЧИВОСТЬ ВЕРТИКАЛЬНО-НЕОДНОРОДНОГО МАКСВЕЛЛОВСКОГО ТЕЛА. I

При построении моделей строения и развития мантии Земли встречаются задачи, связанные с анализом устойчивости системы слоев в поле силы тяжести. Полагая, что в процессах с характерными временами 10^{11} — 10^{17} с мантия ведет себя как вязкая жидкость, в работах [1—3] изучалась гравитационная устойчивость вязкой несжимаемой жидкости. Однако представляют интерес и процессы, протекающие в интервале времени 10^4 — 10^{11} с, где мантия ведет себя как вязкоупругое тело.

В данной статье изучается устойчивость системы вязкоупругих слоев в поле силы тяжести, если имеется инверсия плотностей. В качестве реологической модели мантии Земли выбрано максвелловское тело.

I. Уравнения движения максвелловского тела

Обозначим через Ω область изменения переменных (x_1, x_2, x_3) . Будем считать, что движение происходит весьма медленно, и потому рассматривать только малые смещения. При движении среды справедливы уравнения сохранения массы и импульса:

$$\rho \frac{\partial u_i}{\partial t} = - \frac{\partial \delta p}{\partial x_i} + \frac{\partial \delta_{11}}{\partial x_1} \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{13}}{\partial x_3} - g \delta \rho e_i, \quad i = 1, 2, 3, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \delta p}{\partial t} + u_3 \frac{d\rho}{dx_3} = 0, \quad (2)$$

где $\vec{u} = (u_1, u_2, u_3)$ — вектор скоростей, $\rho = \rho(x_3)$ — плотность, δp — возмущение плотности, δp — возмущение давления,

σ_{ij} — тензор напряжений, g — ускорение силы тяжести, e — единичный вектор, направленный по вертикали.

З а м е ч а н и е I. Мы пренебрегаем деформацией всестороннего сжатия, положив $\text{div } \vec{u} = 0$, где \vec{u} — вектор смещений; отсюда, очевидно, будет следовать, что $\text{div } \vec{u} = 0$.

По теории Максвелла, скорость измерения тензора деформаций $d\varepsilon_{ij}/dt$ связана с тензором напряжений следующим образом:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{T} \right) \sigma_{ij} = \mu \frac{\partial \varepsilon_{ij}}{\partial t}, \quad (3)$$

где μ — модуль сдвига, T — время релаксации.

Замечание 2. В дальнейшем будем считать $\mu = \mu(z_3)$ и $T = \text{const}$.

Применяя оператор $d/dt + 1/T$ к обеим частям и учитывая (3), получим

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{T}\right) \left[\rho \frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial \delta p}{\partial x_i} \right] = \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu \frac{\partial \varepsilon_{ij}}{\partial t} \right) - \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{T}\right) g \delta p e_i, \quad i=1,2,3. \quad (4)$$

Теперь, преобразуя уравнения (4), присоединяя к ним уравнения (2)

и $\text{div } \vec{u} = 0$, имеем следующую систему:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{T}\right) \left(\rho \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial \delta p}{\partial x} \right) &= \mu \Delta u + \left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \frac{d\mu}{dz}, \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{T}\right) \left(\rho \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial \delta p}{\partial y} \right) &= \mu \Delta v + \left(\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial z} \right) \frac{d\mu}{dz}, \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{T}\right) \left(\rho \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial \delta p}{\partial z} \right) &= \mu \Delta w + 2 \frac{\partial w}{dz} \frac{d\mu}{dz} - \left(\frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{T}\right) g \delta p, \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0, \\ \frac{\partial}{\partial t} \delta p &= -w \frac{d\rho}{dz}, \end{aligned} \quad (5)$$

где

$$(u, v, w) = (u_1, u_2, u_3), (x, y, z) = (x_1, x_2, x_3).$$

2. Физические предположения

Пусть Ω разделено на слои плоскостями $z = z_j, j = 0, 1, \dots, m$. Предположим, что эти слои являются максвелловскими телами, причем в каждом из них плотность $\rho(z)$ и модуль сдвига $\mu(z)$ непрерывны. Предположим, что самый нижний слой либо покоится на жестком основании, либо бесконечен (тогда $-\infty < z \leq z_1$). Предположим также, что самый верхний слой либо находится в контакте с жесткой стенкой, либо бесконечен (тогда $z_{m-1} \leq z < \infty$), либо верхняя граница тела является свободной. В отрицательном направлении оси z (т.е. вертикально вниз) на эту систему слоев действует сила тяжести.

Вопрос об устойчивости такой системы сводится к анализу поведения малых возмущений во времени. Если малые возмущения решений системы уравнений (5) убывают со временем, то система устойчива; в противном случае возникает неустойчивость.

Уравнения (5) рассматриваются в каждом из слоев $z_{j-1} < z < z_j$; на плоскостях $z = z_j$ должны выполняться граничные условия, которые будут выписаны ниже.

3. Сведение вопроса об устойчивости к анализу задачи на собственные значения

Чтобы получить задачу на собственные значения, проведем разделение переменных в системе уравнений (5) и в граничных условиях,

Для этого каждую из искомым функций (например, u) представим в виде

$$u(x, y, z, t) = \int_{\sigma-1}^{\sigma+1} \int_{k_x, k_y} U(k_x, k_y, \tau, z) \exp[\tau t + i(k_x x + k_y y)] dk_x dk_y d\tau,$$

и аналогично — для $v, w, \delta p, \delta \rho$. Сохраняя старые обозначения для $u, v, w, \delta p, \delta \rho$ (теперь они зависят от k_x, k_y, z и τ), найдем из уравнений (5):

$$\left(\tau + \frac{1}{T}\right) (\tau \rho u + i k_x \delta p) = \mu (D^2 - k^2) u + D_\tau (i k_x w + D u), \quad (6a)$$

$$\left(\tau + \frac{1}{T}\right) (\tau \rho v + i k_y \delta p) = \mu (D^2 - k^2) v + D_\tau (i k_y w + D v), \quad (6b)$$

$$\left(\tau + \frac{1}{T}\right) (\tau \rho w + D \delta p) = \mu (D^2 - k^2) w + 2 D_\tau D w - \left(\tau + \frac{1}{T}\right) g \delta p \quad (6v)$$

$$i k_x u + i k_y v = -D w, \quad (6r)$$

$$\tau \delta \rho = -w D \rho, \quad (6d)$$

где через D обозначается дифференцирование d/dz ; $k^2 = k_x^2 + k_y^2$. Из уравнений (6) можно исключить все неизвестные, кроме w . Для этого умножим (6a) на $i k_x$, (6b) на $i k_y$, сложим результаты и воспользуемся (6r). Тогда получим

$$\left(\tau + \frac{1}{T}\right) k^2 \delta p = \left[-\left(\tau + \frac{1}{T}\right) \tau \rho + \mu (D^2 - k^2) \right] D w + D_\tau (D^2 + k^2) w.$$

Кроме того, из (6v) и (6d) имеем

$$\begin{aligned} \left(\tau + \frac{1}{T}\right) D \delta p &= -\left(\tau + \frac{1}{T}\right) \tau \rho w + \mu (D^2 - k^2) w + 2 D_\tau D w + \\ &+ \left(\tau + \frac{1}{T}\right) \frac{g}{\tau} D \rho w. \end{aligned}$$

Исключая δp из двух последних уравнений, получим

$$\begin{aligned} D \left\{ \left[\left(\tau + \frac{1}{T}\right) \tau \rho - \mu (D^2 - k^2) \right] D w - D_\tau (D^2 + k^2) w \right\} = \\ = k^2 \left\{ -\left(\tau + \frac{1}{T}\right) \frac{g}{\tau} D \rho w + \left[\left(\tau + \frac{1}{T}\right) \tau \rho - \mu (D^2 - k^2) \right] w - 2 D_\tau D w \right\}. \quad (7) \end{aligned}$$

Это обыкновенное дифференциальное уравнение с переменными коэффициентами, в него входят также постоянные параметры τ и k^2 , T и g . Простые преобразования приводят это уравнение к «самосопряженному» виду

$$D^2 (\mu D^2 w) - D \left[\left[\left(\tau + \frac{1}{T}\right) \tau \rho + 2 k^2 \mu \right] D w \right] + k^2 (D^2 \mu +$$

$$+ \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \tau \rho + k^2 \mu - \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \frac{g}{\tau} D \rho \tau w = 0. \quad (8)$$

Дифференциальное уравнение (8) нужно рассматривать совместно с граничными условиями. Такими условиями могут быть, во-первых, соотношения на свободной или закрепленной границах, во-вторых, соотношения на поверхностях раздела (мы будем называть такие соотношения условиями склейки) и, в-третьих, условия из бесконечности (в случае бесконечных верхнего или нижнего слоев).

Условия закрепленной границы (или контакта с жесткой стенкой) состоят в убывании скоростей до нуля: $u=v=w=0$. Из (6 г) получим $Du=0$. Итак, в контакте с жесткой стенкой должны выполняться условия

$$w=0, \quad (9a)$$

$$Dw=0. \quad (9b)$$

Условия склейки получаются из непрерывности скоростей, касательных напряжений и из оценки скачка приращений давления. Введем обозначения: $f_{j+0} = \lim_{z \rightarrow z_j} f(z)$, $z > z_j$; $f_{j-0} = \lim_{z \rightarrow z_j} f(z)$, $z < z_j$; $i=1, 2, \dots, m-1$. Поскольку скорости должны быть непрерывны при $z \rightarrow z_j$, то $u_{j+0}=u_{j-0}$, $v_{j+0}=v_{j-0}$, $w_{j+0}=w_{j-0}$. Из (6 г) следует также, что $Dw_{j+0}=Dw_{j-0}$. Таким образом, мы получили два условия склейки при

$$w_{j+0} = w_{j-0}, \quad (10a)$$

$$Dw_{j+0} = Dw_{j-0}. \quad (10b)$$

В дальнейшем через w_j и Dw_j будут обозначаться общие пределы w и Dw при $z \rightarrow z_j$.

Из выражения для касательных напряжений (3) после разделения переменных получим

$$\left(\tau + \frac{1}{T} \right) \sigma_{xz} = \mu(Du + ik_x w), \quad \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \sigma_{yz} = \mu(Dv + ik_y w).$$

Умножим σ_{xz} на ik_x , σ_{yz} на ik_y , сложим результаты и воспользуемся (6 г). Имеем

$$i \left(\tau + \frac{1}{T} \right) (k_x \sigma_{xz} + k_y \sigma_{yz}) = -\mu(D^2 + k^2)w.$$

В силу непрерывности σ_{xz} и σ_{yz} при $z=z_j$ третье граничное условие принимает вид

$$[\mu(D^2 + k^2)w]_{j+0} = [\mu(D^2 + k^2)w]_{j-0}. \quad (10в)$$

Наконец, последнее условие склейки получается из самого уравнения (7). Проинтегрируем это уравнение от z_j-h до z_j+h , $h>0$:

$$\begin{aligned} & \left\{ \left[\left(\tau + \frac{1}{T} \right) \tau \rho - \mu(D^2 - k^2) \right] D\tau w - D\mu(D^2 + k^2)\tau w \right\}_{z_j-h}^{z_j+h} = \\ & = k^2 \int_{z_j-h}^{z_j+h} \left\{ - \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \frac{g}{\tau} D\rho w + \left[\left(\tau + \frac{1}{T} \right) \tau \rho - \mu(D^2 - k^2) \right] w - \right. \end{aligned}$$

$$\left. - 2D\mu D\tau w \right\} dz.$$

При $h \rightarrow 0$ в силу непрерывности w и Dw получаем

$$\begin{aligned} & \lim_{h \rightarrow 0} k^2 \int_{z_j-h}^{z_j+h} \left(- \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \frac{g}{\tau} D\rho w - 2D\mu D\tau w \right) dz = - \\ & - \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \frac{gk^2}{\tau} (\rho_{j+0} - \rho_{j-0}) w_j - 2k^2 (\mu_{j+0} - \mu_{j-0}) Dw_j. \end{aligned}$$

Поскольку w и $\mu(D^2 + k^2)w$ непрерывны при $z=z_j$, а μ ограничено, то $\mu(D^2 - k^2)w$ — также ограниченная функция. Поэтому

$$\lim_{h \rightarrow 0} k^2 \int_{z_j-h}^{z_j+h} \left[\left(\tau + \frac{1}{T} \right) \tau \rho - \mu(D^2 - k^2) \right] w dz = 0.$$

Итак, четвертое условие склейки принимает вид

$$\begin{aligned} & \left\{ \left[\left(\tau + \frac{1}{T} \right) \tau \rho - \mu(D^2 - k^2) \right] D\tau w - D\mu(D^2 + k^2)\tau w \right\}_{j+0} - \\ & - \left\{ \left[\left(\tau + \frac{1}{T} \right) \tau \rho - \mu(D^2 - k^2) \right] D\tau w - D\mu(D^2 + k^2)\tau w \right\}_{j-0} = \\ & = - \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \frac{gk^2}{\tau} (\rho_{j+0} - \rho_{j-0}) w_j - 2k^2 (\mu_{j+0} - \mu_{j-0}) Dw_j. \quad (10г) \end{aligned}$$

Физический смысл этого условия заключается в том, что при деформации поверхности раздела у этой поверхности возникают две силы. Одна из них представляет собой вес поднявшегося или опустившегося тела с учетом разницы плотностей сверху и снизу от поверхности, вторая же — сопротивление движению. Первое и второе слагаемые в правой части (10 г) и соответствуют этим двум силам. Указанные силы уравновешиваются скачком приращения давления, который присутствует в левой части (10 г).

Условия на свободной границе получаются из отсутствия внешних усилий и вновь — из оценки скачка приращений давления. Если $\sigma_{xz} = \sigma_{yz} = 0$, то будем иметь

$$[(D^2 + k^2)w]_{m-0} = 0 \quad (11a)$$

Второе условие, как и (10 г), получается путем интегрирования уравнения (7). Имеем

$$\begin{aligned} & \left\{ \left[\left(\tau + \frac{1}{T} \right) \tau \rho - \mu(D^2 - k^2) \right] D\tau w - D\mu(D^2 + k^2)\tau w \right\}_{m-0} = \\ & = - \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \frac{gk^2}{\tau} \rho_{m-0} w_m - 2k^2 \mu_{m-0} Dw_m. \quad (11б) \end{aligned}$$

Теперь сформулируем следующую задачу на определение собственных функций и собственных значений: найти функцию $w(z)$, кото-

рая удовлетворяет в каждом из интервалов $z_{j-1} < z < z_j$, $j=1, 2, \dots, m$, уравнению (8), при $z=z_j$ — условиям склейки (10а)—(10г), при $z=z_0$ — условиям у жесткой стенки (9а) и (9б) или условию на бесконечности ($\omega(z) \rightarrow 0$ при $z \rightarrow -\infty$) при $z=z_m$ — условиям на свободной границе (11а) и (11б) или условию на бесконечности ($\omega(z) \rightarrow 0$ при $z \rightarrow \infty$).

Найденная таким образом функция $\omega(z)$ является собственной функцией задачи, а соответствующая (вообще говоря, комплексная) величина τ — собственным значением. Очевидно, τ зависит от k^2 , функций $\rho(z)$, времени релаксации T и геометрической конфигурации, т. е. от z_j .

Так как решение первоначальной задачи представляется в виде интегралов с ядрами $\exp[\tau t + i(k_x x + k_y y)]$, то при $t \rightarrow \infty$ решения убывают, если $\text{Re } \tau < 0$, и возрастают, если $\text{Re } \tau > 0$. В силу этого вопрос об устойчивости сводится к анализу собственных значений τ . Если все они располагаются в левой полуплоскости комплексного переменного при любых k^2 , то система устойчива, если же хотя бы для одного k^2 существует собственное значение в правой полуплоскости, то система теряет устойчивость.

4. Устойчивость системы максвелловских слоев при невозрастающей плотности

Теорема. Пусть $\omega(z)$ — собственная функция задачи, а τ — соответствующее собственное значение. Пусть $\rho(z)$ — невозрастающая функция z : $\rho(z) \leq \rho(z')$ при $z > z'$. Пусть, кроме того, $\mu(z) > 0$. Тогда $\text{Re } \tau \leq 0$ для всех $k > 0$.

Лемма. Пусть $\omega(z)$ — собственная функция задачи, а τ — соответствующее собственное значение. Тогда справедливо соотношение

$$\begin{aligned} & \frac{k^2 y}{\tau} \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \rho_{m-0} |\omega_m|^2 + \sum_{j=1}^{m-1} \frac{g k^2}{\tau} \left(\tau + \frac{1}{T} \right) (\rho_{j-0} - \rho_{j+0}) |\omega_j|^2 + \\ & + \sum_{j=1}^m k^2 \int_{z_{j-1}}^{z_j} \mu D^2 (|\omega|^2) dz + \sum_{j=1}^m \int_{z_{j-1}}^{z_j} [\mu^1 D^2 \omega^2 + (\tau \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \rho + 2k^2 \mu) |D\omega|^2 + \\ & + k^2 \tau \left(\tau + \frac{1}{T} \right) \rho + k^2 \mu - \frac{g}{\tau} \left(\tau + \frac{1}{T} \right) D\rho] |\omega|^2 dz = 0 \end{aligned} \quad (12)$$

Интегральная оценка. Для задачи справедливо следующее неравенство:

$$\left| \int_{z_{j-1}}^{z_j} k^2 \mu D^2 (|\omega|^2) dz \right| \leq \int_{z_{j-1}}^{z_j} (\mu^1 D^2 \omega^2 + 2k^2 \mu |D\omega|^2 + k^4 \mu |\omega|^2) dz. \quad (13)$$

Доказательство леммы и интегральной оценки аналогичны доказательствам соответствующих выражений в [2].

Доказательство теоремы. Для доказательства восполь-

зуемся критерием Раусса—Гурвица (см., напр., [4]). Для этого перепишем (12) в следующем виде:

$$\begin{aligned} & \frac{1}{\tau} \left(\tau + \frac{1}{T} \right) A + \tau \left(\tau + \frac{1}{T} \right) B + J = 0, \\ & A = g k^2 [\rho_{m-0} |\omega_m|^2 + \sum_{j=1}^{m-1} (\rho_{j-0} - \rho_{j+0}) |\omega_j|^2 - \sum_{j=1}^m \int_{z_{j-1}}^{z_j} D\rho |\omega|^2 dz], \\ & B = \sum_{j=1}^m \int_{z_{j-1}}^{z_j} \rho (|D\omega|^2 + k^2 |\omega|^2) dz, \\ & J = \sum_{j=1}^m \int_{z_{j-1}}^{z_j} [k^2 \mu D^2 (|\omega|^2) + \mu^1 D^2 \omega^2 + 2k^2 \mu |D\omega|^2 + k^4 \mu |\omega|^2] dz. \end{aligned}$$

Преобразуя последнее уравнение, получим

$$B\tau^3 + \frac{B}{T} \tau^2 + (A + J)\tau + \frac{A}{T} = 0. \quad (14)$$

Очевидно $B \geq 0$; в силу того, что $\rho(z)$ — невозрастающая функция z , $D\rho \leq 0$ и $\rho_{j-0} - \rho_{j+1} \geq 0$. Поэтому $A \geq 0$. Кроме того, в силу неравенства (13) каждый член под знаком суммы в J также неотрицателен, и поэтому $J \geq 0$.

Чтобы воспользоваться критерием Раусса—Гурвица, необходимо вычислить определители: $T_0 = B \geq 0$, $T_1 = \frac{B}{T} \geq 0$,

$$T_2 = \begin{vmatrix} B/T & A \\ A/T & B+J \end{vmatrix} = \frac{BJ}{T} \geq 0, \quad T_3 = T_2 \frac{A}{T} \geq 0.$$

Отсюда в силу критерия Раусса—Гурвица получаем, что все корни уравнения (14) имеют не положительную действительную часть, т. е. $\text{Re } \tau \leq 0$.

Конкретные модели двух полупространств и двух слоев с численными расчетами будут рассмотрены в следующей части этой работы.

Литература

1. Chandrasekhar S. Hydrodynamic and hydromagnetic stability. — Oxford: Clarendon Press, 1968.
2. Наймарк Б. М., Яновская Т. Б. Гравитационная устойчивость вертикально-неоднородной вязкой несжимаемой жидкости I. — В кн.: Исследование сейсмичности и моделей Земли: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1976, вып. 9.
3. Наймарк Б. М. Гравитационная устойчивость вертикально-неоднородной вязкой несжимаемой жидкости. II. В кн.: Распознавание и спектральный анализ в сейсмологии: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1977; вып. 10.
4. Курош А. Г. Курс высшей алгебры. М.: Наука, 1971.

Ә. Т. Исмайлзаде

**ШАГУЛИ МУХТӘЛИФ ЧИНСЛИ МАКСВЕЛЛ ЧИСИМЛӘРИН
ГРАВИТАСИЈА ДАВАМЛИЛЫҒЫ. I.**

Мәгалә максвелл лајлары системинин агырлыг гүввәси сәһәсиндә дәјанәтлијинин өјрәнилмәсинә һәср едилмишдир. Максвелл кәвдәси һәрәкәтинин тәнликләри вә сәрһәд шәртләри чыхарылыр. Дәјанәтлик мәсәләси вәзифәнин хүсуси әһәмийјәтинин анализи-на јөнәлдилр. Сүбүт едилр ки, сыхлыг инверсијасы олмадыгда јердәјишмә модулуңдан асылы олмајараг лајлар системи дәјанәтли олур.

A. T. Ismail-Zade

**GRAVITATIONAL STABILITY OF VERTICAL AND
HETEROGENEOUS MAXWELL'S BODY. I**

The article is devoted to the study of Maxwell layer stability in the gravity. The Maxwell body motion equations and limiting conditions are derived. The question of stability is treated as an analysis of eigenvalue problems. It is proved that in the lack of density inversion the layer system is stable independent of shear modulus.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1987, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1987, № 4

УДК 550.93

Г. В. МУСТАФАЕВ, А. Р. ИСМЕТ, О. Д. БАГИРБЕКОВА,

М. А. МУСТАФАЕВ

**ИЗОТОПНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ЧАНАХЧИЧАЙСКОГО
ПОЛИФАЗНОГО ИНТРУЗИВА НА МАЛОМ КАВКАЗЕ**

Кедабекский рудный район, с точки зрения проявления магматизма и эндогенного рудообразования, весьма интересен. На геосинклинальном этапе развития Малого Кавказа в пределах рудного района широкое развитие получили гранитоидные интрузивы, завершающие среднеюрский и верхнеюрский-нижнемеловой этапы магматизма. В составе среднеюрской плагногранитовой формации выделяются две основные группы пород: плагнограниты и лейкократовые граниты, соответствующие двум фазам единой интрузивной деятельности. Верхнеюрско-нижнемеловой интрузивный магматизм характеризуется формированием как основных, средних, так и кислых пород, объединяемых в габбро-диорит-гранодиоритовую формацию. Многочисленные интрузивные массивы, выделяемые в ареалах вулканических полей на основании геологических данных, подтвержденные геофизическими работами, являются, скорее всего, элементами интрузивно-купольных палеовулканических структур.

Исследованиями последних лет в центральной части Шамхорского поднятия, в пределах Кедабекского рудного района получены новые данные в результате структурно-палеовулканогеологической реконструкции, изучения интрузивного магматизма и металлогении, некоторые из которых опубликованы нами ранее. В настоящем сообщении приводятся новые данные о возрасте Чанахчичайского интрузивного массива, расположенного на западном блоке Кедабекского рудного района, около сел. Алмалытала, на правом берегу р. Дзегамчай. Район развития интрузива характеризуется закономерно сочетающимся контрастным составом вулканических и субвулканических образований, что отвечает верхнему интеркрустальному ярусу вулканических структур.

Чанахчичайский интрузивный массив, несмотря на небольшие размеры (6 км²), по своему геологическому строению и петрографическому составу характеризуется сходством с Дашкесанским и Кедабекским полифазными, потенциально рудоносными, гипабиссальными интрузивами. Интерес к данному массиву обусловлен, с одной стороны, возможной его продуктивностью по аналогии с другими интрузивами, а с другой — однозначно нерешенностью вопросов его геологического возраста и стратиграфического положения.

При детальном картировании установлено, что Чанахчичайский интрузивный массив образует полифазное интрузивное тело изометричной

формы. Габброидные интрузии на значительной площади окаймляют по периферии кварцевые диориты в виде кольцевых тел. Кварцевые диориты занимают внутренние части массива, включающие многочисленные шлиры средним размером 20×30 см. Наблюдается фациальная изменчивость петрографического состава от диоритов до гранодиоритов.

Данные, полученные по калий-аргоновому датированию габброидов и кварцевых диоритов из Чанахчичайского массива, приведены в таблице, а его геологическая схема с указанием точек отбора проб — на рисунке.

Абсолютный возраст пород Чанахчичайского интрузива

Обр. №	Содерж. К, %	Содерж. $Ar^{40} \cdot cm^3/2 \cdot 10^{-6}$	Содерж. Ar возд., %	Возраст, млн. лет	Средний возраст, млн. лет
Габброиды					
340/85	1,25	6,8086	44	135	136±3
340/85	1,25	7,021	39,4	140	
340/85	1,25	6,731	42	132	
379/85	1,38	9,036	27	162	
379a/85	1,32	9,069	28	170	166±3
376/85	0,96	6,9305	40	166	
Гранитоиды					
419/85	1,35	7,173	33,5	133	136±3
420/85	1,35	7,272	52,5	134	
421/85	1,36	7,551	32,2	139	
422/85	2,35	12,626	36,2	134	
420a/85	1,36	7,643	36,6	140	

Примечание: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$, $\lambda_A = 4,962 \cdot 10^{-10}$; $K^{40} = 0,01167 \text{ ат. \% к.}$

Ранние комплексы Чанахчичайского массива представлены габброидами и габбродиоритами с абсолютным возрастом 162—170 млн. лет, со средним значением 166 ± 3 млн. лет, что соответствует средней юре (байосу), но одна датировка оказалась «омоложенной» (обр. 340/85) — 136 (132; 135; 140) млн. лет. Такое несоответствие, возможно, объясняется местом отбора пробы на границе с более молодыми кварцевыми диоритами (см. рисунок). Под их тепловым воздействием на габброиды возможна некоторая потеря аргона, отразившаяся на абсолютном возрасте (см. таблицу). Это тем более вероятно, что в габброидах наблюдаются такие не типоморфные для них минералы как кварц, биотит. Это можно объяснить процессом гибридизации в результате воздействия кварцевых диоритов на габброиды.

Поздние члены Чанахчичайского интрузивного массива представлены кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Калий-аргоновая датировка этих пород в основном находится в пределах $133-140 \pm 3$ млн. лет, со средним значением 136 ± 3 млн. лет, т. е. хорошо увязывается с верхнеюрско-нижнемеловым возрастом других интрузивных массивов габбро-диорит-гранодиоритовой формации Малого Кавказа.

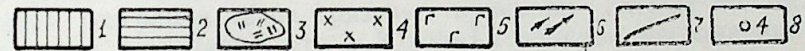
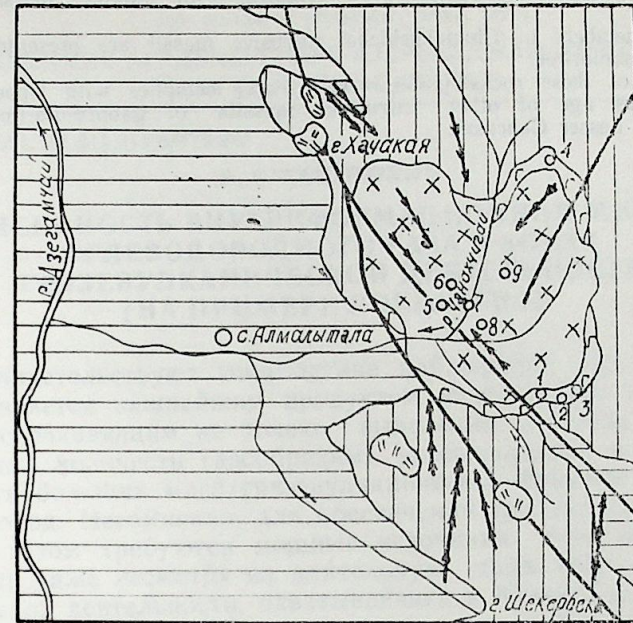


Схема геологического строения Чанахчичайского интрузивного массива:
 1 — верхнебайосские риолитовые лавы и туфы; 2 — нижнебайосские базальтовые лавы и туфы; 3 — верхнебайосские риолитовые субвулканы; 4 — гранитоиды; 5 — габброиды; 6 — дайки основных и кислых пород; 7 — разрывные нарушения; 8 — точки отбора проб для абсолютного возраста. Цифры на рис: 1 — обр. 340/85; 2 — обр. 376/85; 3 — обр. 379/85; 4 — обр. 379a/85; 5 — обр. 419/85; 6 — обр. 420/85; 7 — обр. 420a/85; 8 — обр. 421/85; 9 — обр. 422/85

н. В. Мустафаев, А. Р. Исмэт, О. Ч. Багырбаева, М. А. Мустафаев

КИЧИК ГАФГАЗЫН ЧАНАХЧЫЧАЙ ЧОХФАЗАЛЫ ИНТРУЗИВИНИН МҮТЛЭГ ЯШЫ

Мэгалэдэ К-А₂ үсүлү илэ Кэдэбэј филиз рајонунда јерлэшән Чанахчычај интрузивинин мҮтлэг јаш мәсәләсинә бахылыр. Нәтичәдә габбро-сүхурлары үчүн 166 ± 3 млн. ил, кварс-диорит вә гранодиоритләр үчүн исә 136 ± 2 млн. ил мҮтлэг јаш тәјин олуңмушдур ки, онлар да ганунаујғун олараг орта јура (байос) вә јухары јура-ашағы тәбашир стратиграфик јаш бөлкүсүнә ујғун кәлирләр.

G. V. Mustafaev, A. R. Ismet, O. D. Bagirbekova,
M. A. Mustafaev

THE AGE DETERMINATION OF CHANAKHCHICHAİ POLYPHASED INTRUSIVE IN THE LESSER CAUCASUS

The article presents the results of radiogeochronological investigations of Chanakhchichai intrusive massif on the western block of Kedabek ore region by K-Ar method.

The early complexes of Chanakhchichai massif are presented by gabbroids of absolute age — 166 ± 3 mil. years what complies with Middle Jurassic (Bajocian stage).

The later members of Chanakhchichai intrusive massif are presented by quartz diorites and granodiorites.

Argon age of these rocks (136 ± 3 mil. years) complies with Upper Jurassic-Lower Cretaceous age of other intrusive massifs of gabbro-diorite-granodioritic formation of the Lesser Caucasus.

УДК 553.981:551.551.311.311.8/479.24/

Н. С. КАСТРЮЛИН

ИНТЕНСИВНОСТЬ ВНУТРИФОРМАЦИОННОЙ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДНОГО ГАЗА В ЗОНАХ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ (НА ПРИМЕРЕ ЛОКБАТАНА)

Как свидетельствуют многолетние наблюдения [6], углеводородный газ является важнейшим продуктом деятельности грязевых вулканов, обеспечивающим не только выделение из недр в атмосферу значительных количеств газообразных углеводородов, но и вынос на поверхность больших масс грязевулканической брекчии с обломками твердых пород. Несомненно, для обеспечения грязевулканической деятельности газом требуются мощные источники генерации углеводородов. Ведь даже несмотря на длительную продолжительность грязевулканической деятельности, охватывающей в Южно-Каспийской мегавпадине миоценовую, плиоценовую и антропогенную эпохи [9], грязевой вулканизм активно проявляется и в настоящее время.

По данным геохимических исследований [2; 3; 10; 13], основным источником генерации газов грязевых вулканов служат толщи осадочных пород. Признавая, что в Южно-Каспийской мегавпадине развитие грязевулканических процессов происходит главным образом в толще пластичных глинистых пород миоцен-палеогеновых отложений [5], следует допустить, что именно в этой толще и происходит генерация основной массы углеводородного газа, участвующего в грязевулканической деятельности. В то же время не исключается участие в грязевулканической деятельности и углеводородного газа, генерируемого в подстилающих эту толщу мезозойских отложениях.

Исходя из сложившихся представлений [5], основанных на анализе данных бурения и материалов обследования грязевых вулканов, для развития грязевулканического процесса важным условием является обильное насыщение толщи пластичных глинистых пород миоцен-палеогеновых отложений углеводородным газом и замедленно-непрерывная внутриформационная миграция (ЗНВМ) последнего в зоны тектонического дробления, где происходит формирование газового очага грязевого вулкана (рис. 1). Для обеспечения возможности извержения в газовом очаге грязевого вулкана должен накопиться критический объем углеводородного газа. Это необходимое условие, но не достаточное. Для начала извержения необходимо нарушение сложившегося тектонического равновесия в недрах, которое приведет в действие АВПД, образовавшееся в грязевулканическом очаге. Когда будет преодолено сопротивление «пробки» в грязевулканическом жерле, уже не потребуются больших усилий для разрядки накопившейся энергии в газовом очаге и произойдет выделение газа с уменьшением пластового давления в очаге вплоть до геостатического.

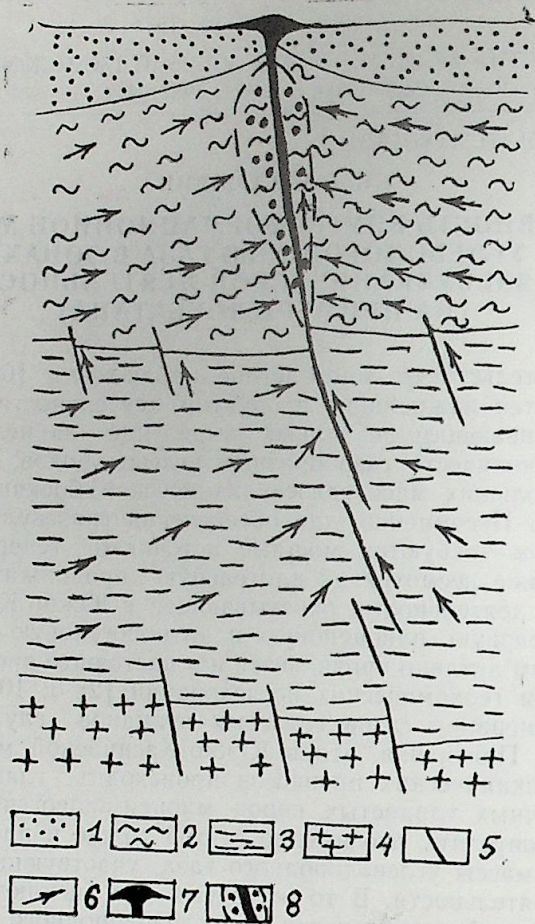


Рис. 1. Принципиальная схема внутриформационной миграции углеводородного газа в зоне грязевулканической деятельности:

1 — песчано-глинистые отложения антропоген-плиоцена; 2 — толща пластичных глинистых пород миоцен-палеогена; 3 — терригенно-карбонатные отложения мезозоя; 4 — фундамент; 5 — разрывные нарушения; 6 — направление миграции газа; 7 — грязевой вулкан; 8 — газовый очаг грязевого вулкана

После разрядки в газовом очаге АВПД, произойдет «запечатывание» жерла, и грязевулканическое извержение прекратится. Если же по каким-то каналам (трещинам, щелям) газ будет просачиваться, на поверхности будут иметь место графитно-сальзовые грязевулканические проявления.

Ввиду того, что вся толща пластичных глинистых пород миоцен-палеогена обильно насыщена углеводородным газом при АВПД, после резкого снижения пластового давления в грязевулканическом очаге интенсифицируется процесс ЗНВМ локальных газовых скопле-

ний и начнется новое накопление в газовом очаге углеводородного газа до критического объема.

Если посчитать, что при очередном извержении в грязевулканическом очаге освобождается именно тот объем для нового накопления газа, который выделился в атмосферу, то подсчитанное количество выделившегося газа будет составлять необходимый дефицит до критического объема. Следовательно, для того чтобы произошло следующее извержение, необходимо накопление в грязевулканическом очаге примерно такого же количества газа, которое выделилось при последнем извержении. Конечно, в зависимости от тектонической активности в данный период извержение может произойти и несколько раньше восполнения выделившегося газа, т. е. при меньшем критическом объеме, но может и задержаться, что приведет к накоплению в очаге большего количества газа с более высокими значениями АВПД. Условно исключая влияние тектонической активности, можно подсчитать, что за время между двумя извержениями в грязевулканическом очаге накопился именно тот объем газа, который выделился при предшествующем извержении.

Таким образом, располагая сведениями об объеме выделившегося при извержении газа и датах двух очередных извержений, можно рассчитать интенсивность миграции углеводородного газа в толще пластичных глинистых пород, в которой происходит развитие грязевулканических процессов. Естественно, что по разным грязевым вулканам и даже по одному и тому же, но в разные периоды его деятельности, интенсивность миграции может резко меняться. Из-за отсутствия более или менее достоверных сведений об объеме выделившегося газа невозможно сделать расчеты по многим вулканам. Однако даже отдельные расчеты могут дать представление о масштабе миграции углеводородного газа в зонах грязевулканической деятельности.

Располагая наиболее полными и достоверными сведениями по вулкану Локбатан (табл. 1), являющемуся одним из активно действующих вулканов Южно-Каспийской мегавпадины, нами сделаны расчеты по данным его извержений в послевоенное время, когда проводились систематические наблюдения за его деятельностью. При этом были учтены и данные о геологическом строении площади Локбатан.

По материалам бурения и геофизики осадочный разрез площади Локбатан представлен отложениями плиоценового, миоцен-палеогенового и мезозойского комплексов осредненной мощностью соответственно 2 тыс., 8 тыс. и 10 тыс. м. Судя по структурно-тектоническим особенностям плиоценового структурного этажа, детально изученного бурением, и по расположению близлежащих грязевулканических очагов (рис. 2), миграция углеводородного газа в грязевулканический очаг вулкана Локбатан допустима с территории площадью около 150 км². Можно допустить, что в зону вулкана Локбатан газ может мигрировать и с более отдаленных участков. Однако все же логичнее считать, что с более удаленных участков он будет мигрировать в сторону более близких с ним соседних грязевых вулканов.

Если считать, что грязевулканические процессы развиваются в миоцен-палеогеновых отложениях, а мезозойские являются поставщиком дополнительного количества газа для грязевого вулканизма, то можно принять общую мощность отложений, участвующих в грязе-

Таблица 1

Сведения об извержениях грязевого вулкана Локбатан в 1941—1980 гг.

Дата извержения	Интервал между очередными извержениями, годы	Излияние грязевулканической брекчии, тыс. м ³	Выделение УВ газа			Литературный источник
			Высота пламени, м	Время горения, мин	Объем, млн. м ³	
1941, 1.03	13					[1]
1954, 30—31.07	13,4	120	400—500	12	≈ 9**	[4]
1959, 17.12	5,4	≈ 200**	200—300	10	≈ 5**	[8]
1972, 1.10	12,8	125	200	3—4	9*	[11; 12]
1977, 6—7.10	5,0	200	200—300	98	30*	[7]
1980, 31.03	2,5	70**	≈ 100	≈ 10	≈ 2**	Наблюдения автора

* Расчет А. Я. Кабуловой.

** Оценка автора.

вулканической деятельности Локбатана, порядка 18 тыс. м. При площади сферы питания 150 км² объем пород, участвующих в поставке газа для грязевулканической деятельности вулкана Локбатан, оценивается в 2,7 тыс. км³. Если же исходить из того, что грязевулканическая деятельность вулкана обеспечивается только газом, генерируемым в миоцен-палеогеновом комплексе, то объем пород, составляющих сферу питания, оценивается в 1,2 тыс. км³.

Как показывают расчеты (табл. 2), возможная интенсивность внутриформационной миграции газа в сфере питания грязевулканической деятельности Локбатана, необходимая для создания в газовом очаге критических объемов, колеблется по 4 интервалам от 670 до 930 тыс. м³ в год и лишь в одном интервале, завершившемся феноменальным извержением в 1977 г. [7], она составляет 6 млн. м³ в год. Видимо, следует допустить, что такие исключительные извержения, как в 1977 г., происходят не только за счет газа, накопившегося в последний интервал между извержениями, но и в предыдущие интервалы. Можно допустить, что в очаге имеется какой-то постепенно накапливающийся «резервный» объем газа, который при обычных для данного района нарушениях тектонических равновесных напряжений не извергается, но при исключительном интенсивном проявлении тектонических сил, которое, видимо, имело место в Западном Апшероне в 1977 г., наряду с «подготовленным» для очередного обычного извержения объемом газа выделяется и «резервный» объем. Поэтому это резко отличающееся, более чем в 6 раз, значение не характеризует интенсивность миграции одного интервала времени, но при определении среднего значения за рассматриваемый период, составляющий 40 лет, оно, несомненно, должно приниматься в расчет. Полученная средняя цифра, составляющая 1375 тыс. м³ в год, отличается от 4 обычных интервалов относительно небольшими величинами и представляется вполне приемлемой.

Важным показателем интенсивности внутриформационной миграции является количество газа, выделяющегося единицей объема гор-

Таблица 2

Оценка интенсивности внутриформационной миграции газа в зоне грязевулканической деятельности Локбатана

Время между извержениями	Интервал между извержениями, годы	Выделено газа в конце интервала, млн. м ³	Сфера питания грязевулканической деятельности			Интенсивность миграции газа в очаг, тыс. м ³		
			Площадь, км ²	Мощность, км	Объем, км ³	С площади 1 км ² в год	С объема 1 км ³ в год	
1941—1954	13,4	9	150	8	1200	670	4,5	0,56
	5,4	5	150	8	1200	930	6,2	0,77
	12,8	9	150	8	1200	700	4,7	0,58
	5,0	30	150	8	1200	6000	40,0	5,0
	2,5	2	150	8	1200	800	5,3	0,67
1941—1980	40	55	150	8	1200	1375	9,2	1,1
1941—1954	13,4	9	150	18	2700	670	4,5	0,25
	5,4	5	150	18	2700	930	6,2	0,34
	12,8	9	150	18	2700	700	4,7	0,26
	5,0	30	150	18	2700	6000	40,0	2,22
	2,5	2	150	18	2700	800	5,3	0,30
1941—1980	40	55	150	18	2700	1375	9,2	0,5

I вариант (миоцен-палеогеновые отложения)

II вариант (миоцен-палеогеновые и мезозойские отложения)

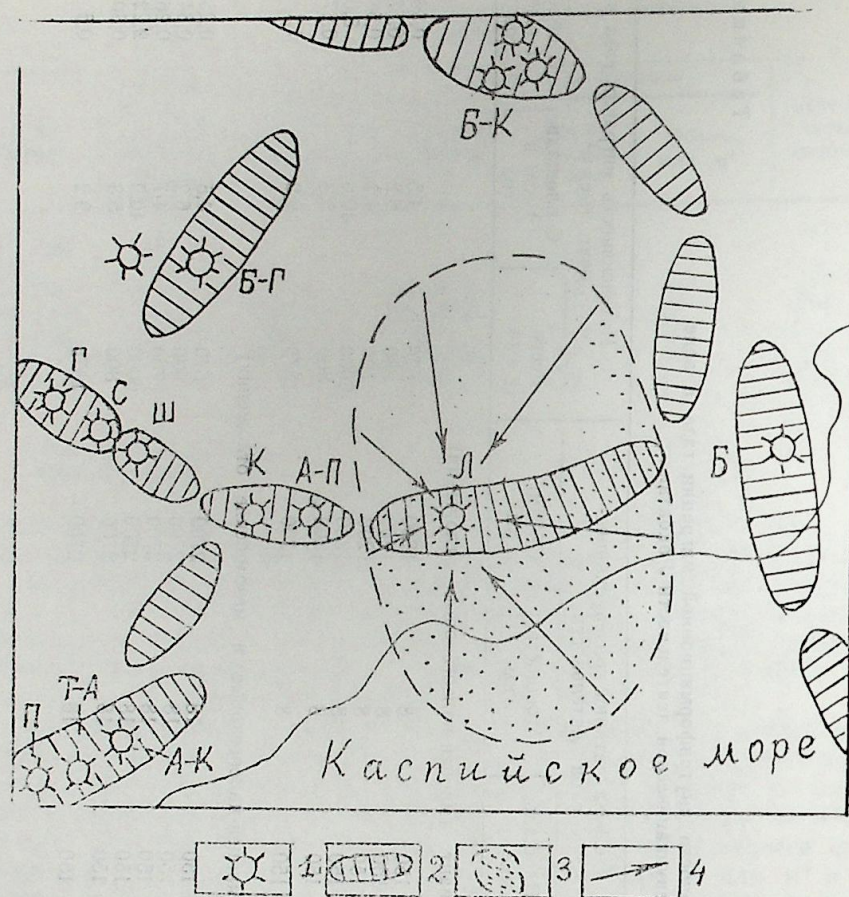


Рис. 2. Схема сферы питания грязевого вулкана Локбатан:
1 — грязевые вулканы: Л — Локбатан; Б — Бибиэбат; А-П — Ахтарма-Путинская; К — Кушхана; А-К — Ахтарма-Карадагская; Т-А — Торпаглы-Ахтарма; П — Пильпиля; Ш — Шонгар; С — Сарынча; Г — Гюльбахт; Б-Г — Боздаг-Гюздекский; Б-К — Боздаг-Кобийский; 2 — плиоценовые поднятия; 3 — сфера питания грязевого вулкана Локбатан; 4 — направление латеральной миграции газа

ных пород за единицу времени (удельная интенсивность миграции). Если считать, что грязевулканическая деятельность обеспечивается углеводородным газом, генерируемым только в толще пластичных глинистых пород миоцен-палеогенового комплекса, имеющего объем в сфере питания 1,2 тыс. км³, то удельная интенсивность миграции в зоне Локбатана будет составлять по 4 интервалам 0,56—0,77, по 1 интервалу 5,0, а в среднем 1,1 тыс. м³ в 1 км³ пород в год. Если же допустить, что в грязевулканической деятельности участвуют и газы, генерируемые в мезозойских отложениях, то тогда при общем объеме миоцен-палеогеновых и мезозойских отложений 2,7 тыс. км³, удельная интенсивность миграции составляет по 4 интервалам 0,25—0,34, по 1

интервалу 2,22, а в среднем 0,5 тыс. м³ газа с 1 км³ пород за 1 год.

Полученные при расчете значения по вулкану Локбатан, конечно, не претендуют на стопроцентную достоверность, но они дают конкретное представление о масштабе интенсивности внутриформационной миграции углеводородного газа в зоне грязевулканической деятельности. Во всяком случае, они свидетельствуют о том, что, несмотря на затрудненные условия, в толще пластичных глинистых пород непрерывно происходит интенсивная внутриформационная миграция газа по направлению к грязевулканическому очагу.

Можно возразить, что полученные значения интенсивности внутриформационной миграции газа по грязевому вулкану Локбатан не являются характерными для всех зон грязевулканической деятельности Южно-Каспийской мегавпадины. Скорее всего это так и есть. Однако полученные значения дают определенное представление о масштабах интенсивности миграции газа во всех зонах грязевулканической деятельности и подтверждают реальность представлений о развитии грязевулканических процессов в толще пластичных глинистых пород.

Учитывая высокие генерационные возможности миоцен-палеогеновых отложений, содержащих в своем составе зачастую свыше 1% органического вещества [8], можно рассчитывать, что они на уровне подсчитанных значений интенсивности внутриформационной миграции способны обеспечить грязевулканическую деятельность Локбатана на длительное время. А если принять во внимание, что в грязевулканических процессах могут участвовать и газы, генерируемые в мезозойских отложениях, то можно полагать, что грязевулканическая деятельность Локбатана обеспечена углеводородным газом на длительное историческое время.

Литература

1. Агабеков М. Г. Извержение грязевого вулкана Локбатан 1 марта 1941 г. — Изв. АзФАН СССР, 1941, № 4, с. 77—79.
2. Алиев Ад. А., Кабулова А. Я. Газы грязевых вулканов — индикаторы геохимических процессов в недрах. — В сб.: Дегазация Земли и геотектоника. М.: Недра, 1980, с. 256—260.
3. Дадашев Ф. Г. Углеводородные газы грязевых вулканов Азербайджана. — Баку: Азернешр, 1963.
4. Жемеров В. С. Извержение вулкана Лолбатан. — АНХ, 1954, № 11, с. 30—31.
5. Кастрюлин Н. С. Замедленно-непрерывная внутриформационная миграция локальных газовых скоплений — необходимое условие развития грязевулканических процессов. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1985, № 1, с. 27—33.
6. Каталог зафиксированных извержений грязевых вулканов Азербайджана (за период 1810—1974 гг.)/А. А. Якубов, А. А. Али-заде, Р. Р. Рахманов, Ю. Г. Мамедов. — Баку, 1974.
7. Новое мощное извержение грязевого вулкана Локбатан /А. А. Якубов, Б. В. Григорьянц, Н. С. Кастрюлин, Р. Р. Рахманов. — АНХ, 1978, № 4, с. 6—10.
8. Оценка нефтепроизводящих свойств мезо-кайнозойских отложений Азербайджана/А. А. Али-заде, Г. А. Ахмедов, Г.—М. А. Алиев и др. — Баку: Элм, 1975.
9. Султанов Р. Г., Салаев С. Г., Кастрюлин Н. С. О связи грязевых вулканов юго-западного Кобыстана с тектоническими разрывами.—Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова. — Сер.—геол.-географ. наук, 1966, № 6, с. 46—51.
10. Якубов А. А. Грязевые вулканы западной части Апшеронского полуострова и их связь с нефтеносностью. — Баку: Изд-во АзФАНа СССР, 1941.
11. Якубов А. А. Извержение грязевого вулкана Локбатан. — Изв. вузов. Сер: «Нефть и газ», 1960, № 3, с. 17—21.

12. Якубов А. А., Али-заде А. А., Кастрюлин Н. С. Новое извержение грязевого вулкана Локбатан. — АНХ, 1973, № 3, с. 5—7.
13. Якубов А. А., Кастрюлин Н. С., Джавадов А. А. Грязевой вулканизм и нефтегазоносность Локбатана. — Баку: Элм, 1976.

Н. С. Кастрюлин

**ПАЛЧЫГ ВУЛКАНЛАРЫНЫН ФЭАЛИЈЈЭТ ЗОНАЛАРЫНДА
КАРБОҢИДРОКЕН ГАЗЛАРЫНЫН ФОРМАСИЈАДАХИЛИ
МИГРАСИЈАСЫНЫН ИНТЕНСИВЛИЈИ (ЛОКБАТАН ПАЛЧЫГ
ВУЛКАНЫНЫН ТИМСАЛЫНДА)**

Локбатан палчыг вулканынын 40 ил эрзинде баш вермиш пүскүрмөлери нәтижесинде ајрылан газын һәчминә әсасән палчыг вулканларынын фәалијјәт зоналарында газларын формасијадахили миграсијасынын интенсивлији мигдарча гүјмәтләндирилмишдир. Алынмыш гүјмәтләр палчыг вулканлары зоналарында карбоһидрокенләрин формасијадахили миграсијасынын мигјасыны конкрет олараг көстәрир вә палчыг вулканлары проселәринин Миосен-Палеокен чөкүнтү комплексинин килли сүхурларында үстүнлүк тәшкил етмәси фикрини тәсдиг едир.

N. S. Kastrulin

**THE INTENSITY OF HYDROCARBON GAS INTRAFORMATIONAL
MIGRATION IN THE ZONES OF MUD VOLCANIC ACTIVITY
(LOKBATAN AS AN EXAMPLE)**

On the basis of data on gas volumes which had been emanating at Lokbatan eruption during 40 years the intensity of gas intraformational migration in the zones of mud volcanic activity is estimated. The obtained values characterize the intraformational migration of hydrocarbon gas in the zones of mud volcanism and prove the opinion that mud volcanic processes distribute mostly in the stratum of plastic clay rocks of Miocene-Paleogene complex.

УДК 522.4+552.32.6(479.24)

Э. Ш. ШИХАЛИБЕЙЛИ, Дж. А. АЗАДАЛИЕВ, Г. И. АЛЛАХВЕРДИЕВ

**К ПРОБЛЕМЕ О КОНТАКТОВО-ТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЯХ
И ИНТРУЗИВНОЙ ПРИРОДЕ АЛЬПИНОТИПНЫХ
ГИПЕРБАЗИТОВ МАЛОГО КАВКАЗА**

Контактово-термальные преобразования вмещающих пород в ореолах интрузивов, несомненно, обусловлены внедрением и при этом термальным воздействием магматических расплавов. Масштабы и интенсивность контактово-термальных изменений зависит от кремнекислотного состава и флюидного режима магмы, размера и формы контактов магматических тел, состава вмещающих пород и т. д. Контактово-термальные ореолы более кремнекислых интрузивов представлены как правило, намного шире и интенсивнее, чем у менее кремнекислых [1, 2, 4]. В действительности следовало бы ожидать обратное явление, поскольку температура кристаллизации кислой магмы заметно меньше, чем основной и ультраосновной. Тем не менее гранитоидные массивы обладают широкими контактовыми ореолами термальных изменений, а габбронды обычно окаймляются узкой, порой не заметной, полосой аналогичных преобразований. На вопрос чем это вызвано, пока нет однозначного ответа. Однако наиболее вероятным является предположение о том, что это явление обусловлено не столько температурой кристаллизации магматических расплавов, сколько их кремнекислотностью и тем самым флюидным режимом магмы, особенно содержанием летучих компонентов [1, 2, 4].

Исключительно слабое проявление или отсутствие интенсивных интрузивно-термальных изменений в контакте гипербазитовых массивов, является, по-видимому, загадочным явлением природы. По этому поводу Д. С. Коржинский писал, что «... нельзя не удивляться той странной особенности гипербазитовых массивов, что в магматическую стадию они дают только «сухие» контакты, тогда как при последующих послемагматических процессах они оказываются водообильными, что особенно проявляется в мощных процессах автосерпентинизации» [8].

Офиолитовый пояс Малого Кавказа представлен двумя прогибами (Тоурагачайским и Сарыбабинским), разделенными Карабахским внутренним поднятием, и приурочен к Севано-Карабахской зоне, которая ограничена с северо-востока Сомхето-Агдамской, а с юго-запада Мисхана-Кафанской зонами, являющимися рамами упомянутых прогибов. Последние сложены юрскими, меловыми и палеогеновыми образованиями и отделены от ограничивающих зон и внутреннего поднятия, представленных юрскими отложениями, протяженными большеамплитудными разломами (Мровдагским, Карабахским и Лачин-Башлыбельским). В связи с замыканием Карабахского внутреннего поднятия в долине р. Тертер, на западе в Севанской зоне офиолитовые прогибы объединяются, а на востоке из-за воздымания поднятия они расхо-

дятся. Оба прогиба оканчиваются, а офиолиты исчезают, так как ограничивающие их мантийные разломы на востоке (восточнее г. Кирс) затухают [18]. Окончательно установлен турон-нижнесантонский возраст вмещающей офиолиты кремнисто-диабазово-радиоляритовой толщи [17].

Предлагается торговая модель развития офиолитовых прогибов Малого Кавказа, которые заложены в поздней юре на коре континентального типа. Дальнейшее интенсивное опускание этих прогибов по разломам приводило к формированию троговых (рифтоподобных) структур [18]. Вследствие длительного растяжения континентальная кора в зоне рифта утоняется и образуется мантийный диапиризм. В результате этого в глубоководных желобах турон-нижнесантонского моря возникает вулканоплутонический магматизм основного и ультраосновного состава. Таким образом, в осевой полосе трогов происходило новообразование коры океанического или переходного типа. Позже, из-за пиренейской складчатости, происходило сжатие, складко- и надвигообразование, смятие офиолитовых прогибов, внедрение гранитондов, метаморфизм осадков и формирование континентальной коры. В этой связи проблема офиолитов, одним из составных компонентов которых является базит-гипербазитовый комплекс, в последнее время оживленно дискутируется в свете вновь открытых представлений и концепций. На фоне этой проблемы главные вопросы о природе базит-гипербазитовых массивов Малого Кавказа и их контактово-термальном воздействии на вмещающие породы также стали объектами горячих дискуссий и интенсивных исследований.

Гипербазиты Малого Кавказа приурочены к глубинным долгоживущим разломам северо-западного простирания в офиолитовых прогибах (Тоурагачайский и Сарыбабинский), закладывающихся в поздней юре на коре континентального типа и имеющих троговую модель развития. Они представлены разобщенными линейно-вытянутыми согласно простиранию складок интрузивными телами различных размеров (до 0,6 км², иногда до 10—12 км²), которые интенсивно и почти полностью серпентинизированы. С гипербазитами сопряжены и парагенетически связаны спилитизированные диабазы, различные по размерам массивы габброидов, мелкие выходы кварцевых диоритов и плагиогранитов. Гипербазитовые интрузивы прорывают песчано-глинистые отложения альба и сеномана, размещаясь, в основном, в турон-нижнесантонской кремнисто-диабазово-радиоляритовой толще, и протягиваются в виде узкого (2—30 км) пояса на расстоянии более чем 360 км (это лишь в пределах СССР — в Азербайджане и Армении). Первые сведения о породах основной и ультраосновной магмы на Малом Кавказе можно найти в опубликованных (начиная с 1865 г. по настоящее время) работах и фондовых геологических отчетах не одного поколения геологов. Наиболее детально они были исследованы М. А. Кашкай [5] и др. Невзирая на то, что ни одним из исследователей малокавказских гипербазитов не было обнаружено типичного контактово-термального воздействия ультраосновной магмы на вмещающие породы, другой точки зрения о природе становления этих альпинотипных базит-гипербазитовых массивов, кроме интрузивной, не было. Да и классическая магматическая петрология за всю свою историю всегда оперировала тем, что, как и всякие плутонические гор-

ные породы, все гипербазитовые массивы имеют интрузивный характер становления в их существующем залегании и механизм внедрения расплавов всех петрохимических типов в принципе одинаков. Однако за последние два с половиной десятилетия возникли различные представления о генезисе и природе становления гипербазитов: одни исследователи приписывают гипербазитам интрузивный механизм внедрения, другие — утверждают об их холодном твердом внедрении (протрузия), а третьи — главное место отводят метасоматическому генезису. Может быть, последнее в природе частично имеет место, однако при этом нет оснований придавать метасоматозу универсальное значение. Существует целый ряд критериев метасоматоза [8], согласно которым невозможно объяснить метасоматический генезис гипербазитов.

Начиная с 60-х годов нашего столетия особо господствующее положение заняло представление неомобилистов о кристаллизации ультраосновного расплава в пределах мантии с выжиманием в более позднее время уже затвердевавших гипербазитовых массивов в верхние слои литосферы [6, 7, 10]. При этом кристаллизация ультраосновной магмы и внедрение гипербазитовых массивов оказываются разорванными во времени и пространстве. Основанием для этого послужило мнение о том, что на контактах гипербазитовых массивов якобы отсутствуют достоверно доказанные высокотемпературные изменения [10, 11]. По мнению А. В. Пейве [10], «никто и нигде в пределах Альпийско-Гималайского пояса не мог надежно доказать интрузивно-магматического внедрения гипербазитов... Контакты гипербазитов неизменно оказывались тектоническими, никаких высокотемпературных изменений не было, а наблюдаемый иногда глаукофановый метаморфизм меланжа связан с зонами сильной тектонизации». Подобные взгляды для Альпийской области получили широкую поддержку, и, как ни странно, были подхвачены порой без каких-либо убедительных доказательств. Большинство исследователей, встав принципиально на новые позиции, образование альпинотипных гипербазитов стали относить к герцинскому или даже докембрийскому циклу, считая, что в альпийский этап они подвергались только деформации и тектоническому перемещению в верхние слои.

Основным аргументом против интрузивного происхождения (становления) гипербазитов, как явствует из представления неомобилистов, служит лишь то, что нигде никому не удалось обнаружить горячее воздействие ультраосновной магмы. Однако ознакомление с литературой и имеющийся фактический материал свидетельствуют об излишней увлеченности ряда исследователей тектонической природой альпинотипных гипербазитов, в то время как факты их интрузивного становления неоправданно недоучитываются. Здесь мы сталкиваемся с парадоксальной ситуацией. Оказывается, что в большинстве регионов мира контактное воздействие гипербазитовых массивов на породы вмещающей рамы не изучено. Очевидно, что интрузивная природа всех массивов гипербазитов, естественно, не может считаться установленной, если не изучено их активное контактное воздействие. Между тем, интрузивная природа альпинотипных гипербазитов доказывается многими авторами. Однако петрографически охарактеризо-

ванные, хорошо аргументированные высокотемпературные контактовые изменения описаны для альпийских гипербазитовых интрузивных массивов Дун, Ред Хилле в Новой Зеландии, Лизард на полуострове Корнуэлл в Англии, Ронда на южном побережье Испании, Западной Ирландии, Динарид в Югославии, Борие и Банья в Югославии, Альберт в Канаде, Логарского в Афганистане [12, 13] и многие другие. Далеко не полный обзор литературы показывает, что высокотемпературные контактовые роговики у массивов гипербазитов в настоящее время известны в пределах почти всех континентов, за исключением Африки и Антарктиды.

Учитывая актуальность вопроса, нами [3, 4, 14, 15, 16] была предпринята попытка изучить контактовые ореолы ряда гипербазитовых массивов Малого Кавказа. В ряде пунктов (с. с. Черектар, Калабойну, Кушювасы, Караханчаллы, истоки р. Сарысу и др.) нам удалось обнаружить высокотемпературные роговики и ороговикованные породы, явно свидетельствующие о несостоятельности взглядов и представлений как о холодном внедрении (протрузии) гипербазитов Малого Кавказа, так и об их метасоматическом генезисе, хотя и то и другое явление могут иметь место в природе. Внимательно осмотрены и детально исследованы контактовые ореолы почти нацело превращенного в серпентиниты массива в районе сел. Черектар (рис. 1). Данный объект оказался одним из удобных для изучения контакто-термального метаморфизма гипербазитов, ввиду отсутствия здесь других более молодых магматических внедрений, которые могли бы, затушевывая контактовые ореолы гипербазитов, дать свои термальные изменения. Коллективный осмотр контактовых изменений и конфигураций массива и оставшихся в нем ксенолитов сопровождался весьма полезной дискуссией по генетическим вопросам. Исключительно интересным и плодотворным оказалось коллективное обсуждение спорных моментов на обнажениях.

Черектарский участок расположен на левом берегу р. Тертер и в тектоническом отношении приурочен к северо-восточному борту Сарыбабинского синклиория, где принимают участие терригенно-флишидная толща сеномана, эффузивно-кремнистые образования турон-нижнесантона, которые в докампанское время были прорваны гипербазитами, нацело подвергавшимися в дальнейшем процессу интенсивной серпентинизации. Гипербазиты обнажаются на северо-восточной окрестности сел. Черектар, откуда они узкой полосой, проследиваясь по левому склону р. Тертер, проходят через сс. Баглыпея и Шорбулак в западном направлении на расстоянии свыше 7 км. С ЮЗ они прорывают кремнисто-вулканогенную толщу турон-нижнесантонского возраста, а с СВ — в основном фаунистически охарактеризованную песчано-аргиллитовую толщу сеномана и частично отложения турон-нижнесантона. Контакт гипербазитов извилистый без признаков механических воздействий на нормально залегающие пласты и сопровождается узкой зоной (от 0,2—0,5 до 3—4,5 м) интрузивно-термального воздействия. Песчаники и аргиллиты сеномана в контакте с гипербазитовым интрузивом превращены в плотные и массивные роговики с унаследованной полосчатой и нередко зональной текстурой. В эндоконтактной полосе в гипербазитах нередко встречаются различные по размеру интенсивно измененные, местами нацело оро-

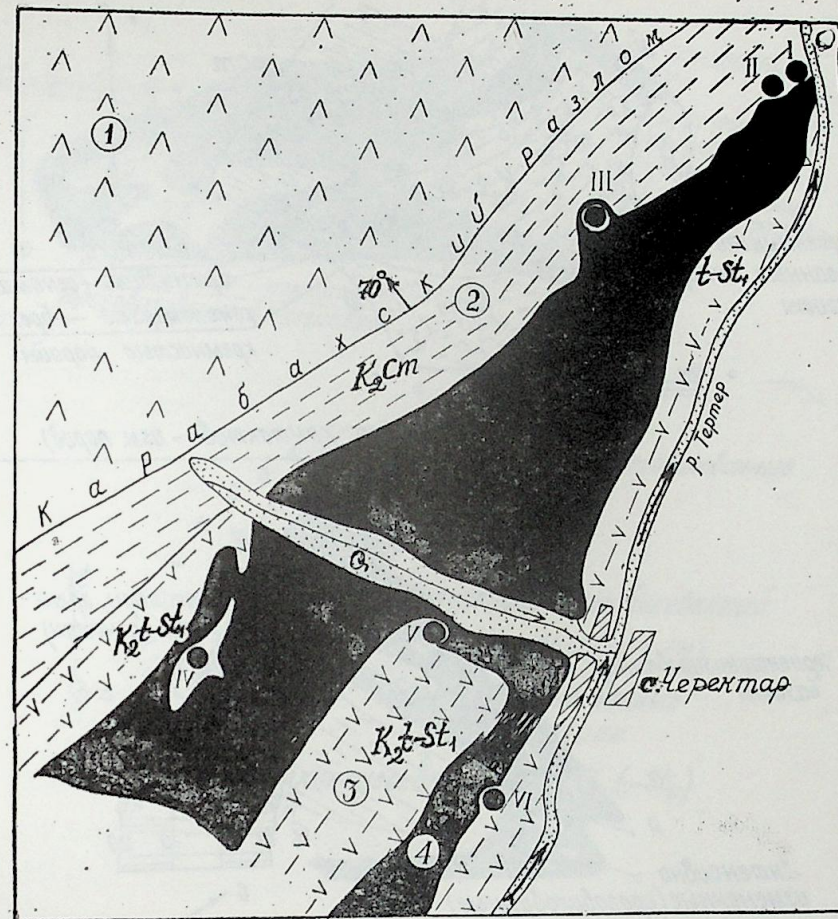


Рис. 1. Схематическая геологическая карта контактовых ореолов Черектарского массива гипербазитов (Малый Кавказ) (составили Г. И. Аллавердиев и Дж. А. Азадалиев, 1977 г.):

1 — вулканиты средней юры; 2 — песчано-аргиллитовая толща (сеноман); 3 — эффузивно-кремнистая толща (турон — н. сантон); 4 — серпентинизированные гипербазиты; I—VI — пункты детальных исследований контактовых изменений

говикованные ксенолиты вмещающих отложений. Характер контакто-термальных воздействий, а также состав и строение роговиков и ороговикованных пород наиболее детально были изучены на шести пунктах Черектарского массива (см. рис. 1).

Пункт 1 (рис. 2а) — контакт с аргиллитами и алевролитами сеномана (в виде вертикальной стенки). Последние подверглись интенсивному термальному воздействию гипербазитового интрузива, что выражено в сильном ороговиковании. В непосредственном контакте плотные и массивные роговики макроскопически темные, буровато-темные, которые по удалению становятся светлыми в связи с измене-

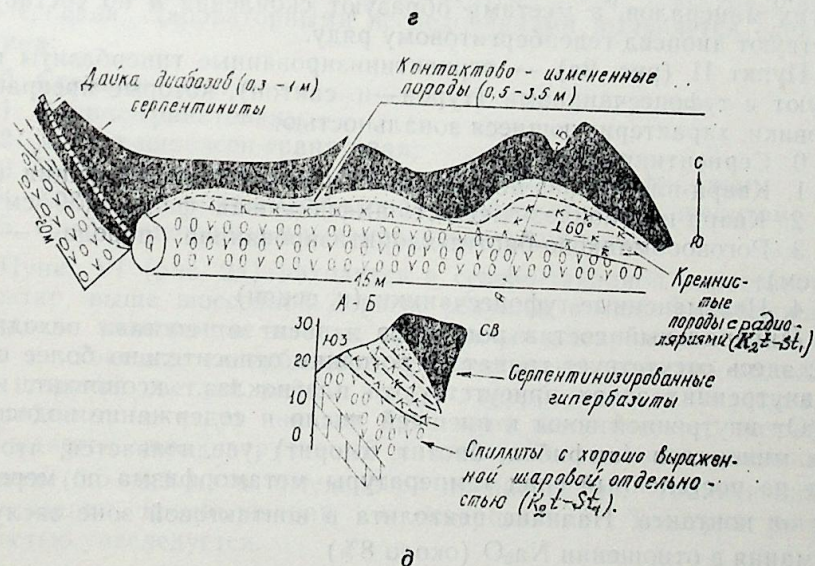
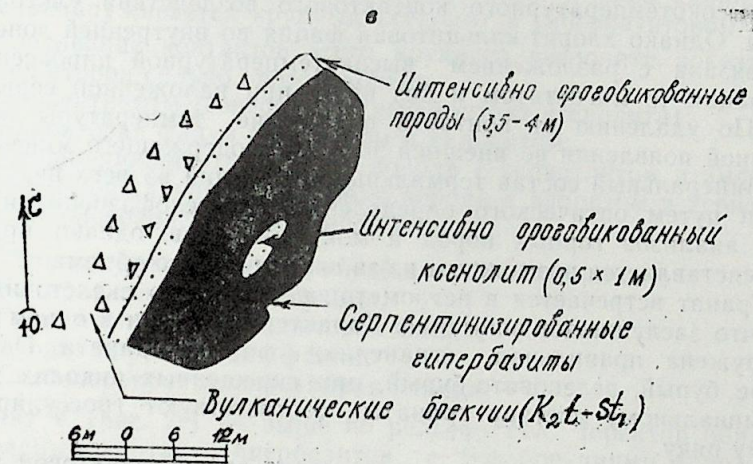
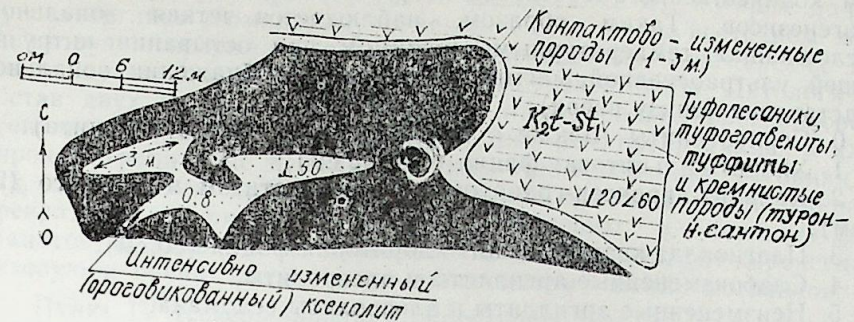
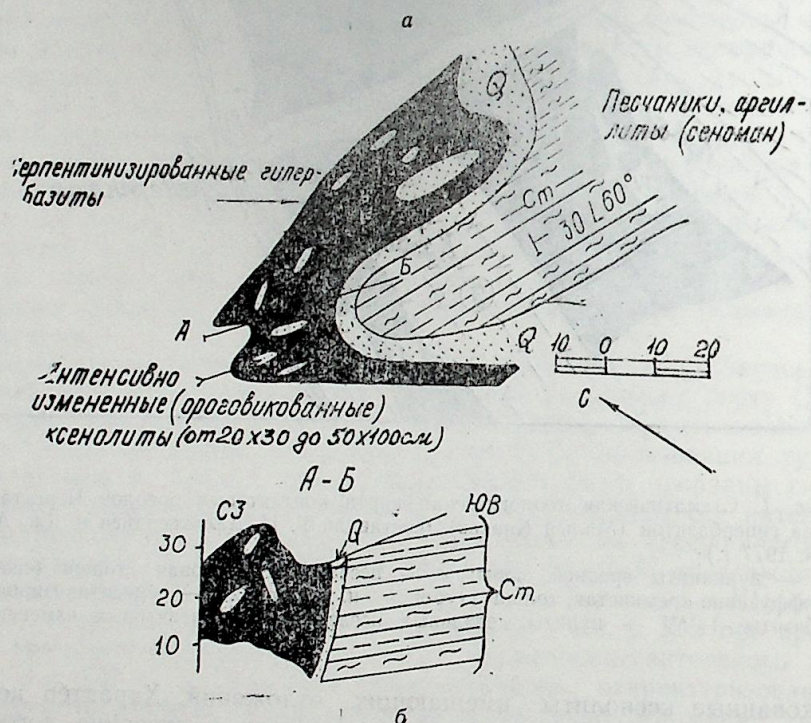
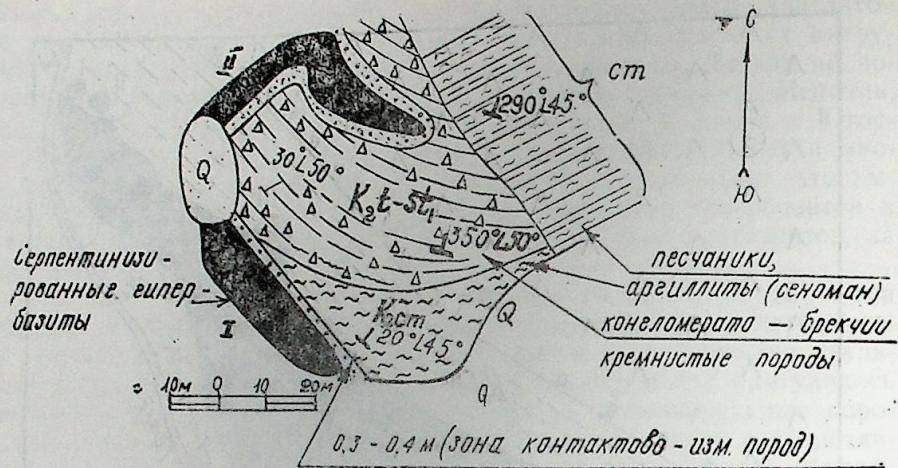


Рис. 2а. Контактново-термальный ореол гипербазитов с вмещающими породами (к пунктам I и II) (составили Г. И. Аллахвердиев и Дж. А. Азадалиев, 1977 г.)

б. Интенсивно измененные (ороговикованные) ксенолиты вмещающих пород в эндоконтактной полосе массива гипербазитов (к пункту III) (составили Г. И. Аллахвердиев и Дж. А. Азадалиев, 1977 г.);

в. Контактново-термальные изменения (ороговикование) вмещающих гипербазиты пород и ксенолитов (к пункту IV) (составили Г. И. Аллахвердиев и Дж. А. Азадалиев, 1977 г.).

г. Ороговикованные вмещающие породы и ксенолиты (к пункту V) (составили Г. И. Аллахвердиев и Дж. А. Азадалиев, 1977 г.)

д. Контактново-термальные изменения вмещающих гипербазитовый интрузив

пород и их соотношение с дайкой диабаз (к пункту VI) (составили Г. И. Аллахвердиев и Дж. А. Азадалиев, 1977 г.)

нием количественного соотношения различных цветных минеральных парагенезисов. Таким образом, наблюдается четкая зональность, обусловленная температурным режимом при остывании интрузивной ультраосновной магмы. На этом же обнажении зональность представлена (снизу вверх):

0. Серпентиниты (ближе к контакту в них много кальцита).

1. Хлорит-кальцитовая фация (10—15 см);

2. Кальцит-пироксен-гранатовая с магнетитом и без него (20—40 см);

3. Плагноклаз-кварц-кальцит-хлоритовая фация (80 см).

4. Слабоизмененные аргиллиты и алевролиты;

5. Неизмененные аргиллиты и алевролиты сеномана.

Зональное расположение минеральных фаций является результатом высокотемпературного контактового воздействия ультраосновной магмы. Однако хлорит-кальцитовая фация во внутренней зоне, очевидно, связана с разложением высокотемпературной пироксен-гранатовой фации (с магнетитом и без него) при наложенной серпентинизации. По удалению от контакта понижение температуры послужило причиной появления во внешней зоне водосодержащего минерала.

Минеральный состав термальных изменений из всех шести пунктов изучен путем оптического определения, рентгенофазового и термического анализа горных пород и мономинералов, однако привести их не представляется возможным из-за ограниченного объема.

Гранат встречается в неизометрических, часто скелетовидных формах, что заслуживает внимания. Характерно, что ни в одном шлифе не обнаружена правильная, ограниченная форма граната. Он всегда в шлифе бурый, зеленовато-бурый, при скрещенных николях изотропен. По минеральному составу гранаты соответствуют гроссуляр-андрадитовому ряду.

Пироксены наблюдаются равномерно среди гранатовой массы или других минералов, а местами образуют скопления и по составу соответствуют диопсид-геденбергитовому ряду.

Пункт II (рис. 2а) — серпентинизированные гипербазиты контактируют с туфопесчаниками (турон—н. сантон), которые превращены в роговики, характеризующиеся зональностью:

0. Серпентиниты;

1. Кварц-плагноклаз-пироксеновая (с ксонотлитом) фация (30 см);

2. Кварц-плагноклаз-слюдисто-амфиболовая фация (30 см);

3. Роговообманково-биотит-хлоритизированная порода — фация (40 см);

4. Неизмененные туфопесчаники (н. сенон).

Минеральный состав роговикиков зависит от состава исходных пород; здесь отсутствует гранат и роговики относительно более светлые, во внутренних зонах присутствуют плагноклаз, ксонотлит, кварц и др. От внутренней зоны к внешней число и содержание водосодержащих минералов (амфибол, биотит, хлорит) увеличивается, что указывает на постепенный спад температуры метаморфизма по мере удаления от контакта. Наличие пектолита в контактовой зоне заслуживает внимания в отношении Na_2O (около 8%).

Пункт III (рис. 2б) расположен в 1,5 км к СЗ от предыдущего, где в серпентинитовом массиве встречаются ксенолиты вмещающих по-

род различного размера (от 10×15 см до 1,5×2 м), которые по-разному подверглись термальному изменению. На северо-восточном контакте интрузия прерывает ритмичные чередования сеноманских песчаников, аргиллитов, алевролитов и редко известняков. Литологический состав двух из трех обнаруженных нами сильно ороговикovaných ксенолитов представлен аргиллитами, которые превратились в хлорит-пироксен-гранатовые и актинолит-пироксен-гранатовые роговики. Третий, относительно крупный ксенолит из одного контакта полностью превратился в пироксен-ксонотлит-гранатовую и пироксен-хлорит-гранатовую фации, а из другого — в пектолит-хлорит-пироксен-кальцитовую и пренит-кальцитовую (с цеолитом) фации роговики.

Пункт IV (северо-западная окрестность сел Черектар) — контакт с сеноманскими (?) отложениями представлен в виде карниза (рис. 2в), где обнаруживается крупный ксенолит в гипербазитовом массиве.

Исследование контактов этого крупного ксенолита показало, что он со всех сторон сильно ороговикovan:

0. Серпентиниты (северо-западный контакт ксенолита);

1. Гранатовая фация с хлоритом и кальцитом;

2. Хлорит-кальцит-гранатовая порода с ксонотлитом и амфиболом;

3. Пироксен-кальцит-пренитовая порода с хлоритом и ксонотлитом;

4. Слабоперекристаллизованная порода.

0. Серпентиниты (юго-восточный контакт ксенолита);

1. Кальцит-пироксеновая фация;

2. Гранат-пироксен-кальцитовая фация;

3. Хлорит-пироксеновая фация;

4. Слабоперекристаллизованная порода.

Пункт V (рис. 2г) — выше по рельефу сел. Черектар обнажается юго-западный контакт гипербазитов с туфобрекчиями (сантон), где мощность ороговикования не превышает 3—3,5 м. Текстура роговикиков унаследована. Лабораторными исследованиями выявляется следующая картина:

0. Серпентиниты.

1. Хлорит-гранатовая;

2. Хлорит-пироксен-гранатовая;

3. Пренит-хлорит-пироксеновая с гранатом и амфиболом;

4. Хлорит-кальцит-амфиболовая с пироксеном и пренитом;

5. Слабоизмененные и неизмененные туфобрекчии.

Пункт VI (рис. 2д) находится в северо-западной окрестности сел. Черектар, выше шоссе, ведущей в пос. Кельбаджар, где нормально залегающие пласты кремнистых алевролитов темно-бурого цвета на контакте гипербазитов ороговикovanы, заметно выделяясь в виде широкой светлой каймы вокруг гипербазитового массива, и не раздроблены, не несут никаких признаков механического воздействия. Наблюдается явно интрузивный контакт. Контактково-термальные изменения (0,5—3,0 м) в интенсивной пренитизации, гранатизации, пироксенизации, ксонотлизации и окварцевании. Текстура роговикиков полностью унаследована.

Любопытно, что здесь наблюдается одна единственная дайка диабаз мощностью 0,3 м—1,0 м, которая явно пересекает зону контакто-

вых изменений и, разумеется, абсолютно не имеет никакого отношения к ороговикованию.

В районе сел. Кушовасы контакт гипербазитов с песчаниками (турон-сантон) извилистый и последние подвергнуты интенсивному ороговикованию.

В истоках р. Сарысу (р. Шамхорчай) контакт гипербазитов с кремнистыми породами более представительен и характеризуется ороговикованием чередующихся прослоев ржаво-бурых кремнистых аргиллитов и радиоляритов (турон — н. сантон).

Среди гипербазитовых массивов встречаются довольно многочисленные отторженцы различного размера. Мелкие (0,5×1,0 м) ксенолиты столь интенсивно изменены, что очень часто трудно бывает установить первичную природу пород. Вокруг относительно крупных ксенолитов прекрасно выделяется узкая зона закалки (0,2—1 м), породы интенсивно ороговикованы и имеют монолитную, массивную текстуру.

Следует отметить, что в значительной части офиолитовой полосы интрузивный контакт гипербазитов с вмещающими отложениями сильно затушеван наложенными процессами тектонических деформаций и частично серпентинизацией. Вместе с тем, по-видимому, небольшое число примеров интрузивного контакта гипербазитов вообще и малокавказских в частности связано также с крайне слабым и порой некалифицированным изучением их контактовых воздействий.

Анализ геолого-тектонического развития региона и детальное исследование фактического материала по изучению природы внедрения гипербазитов и их контактово-термального воздействия на вмещающие породы позволили констатировать следующие выводы.

1. Гипербазиты Малого Кавказа приурочены к глубинным долгоживущим разломам в офиолитовых прогибах, имеющих троговую модель развития, и явно прорывают песчано-глинистые отложения альба, сеномана, размещаясь в основном в кремнисто-диабазово-радиоляритовой толще, возраст которой установлен как турон-нижнесантонский.

2. Вопреки представлениям неомобилистов о протрузии гипербазитовых массивов, нами твердо установлено, что гипербазиты Малого Кавказа обладают всеми признаками, свойственными интрузиям, и составляют со спилито-диабазами вулканоплутоническую ассоциацию. Выявлен натровый профиль вулканоплутонического магматизма, выражающийся, наряду со спилитизацией базальтоидов, в возникновении глаукофановых, пектолитовых, альбититовых и др. новообразований, связанных с ультраосновным магматизмом, что весьма характерно для регионов с эвгеосинклинальным режимом развития.

3. Одним из главных доказательств интрузивной природы гипербазитов является объективный факт обнаружения активного их контактового воздействия. Игнорирование четких признаков контактово-термального воздействия гипербазитов создает в целом путаницу и делает невозможным металлогеническое прогнозирование. За всю историю изучения гипербазитов Малого Кавказа впервые авторами были твердо установлены высокотемпературные изменения в форме ороговикования в их экзоконтактах и обнаруженных впервые ксенолитах.

4. На контакте гипербазитов вмещающие породы в узкой зоне превращены в роговики или ороговикованные породы с унаследованной полосчатой текстурой. В эндоконтактной полосе в гипербазитах часто встречаются различные по размеру ороговикованные или превращенные по краям в роговики ксенолиты вмещающих пород.

5. В строении экзоконтактной полосы гипербазитов и ксенолитов редко наблюдаются зональность, обусловленная температурным режимом прогрессивного метаморфизма и выражена в закономерной смене более высокотемпературных фаций менее высокотемпературными. Местами высокотемпературные фации изменены последующим метасоматозом.

6. Одной из характерных особенностей экзоконтактных зон является их незначительная ширина (от 0,2—0,5 до 2 м, реже 4,5 м), обусловленная, по-видимому, не столько температурой кристаллизации расплава, сколько кремнекислотностью магмы и тем самым ее флюидным режимом. Это может быть связано также с высокой восстановленностью флюидов, сопровождающих ультраосновной магматизм [9], и, возможно, с различной степенью нагрева вмещающих пород.

7. Зачастую интрузивные контакты гипербазитовых массивов бывают сорванными, затушеванными наложенными тектоническими процессами и полной серпентинизацией массивов, сопровождающейся значительным увеличением объема, вследствие чего вероятность сохранения наблюдаемых узких контактовых изменений очень незначительна. Небольшое число примеров интрузивного контакта гипербазитовых массивов вообще и малокавказских в частности, по-видимому, также связано и с крайне слабой и порой некалифицированной изученностью их контактовых воздействий на вмещающие породы.

* *
*

В заключение следует подчеркнуть, что без выяснения геолого-тектонического положения и без изучения контактовых явлений, внутреннего строения массивов, геохимических, изотопных и других критериев, которыми можно с уверенностью оперировать в генетических построениях, другие представления бессильны пролить свет на природу внедрения гипербазитов. Выявление и детальное исследование интрузивно-термального контактового воздействия гипербазитовых массивов на вмещающие породы и тем самым установление интрузивной природы становления на месте базит-гипербазитовой формации Малого Кавказа знаменуют собой новый, качественно более высокий этап в изучении офиолитовой проблемы вообще и рассматриваемого региона в частности. Выяснение же контактовых взаимоотношений гипербазитов с породами вмещающей рамы нередко осложняется сорванностью первичных контактов массивов в силу различных объективных причин, о которых выше было отмечено. Однако уже можно с уверенностью сказать, что многие массивы гипербазитов разных регионов, относимые различными исследователями к протрузиям, по всей вероятности, по мере детальной изученности окажутся интрузивными. Само собой разумеется, что для выяснения интрузивной природы гипербазитов Малого Кавказа вовсе не обязательно, да и нет необходимости на каждом из массивов проводить трудоемкие работы. При всесторонней изученности некоторые массивы могут быть приняты за

генотипы, а их особенности могут служить критерием для отнесения гипербазитов региона в целом к интрузивным образованиям.

Вместе с тем хочется выяснить, в чем все же основная причина ситуации, сложившейся в исследовании гипербазитов вообще? На наш взгляд, она заключается, в первую очередь, в недооценке важнейшего методологического принципа об относительности наших знаний. Любая гипотеза приближительна, тем не менее она нужна главным образом как рабочий инструмент исследователя для выяснения истины. Для этого она должна постоянно совершенствоваться под воздействием новых фактов. Главная задача исследователя заключается в целенаправленном сборе и довольно тщательном анализе фактов, подтверждающих и (или) противоречащих этой рабочей гипотезе. Такова диалектика пути нашего познания и развития науки. К великому сожалению, сторонники протрузивной гипотезы не только не ищут этих фактов, но и не видят или во всяком случае не хотят видеть очевидных доказательств существования интрузивной природы внедрения ультраосновной магмы. В многочисленных публикациях они вновь и вновь постулируют основные положения своих гипотез, распространяя их на все регионы. Положения не изменились спустя более 15 лет после дискуссии по офиолитам. Приходится констатировать, что, по-видимому, в течение многих лет упор при изучении офиолитов большинством геологов делается на поиски второстепенных, часто не генетических фактов. По аналогичной причине представление о «протрузии», несмотря на более чем два десятилетия его господства, так и не стало орудием научного познания. Более того, в том виде, в каком сейчас применяется, оно служит тормозом в решении ряда задач рассматриваемой проблемы.

Сложившееся положение в этой проблеме в практическом плане ведет к тому, что не зная природу внедрения гипербазитов, с которыми генетически и пространственно связан ряд полезных ископаемых в пределах офиолитовой полосы Малого Кавказа, изучение, поиски и разведка месторождений с неустановленным генезисом и даже явно магматогенных месторождений ведутся по неоправданной методике со всеми вытекающими отсюда последствиями. Между тем для практики совсем не безразлично иметь дело с явно установленным механизмом формирования магматических массивов. Особое значение это имеет при прогнозировании оруденения и на глубину. В научном плане такое положение ведет к застою научной мысли и к безвозвратной потере для науки громадных объемов ценнейшего фактического материала, получаемого при поисково-разведочных и научно-исследовательских работах. Наконец, в организационном плане это ведет к дроблению и изоляции научных сил, созданию замкнутых групп и распылению материально-финансовых средств. Именно по этой причине, несмотря на обилие региональных, всесоюзных и международных совещаний и конгрессов по офиолитам, ни на одном из них вопросы об интрузивном механизме внедрения и контактом воздействии по субъективным причинам серьезно не обсуждались. В интересах дела необходимо впредь объединить разрозненные в настоящее время научные силы и наметить основные пути радикального решения офиолитовой проблемы Малого Кавказа более масштабными и углубленными комплексными исследованиями.

1. *Азадалиев Дж. А.* К развитию термального метаморфизма на контакте интрузивов на примере Дашкесанского плутона (Малый Кавказ). — В кн.: Вопросы геохимии и химии редких элементов. — Баку: Элм, 1979.
2. *Азадалиев Дж. А.* К развитию метаморфических и метасоматических процессов в Дашкесанском рудном поле. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрологии Азербайджана/Минералогич. сб.: Тр. Азерб. отд. ВМО. — Баку: Элм, 1981.
3. *Азадалиев Дж. А., Аллахвердиев Г. И.* Об активном термальном контакте тел ультрабазитов Малого Кавказа. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность/Материалы VI Всесоюз. петрограф. совещ. Л., 1981.
4. *Азадалиев Дж. А.* Контактного-термальный метаморфизм мезокайнозойских интрузивов Малого Кавказа и некоторые вопросы петрологии. — В кн.: Вопросы геологической петрологии Азербайджана. Баку: Элм, 1987.
5. *Каицкай М. А.* Основные и ультраосновные породы Азербайджана. — Баку, 1947.
6. *Книппер А. Л.* Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). — Бюл. МОИП, Сер. геол., 1965, № 2.
7. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. — Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1975, вып. 267.
8. *Коржинский Д. С.* Проблемы формирования и оруденения гипербазитовых массивов. — Геология рудных месторождений, 1966, № 2.
9. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. — М.: Изд-во МГУ, 1973.
10. *Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4.
11. *Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С.* Офиолиты — современное состояние и задачи исследования. — Геотектоника, 1977, № 6.
12. *Феногенов А. Н., Чернов В. Г.* Об интрузивной природе Логарского альпийского типного гипербазитового массива в Афганистане. — Вест. МГУ. Сер. геология, 1976, № 2.
13. *Феногенов А. Н., Чернов В. Г.* Контактный метаморфизм вмещающих пород Логарского альпийского ультрамафитового интрузива (Афганистан). — Изв. АН СССР. Сер. геологич., 1980, № 3.
14. *Шихалибейли Э. Ш., Азадалиев Дж. А., Аллахвердиев Г. И., Аллахвердиев Ш. И.* О вулcano-плутонической ассоциации спилито-диабазовой и ультрабазитовой формации Малого Кавказа. — В кн.: Вулканизм и формирование полезных ископаемых в подвижных областях Земли/I симпозиум. Материалы V Всесоюз. вулканолог. совещ.), Тбилиси: Мецниереба, 1980.
15. *Шихалибейли Э. Ш., Азадалиев Дж. А., Аллахвердиев Г. И., Аллахвердиев Ш. И., Бабазаде В. М.* Об установлении интрузивной природы формирования гипербазитов Малого Кавказа (Азербайджан). — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов/Материалы Всесоюз. симпозиум «Офиолиты земной коры». Свердловск, 1981.
16. *Шихалибейли Э. Ш., Азадалиев Дж. А., Аллахвердиев Г. И.* Высокотемпературный контактный метаморфизм — главный признак интрузивной природы становления гипербазитов Малого Кавказа. — В кн.: Геодинамика Кавказа (III семинар-школа. Тез. докл.). Ереван, 1986.
17. *Шихалибейли Э. Ш., Алиюлла Х., Аббасов А. Б.* Стратиграфия верхнего мела Центральной части Малого Кавказа. — Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле, 1984, № 5.
18. *Шихалибейли Э. Ш., Аллахвердиев Г. И.* Офиолитовые прогибы Малого Кавказа и их формирование. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов/Тез. докл. Всесоюз. симпозиум.), Свердловск, 1981.

Э. Ш. Шыхалибейли, Ч. Э. Азадалиев, Г. И. Аллахвердиев

**КИЧИК ГАФГАЗЫН АЛПИНОТИП КИПЕРБАЗИТЛЭРИНИН
ТЭМАС-ТЕРМАЛ ДЭЈИШМЭЛЭРИ ВЭ ИНТРУЗИВ МЭНШЭЛИ
ОЛМАСЫ ПРОБЛЕМИНЭ ДАИР**

Рекондакы кипербазитлэрин јан сүхурларла тэмасында јүксәк температурлу, термал дэјишмэлэриң илк дэфэ мүәллифлэр тәрәфиндән ашкар едилмәси вэ дэгнҗ өјрә-

нилмәси 1979-чу илдә елмин ән вачиб наилијјәтләриндән бири һесаб едилмишидир. Тәмас саһәсиндә роговикләрин вә һәмчинин кипербазит массивләриндә роговикләшмин кесәһәсиндә нолитләрин илк дәфә ашкар едилмәси, һабелә бир сыра дикәр дәлилләр билаваситә сүбүт едир ки, кипербазитләр ултраәсаси магманын турон-алт сантон дөврүндә интрузијасы нәтичәсиндә әмәлә кәлмишидир.

E. Sh. Shikhalibelli, Dj. A. Azadaliyev, G. I. Allakhverdiev

ON THE PROBLEM OF CONTACT-THERMAL CHANGES
AND INTRUSIVE NATURE OF ALPINE-TYPE
HYPERBASITES OF THE LESSER CAUCASUS

Through the whole history of hyperbasites study in the region it has been for the first time that the authors have revealed and studied in details the high-temperature contact-thermal changes (keratinization) of the enclosed rocks and intensively keratinized xenoliths in hyperbasic massifs that is one of the most important achievements in geological science (1979). These data prove the intrusive nature of the described hyperbasites formation in the recent occurrence.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1987, № 4

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1987, № 4

УДК 622.241.6(479.24)

А. С. САЛАХОВ, Ф. О. САЛАЕВА

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗА СААТЛИНСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ
СКВАЖИНЫ С РАЗРЕЗАМИ РАЗВЕДОЧНЫХ СКВАЖИН
СОСЕДНИХ ПЛОЩАДЕЙ

Саатлинская сверхглубокая скважина, заложенная в восточной части Среднекуринской впадины — в пределах Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия, под кайнозойскими молассами (3,0—3,5 км) и мезозойскими карбонатными образованиями (710 м) вскрыла мощную вулканогенную толщу (вскрытая мощность около 5 км). Неоднократная попытка однозначного возрастного расчленения этой толщи не увенчалась успехом. Решение этого вопроса осложнялось еще и тем, что возраст карбонатных отложений, перекрывающих вулканогенную толщу окончательно не установлен. По данным А. А. Агаларовой (на основе микрофаунистических исследований), возраст карбонатной серии соответствует верхнему мелу (сеноман), а согласно исследованиям Х. Алиюлла и Р. Бабаева (на основании изучения кораллов) возраст серии датируется как верхнеюрско-нижнемеловой.

Многочисленные определения абсолютного возраста вулканических пород (калий-аргоновый метод по валовым пробам пород), выполненные в ИГАН Азербайджанской ССР (А. Р. Исмет), ГИАН Армянской ССР (Г. П. Багдасарян) ИФ Дагестанского ФАНа СССР (А. С. Батырмурзаев), ИМГРЭ Мингео СССР и АН СССР (А. А. Кременецкий) также не позволяют однозначное определение возраста вулканогенной толщи разреза СГ-1, так как полученные цифры колеблются в широких пределах (ранняя юра—нижний мел), причем их значения для одного и того же интервала, определенные вышеперечисленными институтами, существенно расходятся. Кроме К-Аг метода по валовым пробам пород, изотопное датирование пород разреза СГ-1 выполнено (всего 6 определений) по мономинеральным фракциям (ВСЕГЕИ, А. Г. Рублев.) и Рв-Sr методом (ИМГРЭ, А. А. Кременецкий). И в этом случае радиологические данные не позволили обоснованно расчленить разрез СГ-1. Следовательно, несмотря на многочисленность определений и их многократное дублирование, а также высокий уровень выполнения анализов по абсолютной датировке вулканических пород разреза СГ-1, результаты их противоречивы и не увязываются с геологическими данными.

Следует отметить, что неопределенность времени формирования вулканогенной толщи, вскрытой СГ-1, в большей степени касается ее

верхней части, примерно до глубины 6500 м, так как ниже этой глубины в кремнистых туфоалевролитах были обнаружены микроостатки радиолярий, микропалеонтологические исследования которых (Л. Н. Тихомирова, ВСФГЕИ) дали возможность определить (хотя и широкий временной интервал, но все же палеонтологически обоснованный) возраст вулканогенной толщи в интервале: нижняя (позднее время) — верхняя (раннее время) юра.

Таким образом, исходя из вышесказанного, несомненно определен интерес представляет корреляция разреза Саатлинской СГ-1 с наиболее характерными и палеонтологически обоснованными разрезами разведочных скважин соседних площадей, которая внесет некоторую ясность в уточнение возрастного расчленения вулканогенной толщи, вскрытой СГ-1.

Как известно, Саатлинская скважина заложена на самой южной антиклинали (Саатлинской) северо-восточной анатиклиальной зоны Кюрдамир-Саатлинского погребенного поднятия. Непосредственно от нее к северо-западу расположены антиклинали структуры Джарлы, Сорсор и Караджаллы, в пределах которых, кроме последней глубокими разведочными скважинами, также под кайнозойскими молассаами и верхнемеловыми карбонатными отложениями вскрыты вулканогенные образования (вскрытая мощность около 400 м) верхнеюрско-нижнемелового возраста, а в строении Караджаллинской структуры — верхнемеловые интрузивные образования [1, 2].

Учитывая вскрытую мощность вулканогенных образований в пределах Джарлинской и Сорсорской структур, а также уровень расположения вулканогенных толщ нами было проведено сопоставление верхней части разреза Саатлинской СГ-1 (до глубины 5500 м) с разрезами разведочных скважин названных структур.

Сопоставление петрографо-минералогических особенностей вулканических пород, а также степень их измененности не выявляют существенных различий между отдельными типами пород и поэтому при корреляции основное внимание уделяется сравнению петрохимических особенностей пород. При сопоставлении использованы результаты 48 силикатных анализов, из них 20 характеризуют верхнеюрско-нижнемеловые вулканиды Джарлинской и Сорсорской структур, а 28 — Саатлинской.

По химическому составу породы рассматриваемых структур при широкой вариации сочетаний породообразующих окислов обладают некоторыми общими чертами, что выражается различной степенью перекрытия поля составов пород на вариационных диаграммах (рис. 1—4). Наличие некоторых общих черт химизма пород обеих структур подтверждается также принадлежностью их к рядам пород нормальной щелочности, хотя некоторая часть фигуративных точек состава пород располагается в поле субщелочных пород (рис. 1). Однако следует отметить, что фиксированная повышенная щелочность скорее всего является наложенной и связана с метаморфическим преобразованием вулканидов, так как при детальном изучении минералогического состава ни в одном случае, ни среди вкрапленников, ни в основной массе не было установлено наличие минералов, характерных для субщелочных пород.

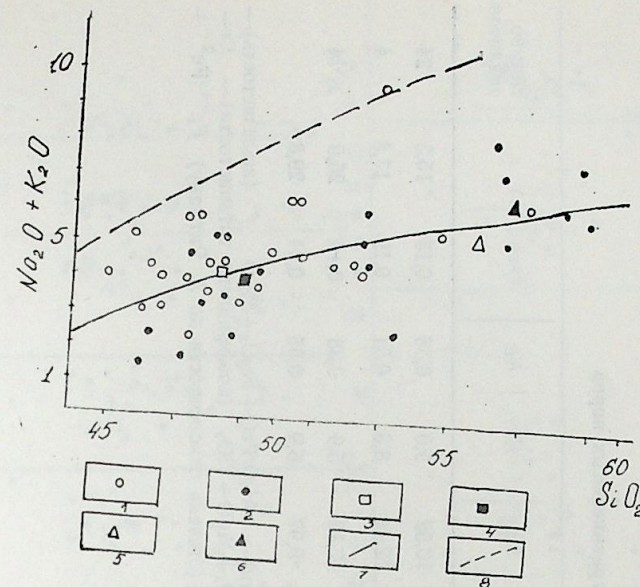


Рис. 1. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для сравниваемых пород: 1, 2 — вулканические породы из разреза Саатлинской СГ-1 (1), Джарлинской и Сорсорской структур (2); 3, 4 — средние составы пород из разреза Саатлинской (3), Джарлинской и Сорсорской структур (4); 5, 6 — средние составы средних типов из разреза Саатлинской (5), Джарлинской и Сорсорской структур (6); 7 — границная линия субщелочных пород; 8 — границная линия щелочных пород

Правомочность такого вывода констатируется также при анализе средних содержаний породообразующих окислов в породах и в сравнении их со средними типами пород по Ле-Метрье [5], в которой устанавливается, что по уровню содержаний породообразующих окислов породы рассматриваемых структур скорее сопоставляются с породами нормальной щелочности, причем субщелочными.

Вычисленные петрохимические коэффициенты (таблица), а также химические особенности основных пород разреза СГ-1 показывают, что они относятся к гиперстенным (известково-щелочным) базальтам.

Петрохимическая специфика этих пород выражена высокой глиноземистостью, умеренной железистостью (широкая вариация Fe_2O_3), низкой магнезиальностью и титанистостью состава. Щелочность их меняется в широких пределах от 2,34 до 6,68%, причем вариация содержания Na_2O по сравнению с K_2O значительная. По типу щелочности они относятся к типичным калиево-натриевым сериям ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,2$). Магнезиальность пород варьирует широко. Падение ее сопровождается уменьшением железистости и известковистости, увеличением глиноземистости, титанистости и натриевости. Характерно, что содержание K_2O и кремнезема по мере уменьшения магнезиальности почти не изменяется и лишь наблюдается незначительное увеличение K_2O (рис. 2).

Базальты из Джарлинской и Сорсорской структур характеризуются

Важнейшие петрохимические характеристики для сравниваемых пород

Структуры	Типы пород	$\frac{Na_2O+K_2O}{K_2O}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	$\frac{K_2O}{TiO_2}$	alkal	al'	f'	K ϕ	K τ	Ka	Ox'	r	Кол-во анализов
Саатлинская	Основные	4,34	3,2	1,1	22,3	1,2	44	16,52	9,0	0,36	0,15	15,3	24
	Средние	5,31	3,4	1,8	21,5	1,4	44	12,44	8,3	0,51	0,19	17,8	4
Джарлинская и Сорсорская	Основные	4,07	2,9	1,6	19,8	1,0	28	17,16	5,9	0,38	0,19	25,9	14
	Средние	6,85	1,5	5,9	24,7	1,9	40	9,97	6,9	0,55	0,24	29,8	

Примечание: alkal— $\frac{Al_2O_3+Na_2O+K_2O}{(FeO+Fe_2O_3) \cdot 100/FeO+MgO}$; al' (коэффициент глиноземистости) — $\frac{Al_2O_3/FeO+Fe_2O_3+MgO}{FeO+Fe_2O_3+MgO+TiO_2}$ (коэффициент титанистости) — $\frac{K\tau}{K\tau+Fe^{3+}+Mn}$; Ka (коэффициент алкаитности) — $\frac{(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 \cdot Ox'}{(Al_2O_3+Na_2O)/TiO_2}$; K ϕ (коэффициент фемичности) — $\frac{FeO+Fe_2O_3+MgO}{FeO+Fe_2O_3+MgO+TiO_2}$ (коэффициент титанистости) — $\frac{K\tau}{K\tau+Fe^{3+}+Mn}$; K τ (коэффициент алкаитности) — $\frac{(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3 \cdot Ox'}{(Al_2O_3+Na_2O)/TiO_2}$; Ox' — (степень окисленности по А. Ригману) $Fe^{3+}/Fe^{2+}+$; r (индекс Готтини) — $(Al_2O_3+Na_2O)/TiO_2$

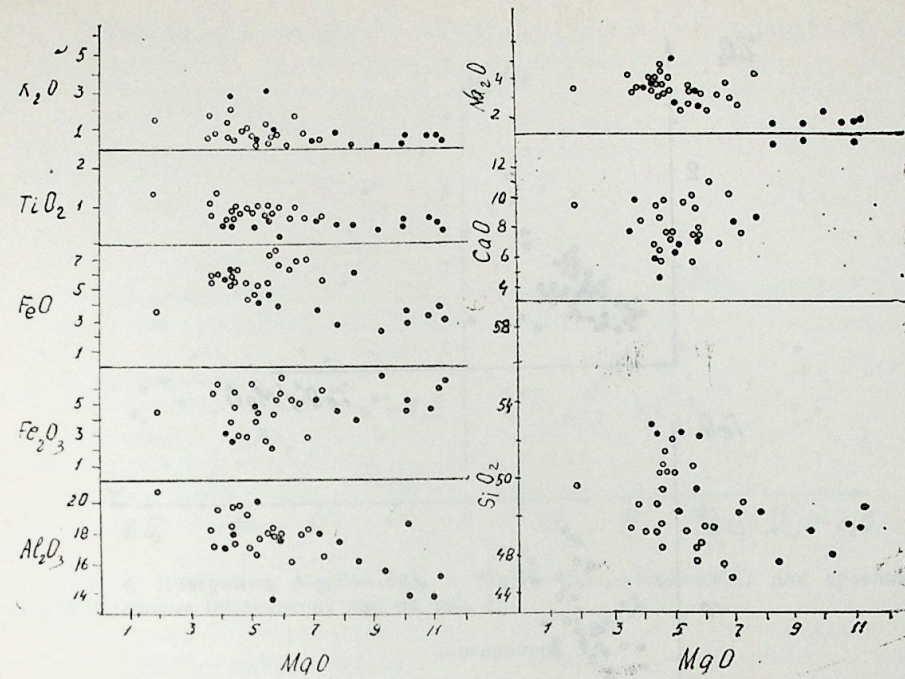


Рис. 2. Диаграмма MgO — «окислы» для сравниваемых пород. Условные обозначения как на рис. 1

ся прежде всего высокой магниальностью (содержание MgO нередко превышает 10%), глиноземистостью ($al' > 1,0$) и низкой титанистостью (см. таблицу). По типу щелочности они также принадлежат к калиево-натриевой серии пород ($Na_2O/K_2O = 2,9$). Анализ средних содержаний породообразующих окислов, а также специфических черт химизма пород (см. рис. 1—4) показывает, что они близки скорее к толеитовым базальтам.

Сопоставление главных петрохимических особенностей пород из Саатлинской и Джарлы-Сорсорской структуры выявляет определенные различия между ними. Так, базальты из Джарлинской и Сорсорской структур являются низкотитанистыми и существенно магниальными, причем возрастание последней, в отличие от базальтов Саатлинской структуры, сопровождается уменьшением содержания FeO. Характерно, что по мере увеличения отношения FeO'/MgO , являющегося хорошим показателем фракционирования темноцветных составляющих [3], титанистость в базальтах Джарлы-Сорсорской структуры почти не изменяется, тогда как в аналогичных породах из Саатлинской структуры наблюдается ее увеличение (рис. 3). Отношение Mg/Fe в базальтах Джарлинской и Сорсорской структур характеризуется высоким значением и резко уменьшается по мере увеличения содержания кремнезема и щелочных металлов, что вообще характерно для толеитовых серий пород [4] (рис. 4). В базальтах же из Саатлинской структуры оно, оставаясь почти стабильным, отличается более низким

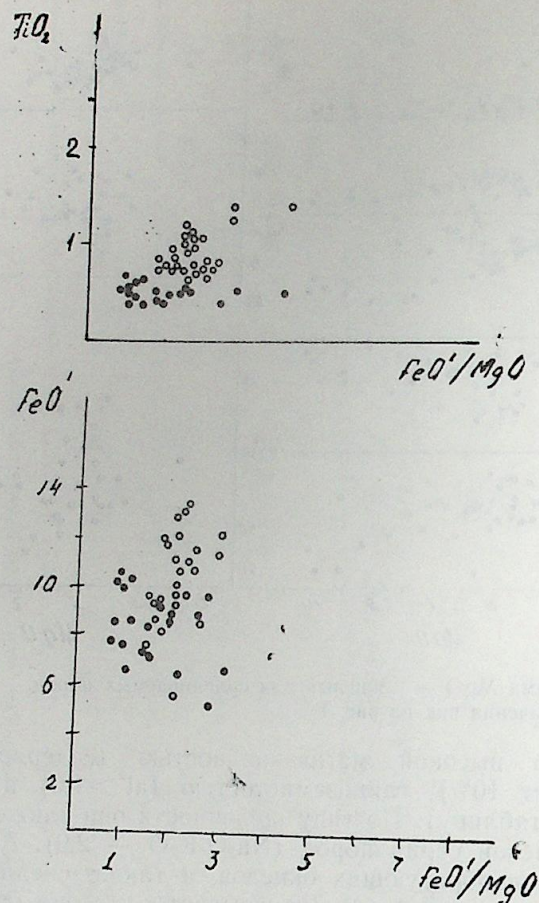


Рис. 3. Диаграмма TiO_2 — FeO'/MgO и FeO' — FeO'/MgO для сравниваемых пород. Условные обозначения как на рис. 1.

значением, что является в целом специфической чертой известково-щелочных серий пород. Меланократовый характер базальтов Джарлинской и Сорсорской структур обуславливает более высокое значение коэффициента фемичности (см. таблицу) и подтверждает правомочность отнесения их к толентовому типу.

Таким образом, выявленные различия составов пород позволяют предположить, что базальты Джарлы-Сорсорской и Саатлинской структур либо являются разновозрастными, либо продуктами кристаллизации различных по составу магм. Однако не исключено, что выявленные различия обусловлены особенностями эволюции (толентовое направление для пород Джарлинской и Сорсорской структур, известково-щелочное направление для Саатлинской) единого расплава. Последнее суждение нам кажется более правдоподобным, так как пространственная близость этих структур, некоторые черты сходства в химизме, одинаковый тип щелочности пород, скорее всего свидетельствуют о едином источнике магм.

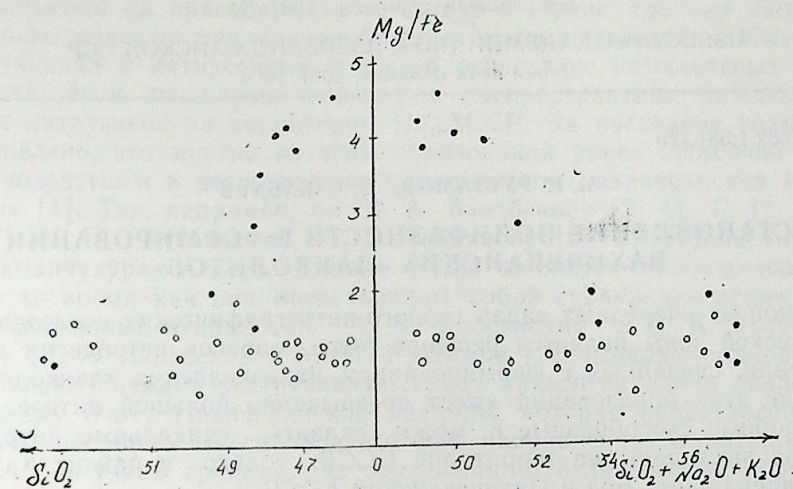


Рис. 4. Диаграмма Mg/Fe — SiO_2 и Mg/Fe — $SiO_2+Na_2O+K_2O$ для сравниваемых пород. Условные обозначения как на рис. 1.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Аскеров Ф. Г., Салаева Ф. О. «Петрохимия верхнемеловых вулканитов Мурадханлов. — Изв. АН Азерб. ССР. Сер. наук о земле, 1980, № 6, с. 12—19.
2. Абдуллаев Р. Н., Салаева Ф. О., Салахов А. С. Магматические комплексы Среднекуриинской впадины. — В кн.: Вопросы минералогии и литологии. Баку: Изд-во АЗИНЕФТЕХИМ, 1984, с. 85—90.
3. Происхождение вулканических серий островных дуг/Т. И. Фролова, И. А. Бурикова, А. В. Гушин и др. — М.: Недра, 1985. — 275 с.
4. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Основные направления эволюции магматизма в развитии земной коры. — В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. — М.: Изд-во МГУ, 1975, с. 18—34.
5. Le Maitre R. W. The chemical variability of some common igneous rocks. — J. Petrology, 1976, vol. 17, N 1, p. 589—598.

А. С. Салахов, Ф. О. Салаева

СААТЛЫ ИФРАТ ДЭРИНЛИК ГУЖУСУНУН КӘСИЛИШИН ИЛӘ ГОНШУ САҺӘЛЭРИН КӘШФИЈАТ ГУЖУЛАРЫНЫН КӘСИЛИШИ ИЛӘ МУҒАЈИСӘСИ

Мәғаләдә Саатлы ифрат дәринлик гујусунун кәсилиши илә гоншу саһәләрин кәш-фијат гујуларынын кәсилишинин муғажисәси верилмишдир. Кәсилиши тәшкил едән сүхурларын кимјәви тәркибләринин муғажисәси көстәрир ки, онлар бир-бириндән фәрг-ләнирләр. Бунун әсасында исе онларын ја мүхтәлиф јашлылығы илә, ја да мүхтәлиф тәркибли магманын мәһсулу олмасы һагғында фикир ирәли сүрүләр.

A. S. Salahov, F. O. Salaeva

THE COMPARISON OF SAATLY DEEPEST DRILLHOLE SECTION WITH THE PROSPECTING DRILLHOLE SECTIONS OF THE NEIGHBOUR'S REGION

The article deals with the comparison of Saatly deepest drillhole section with the prospecting drillhole sections. The volcanic rocks of these drillholes differ according to their chemical composition. On the basis of this comparison it is supposed that the rocks of these drillholes are either of different age or the products of different magma crystallization.

УДК 55:552.1:551.226

М. И. РУСТАМОВ, Б. С. БАБАЕВ

УСТАНОВЛЕНИЕ ПОЛИФАЗНОСТИ В ФОРМИРОВАНИИ НАХИЧЕВАНСКИХ «ЛАККОЛИТОВ»

Одной из очередных задач геолого-петрографических исследований Араксинской зоны является решение ряда вопросов петрологии и металлогении, связанных с формированием нахичеванских «лакколлитов». Изучение этих образований имеет чрезвычайно большой интерес, так как подобные своеобразные и, можно сказать, уникальные интрузивные тела выступают на территории СССР только в районе Кавказских Минеральных Вод и Нахичеванской АССР.

Для этих интрузивов характерны небольшие размеры, довольно однообразный петрографический состав пород с порфировой структурой, близповерхностные условия становления, разнообразие формы в плане и морфология тел (сфенолиты, бисмалиты, лакколлиты, ханолиты, штоки и силлы) с небольшим (100—200 м) эрозионным срезом. Исключение составляют бисмалитовые тела, особенно массив Иландаг, где относительное превышение вершины (2494 м) составляет более 800 м. Наряду с отмеченными особенностями не менее интересен тот факт, что многочисленные массивы обычно выступают близко друг к другу на небольшой территории, образуя цепь интрузивов, тем самым отражая блоковую тектонику фундамента Ордубадского синклинория. На поверхности рельефа они образуют причудливые, своеобразные морфоструктурные элементы.

Следует отметить, что начиная с прошлого столетия сведения об этих интрузивах Нахичеванской АССР приводятся в работах многочисленных исследователей. Петрографическое описание пород провели В. М. Дєрвиз [10], В. Н. Лодочников [8], а по коллекции А. А. Стоянова из массива Иландаг, А. А. Флоренский, Е. К. Устиев [9], Ш. А. Азизбеков и М. И. Рустамов [2, 4]. Согласно традиционному представлению (после В. Дєрвиза) массивы назывались как лакколлиты дацитов и андезитодацитов. Впервые в 1952 г. Ш. А. Азизбеков и Г. П. Корнев составили геологические карты (1:50 000) восточной части Нахичеванской АССР и установили, что их морфология не соответствует лакколлитам [2; 7].

Описанные интрузивы выступают в восточной части Нахичеванской АССР в пределах Парадашского прогиба и в зоне сопряжения Нахичеванской впадины с Ордубадским синклинорием. В настоящее время к этой группе неогенового интрузивного магматизма нами отнесены массивы Иландаг, Алинджа, Нагаджир, Норашен, Бердык, Казанчы, Ханага, Парадаш, Хошкешин, Гял, Ортакенд, Башкенд, Гейдаг и два силла Гилянчая напротив с.с. Бист и Тиви. Они сложены кварцевыми диорит-порфирами и гранодиорит-порфирами, которые

ранее по традиции называли андезитодацитами. Аналогичные массивы наблюдаются на правом берегу р. Аракс в Иране, где они около гор Джульфы слагают ряд конусообразных возвышенностей г. Кызылкая.

Начиная с пятидесятих годов, в результате комплексных исследований, была расширена география распространения нижнеплиоценовых интрузивов на территории НахАССР. За последние годы нами установлено, что многие из этих образований ранее ошибочно считались возрастным и петрографическим аналогом нахичеванских «лакколлитов» [1]. Так, например, по Ш. А. Азизбекову [2; 4], Г. П. Корневу [7], И. Н. Ситковскому, М. Б. Зейналову [6], интрузивы Айричая, Кахраманчухура, Агдере, Кялаки и др. являются нижнеплиоценовыми, в то время как они представляют собой субвулканические фации нижнеэоценовых вулканитов. А. А. Флоренский и Е. К. Устиев [9], позже Ш. А. Азизбеков и М. И. Рустамов [3] выделяют одновременно с «лакколлитами» экстррузивную гряду андезитов вдоль разлома по северному борту Нахичеванской впадины, которая представлена выступами небольших массивов в сев.-зап. направлении, возвышающимися подобно узким гребням над вмещающими отложениями абракунической (Q_3^1) и красноцветной ($Q_3^2 - N_1^1$) и пестроцветной (N_1^1) толщами. По петрографическому составу (в последующем нами установлено значительное развитие трахиандезитов), по структуре и текстуре они довольно четко отличаются от пород «лакколлитов». Стекловатость пород выражена совершенно отчетливо и напоминает эффузивные образования. В то же время это не вулканы и не продукты трещинных излияний, так как никаких признаков вулканических построек здесь не наблюдается. Вместе с тем присутствие бурой роговой обманки в основной массе, почти повсюду автокластитовая текстура пород и изредка наблюдаемый резкий контакт позволяют определить их природу как рвущее экстррузивное тело. Внедрение их, несомненно, связано с образованием Нахичеванской впадины, а возраст внедрения не может быть моложе миоцена. Формационный анализ вулканических и интрузивных комплексов в бортовых зонах Нахичеванской впадины позволил нам также отделить интрузивы типа Аразин (диоритовые тешениты и диориты) от «лакколлитов» и объединить их с каширдагской толщей трахиандезитов (абс. возраст 14,9—15,9 млн. лет) в единую вулканоплутоническую ассоциацию [1]. Дополнительными данными для этого вывода может служить впервые обнаруженная нами интрузия тешенитов у подножья г. Каширдаг. В рассматриваемом вопросе наиболее дискуссионным является взаимоотношение нахичеванских «лакколлитов» с вулканогенной биченекской толщей и распространенными в ее пределах субвулканическими интрузиями (Кюкю, Зєрнєль, Гялинкая и Кєчили) и экстррузиями (Джиндаг, Араджи) жерловой фации одноименных вулканов. Являются ли они синхронными образованиями или относятся к разным этапам неогенового позднеорогенного магматизма? Конкретный возраст их по геологическим материалам определить невозможно, но вместе с тем ряд косвенных данных позволяет считать время их образования нижнеплиоценовым и может быть они составляют позднеорогенную вулканоплутоническую ассоциацию [4, 5]? Окончательное решение этих вопросов возможно путем глубоких петрологических и новейших радиометрических исследований.

С этой целью нами проводилось изучение вышеперечисленных интрузивов в восточной части НахАССР. В результате впервые установлена полифазность в их становлении, что представляет большой интерес для разработки вопросов петрологии неогенового магматизма Араксинской зоны. Приведенные в статье материалы охватывают только лишь полевые исследования интрузивов Бердык и Нагаджир. Необходимо также отметить, что породы первой и второй фаз, имея, по-видимому, близкий химический состав, отличаются по внешнему облику, но являются идентичными для каждой фазы, несмотря на большую удаленность интрузивов Бердык и Нагаджир. В связи с этим привлекают внимание породы интрузива Парадаш, существенно отличающиеся большим размером и количеством фенокристаллов плагиоклаза и роговой обманки. Полевые исследования не дают однозначного ответа, — являются ли породы Парадаша самостоятельной фазой внедрения или вариациями второй фазы. Это — задача предстоящих исследований, в которую входит вопрос последовательности формирования каждого массива и выявления количества фаз внедрения магм в объеме всех интрузивов.

Интрузив Бердык расположен между р. Алинджачай и ее левым притоком р. Аяккендсу в центре группы массивов Казанчы, Алинджа, Хошкешин, Ханат и Ортакенд, отделяясь от них ритмично-осадочными отложениями парадашской толщи верхнего эоцена. Местами имеется окно пирокластической и вулканогенно-осадочной толщи среднего эоцена. В плане интрузив имеет сложно расчлененную форму, с тремя отчетливо выраженными центрами внедрения интрузии, соединяющихся между собой узкими перемычками. Многофазность внедрения магмы наблюдается на восточном массиве (рис. 1), где современный эрозионный срез составляет около 500 м, с наивысшей высотной отметкой г. Бердык (2053,6 м).

Интрузив сложен темно-серыми гранодиорит-порфирами I фазы и относительно более щелочными светло-серого цвета их разностями II фазы. Породы II фазы, кроме того, отличаются значительно большим количеством фенокристаллов плагиоклаза и цветных минералов на фоне более раскристаллизованной основной массы, для которой присущ увеличенный размер зерен. Гранодиорит-порфиры I фазы плотные, массивные, наблюдается лишь опацификация роговой обманки. В отличие от них породы II фазы менее плотные и подчас рассыпаются при ударе молотком, что, по-видимому, обусловлено повсеместным развитием аутометаморфизма по полевым шпатам. Поэтому для интрузии разных фаз характерны различные формы рельефа местности — скальные выступы, обрывистые карнизы высотой до 200 м (для I фазы), а также сглаженные склоны, холмы (для II фазы). На фоне рельефа также довольно отчетливо различаются фазы интрузива по отдельности и первичной эндокинетической трещиноватости пород. Для II фазы характерны матрацевидная отдельность и слабовыраженная поперечная и продольная трещиноватость. Интрузивы первой фазы характеризуются весьма разнообразными отдельностями (столбчато-призматическая, плитчатая, глыбовая) на отдельных участках в сочетании с пластовыми, продольными и поперечными трещинами, прослеживающимися на значительное расстояние. В кровле интрузива проявляется тонкоплитчатая отдельность под останцем пород парадашской толщи.

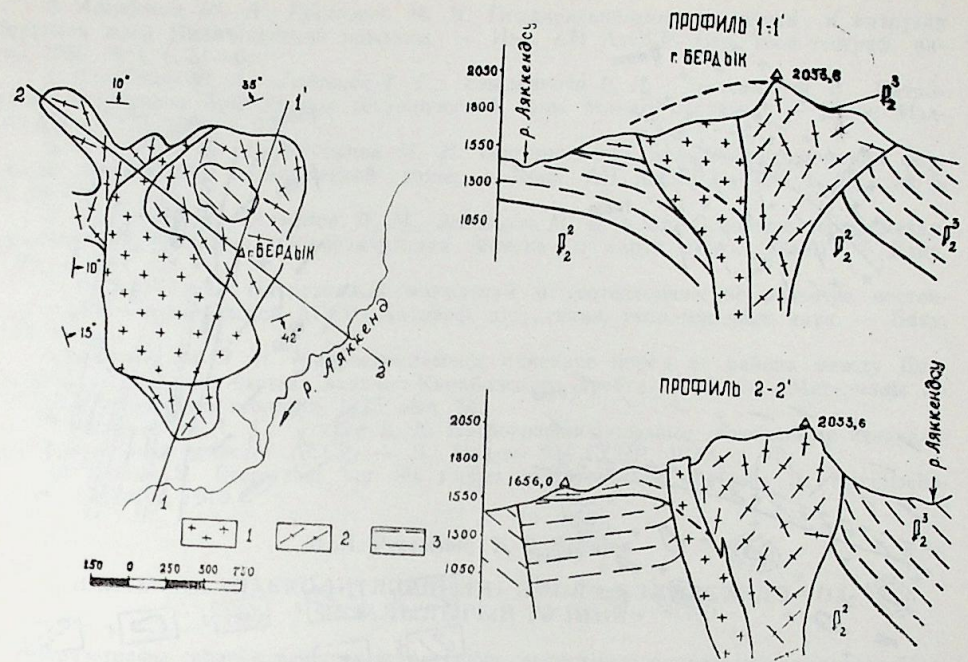


Рис. 1. Геологическая схема формирования интрузива Бердык:

1 — светло-серые гранодиорит-порфиры II фазы; 2 — темно-серые кварцевые диорит-порфиры и гранодиорит-порфиры; 3 — ритмичные отложения парадашской толщи

Анализ петротектоники первичных трещин и линейных текстур фенокристаллов показывает, что морфология интрузии первой фазы соответствует ассимметричному лакколиту с линзообразным оттоком ЮЗ—СЗ направлений (см. рис. 1). Этот лакколит (I фаза) прорывается штокообразным удлиненным телом светло-серых гранодиорит-порфиров, которые выклиниваются в северной части массива и придают интрузии II фазы клиновидную форму. Оно наклонено к центру интрузива (65—80°) и, несомненно, внедрение магмы происходило полукругом по центральному каналу. Поэтому фазовые соотношения между породами более разнообразно выражаются во внутренних, нежели во внешних контактах II фазы, где имеет место прорывание линзообразных участков лакколита.

Контактные взаимоотношения между темно-серыми (I фаза) и светло-серыми (II фаза) гранодиорит-порфирами показаны на рис. 2. Они выражаются в интрузивах Бердык и Нагаджир в следующем-

1. Линия или поверхность контакта отчетливо фиксируется благодаря текстурным и подчас структурным различиям пород разных фаз. Вдоль контакта изредка встречаются короткие инъекции мощностью до 0,5 см пород II фазы, хотя является частным случаем взламывания пород I фазы в процессе внедрения магмы поздней фазы. Таким участкам соответствуют извилистые контакты или заливообразное внедрение магмы.

2. В полосе шириною 20—30 м вдоль внутреннего контакта II фа-

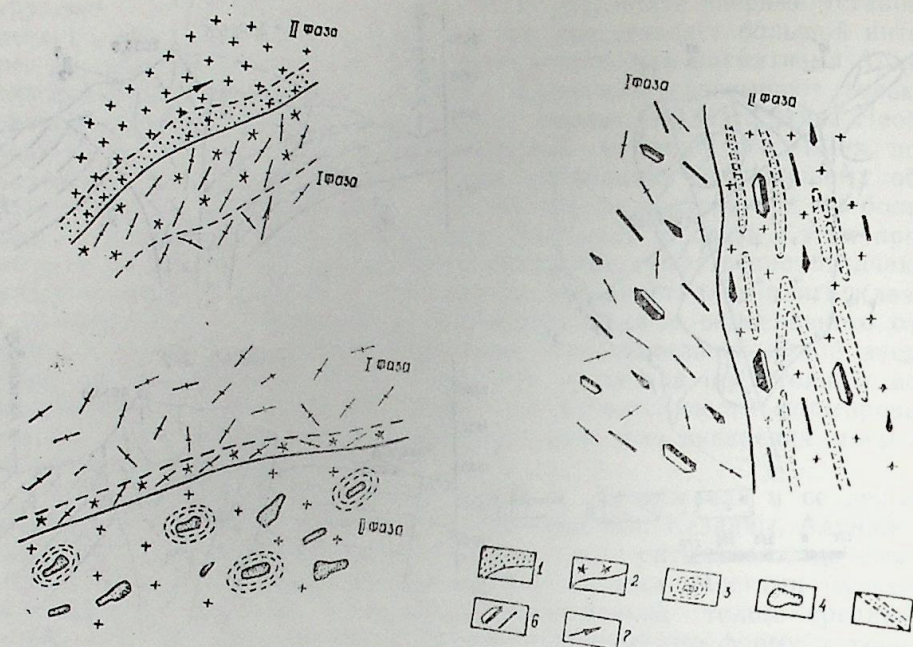


Рис. 2. Характер контакта между интрузивными фазами:
 1 — темная полоска фации закалик; 2 — светлая полоска контактового метаморфизма; 3 — скорлуповатая отдельность пород; 4 — ксенолиты, представленные породами I фазы; 5 — первичная полосчатость; 6 — фенокристаллы плагиоклаза и роговой обманки; 7 — линия течения магмы

зы наблюдаются ксенолиты пород I фазы от микроскопических размеров до крупных глыб. Вокруг некоторых из них (соответствующим относительно глубже оторванным) в цементирующей породе развита скорлуповатая отдельность, диаметром 0,3—0,7 м (см. рис. 2). Лишь эти ксенолиты слегка окрашены в красный цвет и несут следы метаморфизма.

3. Вдоль поверхности контакта светло-серых гранодиорит-порфиров прослеживается прерывистая темная полоска (шириной 1—2 см) с более мелкозернистой основной массой, а в экзоконтакте породы раннего внедрения осветлены (шириной 5—10 см) в связи с образованием роговикового кварца и гидрослюды.

4. В гранодиорит-порфирах раннего внедрения линейные структуры течения срезаются в контакте с породами II фазы, а аналогичные первичные структуры течения (линейные, полосатые) последней ориентированы параллельно контакту.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Рустамов М. И., Гасанов Р. К. и др. Основные черты магматизма и метаморфизма Азербайджана (Объяснительная записка к карте м-ба 1:500000) — Баку, 1981, с. 36.
2. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 502.

3. Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Позднеальпийские экстрезии и интрузии бортовой зоны Нахичеванской впадины. — Изв. АН АзССР. Сер. геол.-географ. наук, 1958, № 4, с. 51—64.

4. Азизбеков Ш. А., Гаджиев Т. Г., Емельянова Е. Н., Рустамов М. И. Петрология интрузивов Араксинской тектонической зоны Малого Кавказа. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1964, с. 252.

5. Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Посторогенная вулканоплутоновая формация Араксинской тектонической зоны. — Докл. АН АзССР, 1968, т. 25, № 5, с. 44—46.

6. Ализаде С. А., Ахмедов Д. М., Зейналов М. Б. и др. Основные черты металлогении Азербайджана (Объяснительная записка к карте м-ба 1:50000). — Баку, 1981, с. 78.

7. Корнев Г. П. Интрузивный магматизм и неотектоническое развитие восточной части Нахичеванской АССР: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. — Баку, 1955, с. 24.

8. Лодочников В. Н. Микроскопическое описание пород из района между Дарыдагом и западной частью Западно-Карабахского хребта. — В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии, 1925, вып. 24.

9. Флоренский А. А., Устиев Е. К. Петрография полезные ископаемые центральной части Нахичеванской АССР. — Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с. 91.

10. Dervies V. Recherches sur les roches eruptives des environs de Nachitschevan. — Geneve, 1910.

М. И. Рустамов, Б. С. Бабаев

НАХЧЫВАН «ЛАККОЛИТЛЭРИНИ» ЭМЭЛЭ КЭЛМЭСИНДЭ ЧОХ-ФАЗАЛЫЛЫГЫН ТЭ'ЛИНИ

Аразэтрафы сәһәнин кеоложи-петрографик хусусијјәтләринин өјрәнилмәсиндә Нахчыван «лакколитләринин» эмәлэ кәлмәси, онларын петрологи, металлогеник мәсәләләринин һәлли мүнүм рол ојнајыр. Бунунла әләгәдәр мәгаләдә һансы интрузив күтләләрин «лакколитләрә» анд олмасы барәдә әлдә едилмиш нәтичәләрин гыса шәрһи верилир. Әсәрин јазылмасы чөл ишләри заманы јыгылмыш материаллара әсәсланмышдыр. Белә ки, илк дәфә олараг Бердик вә Нәһәчир интрузивләрин эмәлэ кәтирән магматик ики фазалы ролу әјани фактларла кәстәрилир. Бу нәтичәләр орокен магматизмин петрологијасында бөјүк әһәмијјәт кәсб едир.

М. И. Rustamov, B. S. Babayev

THE DETERMINATION OF POLYPHASE IN THE FORMATION OF NAKHICHEVAN «LACCOLITHS»

The debatable question on the age and sequence of Late Orogen magmatism of Araks zone, the results of its classification by the formational analyses, allowing to determine intrusive massifs belonging to «laccoliths», are considered in the article. The two-phased intrusion of magma in the intrusives of Berdyk and Nagadzhir, composed of quartz diorite-porphyrines and plagioclase-diorite-porphyrines, is proved for the first time on the basis of a large amount of data of the field researches.

УДК 551.79/47/

Б. Д. АЛЕСКЕРОВ, А. В. МАМЕДОВ, А. А. СВИТОЧ, Т. А. ЯНИНА

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ МИШОВДАГСКОГО ОПОРНОГО РАЗРЕЗА ПЛЕЙСТОЦЕНА АЗЕРБАЙДЖАНА

Настоящее исследование выполнено в рамках договора о научном сотрудничестве между отделом палеогеографии Института географии АН Азербайджанской ССР и лабораторией новейших отложений географического факультета МГУ. На основании этого договора авторы и другие соавторы названных выше научных подразделений приступили к изучению по опорным разрезам морских плейстоценовых отложений Азербайджана их стратиграфии, хронологии и палеогеографических условий образования. В данной статье приводятся результаты исследования Мишовдагского разреза, который находится в северо-восточной части Нижнекуринской депрессии на южном склоне одноименного хребта. Работами ряда исследователей [1, 2, 3, 4] установлены основные черты строения этого разреза, состоящего, по их данным, из осадков бакинской, урунджикской, раннехазарской трансгрессий, и дана его палеомагнитная и малакологическая характеристика. Проведенное авторами комплексное изучение морских плейстоценовых отложений антиклинальной складки Мишовдаг позволило получить новые данные по их биостратиграфии, существенно дополняющие имеющиеся представления по древнекаспийскому плейстоцену Азербайджана и всего Каспийского региона.

В западной части северного крыла структуры почти вся вскрытая часть разреза сложена мощной толщей апшеронских алевролитов, песков, глин, в нижней части с прослоями пепла, в верхней — с прослоями ракушняка (рис. 1). Среди моллюсков господствуют дрейсены, встречаются ребристые и гладкие раковины апшеронских видов *Apsheronia propinqua* (Eichw.), *Pseudocatillus* sp. Обильны остракоды в основании *Aurilla azerbaijanica* (Liv.), *Loxosconcha eichwaldi* Liv., *Leptocythere nostrata* Liv., *Paracyprideis naphtatscholana* Liv., *Leptocythere nostrata* Liv., *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.), *Caspiolla liventalina* (Evlachova), а вверху — *Cryptocyprideis bogatschovi* (Liv.), *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.), *Caspiolla acronasuta* (Liv.)

и др.* По верхнему слою пепла методом треков С. С. Ганзеем получена дата $1,04 \pm 0,12$ млн. л. Кровля апшеронских отложений размыта, они дислоцированы, азимут падения $50-60^\circ$, углы падения $10-15^\circ$. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования, выполненные Е. И. Вириной, показали, что большая часть пород апшеронской толщи имеет обратное направление остаточной намагниченности (эпоха Ма-

Определения остракод выполнены Г. И. Кармишиной.

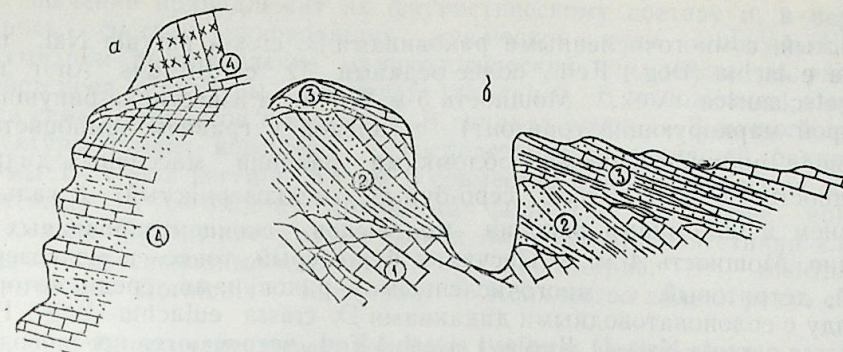


Рис. 1. Схематические разрезы плейстоценовых отложений северного (а) и южного (б, нефтяная балка) крыльев структуры Мишовдаг:
1 — апшеронские; 2 — бакинские; 3 — нижнехазарские; 4 — средневерхние(?) хазарские

гуяма), а образцы, взятые под слоем датированного пепла, характеризуются прямой полярностью. Близкие результаты получены Певзнером [1] для южного крыла структуры. Там аналогичные премомагнитные слои отнесены им к эпизоду Харамилью.

В верхней части разреза морские апшеронские отложения срезаются 1,5-м слоем горизонтально лежащих песков сыпучих, коричнево-серых, с галькой, гравием и многочисленными раковинами хазарских дидаки *Didacna paleotrigonoides* Fed., совместно с ними встречаются редкие *D. subpyramidata* (Prav.), *D. cf. crassa nalivkini* (Wass.), *Dreissena polymorpha* Pall. В осадках установлены остракоды: *Tyrrhenocythere pseudoconvexa* (Liv.), *Aurilla azerbaijanica* (Liv.), *Cyprideis caspiensis* Karm. et Coll., *Caspiolla* sp. in det., *Cryptocyprideis bogatschovi* (Liv.), *Vacinnella dorsaarenata* (Zol.), *Loxosconcha gibboida* Liv. Выше залегают суглинки и супеси (8 м) коричнево-серые, с несколькими горизонтами погребенных почв.

Южное крыло структуры Мишовдаг описано по известному разрезу «Нефтяная балка» (см. рис. 1). В отличие от северного крыла, здесь наряду с апшеронскими отложениями, широко представлены древнекаспийские морские осадки, различно дислоцированные и охарактеризованные обильной фауной. При этом наиболее представительные разрезы апшеронских и бакинских осадков вскрываются по правому борту балки, а хазарских — по левому. Снизу вверх: 1. Переслаивание алевролитов плотных, серо-желтых с прослоями песка желтого, содержащих многочисленные *Didacna crassa parvula* Nal. и редкие *Dreissena polymorpha* Pall. Мощность 15—17 м. 2. Песок желто-коричневый, мелко- и тонкозернистый, тонкослоистый (слоистость неясная). Мощность 20—25 м. 3. Переслаивание алевролитов плотных, желто-серых с прослоями песка, содержащие раковины *D. crassa parvula* Nal., а также трудноопределимые обломки крупнотворчатых дидаки. Мощность 5 м. 4. Рыхлый песчаник серо-желтый, с отдельными гнездами из скоплений раковин дидаки, образующий устойчивый бронирующий пласт в рельефе (первый маркирующий горизонт). Мощность 0,3 м. 5. Песок серый, мелкозернистый, диагонально-горизонтально-

слоистый, с многочисленными раковинами *D. crassa parvula* Nal. и *D. crassa eulachia* (Bog.) Fed., более редкими *D. carditoides* Andr. и *D. mingetschaurica* Vek. Мощность 5 м. 6. Плита известняка-ракушняка (второй маркирующий горизонт) с галькой и гравием темноцветных пород, с многочисленными обломками раковин массивных дидакн. Мощность 1,5 м. 7. Песок серо-бурый, мелкозернистый, с галькой, гравием и обломками раковин моллюсков, сконцентрированных по слою. Мощность 4 м. 8. Песчаник буро-серый, тонко- и мелкозернистый, детритовый, с многочисленными раковинами, среди которых, наряду с солоноватоводными дидакнами *D. crassa eulachia* (Bog.) Fed., *D. crassa parvula* Nal., *D. lindleyi* (Dash.) Fed., встречаются пресноводные *Corbicula fluminalis* (Mull.) Мощность 2 м (третий маркирующий горизонт). 9. Алеврит слоистый, коричневый. Мощность около 7 м. Слои 1—9 дислоцированы, согласно апшеронским пластам, однако с меньшими углами наклона (20—25° против 30—40°). 10. Известняк-ракушняк, в основании с базальными конгломератами, в рыхлых разностях с многочисленными раковинами моллюсков, среди которых доминируют пресноводные *Corbicula fluminalis* (Mull.) многочисленные *Dreissena polymorpha* Pall., *Monodacna caspia* (Eichw.), *Dr. rostriformis* (Dech), мелкие дидакны *D. trigonula* (Desh.), *D. gurganica* Vekil., встречаются *D. pallasii* Prav, единичны *D. kovalevskii* Bog.

Бронирующий пласт известняка (четвертый маркирующий горизонт) залегает на алевритах слоя 9 с заметным угловым несогласием (угол наклона 10—15°). 11. Алеврит коричневатого-серый, слоистый, с линзами и прослоями детрита, с многочисленными раковинами *D. crassa eulachia* (Bog.) Fed., *D. colossea* (Dash.) Vekil., *D. rudis celekenica* Fed., *Dr. polymorpha* Pall., *D. carditoides* Andrus., *D. mingetschaurica* Vekil., единичными *D. subpyramidata* Prav. Мощность 16 м. 12. Песок серый, детритусовый, мелко- и тонкозернистый, тонкополосчатый, с множеством раковин *Corbicula fluminalis* (Mull.), *M. caspia* (Eichw.), *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* (Dash.), *D. trigonula* (Dech.) Vek., редкими *D. gurganica* Vekil. и единичными *D. delenda* Bog. и *D. crassa nalivkini*.

Мощность 10 м. 13. Мощная толща переслаивающихся плит известняков-ракушняков (мощность до 5 м) и алевритов плотных, серо-желтых, образующих по левому борту балки систему пологонаклонных к югу пластов — куэст. Суммарная мощность отложений около 40 м. В нижней части толщи из пластов известняка собраны: преобладающие *D. kovalevskii* Bog. многочисленные *D. crassa nalivkini* Wass; редкие *D. pallasii* Prav., *D. subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. vulgaris* Andrus., *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* (Desh). В перекрывающих их алевритах обнаружены многочисленные *D. trigonula* (Desh.) Vekil., *D. kovalevskii* Bog., *D. subpyramidata* Prav., *D. crassa nalivkini* Wass., *M. caspia* (Eichw.), *D. gurganica* Vekil., *D. pallasii* Prav., *D. delenda* Bog., *D. paleotrigonoides* Fed., *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* (Desh). В верхней части разреза в известняке установлены редкие *D. crassa nalivkini* Wass., *Dr. polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* (Desh.); единичные *D. pravoslavlevi* Fed.

Как известно, при расчленении древнекаспийских отложений боль-

шое значение принадлежит их фаунистическому составу и, в первую очередь, составу руководящих моллюсков рода *Didacna* Eichw. Рассмотрим распределение малакологических комплексов по разрезу плейстоцена структуры Мишовдаг (таблица). В отложениях выделяются семь комплексов моллюсков. В осадках слоев 1—8 южного крыла структуры развит комплекс с господством руководящей бакинской формы *D. crassa parvula*. В слое 5 совместно с ней встречаются многочисленные *D. carditoides* (бакинская форма) и *D. crassa eulachia* (вид, характерный для урунджикских отложений). Известняки слоя 8 содержат пресноводные элементы: *Dr. polymorpha*, *Dr. rostriformis*, единичные *Corbicula fluminalis*. Количество дидакн резко сокра-

Распределение раковин моллюсков в морских плейстоценовых отложениях разреза Мишовдаг

№ слоя	Распределение раковин моллюсков																							
	<i>Dr. polymorpha</i>	<i>Dr. rostriformis</i>	<i>Corb. fluminalis</i>	<i>M. caspia</i>	<i>D. parvula</i>	<i>D. carditoides</i>	<i>D. cr. eulachia</i>	<i>D. mingetschaurica</i>	<i>D. lindleyi</i>	<i>D. mishovdagica</i>	<i>D. trigonula</i>	<i>D. gurganica</i>	<i>D. kovalevskii</i>	<i>D. pallasii</i>	<i>D. colossea</i>	<i>D. rudis celekenica</i>	<i>D. subpyramidata</i>	<i>D. cr. nalivkini</i>	<i>D. delenda</i>	<i>D. paleotrigonoides</i>	<i>D. vulgaris</i>	<i>D. pravoslavlevi</i>		
21	ед								ед															
20																								
19																								
18	в	в																					ед	
17																								
16																								
15	в	в	м	м							м	в	м	в			м	м	в	в				
14	в	в		ед													в	м		в	в			
13	м	м	п	м							м	в									ед	ед		
12	в					в	м	в							м	м	ед							
11	м	м	м	м							м	м	ед	в										
10																								
9	м	м	ед		в		в	в	ед															
8																								
7																								
6	в																							
5																								
4						в																		
3																								
2	в																							

П — раковины преобладают, м — многочисленны, в — встречаются сравнительно редко, ед — единичные находки.

щено. Сильно опресненные комплексы моллюсков (третий и пятый) установлены в известняках и песках слоев 10 и 12. Встреченные в них дидакны (*D. trigonula*, *D. gurganica*), хотя и многочисленны, однако имеют угнетенный облик, и, по-видимому, представляют местные популяции фауны. Развитая между двумя опресненными комплексами фауна слоя 4 имеет весьма специфичный состав, в ней в совместном залегании встречаются элементы бакинской (*D. carditoides*), урунджикской (*D. rudis celekenica*, *D. mingetschaurica*, *D. crassa eulachia*)

и хазарской (*D. subpyramidata*) фауны. Для верхней части разреза Нефтяная балка характерен комплекс 6 из многочисленных хазарских дидаки *D. crassa nalivkini*, *D. pravosiavlevi*, *D. kovalevskii*. Последний, седьмой комплекс моллюсков установлен в рыхлых песках северного крыла структуры и представлен монодоминирующей хазарской формой *D. paleotrigonooides* типичной для нижней части хазара в разрезах кавказского морского плейстоцена.

В целом можно отметить, что среди руководящих моллюсков рода *Didacna* разреза Мишовдаг достаточно уверенно устанавливаются одна бакинская и три хазарских фауны. Бакинская фауна (слои 1—9) характеризуется господством моллюсков группы „*crassa*“, в первую очередь *D. crassa parvula*, а в верхних частях и *D. crassa eulachia*.

В нижней хазарской фауне (слой II), наряду с крассоидными дидаками, многочисленны переходные формы крупных массивных дидаки (*D. carditoides*, *D. minetschaurica*, *D. rudis celekenica*). В средней хазарской фауне (слои 13—19) происходит смена одних крассоидных форм (*D. crassa eulachia*) другими (*D. crassa nalivkini*) и массовое распространение получают тригоноидные дидаки (*D. subpyramidata*, *D. trigonula*, *D. paleotrigonooides*). И наконец, верхняя хазарская фауна разреза (пески северного крыла) характеризуется резким господством моллюсков группы „*trigonooides*“. Интересно и определенное своеобразие плейстоценовой фауны разреза — это отсутствие в ней некоторых типичных представителей руководящих бакинских (*D. catillus*) и позднихазарских (*D. surachanica*) моллюсков и наличие нескольких смешанных комплексов, состоящих из пресноводных и угнетенного облика солоноватоводных элементов.

Используя материалы малакологического анализа, положение древнекаспийских толщ в сводном и конкретных разрезах, характер их дислоцированности и литологического состава, данные палеомагнетизма, микрофауны и абсолютной хронологии, среди плейстоценовых отложений опорного разреза Мишовдаг можно выделить три крупные толщи осадков, разделенные следами крупных перерывов и углового несогласия, содержащие различные комплексы руководящих моллюсков рода *Didacna* Eichw. и, по-видимому, соответствующие рангу горизонтов региональной стратиграфической шкалы каспийского плейстоцена: бакинскую и две хазарские (рис. 2). Бакинская толща в нижней части представлена преимущественно алевритами и песками, включающими сверху прослой известняков и песчаников. Отложения содержат фауну с господством руководящей бакинской формы *D. parvula*. Суммарная мощность толщи около 50 м. Со следами углового несогласия она залегает на более дислоцированных отложениях апшеронского моря.

Нижняя хазарская толща (горизонт), мощность около 60 м, по литологическому составу и содержащимся комплексам моллюсков подразделяется на две части (подгоризонта): нижнюю — преимущественно песчано-алевритовую (слои 10—12), охарактеризованную комплексом *Didacna crassa eulachia*—*D. colossea*—*D. rudis celekenica*, и верхнюю, состоящую из переслаивания плит и известняков-ракушняка, алевритов и песков, включающих комплекс *Didacna kovalevskii*—*D. crassa nalivkini*—*D. subpyramidata*.

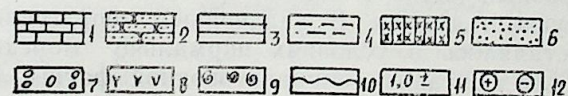
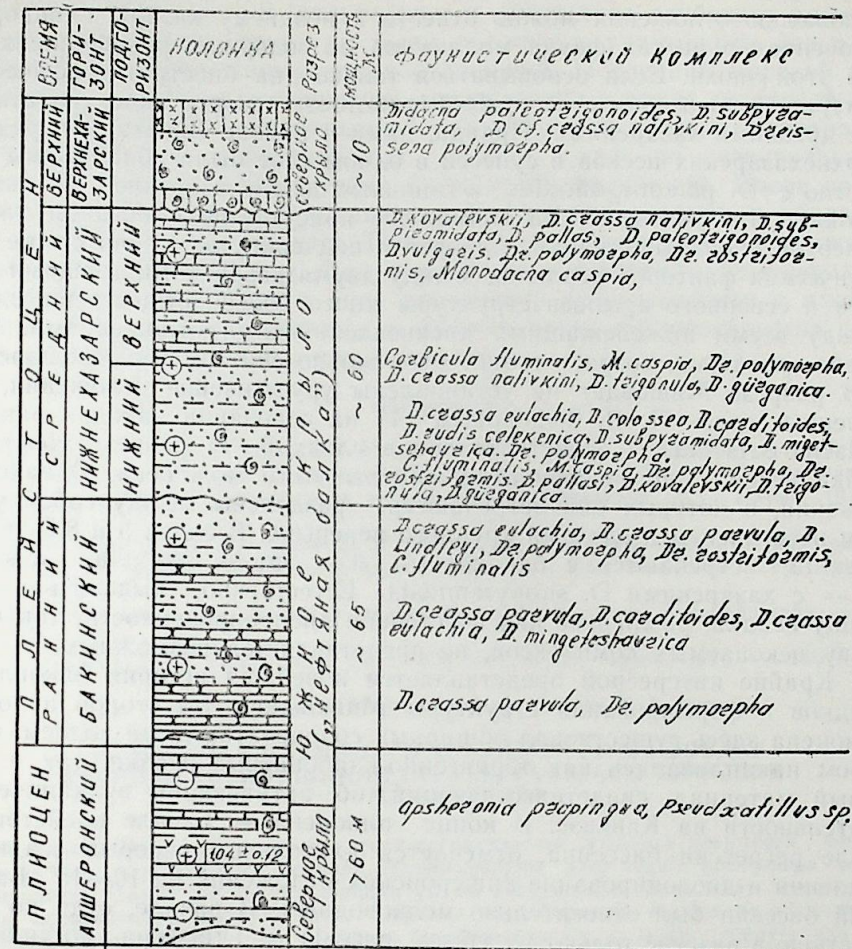


Рис. 2. Сводный разрез плейстоценовых отложений Мишовдаг:
1 — известняк; 2 — песчаник; 3 — глина; 4 — алеврит; 5 — покровные отложения с погребенными почвами; 6 — песок; 7 — гравий и галька; 8 — пепел; 9 — ископаемые раковины; 10 — длительные перерывы; 11 — абсолютная датировка; 12 — палеомагнитная характеристика

Определенно более молодыми хазарскими отложениями являются пески северного крыла структуры Мишовдаг, увенчанные слоем субаэральных отложений с погребенными почвами. В отличие от всех более древних плейстоценовых пород разреза Нефтяная балка, отложения не литифицированы, не дислоцированы и охарактеризованы иным монодоминантным комплексом *Didacna paleotrigonooides*. По усло-

виям залегания, литологическим особенностям, геоморфологическому положению отложения можно отнести к позднему хазару, однако, заключенная в песках фауна моллюсков не содержит руководящих видов этой эпохи. Если основываться только на биостратиграфическом материале, то осадки с *D. paleotrigonoides* скорее надо считать более древними хазарскими. Правда, нами в районе Бинагады в разрезе верхнехазарских песков и супесей в одном слое были обнаружены совместно с *D. paleotrigonoides* и типичные позднехазарские *D. sugahanika*, что указывает на возможное присутствие в позднем хазаре палеотригоноидных дидакн. Следует и подчеркнуть, что по сумме геологических факторов различия между двумя хазарскими толщами южного и северного крыльев структуры много более существенные, чем между всеми нижележащими древнекаспийскими отложениями. Учитывая сказанное, возраст толщи мы условно считаем верхнехазарским.

В разрезе Мишовдаг не установлены уруджикские отложения, выделенные здесь П. В. Федоровым [4] на основании находок раковин *Didacna eulachia*. Действительно в слоях 5—11 разреза Нефтяная балка весьма многочисленные раковины этого моллюска. Однако отложения, в которых они встречаются, разделены между собой угловым несогласием и следами крупного перерыва. В слоях 5 и 8 *D. crassa eulachia* встречаются с бакинскими *D. crassa parvula*, а в слое 11 — с хазарскими *D. subpyramidata*. Естественно, выделить в одну толщу осадки, различные как по степени дислоцированности, так и составу ископаемых комплексов, не представляется возможным.

Крайне интересной представляется новейшая история накопления осадков и формирования структуры Мишовдаг. Во второй половине плиоцена здесь существовал обширный солонатоводный водоем, в котором накапливались как терригенно-карбонатные осадки, так и пепловый материал, свидетельствующий об активизации вулканической деятельности на Кавказе. В конце плиоцена — начале плейстоцена, после регрессии бассейна, отмечается длительный перерыв осадконакопления и дислоцирование апшеронских отложений на 10—15°. Бакинский бассейн был относительно мелководным. В начале, судя по присутствию в разрезе только *D. crassa parvula* и *Dreissena polymorpha*, это был ингрессивный залив с неблагоприятными условиями для существования фауны и дидакн. В дальнейшем терригенное осадконакопление осуществлялось в условиях нормально морского водоема, благоприятного для обитания солонатоводной фауны. В конце бакинской эпохи отмечается опреснение вод регрессирующего моря. После его ухода происходит новая активизация тектонических движений и деформация бакинских пород на 10—15°. В начале хазарской трансгрессии отмечается двукратное опреснение вод бассейна, возможно совпадающее с таянием горных и равнинных ледников, разделенное периодом нормально морских условий, когда на мелководьях обитал комплекс многочисленных дидакн, состоящий из бакинских и хазарских элементов. Для максимума трансгрессии был характерен неустойчивый уровенный режим, что нашло отражение в периодичности накопления пляжевых карбонатно-органогенных и терригенных осадков. В это время существовала фауна, характерная для раннехазарской эпохи Кавказского побережья Каспия (*D. paleotrigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. crassa naliivkini*). Регрессия бассейна вновь завершилась текто-

ническими деформациями, произошло окончательное оформление структуры Мишовдаг. В дальнейшем в результате глубокого размыва на северном крыле структуры были полностью уничтожены все плейстоценовые и часть апшеронских отложений. Последний морской бассейн, заливающий свод структуры, существовал в конце хазарской эпохи. Это был хорошо прогреваемый и аэрируемый крайне мелководный водоем с банками тригоноидных дидакн. Судя по незначительной мощности осадков, трансгрессия была кратковременной. После ее завершения происходило накопление субаэральных осадков и образование серии погребенных почв. Последующие тектонические движения имели сводовый характер. Они окончательно оформили геоморфологический облик структуры в виде останцовой возвышенности с плоской вершиной и крутыми склонами, в нижней части «подрезанными» водами максимальной стадии хвалынского моря.

Литература

1. Асадуллаев Э. М., Певзнер М. А. Палеомагнетизм и биостратиграфия позднекайнозойских отложений Прикуриинской низменности. — В кн.: Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. М.: Наука, 1973, с. 6—10.
2. Мамедов А. В., Алескеров Б. Д. Некоторые проблемы стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена Азербайджана. — Изв. АН СССР. Сер. географ., 1986, № 1, с. 93—104.
3. Путеводитель геологической экскурсии по антропогену Азербайджана. — Баку, 1973. — 60 с.
4. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. — М.: Наука, 1978. — 166 с.

Б. Ч. Элескеров, Э. В. Маммадов, А. А. Свиточ, Т. А. Янина

АЗЭРБАЙДЖАН ПЛЕЙСТОСЕН ЧӨКҮНТҮЛЭРИ МИШОВДАГ ИСТИНАД КӘСИЛИШИНІН СТРАТИГРАФИЈАСЫ ҮЗРЭ ЈЕНИ МӘЛУМАТЛАР

Мәғаләдә Мишовдаг истинад кәсилишинин тәдғиги әсасында плейстоцен чөкүнтүләринин биостратиграфийасы верилр. Мүәллифләрин әлдә етдији нәтичәләрә әсасән, Мишовдагда Плейстоцен чөкүнтүләринин үмуми кәсилишинидә Бақы, Алт Хәзәр вә Үст Хәзәр горизонтлары иштирак едир. Биринчи ики горизонт Мишовдаг антиклиналынын чәнуб ганады боју сәтһә чыхыр вә бир-бириндән бучаг гејри-үјгунлугу илә әјрылыр. Үст Хәзәр горизонтунун чөкүнтүләри јалғыз шимал ганадында мүшәһидә олунур. Бу чөкүнтүләр нисбәтән эңф дислокасијаја уғрамышлар вә Абшерон Мәртәбәси чөкүнтүләринин јујулмуш сәтһи үзәриндә јатырлар. Бақы горизонтунун алт һиссәсиндә *D. Crassa parvula*, үст һиссәсиндә исә *D. Crassa eulachia* үстүнлүк тәшкил едир. Алт Хәзәр горизонтунун ашағы һиссәсиндә крассонд дидакналары илә јанашы, *D. Carditoides*, *D. mingschaurica*, *D. rudis celekenica* иштирак едир. Горизонтун јухары һиссәси әсасән *D. crassa naliivkini*, *D. subpyramidata*, *D. trigonula*, *D. paleotrigonoides* илә сәчијјәләнр. Үст Хәзәр чөкүнтүләри *trigonoides* групу молјускаларынын үстүнлүк тәшкил етмәси илә фәргләнр.

Мишовдаг кәсилишиндә П. В. Федоровун (1978) әјырдығы Урунчуг чөкүнтүләри, әслиндә, ашағы Хәзәр чөкүнтүләридир. Алт Хәзәр горизонтунун ашағы һиссәсиндә ширин су фаунасы сахлајан ики тәбәғәнин варлығы һәмни дөврдә Хәзәр дәнзинин бузлағларын әримәси нәтичәсиндә дахил олан суларын һесабына бир гәдәр ширинләшдијини көстәрр.

B. Dj. Aleskerov, A. V. Mamedov,
A. A. Svitoch, T. A. Yanina

NEW DATA ON STRATIGRAPHY OF MISHOV DAG PLEISTOCENE KEY SECTION OF AZERBAIJAN

The results of the complex studies of stratigraphy of Mishovdag pleistocene key section of Azerbaijan are given in the article.

УДК 553.521/118.1/479.24/

А. И. МАМЕДОВ, Ф. М. ШИРИНОВ

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДОВ
 ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ МАЛОГО КAVКАЗА
 (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕКРЕПИТАЦИОННОГО АНАЛИЗА)**

Термобарогеохимия по включениям минералообразующих сред в магматических минералах в настоящее время составляет необходимую часть геологических исследований на основе количественной оценки физико-химических параметров. Исследования включений в магматических образованиях позволяют осветить ряд вопросов, имеющих первостепенное значение для теоретической петрологии и решения разных прикладных задач [2, 3, 4, 8]. В связи с этим определен интерес представляет изучение условий формирования палеогеновых, в частности Тутхунских полифазных интрузивов, при помощи декрепитационного анализа.

Настоящая статья посвящена анализу числовых значений физико-химических параметров пороодообразующих минералов и пород, слагающих Тутхунскую группу гранитоидов, которые получены в результате проведения декрепитационного анализа*. Геолого-структурная обстановка формирования и фазовость этих гранитоидов рассматривается в работах [6, 7, 9].

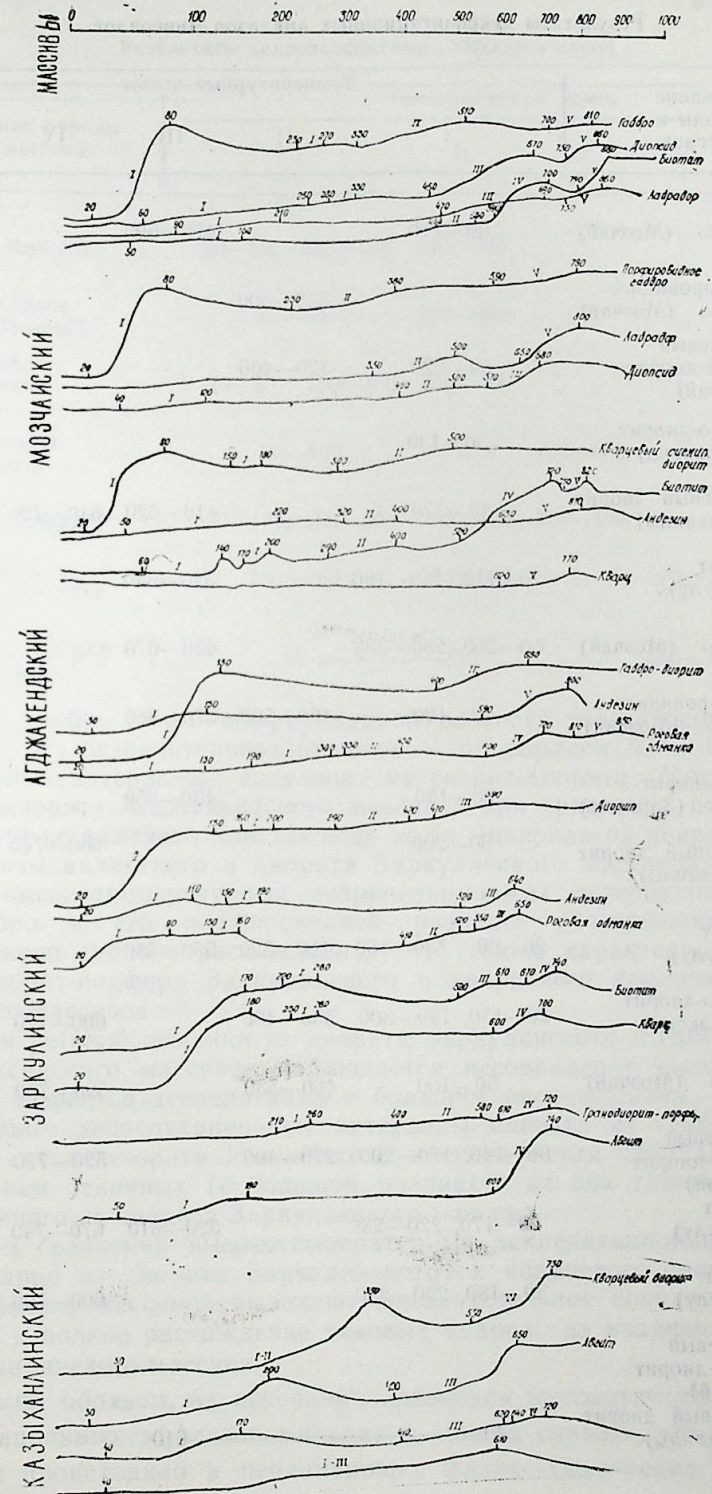
Предварительно измельченные до фракции 0,25—0,5 мм образцы пород и минералов при навеске 1 г помещались в печь вакуумного декрепитометра ВД-4, где нагревались до температуры 1000°C при давлении в системе $2 \cdot 10^{-3}$ атм. Результаты декрепитационного анализа минералов и пород приведены на рисунке и в табл. 1,2.

Согласно табл. 1 декрепитация лабрадора, андезина, диопсида, авгита, роговой обманки, биотита и кварца из соответствующих пород массивов происходит в несколько этапов. Первые этапы характеризуются выделением гигроскопической влаги и низкотемпературных включений. Последние этапы декрепитации соответствуют флюидным включениям, захваченным при начале кристаллизации минералов. Остальные этапы декрепитации указанных минералов, очевидно, связаны с выделением флюидных включений, захваченных промежуточно и в начальных стадиях кристаллизации.

Наиболее важными в рассматриваемом вопросе являются высокотемпературные этапы декрепитации минералов. Сравнивая эти этапы между одинаковыми минералами, которые отобраны из различных фаций пород, можно пронаблюдать совпадение и расхождение полученных эффектов.

Сравнение высокотемпературных эффектов декрепитации лабра-

* Декрепитационные анализы выполнены в лаборатории «Спектрально-аналитических работ» Ин. геологии АН АзССР.



Декрепитограммы пород и минералов Тутхунской группы гранитоидов (римски и цифрами отмечены интервалы декрепитации)

Таблица 1

Результаты декрепитационных анализов минералов

Минерал	Название породы и массива	Температурные этапы				
		I	II	III	IV	V
Лабрадор	Габбро (Мозчай)	90—210		470—690		750—860
	Порфиroidное Габбро (Мозчай)		350—500			650—800
	Кварцевый сиенит-диорит (Мозчай)	50—220	320—400			630—810
Андезит	Габбро-диорит (Агджакенд)	30—130				590—800
	Кварцевый диорит (Казыханлы)	40—170		410—620	640—720	
	Диорит (Заркулу)	20—110, 150—190		520—640		
Диопсид	Габбро (Мозчай)	60—250, 280—330		450—670		750—860
	Порфиroidное габбро (Мозчай)	40—120	400—500	570—680		
Авгит	Гранодиорит-порфир (Заркулу)	30—180		400—650		
	Кварцевый диорит (Казыханлы)	50—200			600—740	
Роговая обманка	Диорит (Заркулу)	20—90, 130—160	410—520	550—650		
	Габбро-диорит (Агджакенд)	20—130, 190—300	330—430		600—720	810—850
	габбро (Мозчай)	50—160	460—530		590—700	790—880
Блогит	Кварцевый сиенит-диорит (Мозчай)	60—140, 170—200	290—400		520—720	750—820
	Диорит (Заркулу)	20—170, 220—280		520—610	670—740	
	Диорит (Заркулу)	20—180, 230—280			600—700	
Кварц	Кварцевый сиенит-диорит (Мозчай)					620—770
	Кварцевый диорит (Казыханлы)	40—		—610		

Таблица 2

Результаты декрепитационных анализов пород

Название породы и массива	Температурные этапы				
	I	II	III	IV	V
Габбро (Мозчай)	20—80, 230—270	330—510			700—810
Порфиroidное габбро (Мозчай)	20—80	230—380			590—790
Кварцевый сиенит-диорит (Мозчай)	20—80, 150—180	300—500			
Габбро-диорит (Агджакенд)	20—150		490—680		
Диорит (Заркулу)	20—130, 160—200	290—420	470—590		
Гранодиорит-порфир (Заркулу)	210—260	400—580		610—720	
Кварцевый диорит (Казыханлы)	50—	—350		550—730	

дора из габбро и его порфиroidной разности Мозчайского массива показало их незначительное отличие — на порядок 50°C. Высокотемпературные интервалы андезина из сиенит-диорита Мозчайского и габбро-диорита Агджакендского массивов при сравнении почти совпадают, что не замечено для таковых этого минерала из кварцевого диорита Казыханлинского и диорита Заркулинского массивов. При сравнении высокотемпературных декрепитационных интервалов диопсида из габбро и его порфиroidной разности Мозчайского массива обнаружено сильное расхождение, что также характерно авгиту из гранодиорит-порфира Заркулинского и кварцевого диорита Казыханлинского массивов.

Для роговой обманки из диорита Заркулинского и габбро-диорита Агджакендского массивов наблюдается несовпадение высокотемпературных эффектов декрепитации с большим расхождением. Высокотемпературные декрепитационные интервалы биотита из габбро и кварцевого сиенит-диорита Мозчайского массива почти совпадают, за исключением отличных (с большой разницей) от них таковых биотита, отобранного из диорита Заркулинского массива:

При сравнении высокотемпературных декрепитационных интервалов кварца из диорита Заркулинского и кварцевого сиенит-диорита Мозчайского массивов выявлено приблизительное совпадение их эффектов и полное расхождение таковых кварца из кварцевого диорита Казыханлинского массива.

Таким образом, на основании сравнения высокотемпературных декрепитационных эффектов минералов можно сказать, что формирование их происходило в неодинаковых физико-химических условиях.

Наряду с минералами декрепитационному анализу подверглись наиболее выраженные фации пород Тутхунской группы гранитоидов, результаты которых приведены в табл. 2, из которой наглядно видно, что декрепитация пород происходит в несколько этапов с характерными эффектами как и у минералов.

Анализ декрепитационных изучаемых минералов и фаций пород рассматриваемых массивов позволяет пронаблюдать прямое или косвенное влияние декрепитационных эффектов минералов на процессы, происходящие при декрепитации пород.

На создание декрепитационных максимумов габбро, порфирированного габбро и кварцевого сиенит-диорита Мозчайского массива, как видно из выше приведенного материала, свое влияние оказали следующие декрепитационные интервалы минералов: габбро-лабрадора: 210°C, 470°C, 690°C, 750—860°C; диопсида: 60—250°C, 280—330°C, 450°C, 750—860°C; биотита: 460—530°C, 700°C, 880°C; порфирированного габбро-лабрадора: 350°C, 650—800°C; диопсида: 570—680°C; кварцевого сиенит-диорит-андезина: 220°C, 320—400°C; 140°C, 170—200°C, 290—400°C.

Наблюдаемые максимумы декрепитации габбро-диорита Агджакендского массива в какой-то мере связаны с влиянием декрепитационных эффектов: андезина: 130°C, 590—800°C; роговой обманки: 130°C, 600—720°C. На декрепитационные эффекты диорита и гранодиорит-порфира Заркулинского массива свое влияние, очевидно, оказали декрепитационные эффекты следующих минералов: диорит-андезина: 150—190°C, 520—640°C; кварца: 180°C, 280°C, 600°C; роговой обманки: 130—160°C, 410°C, 520°C, 550—650°C; биотита: 170°C, 280°C, 520—610°C; гранодиорит-порфир-авгита: 600—740°C.

На максимумы декрепитации кварцевого диорита Казыханлинского массива свое влияние оказали следующие декрепитационные интервалы минералов: андезина: 170°C, 620°C, 640—720°C; кварца: 610°C; авгита: 200°C, 650°C.

Обработка и сравнение результатов декрепитационного анализа пород и слагающих их минералов показывают следующие значения температурных интервалов при образовании пород рассматриваемых массивов: Мозчайский — 850—750°C; Агджакендский — 800—700°C; кварцевого сиенит-диорита — 800—750°C; габбро-диорита 800—750°C; диорита — 740—600°C; гранодиорит-порфира — 740—650°C; кварцевого диорита — 700—650°C.

Обобщение вышеотмеченных декрепитационных температурных интервалов пород позволяет вывести числовое значение становления массивов: Мозчайский — 850—750°C; Агджакендский — 800—700°C; Заркулинский — 740—650°C; Казыханлинский — 700—650°C.

По данным декрепитационного анализа, формирование Тутхунской группы гранитоидов происходило в пределах — 880—600°C. Последние хорошо сопоставляются с температурными пределами, полученными для пород Далидагского гранитоидного массива [5] по двуполевошпатовому методу — Т. Барта [1], калиевый полевой шпат — $Ab_{43}Or_{57}$ плагиоклаз — $Ab_{31}An_{69}$. По этим данным, согласно диаграмме Т. Барта [1], породы Далидагского гранитоидного массива формировались при температуре 870°C, а по диаграмме И. Д. Рябчикова [10] при температуре 650°C.

Температурные пределы, характеризующие условия формирования пород вышеупомянутых массивов и полученные различными методами, почти согласуются с результатами экспериментальных исследований «гранитных систем» [11].

Литература

1. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород: Чтения им. В. И. Вернадского. — М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 4.
2. Включения в минералах гранитоидов/И. Т. Бакуменко, Л. Ш. Базаров, И. М. Моторина и др. В кн.: Генетические исследования в минералогии. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 68—74.
3. Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. — М.: Недра, 1979.—271 с.
4. Корзушин В. А. Методика исследования газовой-жидких включений в минералах. — Алма-Ата: Наука, 1981.—153 с.
5. Мамедов А. И. Кайнозойский магматический комплекс центральной части Малого Кавказа и связанные с ним кислые вулканические стекла: Автореф. дис... д-ра геол.-минерал. наук.—Баку, 1972.—55 с.
6. Мамедов А. И. Кайнозойские интрузивы Севано-Карабахской зоны. — В сб.: Минералогия и рудные месторождения/Тр. Азерб. отд. ВМО. Баку: Элм, 1974, вып. 1, с. 205—212.
7. Мамедов А. И. Условия образования кайнозойских магматических комплексов центральной части Малого Кавказа: Вопросы минералогии, геохимии и петрологии Азербайджана/Тр. Азерб. отд. ВМО. Баку: Элм, 1981, вып. 2, с. 51—60.
8. Науи В. Б. К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1968, т. 2, с. 37—42.
9. Петрология и металлогения магматических пород бассейна реки Тутхун/М. А. Кашкай, В. И. Алиев, А. И. Мамедов и др. — Баку: Изд-во АН АзССР, 1967.—208 с.
10. Рябчиков И. Д. Новая диаграмма для двуполевошпатового геологического термометра, построенная при помощи термодинамической обработки экспериментальных данных. — Докл. АН СССР, 1965, т. 166, с. 672—675.
11. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. — Geol. Amer. Mem., 1958, v. 74.

А. И. Мамедов, Ф. М. Ширинов

КИЧИК ГАФГАЗЫН МЭРКЭЗИ ҺИССЭСИНДЭ ПАЛЕОКЕН ЈАШЛЫ ГРАНИТОИДЛАРИН ЭМЭЛӘКӘЛМЭ ШӘРАИТИ ҺАГГЫНДА (ДЕКРЕПИТАСИЈА АНАЛИЗИ ЭСАСЫНДА)

Мәғаләдә Кичик Гафгазын мәркәзи һиссәсиндә, Тутхун чагы һөвзәсиндә интишар тапмыш гранитоид тәркибли интрузивләрин сүхурларынын вә олары тәшкил едән минералларын, декрепитасија анализинин нәтичәләри вериләр.

Алынған нәтичәләр кәстәрир ки, һәммин гранитоидләр 880—600°C температурлар шәраитиндә эмәлә кәлмишләр.

Мүгајисә кәстәрир ки, гејд олуған температур интервалы «гранит системи» үчүн экспериментал јолла алынмыш кристаллашма температур дәрәчәләријлә ујгун кәлир.

A. I. Mamedov, F. M. Shirinov

ON PALEOGENE GRANITOID FORMATION CONDITIONS IN THE CENTRAL PART OF THE LESSER CAUCASUS (BY THE RESULTS OF DECREPITATION ANALYSES)

The article concerns with the results of decrepitation analyses of minerals and granitoid rocks of the Tutkhun drainage basin (the Lesser Caucasus central part).

Interpretation of the results indicates the formation of the Tutkhun granitoid group to occur within 880—600°C range. The latter is correlated well with temperature limits which characterize crystallization conditions of the «granitoid system» rocks obtained during experimental studies.

УДК 553.98.061.4:53 (479.24)

М. Б. ХЕИРОВ, А. Г. СЕИДОВ

ОСОБЕННОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОКРЫШЕК И ГРАНУЛЯРНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Известно, что под влиянием увеличивающихся давления и температуры с глубиной происходит постепенное уплотнение пород и их консолидация, что в свою очередь оказывает заметное влияние на изолирующие свойства глинистых пород-покрышек и на петрофизические свойства коллекторов [1; 3; 4; 5; 8—10].

Изучение данного вопроса приобретает важное значение в связи с расширением в последние годы поисково-разведочных работ на нефть и газ на больших глубинах.

С целью определения основных факторов, оказывающих положительное влияние на физические свойства пород-коллекторов и глинистых покрышек, залегающих на больших глубинах, нами проводилось изучение мезокайнозойских отложений Азербайджана, Западной Туркмении, восточного и западного шельфов Южно-Каспийской впадины, а также ряда других районов Советского Союза. При этом установлено, что свойства пород определяются не только глубиной погружения отложений и термодинамическими параметрами, но также геологическими и геохимическими условиями в осадочно-породном бассейне.

В зависимости от указанных факторов, в отдельных областях и участках при одних и тех же глубинах наблюдаются различные стадии литогенеза пород и степени сохранности изолирующих свойств глинистых покрышек и физических свойств пород-коллекторов. Так, региональные покрышки продуктивных горизонтов среднего плиоцена наибольшую мощность (более 2 км) и лучшую сохранность имеют в юго-восточном Азербайджане (особенно в пределах Прикуринской области и Бакинского архипелага). Это объясняется тем, что интенсивное прогибание Южно-Каспийской впадины, начавшееся в конце понтического века, привело к накоплению большого количества дисперсного материала и рассеянного органического вещества на участках с большой скоростью погружения дна бассейна. Это тоже явилось причиной недоуплотнения пород и развития пластичности глин и аномально высоких поровых давлений в коллекторах, залегающих под ними. Поэтому не случайно, что здесь покрышки представлены довольно пластичными глинами с отличными экранирующими свойствами. Тонкопелитовая фракция глин представлена здесь в основном монтмориллонитом и гидрослюдой, суммарное содержание которых составляет более 70%. Характерные для таких глин дифрактограммы, термограммы и электронные микрофотографии приводятся на рис. 1.

Для монтмориллонита характерна регистрация на дифрактограммах воздушно-сухих образцов симметричного четкого базального реф-

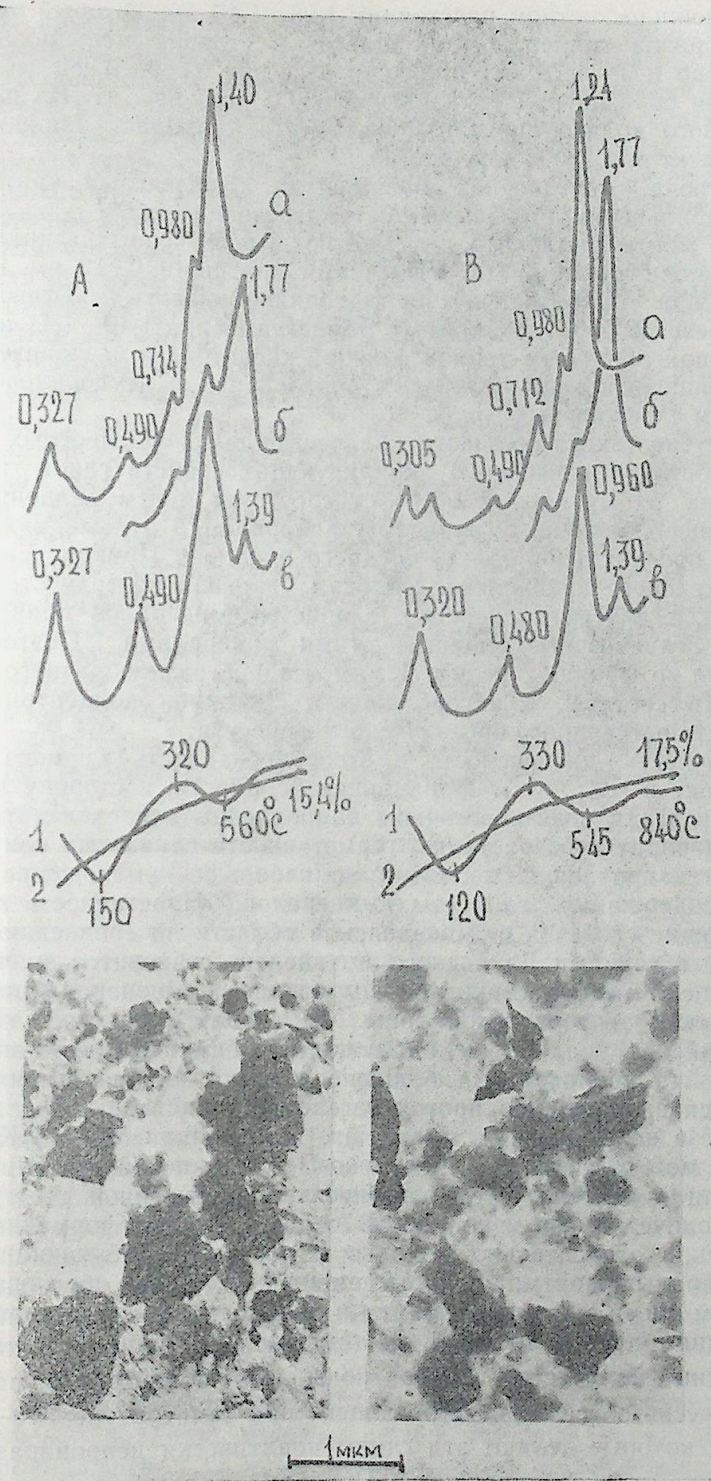


Рис. 1. Дифрактограммы и термограммы и электронные микрофотографии тонкопелитовой фракции глин: А — Булла-море, скв. 30, глубина 6016—6026 м; В — остров Булла, скв. 38, глубина 5660—5665 м; а — дифрактограмма воздушно-сухого образца; б — насыщенного глицирином; в — нагретого при 580°C

лекса при межплоскостном расстоянии 1,26—1,46 нм, который при насыщении образца глицерином смещается в сторону меньших углов отражения (до 1,77—1,78 нм) и фиксируется при 0,960—0,980 нм после прокалывания образца при температуре 580°C (см. рис. 1). На присутствии большого количества монтмориллонита указывает также мощный эндозффект при 130°C (см. рис. 1).

Гидрослюда | определена базальными рефлексами кратными 0,980 нм, стабильными при насыщении и нагреве образца.

Помимо монтмориллонита и гидрослюды в изученных глинах присутствуют также каолинит (с рефлексами кратными 0,712 нм, сохраняющимися при обработке раствором соляной кислоты и исчезающими при нагреве до 580°C), хлорит (с рефлексами при 1,40—1,41 нм, исчезающими при обработке теплой соляной кислотой) и незначительные примеси смешанослойных глинистых образований с неупорядоченным чередованием слоев разных типов.

Присутствие такого большого количества высокодисперсных минералов способствует повышению экранирующих свойств глинистых пород-покрышек. Этому прежде всего способствует монтмориллонит, являющийся преобладающим глинистым минералом в отложениях верхнего отдела продуктивной толщи среднего плиоцена Прикуринской области и Бакинского архипелага. Высокая удельная поверхность монтмориллонита и других дисперсных глинистых минералов приводит к адсорбции органического вещества этими минералами. Поэтому не случайно, что во фракции мельче 1 мкм осадков разнообразного минералогического состава в адсорбционном состоянии концентрируется большая часть рассеянного органического вещества.

Герметичность, дисперсность и отсортированность глинистых пород возрастает к востоку от Прикуринской области, в сторону Бакинского архипелага и в юго-восточном направлении в пределах последнего. Это приводит к возрастанию герметичности глинистых покрышек в указанном направлении, несмотря на небольшое уменьшение относительного содержания глинистых минералов. Пластичность глин и их изолирующие свойства в Апшеронской области по сравнению с одновозрастными глинами Бакинского архипелага становится значительно хуже. Еще менее пластичны глины среднего плиоцена Апшероно-Прибалаханской тектонической зоны. В глинах среднего плиоцена Южно-Каспийской впадины не наблюдается заметных катагенетических изменений, несмотря на большие глубины их залегания. Они прошли в основном стадию протокатагенеза и подстадии МК₁ и МК₂ мезокатагенеза на Бакинском архипелаге и подстадии МК₁—МК₃, местами и МК₄ мезокатагенеза в Апшероно-Прибалаханской тектонической зоне, которая характеризуется относительно повышенной геотермической и тектонической активностью. В отличие от платформенных областей, здесь в относительно молодых отложениях набухающие глинистые минералы (монтмориллонит, смешанослойные образования с чередованием слоев монтмориллонита и гидрослюды) сохраняются даже на глубинах, превышающих 6 км (см. рис. 1). В них присутствуют также заметные количества поровой воды и других флюидов, рассеянного органического вещества, сгорающего при температуре 320—400°C (см. рис. 1), которые делают эти глины практически непроницаемыми, т. е. покрышками высокопрочными. Подобные покрышки преимущест-

венно приурочены к районам, отличающимся аномально-высокими пластовыми давлениями. Для прогнозирования областей развития глинистых покрышек с хорошими изолирующими свойствами можно пользоваться картами размещения аномально высоких пластовых давлений, которые широко развиты в отложениях среднего плиоцена Прикуринской области и Бакинского архипелага, где и встречаются глинистые покрышки хорошего качества. При этом с глубиной наблюдается увеличение градиента порового давления (рис. 2). Это дает основание считать, что здесь подобные покрышки будут встречаться даже на глубинах, превышающих 7 км, а под ними, естественно, будут и песчано-алевритовые образования, характеризующиеся вполне удовлетворительными коллекторскими свойствами.

В связи с этим следует отметить, что покрышки с высокими изолирующими свойствами, как правило, способствуют сохранению емкостных и фильтрационных свойств, залегающих под ними пород-коллекторов (гранулярных, карбонатных и др.) на довольно больших глубинах. Так обстоит дело с коллекторами, залегающими под пластичными флюидоупорными глинистыми породами-покрышками глубокого залегания (более 5—6 км), а также в подсолевых отложениях [2,6].

Влияние геостатического давления на катагенез пород и их физические свойства на участках геосинклиналей, подобных описанным, является незначительным. Заметное влияние на свойства пород оказывают их катагенетические изменения, с развитием которых происходит относительное ухудшение емкостных и фильтрационных свойств пород-коллекторов, а также изолирующих свойств глинистых покрышек. Основными факторами, влияющими на развитие катагенеза, являются геологическое время и история геологического развития района.

Глубина погружения пород в их катагенезе играет второстепенное значение (по крайней мере до 10 км). Сказанное подтверждается тем, что глинистые породы-покрышки (относительно молодых отложений глубокого залегания) в изученном нами регионе сильному катагенезу подвержены только в районах, характеризующихся высокой тектонической и геотермической активностью. Кроме того, при прочих одинаковых условиях более древние отложения подвержены сильному катагенезу, чем относительно молодые [10]. В древних отложениях наблюдается трансформация набухающих глинистых минералов (монтмориллонита, смешанослойных образований, содержащих набухающие компоненты) в ненабухающие (в слюды и хлориты), которая сопровождается выделением из них большого количества воды и других флюидов. Это приводит к их консолидации с изменением механических свойств пород в результате чего они преобразовываются в плотные и хрупкие аргиллиты, а в отдельных случаях в глинистые сланцы, которые в тектонически активных зонах легко поддаются растрескиванию и трещинообразованию. Такими, в частности, являются аргиллиты раннемеловых отложений Евлах-Агджабединского прогиба, юры Прикаспийско-Кубинской области Азербайджанской ССР, юры и триаса площади Ракушечная Казахской ССР [10], юры и нижнего мела Прикумской области Дагестанской АССР, палеозоя юго-восточной части Прикаспийской впадины, меловых отложений междуречья Куры и Иори (Азербайджанская ССР) и многие другие, обладающие вполне удовлетворительными коллекторскими свойствами (проницаемость кото-

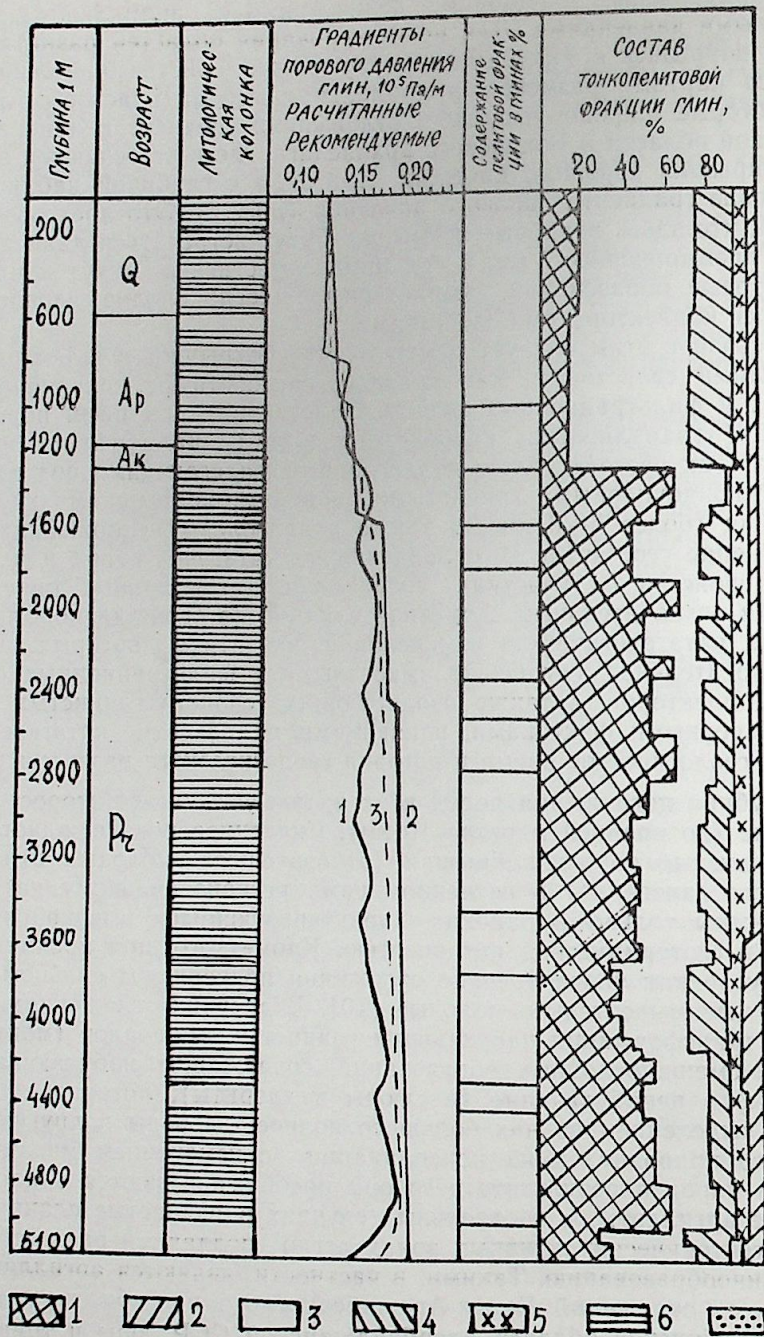


Рис. 2. Схема сопоставления градиентов поровых давлений, рассчитанных по данным промыслово-геофизических исследований, по глинистому раствору и литологическим особенностям в разрезе скв. 23 площади Булла-море:
 1 — монтмориллонит; 2 — смешанослойные глинистые образования; 3 — гидрорудла; 4 — каолинит; 5 — хлорит; 6 — глины; 7 — песчаники

рых часто превышает 0,1 мкм²). Они, естественно, могут играть роль коллекторов нефти и газа. Не случайно, что эти аргиллиты в отдельных случаях содержат промышленные залежи нефти и газа.

В тектонически активных зонах трещинообразованию подвержены также карбонатные породы.

По мере развития катагенеза в основном наблюдается ухудшение физических свойств гранулярных коллекторов. В апокатагенезе в результате регенерации кварца они становятся практически непроницаемыми, как это отмечается в отложениях юры Прикаспийско-Кубинской области [9]. Однако это не означает, что подобная картина наблюдается повсеместно. В зависимости от направления аутигенного минералообразования они могут приобрести вторичную емкость.

Вторичная емкость пород-коллекторов, залегающих на больших глубинах, в значительной степени зависит от наложенных процессов, протекающих в них под действием высоких температур и давлений, а также гидротермальных растворов. В зависимости от состава исходных пород и химизма пластовых вод имеет место замещение неустойчивых в конкретных геохимической и термобарической обстановках минералов более устойчивыми в данных условиях минералами, что оказывает как положительное, так и отрицательное влияние на петрофизические свойства пород.

Наиболее отрицательное влияние на фильтрационные свойства гранулярных коллекторов оказывает аутигенный монтмориллонит, характерные дифрактограммы, термограммы и электронная микрофотография которого приведены на рис. 3А. В отдельных случаях отмечается растворение карбонатов, заполняющих трещины в трещиноватых породах и поровое пространство в гранулярных коллекторах под действием кислых гидротермальных растворов, приводящее к заметному увеличению емкостных и фильтрационных свойств пород-коллекторов. Часто эти растворы приводят к аутигенному каолинитообразованию, положительно влияющему на физические свойства коллекторов (рис. 3Б).

Значительное влияние на коллекторские свойства пород оказывают их структурные особенности. Так, в хорошо отсортированных крупнообломочных терригенных породах коллекторские свойства на больших глубинах сохраняются лучше, чем в мелкообломочных.

Из всего вышеизложенного следуют выводы:

1. Породы-коллекторы и глинистые покрывки в геосинклинальных областях при благоприятных условиях могут сохраняться на глубинах, приближающихся к 10 км.

2. Не исключена возможность сохранения в относительно молодых третичных отложениях, рассмотренных нами областей (особенно Бакинского архипелага), емкостных и фильтрационных свойств гранулярных коллекторов, изолирующих свойств глинистых покрывок, а также углеводородов на глубинах до 8—9 км.

3. С увеличением геотермической и тектонической активности и возраста отложений уменьшается максимальная глубина, на которой сохраняются коллекторские свойства песчано-алевритовых образований и флюидоупорность глинистых покрывок.

4. Максимальная глубина, при которой физические свойства пород-коллекторов и покрывок являются удовлетворительными, опреде-

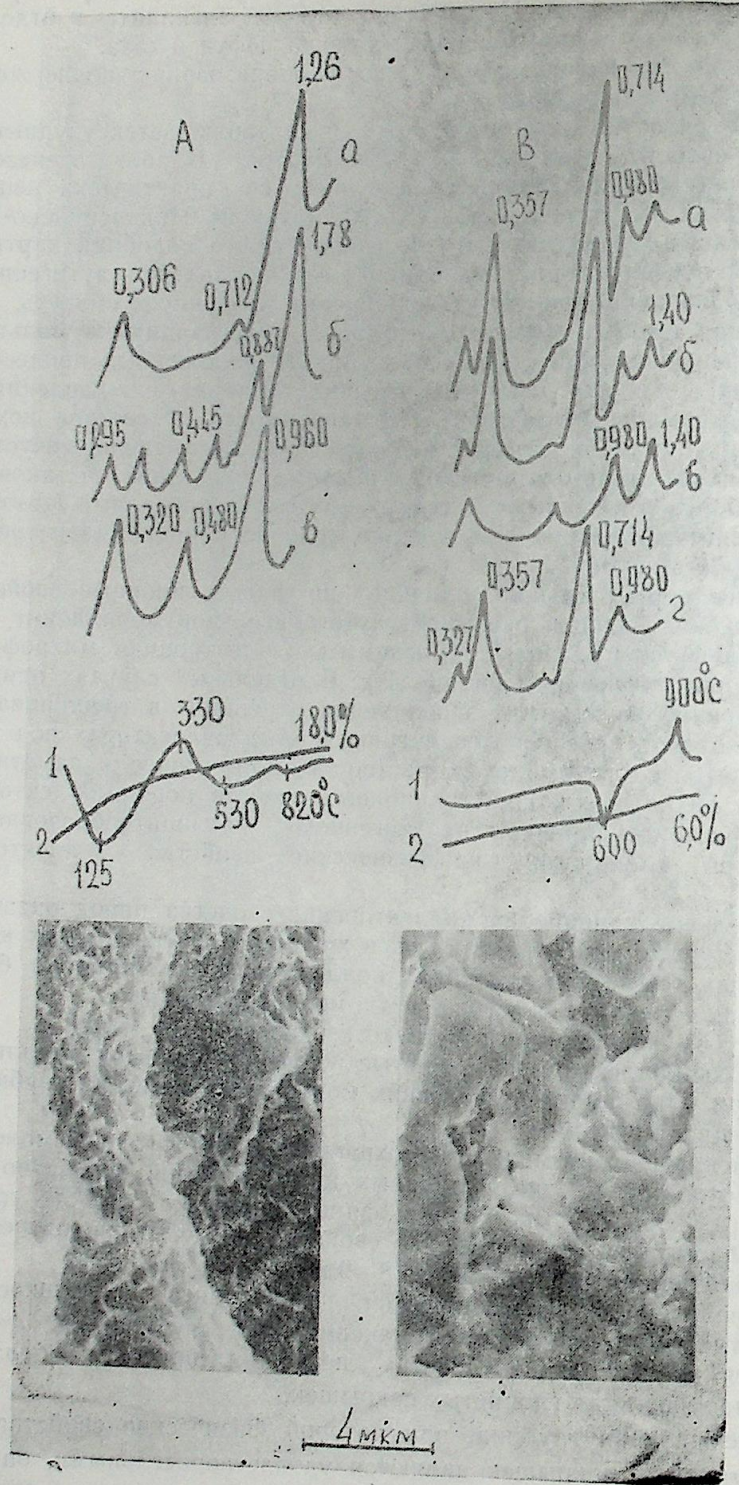


Рис. 3. Дифрактограммы и термограммы тонкопелитовой фракции цемента и электронные микрофотографии скандирования, характерные для гранулярных коллекторов с аутигенными монтмориллонитом (А) и каолинитом (В); А — Курсанга-южная, скв. 97, глубина 5255—5261 м; В — Булла-море, скв. 45, глубина 5298—5301 м; а, б, в, — то же, что и на рис. 1

ляются геологическими и физико-химическими условиями каждой отдельно взятой площади.

Литература

1. Вассоевич Н. Б., Бурлин Ю. К., Колюхов А. И., Карнюшина Е. Е. — Роль глины в нефтегазообразовании. — Сов. геология, 1975, № 3, с. 76—85.
2. Иванов Ю. А. Коллекторы нефти и газа на больших глубинах в подсолевых отложениях перикратонных соленосных бассейнов. — В кн.: Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985, с. 95—99.
3. Ибрагимов М. Р., Хеиров М. Б. Петрографо-минералогическая характеристика глины нижнемеловых отложений Прикумской нефтегазоносной области Дагестана. — В кн.: Геология, условия формирования и закономерности размещения полезных ископаемых Дагестана. Махачкала, 1978, с. 47—54.
4. Лебедев Б. А., Аристова Т. Б., Бро Е. Г. и др. Влияние эпигенетических процессов на параметры коллекторов и покрышек в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности. — Л.: Недра, 1976, с. 132.
5. Прошляков Б. К., Добрынин В. М., Урунов А. К. Очередные задачи в области познания коллекторов нефти и газа на больших глубинах. — В кн.: Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985, с. 4—13.
6. Прошляков Б. К., Пименов Ю. Г., Гальянова Т. И., Рахман С. М. Подсолевые отложения Прикаспийской впадины — уникальный комплекс природных резервуаров нефти и газа. — В кн.: Коллекторские свойства пород на больших глубинах. М.: Наука, 1985, с. 39—47.
7. Уивер Ч. Е. Петрология глинистых отложений. — В сб.: Вопросы минералогии глины. М.: Изд-во ИЛ, 1962, с. 403—452.
8. Хеиров М. Б. Эволюция монтмориллонита в зависимости от физико-химических условий среды. — Изв. АН АзССР. Сер. физико-технич. и математич. наук, 1976, № 3, с. 107—112.
9. Хеиров М. Б. Влияние глубины залегания осадочных пород на трансформацию глинистых минералов. — Изв. АН СССР. Сер. геолог., 1979, № 8, с. 144—151.
10. Хеиров М. Б., Халидов Н. Ю. Перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений площади Ракушечная: Экспресс-информация. — Нефтегазовая геология и геофизика. ВНИИОЭНГ, № 7, с. 15—19.

М. Б. Хеиров, А. Г. Сеидов

БӨҮК ДЭРИНЛИКЛЭРДЭ ЈАТАН ГРАНУЛЈАР КОЛЛЕКТОР ВӘ КИЛ ӨРТҮКЛӘРИНИН ХҮСУСИЈЈӘТЛӘРИ

Мәгаләдә Азәрбајҹанын вә ССРИ-нин бәзи рајонларынын бөјүк дәринликләриндә јатан мезокајнозә чөкүнтүләринин килли сүхурлары вә гранулјар коллекторларынын тәдғигинин нәтичәләри верилмиш вә оларын хассәләринә тәсир едән әсас факторлар мүәјјән едилмишдир.

Кеосинклинал саһәләрин нисбәтән чаваң чөкүнтүләриндә гранулјар коллекторлары вә килли өртүкләри хассәләринин 9—10 км дәринликләрдәк сахланмасынын мүмкүндүјү көстәрилир.

M. B. Kheirov, A. G. Seidov

PECULIARITIES OF CLAY CAPS AND GRANULAR RESERVOIRS IN BIG DEPTHS

The results of complex study of clay rocks and granular reservoirs in mesozoic deposits of Azerbaijan and some other regions of the Soviet Union, occurred in big depths, are given.

The basic factors, influencing on the physical characteristics of the shown types of rocks, are determined.

The possibility for keeping satisfactory capacity and filtrational features of granular reservoirs and insulating features of clay caps in relative recent deposits of geosynclines at a depth of 9—10 km is shown.

УДК/551.761.3+551.762:561/(479.2)

О. М. БАШИРОВ

О РЭТСКИХ И НИЖНЕЮРСКОЙ ФЛОРАХ ЗАКАВКАЗЬЯ

Начиная с 1981 г. мы приступили к изучению палеоботанических материалов из мезозойских отложений Азербайджана. Из указанных отложений республики данные об ископаемых флорах весьма скудные, хотя они представляются довольно интересными, и, наряду с теоретическим, имеют важное практическое значение.

За истекшее время в процессе посещения всех известных разрезов, были найдены палеоботанические материалы из юрских отложений Дашкесанского и меловых отложений Ильичевского районов.

Наряду с вышеизложенным необходимо указать, что произведенные сборы палеоботанических материалов поставили ряд вопросов перед исследователем. Прежде всего по юрским флорам Кавказа имеется достаточный материал из Грузии и ряда мест Северного Кавказа, причем не только по макрофосилиям, но и по микроспорам. Однако, несмотря на относительную полноту, вопросы их научной интерпретации представляются не совсем полноценными. Именно поэтому без их предварительной критической переоценки невозможно будет точно ориентировать во времени и в пространстве азербайджанские мезозойские флоры одновременно с установлением их палеоэкологического характера.

Юрские (как и меловые) флоры Кавказа в генетическом аспекте, по существу, не рассмотрены, в связи с чем вопросы их эволюции или же фито­стратиграфического значения остаются невыясненными. Вопросы смены одних флористических комплексов другими носят формально искусственный характер. Это тем более вызывает удивление, так как в этом плане имеются очень интересные и вполне обоснованные взгляды академика АН Грузинской ССР А. И. Джанелидзе. Если встать на точку зрения А. И. Джанелидзе и глубоко вникнуть в смысл его представлений, то получается, что в течение мезозоя Кавказ являлся центром происхождения многих растений, откуда они расселились в другие области. Вот почему одной из задач, стоящих перед исследователем мезозойских флор Азербайджана, является разбор процессов видообразования в связи с мезозойским орогенезом, наряду с выяснением миграции флор на фоне палеогеографических интерпретаций.

Другим не менее существенным вопросом является то, что недопустимо идентифицировать мезозойские растения с современными и на этой основе «рисовать» картины рельефа, экспозиции склонов, «фитоландшафтов» и т. д. Все подобные рассуждения явно ошибочны и искусственны, хотя бы потому, что род — очень широкий таксон и содержит разноэкологические виды растений. Кроме того, ведь и жизненная форма мезозойских растений (в частности, папоротников) была совер-

шенно иной и судить о них с современной точки зрения, естественно, абсолютно недопустимо и ничем не оправдано. Об экологии мезозойских флор и, тем самым, о палеогеографии и палеоклиматологии мезозоя можно и нужно судить на основе фациального анализа флорноносных отложений и детальной оценки морфологических признаков отпечатков ископаемых растений.

И наконец, почему-то мезозойские флоры Кавказа, в частности Грузии, в палеофлористическом смысле интерпретируются лишь в связи с флорами платформенных областей и на такой основе представляется им какое-то «место». Никто не отрицает, что флористические области и провинции в мезозое уже существовали — и они должны были существовать — хотя бы потому, что в это время Альпийско-Гималайская геосинклиналь (Тетис) охватывала экваториально-тропическую область. Следовательно, все это нельзя замалчивать, как и многих исследователей по мезозойским флорам и избрать лишь какую-то одну «рецептуру» для нахождения какого-то «места» мезозойским флорам Грузии в общем растительном покрове этого времени.

Научные принципы палеоботаники требуют параллелизации прежде всего с разновозрастными и с однозначными флорами в пределах единой геологической структуры. В частности, чтобы найти настоящее место мезозойским флорам Кавказа их следует прежде всего рассматривать как во взаимосвязи, так и в связи с флорами Альпийско-Гималайской геосинклинали, т. е. рассмотреть флоры в системе единой области Тетиса и на такой основе увязать их с флорами кратогонов.

Из вышеизложенного становится вполне ясным, что предварительной не­пре­менной основой и необходимым условием в изучении мезозойских флор Азербайджана являются критический анализ и переоценка всех известных разновозрастных флор Кавказа и прежде всего Грузии. Без этого настоящее фито­стратиграфическое значение мезозойских флор Азербайджана и их палеоэкологическая сущность не будут выяснены.

Приступив к изучению мезозойских флор Азербайджана, автор настоящей статьи счел необходимым ознакомиться с основными разрезами флорноносных юрских отложений Ткварчельского и Ткибульского районов Грузии, причем были произведены дополнительные сборы палеоботанических материалов из шахт им. В. И. Ленина, И. В. Сталина, С. Орджоникидзе в Ткибули, а также на Дзирульском и Локском массивах.

На основании всех имеющихся данных мы приступаем к публикации серии статей с критическим анализом мезозойских флор Кавказа, как не­пре­менной и необходимой основы для познания ископаемых флор Азербайджана.

Юрские отложения Закавказья в достаточной степени охарактеризованы остатками ископаемых растений, но фито­стратиграфическая схема этого периода все еще требует детальной разработки. В этом смысле особого внимания заслуживают предполагаемые нижнеюрские флоры, как основные показатели формирования мезофитного растительного покрова Кавказа. Такие флоры в Закавказье известны из четырех пунктов Грузии: в ущелье р. Нарула, у с. Шроша и в местности

Кандара в Западной Грузии, а также в бассейне р. Поладаури в Южной Грузии.

Первые три местонахождения ископаемых флор приурочены к Дзирульской зоне поднятия в пределах юго-западной периферической части Дзирульского массива [3; 4]. Здесь на кристаллических породах палеозоя залегает вулканогенная толща с растительными остатками, известная под названием «нижних туффитов», возраст которой все еще вызывает разногласия. По мнению некоторых исследователей, «нижние туффиты» относятся к верхнему палеозою [6; 12], другие считают ее триасовым и нижнеюрским [5], но большинство исследователей в основном принимают нижнеюрский возраст «нижних туффитов» [7; 9; 10; 13].

Флористические слои бассейна р. Поладаури прослеживаются в Южной Грузии в пределах Локского массива, где они трансгрессивно залегают на палеозойских образованиях, а выше покрываются слюдистыми песчаниками средней части нижней юры.

Ископаемые флоры всех четырех местонахождений были изучены Ц. И. Сванидзе, которая, рассматривая их в едином комплексе, отнесла эту флору к нижней юре без какой-либо детализации генетического состава [11].

Летом 1983 г. нами был произведен дополнительный сбор палеоботанического материала в окрестностях с. Шроша, в местности Кандара и разрезе р. Поладаури, что позволило определить следующие виды: *Neocalamites hoerensis* Schimp., *Equisetum beanii* (Bunb.) Harris, *Dictyophyllum nilssonii* (Brongn.) Goepf., *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *Cladophlebis* sp., *Anomozamites nitida* Harris, *Sphaenobaiera spectabilis* (Nath.) Florin, *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer, *Czekanowskia setacea* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. latifolium* Tur.—Ket.

Ниже приводится список растений из вышеуказанных местонахождений в отдельности и в единой таблице для наглядности их сопоставления (табл. 1).

Общий список флоры содержит 27 ископаемых растений, распределение которых по отдельным местонахождениям и их взаимосвязь показаны в табл. 2.

Переходя к генетическому анализу флор, естественно, мы будем руководствоваться главными представителями ископаемых флор и при флористическом анализе не будут учитываться «новые виды» растений, установленные лишь в Грузии, вертикальное и географическое распространение которых пока не является точно установленным.

Как видно из приведенных местонахождений, особенно тесную связь обнаруживают между собой флоры Нарулы и Локи, имеющие 6 общих видов, которые составляют 50% состава флоры Локи и 40% флоры Нарулы, чем доказываются их возрастная близость. Из этих 6 общих растений *Dictyophyllum nilssonii* и *Anomozamites nitida* известны только из рэт-нижнеюрских отложений, *Anomozamites minor* и *Neocalamites hoerensis* были распространены начиная с рэтского века до средней юры включительно, а оставшиеся 2 общих вида — *Cladophlebis haiburnensis* и *Podozamites lanceolatus* имеют широкое вертикальное распространение начиная с рэта и до нижнего мела включительно.

Таблица 1

№ п.п.	Название видов	Местонахождение			
		р. Нарула	с. Шроша	местн. Кандара	Локи
1.	<i>Neocalamites hoerensis</i> (Schimp.) Halle	+			+
2.	<i>Equisetum beanii</i> (Bunb.) Harris				+
3.	<i>Osmundopsis cf. prynadae</i> Delle	+			
4.	<i>Dictyophyllum nilssonii</i> (Brongn.) Goepf.	+			+
5.	<i>Cladophlebis whitbiensis</i> Brongn.	+		+	
6.	<i>Cladophlebis haiburnensis</i> (L. et H.) Goepf.	+			+
7.	<i>Cladophlebis</i> sp.			+	
8.	<i>Anomozamites minor</i> (Brongn.) Nath.	+			+
9.	<i>Anomozamites nitida</i> Harris.	+			+
10.	<i>Pterophyllum cf. andreanum</i> Schimp.	+			
11.	<i>Pterophyllum narulensis</i> Svan.	+			
12.	<i>Pterophyllum</i> sp.	+			
13.	<i>Ptilophyllum cf. caucasicum</i> Dolud. et Svan.		+		
14.	<i>Anthrophyopsis narulensis</i> Dolud. et Svan.	+			
15.	<i>Ginkgo ex gr. huttonii</i> (Sternb.) Heer			+	
16.	<i>Ginkgo mziae</i> Svan.		+		+
17.	<i>Sphenobaiera spectabilis</i> (Nath.) Fl.		+		+
18.	<i>Phoenicopsis ex gr. angustifolia</i> Heer		+		+
19.	<i>Czekanowskia ex gr. rigida</i> Heer			+	
20.	<i>Czekanowskia setacea</i> Heer			+	
21.	<i>Czekanowskia</i> sp.			+	
22.	<i>Podozamites lanceolatus</i> (L. et H.) Schimp.	+	+		+
23.	<i>Podozamites gramineus</i> Heer	+			
24.	<i>Pityophyllum ex gr. nordenskioldii</i> (Heer) Nath.		+		+
25.	<i>Pityophyllum latifolium</i> Tur.—Ket.				+
26.	<i>Stachyotaxus cf. elegans</i> Nath.	+			
27.	<i>Stachyotaxus</i> sp.	+			

Таблица 2

Взаимосвязь флор	Нарула 15	Шроша 6	Кандара 6	Локи 12
Нарула		1	1	6
Шроша	1		—	5
Кандара	1	—		—
Локи	6	5	—	

Из этих показателей становится ясным, что флоры Нарулы и Локи можно рассматривать в качестве разновозрастных и с большей вероятностью отнести к рэт — нижней юре. Такой вывод не могут опровергнуть данные Ц. И. Сванидзе [11], о том, что присутствующие в локской флоре *Equisetum beanii*, *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* и *Pityophyllum ex gr. nordenskioldii*, а в нарульской флоре — *Cladophlebis whitbiensis* и *Podozamites gramineus* впервые появляются лишь в нижней юре, чем якобы исключается рэтский возраст ископаемых флор. Однако не следует забывать, что в целом флористический

комплекс является более древним и резко отличающимся от других нижнеюрских флор Кавказа [1; 2]. Следовательно, нижнюю границу распространения указанных ископаемых форм следует понизить, т. е. признать, что они существовали уже в рэтском веке, но широко распространились начиная с нижней юры.

Несколько обособленно от вышеуказанных флор стоят флоры Шроши и Кандары. В первой флоре из шести видов лишь один является рэт-нижнеюрским — *Sphenobaiera spectabilis*, а во второй флоре все шесть ископаемых растений являются юрскими вообще. В то же время флора Шроши связана с флорой Локи пятью общими видами, а флора Кандары лишь одним видом связана с флорой Нарулы; тем самым обнаруживается изолированность этой флоры от всех остальных ископаемых флор. Поэтому представляется вполне оправданным флору Нарулы, Локи и Шроши рассматривать в едином рэт-нижнеюрском комплексе, в отличие от флоры Кандары. Из этого одновременно вытекает, что в геологическом строении Локского массива свита конгломератов и кварцевых песчаников занимает такое же положение, как и так называемые «нижние туффиты» Дзирульского массива, откуда собраны растительные остатки в местонахождениях Нарула и Шроша.

Весьма показательно, что весь этот единый комплекс рэт-нижнеюрского типа резко отличается от фаунистически точно датированной типично нижнеюрской флоры Северного Кавказа, известной из среднеюрских отложений бассейнов рек Кубани и Баксана и содержащей, по данным В. А. Вахрамеева и Р. А. Васиной [1], следующие ископаемые растения: *Equisetites* sp., *Neocalamites* sp., *Marattiopsis muensteri* (Goepf.) Schimp., *Phlebopteris* cf. *polypodioides* Brongn., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl. cf. kamenkensis* Thom., *Cl. aff. roessertii* (Presl.) Sap., *Cl. aff. suluktensis* Brick., *Cladophlebis* sp., *Ginkgo lipida* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Stenorhachis clavata* Nath., *Podozamites lanceolatus* L. et H.

С этой флорой флористический комплекс Нарулы, Локи и Шроши связан двумя видами — *Cladophlebis haiburnensis* и *Podozamites lanceolatus* и тремя родами — *Equisetum*, *Neocalamites* и *Ginkgo*. Этим ни в какой степени не нивелируется резкая их разница как по составу, так и по генетическому и экологическому типу, тем более, что среднеюрская флора Северного Кавказа в генетическом и экологическом отношениях обнаруживает связь со среднеюрскими, но не с рэтскими флорами.

В такой же мере указанный рэт-нижнеюрский комплекс Грузии существенно отличается от весьма оригинальной домерской ископаемой флоры Северного Кавказа, известной из вулканогенных отложений, выступающих по разрезам Эшакон, Таракул-Тюбе и Чечек-Тахака-Су [2]. В составе домерского комплекса встречаются 15 видов ископаемых растений — хвощевые, папоротники, цикадофиты, гинкговые и хвойные, причем большинство из них обнаружено на Кавказе впервые. Возможно, что оригинальность и новизна этой флоры лишь раз подтверждает неполноту геологической летописи, но вполне допустимо и то, что при более детальных палеоботанических исследованиях подобные виды в будущем будут найдены на Кавказе. Эта флора наибольшее сходство обнаруживает с флорой угленосной свиты

плинсбахского яруса, как это справедливо отмечают В. А. Вахрамеев и В. А. Красилов (2). По данным этих авторов, в домерской флоре встречаются виды, свойственные нижнеюрским и рэтским, реже более древним флорам. В то же время представители этих типично древних родов изредка встречаются и значительно выше по разрезу в отложениях средней юры Ткварчели [8].

С домерской флорой Северного Кавказа флористический комплекс Нарулы, Локи и Шроши связан только двумя общими видами — *Phoenicopsys* ex gr. *angustifolia* и *Podozamites lanceolatus* и тремя родами — *Neocalamites*, *Cladophlebis* и *Pityophyllum*, что для домерской флоры составляет 13,3%, а для общего комплекса флор Нарулы, Локи и Шроши — 9,09%.

Исходя из вышеизложенного становится ясным, что между рэт-нижнеюрской флорой Закавказья и нижнеюрскими флорами Северного Кавказа [1, 2] имеется существенный разрыв во времени и поэтому флоры Нарулы, Локи и Шроши несомненно являются более древними и их следует отнести к рэтскому ярусу. Что же касается флоры Кандары, которая, кстати, по составу также отличается от среднеюрских флор Северного Кавказа, то она, по всей вероятности, относится уже к низам нижней юры. Такой вывод подкрепляется и тем, что кандаринская флора связана с верхней частью «нижних туффитов», в то время как все остальные флористические комплексы привязаны к нижним и средней частям «нижних туффитов» и свиты конгломератов и кварцевых песчаников.

Из всего вышеизложенного становится ясным, что в возрастном отношении «нижние туффиты» вовсе не являются однозначными и разновозрастными образованиями. Они, видимо, отражают определенные условия литогенеза, которые имели место в течение конца триаса и начала юрского периода, возможно, обусловленные симптомами и начавшимися предшествующими движениями древнекеммерийской фазы мезозойского орогенеза.

Литература

1. Вахрамеев В. А., Васина Р. А. — Палеонтол. журн., 1959, № 3.
2. Вахрамеев В. А. и Красилов В. А. — Палеонтол. журн., 1961, № 3.
3. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы: Ин-т геологии АН ГССР. Монография, 1949.
4. Гамкрелидзе П. Д. Геотектоника, 1966, № 3.
5. Гамкрелидзе П. Д., Чихелидзе С. С. Вестн. Геол. ин-та АН ГССР, 1932, т. 1, вып. 3.
6. Геология СССР, т. 10. Грузинская ССР. — М. Изд.: Недра, 1964, ч. 1.
7. Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашвили И. Д. Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. минерал.-петролог, 1953, т. III.
8. Делле Г. В. Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 5.
9. Канчавели А. Л. Сообщ. АН ГССР, 1964, т. 23.
10. Кахадзе И. Р. Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол., 1947, т. 3(8).
11. Сванидзе Ц. И. Тр. Тбил. ГУ, 1971, А 2(141).
12. Схиртладзе Н. И. Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 1.
13. Топчигишвили М. В. Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Нов. сер., 1969, вып. 21.

О. М. Бәширов

ЗАГАФГАЗИЯНЫН РЕТ ВӘ АЛТ ЈУРА ФЛОРАЛАРЫ ҲАГГЫНДА

Мәгаләдә топланмыш палеоботаник мәлуматларын тәнгиди-тәһлили эсасында Локи, Нарула вә Шроша флораларынын рет, Гандәрә флорасынын исә даһа чавап—

алт жура јашлы олдуглары сүбута јетириллр. Белә ки, мўәллифин чыхардыгы нәтичә-
ләр һәмни флораларын Шимали Гафгазын алт жура флоралары илә мўгајисәсинә әсас-
ланыр. Ејни заманда буна истинад едиләрәк Дзирул массивинин «ашағы туффитләр»
адланан төрәмәсинин мўхтәлиф јашлылығы, онун ашағы вә орта һиссәләринин Лок
массивинин конгломератлы, кварслы гумдашлы дәстәси илә тутушдурулмасы мўјјән-
ләшдириллр.

O. M. Bashirov

ABOUT THE RETS AND LOW JURASSIC FLORA
OF THE TRANSCAUCASUS

The Rets age of Locki, Naryli and Shorshi flora, more recent Low mountain
age of Kandary flora are proved in the article on the basis of critical analysis of
the paleobotanic data from Georgia. The author's results are based on their compa-
rison with the Low Jurassic flora of the North Caucasus. At the same time the
different age of the so-called «lower tuffites» of the Dzirulsk massif and the
comparison of their lower and middle parts with the suite of conglomerates and
quartz sandstones of Locki massif are ascertained.

Ч. И. ИСМАЈЫЛОВ, Д. Е. ЈУСИФОВ, Н. Т. МУСТАФАЈЕВ

КЕОЛОЖИ-КӘШФИЈЈАТ ИШЛӘРИНИН ӘТРАФ МҮНІТӘ
ТӘСИРИ ВӘ ТӘБИӘТИН МҮНӘФИЗӘ ТӘДБИРЛӘРИ

Кеоложи-кәшфијјат ишләринин апарылмасы заманы тәбиәтә бир
сыра мәнфи тәсирләр кәстәриллр.

Кеоложи-кәшфијјат ишләри апармағ үчүн илк нөвбәдә торпағ са-
һәләри ајрылыр. Ајрылмыш торпағ саһәсинә гүлләәтрафы гургуларла
бирликдә, ишләнмиш јујучу мәһлулларын јығылмасы үчүн чала вә ја-
начағ-материаллары үчүн чәнләр, јоллар, мүнәндис коммуникасија-
лары үчүн саһә, јанғын әлејһинә зона вә с. дахилдир.

Јоллар вә мүнәндис коммуникасијалары үчүн саһә ашағыдакы гај-
дада мўјјәнләшдирилмәлидир (ҮИСТ-41-98, 05—74); (1-чи чәдвәлә
бах.). Апарылан елми тәдгигат ишләриндән көрүндүјү кими (1. 2. 3. 4.
5.) кеоложи-кәшфијјат ишләри илә әлағәдар тәшкилатлар јол чәкили-
шини әсасән мешәлик, чөл-мешәлик, әксәр һалларда дағәтәји рајонлар-

1-чи чәдвәл

Кәстәричиләр	Зонанын ени, м/лә	
	Тикинти дөврү үчүн	Истисмар дөврү үчүн
1. Мүнәндис коммуникасијалары:		
а) Ајрыча чалада бир борунун јерләшдирилмәси үчүн ајрылмыш торпағ золағы: су кәмәри	24	—
газ кәмәри	18	—
фәал лај сулары үчүн бору кәмәри	24	6
б) Јер сәтһиндә дүзүлмүш мүнәндис коммуникасијасы јерләшдирилмәси үчүн (су вә бухар кәмәри)	10	—7
	10	10
торпағ золағы		
в) Бору кәмәринин јер сәтһи илә чәкилмәси үчүн торпағ золағы:		
су кәмәри	6	3
	6	6
газ кәмәри	6	3
	6	6
фәал лај сулары үчүн бору кәмәри	6	3
	6	6
2. Јол үчүн ајрылмыш торпағ золағы	10	8
	18	18

ГЕЈД: Қәсрин сурәтиндә мешәлик, мәхрәчдә дүзәнлик саһәләрдә ајрылан торпағ зо-
насы кәстәриллр.

да апарырлар ки, бу да эсасэн бир нечэ ил давам едир. Мешэ золагын-дан јол чэкилэркэн хејли саһэдэ мешэ гырылып. Јол чэкилиши јер сэт-тиндэ бир сыра дэјишикликлэр едилмэклэ апарылып. Мэсэлэн, мешэ-тиндэ бир сыра дэјишикликлэр едилмэклэ апарылып. Мэсэлэн, мешэ-тин гырылмасыны лајиһэлэндирилэн јол боју битки өртүјүнүн вэ кол-лун гырылмасыны лајиһэлэндирилэн јол боју битки өртүјүнүн вэ кол-лун тикилмэси заманы лазым кэлэн сүхур күтлэси јол боју чала вэ сүхур јығымларынын эмэлэ кэлмэси илэ олагадар јени микроландшафлар ја-раныр.

Торпаг-битки өртүјү газма вэ даг ишлэри апаран кеоложи-кэшфиј-јат дэстэлэринин истеһсалат мејданчаларынын јерләшдији торпаг са-һэлэриндэ дэ јарарсыз хала салыныр ки, бу да торпаг өртүјүнү јана-чаг—сүрткү материаллары, јујучу мөһлулларла вэ газма (хылт—шла-мы) илэ чиркләнмэсинэ кэтириб чыхарыр.

2-чи чэдвэл

2-чи чэдвэлдэ фајдалы газынтыларын кэшфијјаты заманы ажрылан торпаг саһэсинин нормалары көстөрилер

Газма дэзкаһ-ларын синфи	Сутунчу-лу газма машина-ларын тиип	Гујунун дэрин-лији, м-лэ	Ажрылмыш торпаг саһэлэринин нормасы м 2-дэ			
			дүз релјефли		даг релјефли	
			дизел мөһэр-рикли дэзкаһ-лар үчүн	електрик мөһэррикли дэзкаһ-лар үчүн	дизел мөһэррикли дэзкаһ-лар үчүн	електрик мөһэррикли дэзкаһ-лар үчүн
I	УКБ—1	25	50	50	—	—
II	УКБ—2	100	1200	300	2100	1300
III	УКБ—3	300	1500	1000	2700	1800
IV	УКБ—4	500	1500	1000	2700	1800
V	УКБ—5	800	2300	1500	3100	2300
VI	УКБ—6	1200	2300	1500	3100	2300
VII	УКБ—7	1200	3500	2600	4100	3300
VIII	УКБ—8	3000	3500	2600	4100	3300

Истеһсалат өлчүлэринин һэчми олмаса да, онларын сајынын чохлауғу вэ истифадэ мүддэтинин азлығы, бүтүнлүкдэ кеоложи-кэшфијјат иш-лэри апарылан кениш эразинин корланмасына кэтириб чыхарыр.

Јер сэттиндэ газма мејданчаларынын һазырланмасы заманы ја-рарсыз хала салынмыш торпаг саһэлэринин сајыны һэмин мејданчала-рын бириндэ чохлауғу гују газмагла азалтмаг олар. Белэ ки, чохлауғу гујуларын газылмасы үчүн һазырланмыш газма мејданчасынын са-һэси, ажрылыгда көтүрүлмүш газма мејданчасынын саһэсинин өлчүсү илэ ејни олур. Газма мејданчаларынын сајынын азалмасы илэ кэшфијјат саһэсиндэки кедиш-кэлиш јолларынын да сајы вэ узунлуғу азалыр.

Бир гују лүлэсиндэки ики вэ даһа чох лүлэ тэкликдэ газылараг мүх-тэлиф нөгтэлэрдэ һэр һансы кеоложи-зонаны вэ ја фајдалы газынты лајыны кэсэн ажры-ажры гујулары эвэз едэн гујуја чохлауғу гују деји-лир (шэклэ бах.). Белэликлэ, чохлауғу гујунун эсас лүлэсинин бир һиссэсиндэн тэкрарэн истифадэ олунмагла һэм газма һэчми, һэм дэ гурма-сөкмэјэ вэ дашымаја вахт вэ материал сэрфи азалыр. Бу исэ нэтичэдэ газма үчүн ажрылан саһэнин һэчминин азалмасына вэ этраф мүһитин горунамасына кэтириб чыхарыр.

Газма заманы грунт сулары ашкар едилэрсэ, гују лүлэси сусахла-јан горизонту чиркләнмэдэн вэ зөһэрләнмэдэн мүһафизэ мэгсэдилэ мүт-лэг боруларла бэркидилмэлидир.

Јолүстү сулар онларда һэлл олмуш дузларын вэ гејри гарышыгла-кэчли гургуларда тэмизлэнир;

а) јолверилэчэк концентрасијада оларса, ачыг су мәнбэлэринэ га-рышдырылып вэ ја релјефэ ахыдылып;

б) јолверилэн норма һэдди эләвэ едилир вэ јухары концентрасијада атылып.

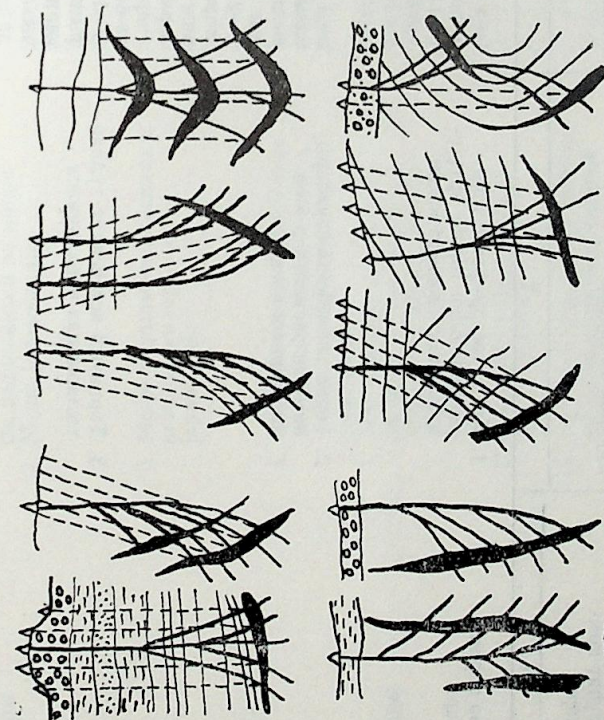
Экэр гујулардан су өз-өзүнэ ахарса, бу һалда бу гујулар низамла-јычы аваданлыгла тэмин едилмэлидир.

Ишләнмиш јујучу мөһлулларын вэ кимјэви реакентлэрин су һөв-зэлэринэ вэ ја торпага ахыдылмасы мэслэһэт дејил.

Газма ишлэри гуртардыгдан сонра истеһсалат фэалијјэти нэтичэ-синдэ јарарсыз хала салынмыш торпағын бэрпа едилмэсинэ јөнэлдил-миш торпаг рекултивасијасы тэдбирлэр комплекси (даг-техники вэ био-ложи рекултивасија) мүтлэг апарылмалыдыр:

— мөһэррик јағы вэ дизел јаначағы галыглары јандырылмалыдыр;
— һазырланмыш кил мөһлулу дикэр гујуларын газылмасы үчүн истифадэ едилмэли вэ ја тулланылмалыдыр.

— дэмир-бетон өртүклэр вэ гургулар сөкүлмэли вэ апарылмалыдыр;
хылт (-шлам) јығылмалы вэ эн азы 0,6 м дэринлијиндэ торпага басдырылмалыдыр;



Фајдалы газынты јатагларынын морфолокијасындан асылы олараг чохлауғу гу-јуларын мүмкүн профиллэри

**Кеоложи-көшпүлүктөгү ишлениш этраф мүнөтү ээрэрли тө'сирли вэ
тэбиэти мүнөфизэ тэдбирлэри**

Тэбин еһтијатлар, этраф мүнөт ком- понентлэри	Зэрэрли тө'сирлэр	Тэбиэти мүнөфизэ тэдбирлэри	Тэдбирин тө'сир дэрэчэси			
			профилак- тика	азалды- чы	5	6
1	2	3	4	5	6	
Торпаг вэ торпаг еһтијатлары						
1. Көнд тэсэррүфаты үчүн жарарлы олан торпаг өртүү-нүн ээдөлөнмөси вэ мөһни		1—1 Иш вахтынын вэ јеринин рационал планлашдырылмасы 1—1 Торпаг ајрылмасы нор-мативлэринэ эмөл олунмасы 1—3 Торпагтын рекултивацијасы	+	+	+	
2. Торпагын нефт мөһсуллары, кимјөви реакентлэр вэ с. илэ чиркленмеси		2—1 Алтылгыларын гурул-масы, техниканын сахла-нылмасы үчүн мејданчала-рын дагыдылмасы вэ с. 2—2 Нефт мөһсуллары галыг-ларынын, кимјөви реакентлэ-рин, зибиллин, чиркленмиш торпагын вэ с.-нин башга јерө апарылмасы, мөһв едилмөси вэ басдырылмасы 3—1 Истеһсалат туллантыла-рынын (метал туллантылары, керн, јералты газмалардан чыхарылмыш сүхур) башга јерө дашылмасы вэ басдырылмасы 4—1 Јерүстү дағ газма-ларынын долдурулмасы;	+	+	+	
3. Торпагын истеһсалат туллан-тылары илэ чиркленмөси		3—1 Истеһсалат туллантыла-рынын (метал туллантылары, керн, јералты газмалардан чыхарылмыш сүхур) башга јерө дашылмасы вэ басдырылмасы 4—1 Јерүстү дағ газма-ларынын долдурулмасы;	—	—	+	
4. Чалаларын вэ көлө-көтүрлү-јүн эмөлө көлмөси, ерозија тәһлүкөсинин артмасы		4—1 Јерүстү дағ газма-ларынын долдурулмасы;	—	+	+	
5. Көнд тэсэррүфаты битки-лэринин мөһв едилмөси		5—1 Дөјмиш зэрэрин өдөнилмөси	—	—	+	

3-чү чөдөөлин арды

Мөшө вэ мөшө еһтијатлары	1	2	3	4	5	6
Мөшө вэ мөшө еһтијатлары						
1. Торпаг өртүүнүн чиркленмө-си, ээдөлөнмөси вэ мөһни			1—1 Торпаг мүнөфизэси тэдбирлэри	+	+	+
2. Мөшө јангылары			2—1 Мөшө гырылмасы заманы эмөлө көлөн галыгларын јыгылмасы вэ мөһв едилмөси, мөшө гырылмасына нэзарөт-едичи дикөр тэдбирлэр	—	+	—
3. Мөшө гырылмасы, көсилмиш ағач јыгымларынын јараимасы			3—1 Јангыдан төһлүкөли объектлэрин тәһиз едил-мөси, минераллашмыш золаг-ларын јарадылмасы; 3—2 Көсилмиш олунчадан там истеһфадэ олунмасы 4—2 мөшөлик өразидэ торпаг саһөси ајырма нормативлэ-ринэ эмөл олунмасы.	—	+	—
4. Коммуникацијаларын, газма мејдаңчаларынын тәһиз заманы көклү ағачларын көсилмөси			1—1 Ахар суларын зэрэрсиз-лөшдирилмөси, башга јерө ахыдылмасы, сүтүтарларын, сүчөкдиринчлэрин дүзөлдил-мөси вэ зибиллин басдырыл-масы 2—1 Мөһшөт туллантылары үчүн тәһизлөјичи гургуларын һазырланмасы 3—4 Сүхур јыгымларынын ра-ционал јерләшдирилмөси, хү-суни естакадаларын гурул-масы, чај јатагында кешири-лен дағ газмаларынын долдурулмасы	+	+	—
1. Техники ахар суларла вэ зибиллэ (газма мөһлүлү, нефт мөһсуллары, минерал-лашмыш сулар вэ с.) чиркленмө				+	+	—
2. Мөһшөт туллантылары илэ чиркленмө				+	+	—
3. Су чөрөјанларынын механи-ки вэ кимјөви чиркленмөси (дағ газмаларыдан чыха-рылан сүхурларын тө'сирли илэ)				+	+	—
4. Су чөрөјанларынын дөври-јөсинин позулмасы (хөндөк-лэрин, сүхур јыгымларынын тө'сирли илэ)				+	+	+

1	2	3	4	5	6
	5. Мүхтәлиф сусахлајан һорри-зонгларын һөвбәләшмәсиндә јералты суларын чиркәлмәси				
	6. Јералты суларын дөврийјәсинин позулмасы вә субу-рахмајан сүхурларын јералты газмалар вә буруг гујуулары илә дағдылмасы нәтичәсиндә сусахлајан һорризонтларын гурулмасы				
Јер тәки	1. Кеоложи мүйитин тәбин хусусијәтләринин позулмасы (мүйәндис-кеоложи хусусијәтләр; јералты сулар вә с.)	5—6 Гујууларын ләғв едилмәси	—	—	+
	2. Јер тәкинни нагамам өјрәшилмәси	6. Гујууларда башлыгларын гурулмасы	—	+	—
	3. Јер тәкиндән чыхарылмыш фајдалы газыштылардан там истифадә олунмасы	1—1 гујууларын ләғвдичи тампонаж едилмәси 1—2 Гујууларда вә дағ газ-маларында гидрокеоложи; гидрокимјәви вә мүйәндис-кеоложи нәзарәт 2—1 Көмәкин компонентләр үчүн аналитик ишләр вә гуругулар һазырланмасы, ачылыш сүхурларынын вә кәләчәк истифәсәләт туллангыларынын өјрәшилмәси 2—2 Јер тәкинни комплекс өјрәшилмәси үчүн тематик вә елми-тәдқиғат ишләр 3—1 Тикини зоналарынын сафлығыны тәмин етмәк мөгсәдилә ајрыча филиз ыгымлары вә амбарлары дүзәлтмәк, нүмунәләрин, сынагларын, шлиф вә дикәр тиймәтли компонентләрин горунмасы вә с.	+	—	—

1	2	3	4	5	6
Һава һөвзәси	4. Мә'дән тикилиләринин басдырылмасы вә с.				
	1. Јералты газмалардан һәм-чинин, јерүстү дағ газмаларындан зәрәрли газларын вә тозун чыхмасы				
	2. Һава үфүрүлмәси илә гујуу газмасында, мүйәрикләрдән, газанханалардан вә с. ишленмиш газларын вә зәрәрли маддәләрин һаваја гарышмасы				
Һејванат әләми	1. Һејванларын вә балыгларын һүркүдүлмәси, өз мөскәнләриндән дидәркин салынмасы, тәсадүфи мөлү-әтмә вә с.				
	2. Браконјерчилик				
	Тәдбирләр, биләвәснә зәрәрли тәсирләр мөјданә чыхарса нәзәрдә тутулур.				
	1. Комплекс тәбиғәти мүйә-физә тәдбирләринин кечирил-мәси, һејванларын мүйәфизә-сини нәзәрә алмагла ксоложи-кәшфијат иш-ләринин планлашдырылмасы				
	2. Профилактик тәдбирләр				

истеһсалат фәалијјәти нәтижәсиндә јарарсыз һала салынмыш торпаглар јарарлы торпаг гаты илә вә ја пејинлә өртүлмәлидир.

— I вә II өртүкләр хусуси машинларла сөкүлмәли вә дәриндә басыдырлмалыдыр;

— дағлыг әразидә олан чалалар битумлу емулсија вә силикатлы гатранла бәркидилмәли, галынлығы 0,1—м-дән аз олмагаг шәртилә кәтирилмә торпагла өртүлмәлидир.

Биоложи рекултивасија јарарсыз һала салынмыш торпағын мәһсулдарлығынын бәрпа едилмәсини, онун јашыллашдырылмасыны, кәнд тәсәррүфаты вә ја мешә үчүн истифадәјә верилмәсини нәзәрдә тутур.

Гејд етмәк лазымдыр ки, кеоложи-кәшфијјат ишләри үчүн планлашдырылмыш УИСТ-ләри дәјишилмәли вә даһа раснонал олмалыдыр.

Биз тәбиәтти гојнунда јашајырыг, онун түкәнмәз еһтијат мәнбәләриндән вә мәһсулдар гүввәләриндән истифадә едирик. Бүтүн бу тәбиин сәрвәт васитәләрини кәләчәк нәсилләр үчүн дә горујуб сахламалы вә бу сәрвәтләрин еһтијатларына гајгы илә јанашмалыјыг. Һәјатымызын әса-сыны тәшкил едән сәрвәтләрин аһәнкини кәзләмәји өјрәнмәли, һаваны вә сују тәмиз сахламагы, торпагы вә биткни горумагагы бачармалыјыг (3-чү чәдвәлә бах).

Әдәбијјат

1. Козловский Е. А. Справочник инженера по бурению геологоразведочных скважин, т. 2. М., Недра, 1984.
2. Брылов С. А., Штродки К. Охрана окружающей среды. М., Высшая школа, 1985.
3. Григорьев Н. П. Временные методические рекомендации по обоснованию природоохранных затрат при производстве геологоразведочных работ на твердые полезные ископаемые. М., 1985.
4. Брылов С. А., Куров Н. Ф., Сергеев В. С. Охрана природы при разведке и разработке полезных ископаемых. М., МГРИ, 1977.
5. Лусифов Д. Е., Мустафәјев Н. Т., Исмајлыов Ч. И. Техноген тә'сир вә әтраф мүһит. Азәрбајчан тәбиәти журналы, № 1, 1986.

Д. И. Исмајлыов, Д. Е. Юсифов, Н. Т. Мустафәев

ОТРИЦАТЕЛЬНОЕ ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ И ПРИРОДООХРАННЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ

В статье широко освещаются вопросы вредных воздействий на окружающую среду и природоохранные мероприятия при геолого-разведочных работах. Указаны нормы площадей земельных участков, отводимых для работ по бурению на твердые полезные ископаемые, а также размеры земельных участков под инженерные коммуникации и дороги, которые не соответствуют нынешнему требованию природоохранных мероприятий. Предложен более рациональный способ геолого-разведочного бурения с наименьшим загрязнением окружающей среды.

D. I. Ismailov, D. E. Yusifov, N. T. Mustafayev

NEGATIVE INFLUENCE OF THE GEOLOGICAL-SURVEY WORKS ON THE ENVIRONMENT AND SAFE NATURE MEASURES

There are questions broadly dealing with harmful influence on the environment and safe nature measures in geological-survey works in the article. Norms of the plots of land area are pointed out, which are allotted for the works on boring of the fossils, and also scale of the plots of land for engineering communication and roads, which don't correspond with present demands of safe nature measures. More rational way of geological-survey boring with the least pollution of the environment is suggested.

УДК /550.67:551.213.1:551.763.3/ (479.24)

А. А. ХАЛАФОВ, Т. А. ИСМАИЛЗАДЕ

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО МЕЛА ПО РАЗРЕЗУ Р. ГЯНДЖАЧАЙ

В исследованной области в пределах Гянджачайского прогиба верхний коньяк и нижний сантон выражены однообразными вулканогенными образованиями. Большую часть площади исследований занимают вулканогенные отложения, которые, как оказалось, не могут быть разделены ни по литологической характеристике и ни по фаунистическим признакам на отдельные подъярусы, однако в целом датируются достаточно уверенно на основании органических остатков [1]. Наиболее полно среди пород Гянджачайского разреза изучены базальтовые порфириды и долеритовые порфириды. По шлифам основным ферромагнитным минералом является мелкозернистый магнетит и титаномагнетит [2].

В настоящей работе рассмотрен вопрос о пригодности изучаемых горных пород для палеомагнитных исследований в указанном районе а также установление границ между коньяком и сантоном. Для решения этих задач важны сведения о магнитных свойствах горных пород, изучение видов намагниченности, сформировавшиеся в определенных условиях.

Для исследований отбирались ориентированные образцы вулканогенно-осадочных пород из участков разреза, не несущих следов видимых изменений, и исключались приконтактные участки с дайками. Интервал опробования в связи с разной степенью пригодности для исследований неодинаков. Ориентированные образцы взяты из 44 точек.

Разрез представлен сравнительно сильномагнитными породами, остаточная намагниченность J_n которых изменяется от 0,3 до 10 А/м, магнитная восприимчивость χ изменяется от 12,57 до 15,14 (10^{-5} ед. СИ). Начало разреза представлено зеленовато-серыми, желтыми тонкослоистыми глинами и глинистыми песчаниками. Следующие части разреза представлены потоками базальтов, андезитобазальтов, долеритов. Величина J_{rs} и J_s в разрезе в среднем равна 5—10 А/м. Если не учитывать нескольких образцов в начале разреза, фактор Q колеблется от 01 до 60. Вариации χ на этом участке разреза вызваны различным составом пород. Анализ результатов временной чистки показал, что породы изученных разрезов обладают $J_{г.в.}$ от 5 до 40%.

Для диагностики ферромагнитных минералов безнагревным методом были использованы кривые нормального намагничивания и коэрцитивные спектры, рассчитанные по кривой $J_r \sim f(H)$ для ряда образцов (рис. 1а). Как видно, насыщение намагниченности образцов происходит при $(8-16) \times 10^4$ А/м, а значения разрушающих полей для

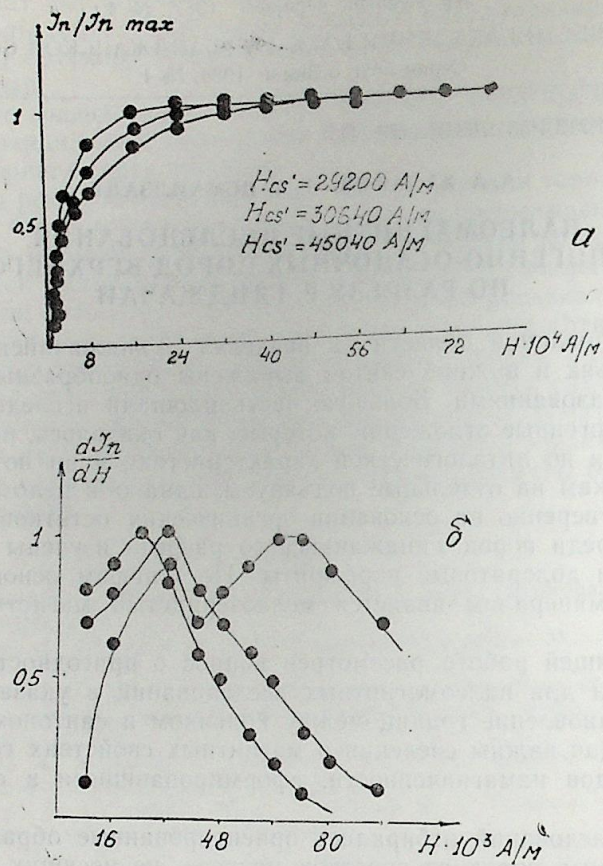


Рис. 1. Кривые нормального намагничивания (а) и ее коэрцитивные спектры (б)

подавляющего большинства из них находятся в пределах 12×10^3 — 23×10^3 А/м. Это убедительно свидетельствует о том, что основными минералами, ответственными за остаточную намагниченность пород, являются магнитомягкие ферромагнитные минералы. Эти же минералы, вероятно, являются носителем естественной остаточной намагниченности в изученных породах. Коэрцитивный спектр, являющийся статистической характеристикой образца, отразил примерно одинаковый магнитоминералогический состав пород, но позволил дифференцировать породы в зависимости от размеров зерен ферромагнетика. На коэрцитивных спектрах этих пород наблюдается один или два максимума в области магнитных полей 32×10^3 А/м (рис. 16).

На наш взгляд, наличие единственного максимума на спектрах является довольно надежным индикатором отсутствия распада твердого раствора Fe_2TiO_3 — Fe_2O_3 . Максимум обуславливается крупными зернами ферромагнитного минерала. Второй максимум в спектре, по-видимому, обусловлен тонко рассеянными зернами исходного материала или гематитом, возникшим в процессе окисления (рис. 16).

Поскольку данные образования являются сильномагнитными, исследование состава ферромагнитных минералов не представило никакой сложности.

Сохранности однородных титаномagnetитов с точкой Кюри 200—300°C, а также высокотемпературные окисления обеспечивают тер-

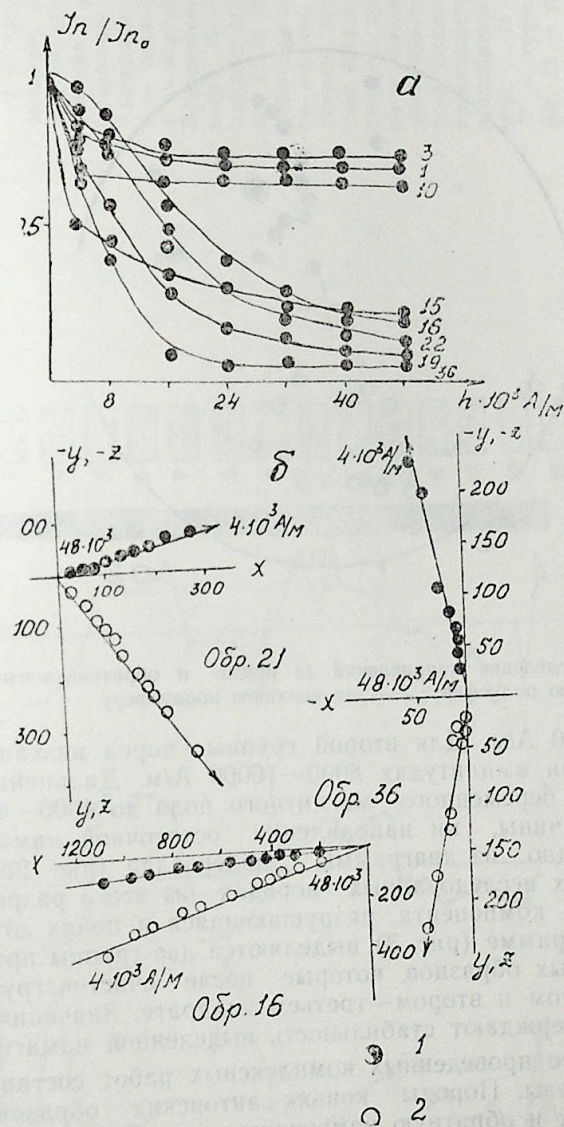


Рис. 2. Характер размагничивания J_n переменным магнитным полем (а) и диаграммы Зийдверельда (б):

1 — проекции конца вектора в горизонтальной плоскости; 2 — в вертикальной плоскости

моостаточную намагниченность и высокую палеомагнитную информативность пород [3, 4, 5].

Результаты H чистки образцов приведены на рис. 2а. Из рис. 2, видно, что породы, в зависимости от амплитуды переменных магнитных полей, разделяются на две группы. Кривые размагничивания образцов свидетельствуют, что вязкая компонента намагниченности разрушается для первой группы образцов при амплитудах переменного

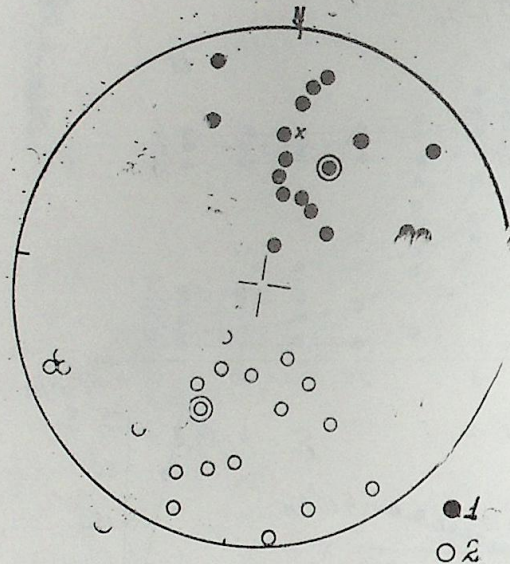


Рис. 3. Распределение направлений J_n прямо- и обратномагнитных пород: 1 — на нижнюю полусферу; 2 — на верхнюю полусферу

поля 2000—4000 А/м. Для второй группы пород вязкая компонента разрушается при амплитудах 8000—16000 А/м. Дальнейшее увеличение амплитуды переменного магнитного поля до 4000—48000 А/м не меняет ни величины, ни направления остаточной намагниченности. Это хорошо видно из диаграммы Зийдервелда (рис. 2б) для пород разреза. Во всех исследованных породах из этого разреза фиксируется лишь одна компонента, разрушающаяся в полях от 0 до 48000 А/м. На стереограмме (рис. 3) выделяются две группы прямо и обратно намагниченных образцов, которые после очисток группируются в первом—четвертом и втором—третьем квадрате. Значения параметров $S_{200}^h = 0,8$ подтверждают стабильность выделенной намагниченности.

В результате проведенных комплексных работ составлены палеомагнитные разрезы. Породы коньяк-сантонских образований имеют как прямую, так и обратную намагниченность. Прямо и обратно намагниченные породы распределены в разрезе закономерно, образуя зоны прямой и обратной намагниченности, занимающие определенное стратиграфическое положение.

В разрезе наблюдаются шесть палеомагнитных зон: три зоны обратной намагниченности и три прямой (рис. 4).

Условные обозначения

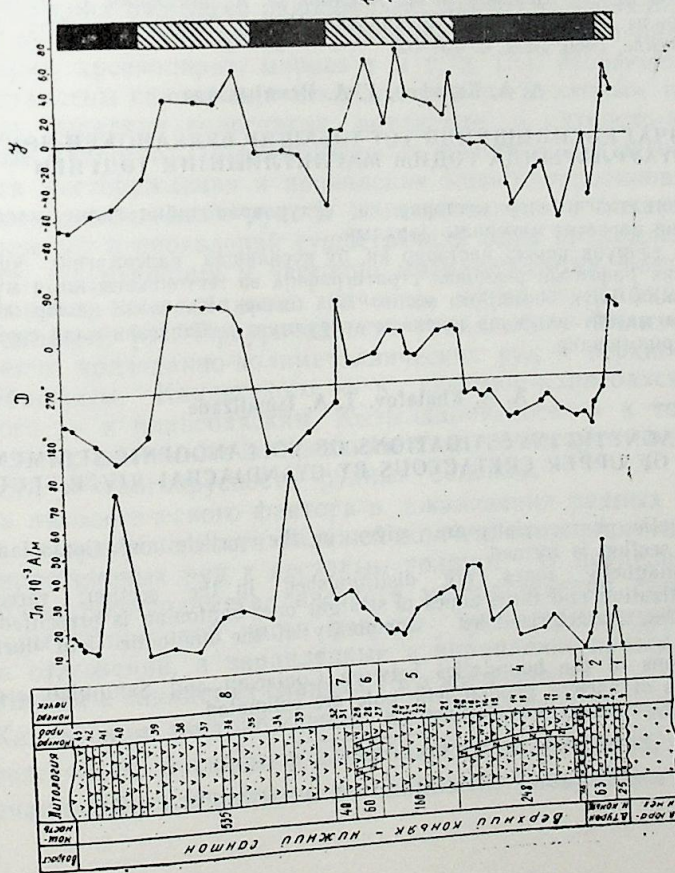
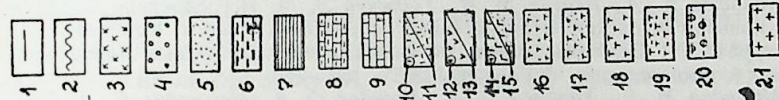


Рис. 4. Четкое деление разреза на N и R-зоны:
1 — граница согласного залегания; 2 — граница несогласного стратиграфического залегания; 3 — каолинизация. Осадочные породы; 4 — конгломераты; 5 — песчаники; 6 — глины; 7 — аргиллиты; 8 — мергели; 9 — известняки. Вулканогенно-осадочные породы; 10 — преимущественно лавовые потоки кислого состава; 11 — преимущественно туфобрекчии конгломераты кислого состава; 12 — преимущественно лавовые потоки среднего состава; 13 — преимущественно туфобрекчии конгломераты среднего состава; 14 — преимущественно лавовые потоки основного состава; 15 — преимущественно туфобрекчии конгломераты основного состава; 16 — туфогравеллиты; 17 — туфопесчаники; 18 — туфы; 19 — траппы; 20 — бентонитовая глина. Интрузивные породы: 21 — гранитоиды; 22 — габброиды

Цифровые породы

22

21

ролитами. Такая закономерность наблюдается и в других проявлениях медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических руд и точках минерализаций. Интересно отметить, что залежи руд в песчаных толщах значительно превосходят по размерам таковых в глинистых отложениях [1].

Структурный фактор в локализации колчеданно-полиметаллических руд играет существенную роль, о чем говорит сосредоточение большинства месторождений и проявлений в ядрах антиклинальных структур кавказского простираения, разорванных вдоль оси продольными разломами. К примеру, уникальное филизчайское месторождение колчеданно-полиметаллических руд приурочено к ядру Карабчайской антиклинали Филизчай-Сарыбашского антиклинория, Кацдагского месторождения — к его сложному северному крылу, Катехского — к осевой зоне Мегикан-Катехского (Гюмбулчайского) антиклинория. Небезынтересно отметить также принадлежность многочисленных проявлений и точек минерализаций к определенным антиклинориям: вдоль Филизчай-Сарыбашского антиклинория размещены Мазымчайское, Буланлыхское, Фиджугильское, Моуровчайское, Веркетельское, Сарыбашское проявления, а также рудные валуны у с. Джимджимах. К Мегикан-Катехскому антиклинорию тяготеют Гюмбулчайское, Чедерское, Гамзагорское проявления колчеданно-полиметаллических руд и ряд пунктов минерализаций — Мешлешское, Талачайское, Кавалачайское и др.

Крайне густая сеть рудопроявлений сосредоточена вдоль Приводораздельного антиклинория, в пределах которого выделяется Джихих-Кызылдаринская рудоносная зона, включающая Тенрос-Кацмалинскую, Чамрадара-Гудурдагскую и Самалит-Диндидагскую подзоны. В состав каждой из них, в свою очередь, входят определенные рудные поля. Так, например, Тенрос-Кацмалинская подзона включает Чугак-Кацмалинское рудное поле, характеризующееся медно-пирротиновым оруденением. Оно охватывает Джихихское месторождение, Чугакское, Кацмалинское, Шаукатильское, Рухталдаринское проявления; к северо-западу в составе руд доминирующее место занимают полиметаллы, судя по присутствию в Северном и Южном Тенросских проявлениях сульфидов свинца и цинка.

В центральной части Приводораздельного антиклинория расположена Чамрадара-Гудурдагская подзона. Основное место в ней занимает Чамрадаринская группа проявлений колчеданно-полиметаллических руд, охватывающая множество проявлений и пунктов минерализаций. Наряду с ними немаловажное значение имеют Гудурдагское проявление, Баскитиукский, Кокзеберский и другие пункты минерализаций.

Самалит-Диндидагская подзона охватывает обширную сеть проявлений и пунктов минерализаций, наиболее представительными из которых являются Самалитское, Чинчарское, Диндидагское, Халахельное проявления колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых руд. В отличие от других подзон здесь в пространственном расположении медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических проявлений и пунктов минерализаций строгой закономерности установить не удается (что объясняется слабой изученностью данной подзоны).

К антиклинальным структурам приурочены также рудопрояв-

ления, концентрированные в пределах антиклинория Бокового хребта. К ним на южном склоне Большого Кавказа относятся Гутонское проявление колчеданно-полиметаллических руд, Диндидагская геофизическая рудная аномалия и ряд перспективных точек минерализации (Магчалорская, Басангильдорская, Булутская и др.).

Рудные зоны Приводораздельного антиклинория и антиклинория Бокового хребта составляют единый Главнокавказский рудный пояс. Оценка его перспектив значительно высокая в связи с двухъярусностью оруденения: медно-пирротиновые руды здесь составляют основную массу рудных тел, приурочиваясь к плинсбахским отложениям, пронизанным дайками и пластовыми интрузиями габбро и габбро-диабазов (особо следует выделить Чамрадаринскую группу, где сосредоточены свыше десяти проявлений и точек минерализаций). В нижних горизонтах всех рудопроявлений и точек минерализаций следует ожидать залежи руд Филизчайского типа, сосредоточенные в отложениях верхнего триаса—нижнего лейаса.

Роль магматического фактора в локализации медно-пирротиновых руд подтверждается сонахождением их в районах распространения продуктов эффузивного магматизма и пластовых инъекций и даек габбро-диабазов в отложениях плинсбаха. Эти интрузивные образования широко развиты в водораздельном хребте, слагая так называемую диабазовую полосу Большого Кавказа и частично встречаются в пределах Филизчай-Сарыбашского антиклинория. Этим, видимо, следует объяснить преобладающее распространение медно-пирротинового оруденения в Приводораздельном антиклинории, в то же время оно спорадически встречается в Филизчай-Сарыбашском и вовсе отсутствует в Катех-Мегиканском антиклинориях.

Вышеупомянутые факторы, благоприятствующие локализации медно-пирротинового и колчеданно-полиметаллического оруденения, находят свое отражение и в результатах геохимических исследований, особенно литохимического опробования. В частности материалы геохимических поисков по ореолам вторичного рассеяния свидетельствуют о широкой распространенности на южном склоне Большого Кавказа перспективных аномалий свинца, цинка и меди, а также кобальта. В большинстве своем геохимические аномалии тяготеют к известным рудопроявлениям или точкам минерализации.

Здесь установлены комплексные аномалии ассоциаций свинец—цинк—медь, свинец—цинк, свинец—медь, цинк—медь и моноэлементные аномалии свинца и меди. Площади проявления комплексных аномалий свинец-цинкового и медь-свинец-цинкового составов прослеживаются полосой в юго-восточном направлении вдоль Филизчайской рудной зоны от р. Мазымчай до верховьев р. Карачай и в целом характеризуются повышенным содержанием меди, свинца, цинка. Аномалии медь-цинкового состава прослеживаются от района Чедерского проявления колчеданно-полиметаллических руд до р. Калалчай (правый приток р. Карачай), а также в междуречье Катехчай и Чинчарчай. Обширная кобальтовая аномалия слабой интенсивности в ассоциации с медью отмечается на юго-восточном фланге Филизчайской рудной зоны. В междуречье Агчая и Карачая установлены относительно боль-

шпе, слаббй интенсивности аномални цинка, меди, и редкие аномалии свинца, имеющие слабую интенсивность [2].

Принимая во внимание стратифицированность и многоярусность рудных залежей, приходим к заключению, что в глубоких горизонтах всех рудных подзон Приводораздельного антиклинория можно ожидать наличие руд Филизчайского типа. Особо перспективными следует считать зоны крупных надвигов, вдоль которых не в поднадвиговых, а наоборот в надвинутых тектонических пластинах отложения верхнего триаса—нижнего лейаса могут находиться ближе к земной поверхности, либо быть обнаженным и в тектонических «клиньях».

Многоярусность колчеданно-полиметаллического и медно-пирротинового соруденений в значительной степени повышает прогнозную оценку всего региона и его отдельных рудных полей. Дальнейшие поисковые работы, в первую очередь, должны сосредоточиться для обнаружения отложений Филизчайской свиты верхнего триаса (?) — нижнего лейаса, так как они включают такое уникальное месторождение, каковым является Филизчайское. Наиболее благоприятными для поисков этого типа залежей следует считать глубокие урезы рек южного склона Большого Кавказа в осевой полосе Филизчай-Сарыбашского антиклинория. К числу таковых относится район Джиджимах, где наряду с прочими благоприятными условиями (структурные, литологические и др.) известны рудные валуны колчеданно-полиметаллических руд. К числу перспективных можно причислить и русла рек Чамрада-ра и Баскитикут к востоку от г. Агкиман, в которых вероятность вскрытия залежей руд Филизчайского типа в верхнетриас (?) -нижнелейасовых отложений представляется наиболее высокой.

Литература

1. Геология СССР, т. 47. Азербайджанская ССР/Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1976, ч. 2.
2. Геологическое строение и методы прогноза месторождений благородных и цветных металлов в альпийских зонах Кавказа/Тр. ЦНИГРИ. — М., 1984, вып. 189.
3. Металлогения Азербайджана. — Баку; Изд-во АН АзССР, 1962.
4. *Ивалчрелидзе А. Г., Буадзе В. И.* Геологические условия образования медно-пирротиновых и колчеданно-полиметаллических месторождений Б. Кавказа. — В кн.: Минеральные месторождения. М.: 1972.
5. *Смирнов В. И.* Соотношения сингенетических и эпигенетических процессов при формировании рудных стратиформных месторождений цветных металлов. — В кн.: Минеральные месторождения. М., 1972.

Ә. Ә. Бајрамов, Р. Ә. Әлијев

БӨЈҮК ГАФГАЗЫН ЧӨНУБ ЈАМАЧЫНЫН КОЛЧЕДАН-ПОЛИМЕТАЛ ЈАТАГЛАРЫНЫН ЈАРАНМАСЫНДА ЛИТОЛОЖИ, СТРУКТУР ВӘ МАГМАТИК ФАКТОРЛАРЫН РОЛУ

Бөјүк Гафгазын шәрғ һиссәси чохлу колчедан-полиметал вә мис пирротин јатаглары вә филиз тазәһүрләри илә зәнкиндир. Онларын јаранмасында литоложи, структур вә гисмән магматик факторларын ролу бөјүкдүр. Бурада филиз күтләләри чохлајлыдыр вә онлар мүәјјән стратиграфик сәвијјә тутурлар. Мәсәлән, Филизчај јатағы үст триас—алт лејас, Газдағ јатағы синемјур—плинсбах, Тенрос—Чугах јатағы плинсбах, Гызыл-дәрә јатағы тоар. Гатех јатағы аален, јашлы чөкүнтүләрин ишиндә мәкан тапыбдыр. Филиз күтләләринин чохлајлы вә чохмәртәбәли олмасы бүтүн рекионун вә онун тәр-кибиндәки филиз зоналарынын вә јарым прогноз гижмәтини хејли артырыр. Бүтүн бу-лар Приводораздел (суајрычы) вә Меккан—Гатех антиклинориләрини тәшкил едән алт

јура чөкүнтүләринин алт һиссәсиндә филизчај вә газдағ типли, орта һиссәсиндә тенрос вә гызылдәрә типли филиз күтләләринин олмасы сһтималыны хејли күчләндирир вә онларын гују васитәсилә өјрәнмәјин мүмкүн олдуғуну көстәрир.

A. A. Bairamov, R. A. Aliev

THE SIGNIFICANCE OF LITHOLOGICAL, STRUCTURAL AND MAGMATIC FEATURES IN LOCALIZATION OF SULPHIDIC-POLYMETALLIC ORES OF THE SOUTHERN SLOPE OF THE GREAT CAUCASUS

The eastern part of the Great Caucasus is characterized by numerous deposits, and sulphidic-polymetallic, copper-pyrrhotite ores show, which is formed due to the complex of factors: lithological, structural and partially magmatic. The multistages of ore deposits and their stratification are proved: Philizchay deposit is confined to the Upper Jurassic-Low Lias, Katsdag-Sinemiur-Plinsbakh, Tenros-Chugak-Plinsbakh, Kizildarin-Toar, Katech-Aalenian deposits. The multistages of mineralization increase the perspectives estimation of the whole region and its separate ore-bearing zones and subzones.

УДК /549.324.31+549.322.21/:552.323.5(479.24)

Р. Б. КЕРИМОВ

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ АКЦЕССОРНОГО ПИРИТА И ПИРРОТИНА В ДИАБАЗАХ И РИОДАЦИТАХ КАЦДАГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ)

При выяснении генетической связи оруденения с интрузиями широко используются акцессорные минералы и их элементы-примеси [8, 9 и др.]. С этой позиции изучение акцессорного пирита и пирротина, а также их элементов-примесей в диабазах и риодацитах Кацдагского медно-пирротин-полиметаллического месторождения представляет большой практический интерес, поскольку они являются типоморфными минералами руд данного месторождения. Некоторые особенности пиритов и пирротинов в рудах Кацдагского месторождения, а также в целом Белокано-Закатальского рудного района с различной степенью детальности изучены и освещены в ряде работ [2, 4, 5, 6, 10 и др.]. Однако в магматических породах акцессорный пирит и пирротин, а также их элементы-примеси изучены не были.

Кацдагское месторождение находится в азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Залежи месторождения сосредоточены в пределах Жихих-Чугакской металлогенической зоны, являющейся составной частью крупной Белокано-Шекинской колчеданосной провинции, охватывающей южный склон и центральную часть мегантиклинория Большого Кавказа [7]. Месторождение локализуется в зоне Кегнамейданского глубинного разлома, где широко развиты дайковые образования габбро-диабазовой формации. Рудоконтролирующими являются субширотные надвиги и взброснадвиги [11]. В геологическом строении месторождения принимают участие нижнеюрские терригенные породы, представленные глинистыми сланцами, песчаниками и алевролитами. Значительную роль в локализации оруденения и в морфологии залежей играют многочисленные дайки и пластовые тела основного и кислого состава. Будучи приурочены к одним и тем же разломам, интрузивные тела, которые играют роль рудоконтролирующих экранов, нередко подвергались частичному замещению (вдоль контактов и по пересекающимся трещинам) сульфидными рудами [12]. Гидротермально-метасоматические изменения, сопровождающие залежи обычно с обеих альбандов, в случае замещения даек представлены фациями вторичных кварцитов, а в терригенных породах — выражены в их карбонатизации, окварцевании, хлоритизации, реже серицитизации.

В районе месторождения и в пределах Жихих-Чугакской зоны устанавливаются три группы магматических пород: спилит-диабазовая, андезит-дацит-риолитовая, габбро-габбро-диоритовая. Габбро-диориты являются наиболее поздними образованиями [1]. Рудные тела пред-

ставлены в основном халькопирит-пирротинным и колчеданно-полиметаллическими типами руд, которые состоят из пирротина, пирита, кварц и карбонаты [4]. В незначительных количествах встречаются также серицит и хлорит. Нередко висячем и лежащем боках рудной залежи выступают слабо измененные субвулканические диабазы и риодациты, в контактовых зонах которых наблюдаются гидротермальные изменения в виде окварцевания, хлоритизации и реже каолинизации.

Для исследования акцессорного пирита и пирротина из диабазов и риодацитов, а также глинистых пород и руд выделены монофракции. Пробы пород отобраны как вблизи рудных тел, так и вдали от них. Все монофракции пирита и пирротина подвергались спектральному анализу количественным и приближенно-количественным методами, а морфологические особенности их изучены под бинокулярным микроскопом МБС-1.

Пириты в диабазах и риодацитах имеют в основном кубический габитус, хотя встречаются также и другие его морфологические разновидности. При этом пириты из риодацитов по сравнению с пиритами из диабазов обладают относительно мелкими размерами. В рудах пириты морфологически более разнообразны: встречаются пентагон-додекаэдры, кубические кристаллы, скопления неправильной формы [2]. В глинистых сланцах пириты представлены в основном кубическими кристаллами, а в их гидротермально-измененных участках они морфологически характеризуются большим разнообразием. Анализ содержания элементов-примесей в пиритах и пирротинах из диабазов, риодацитов и руд показывает, что основным минералом-концентратором Cu, Zn, Pb и Co является пирит. Никель больше накапливается в пирротине.

В табл. 1 приведены средние содержания элементов-примесей в

Таблица 1

Среднее содержание элементов-примесей в пиритах, г/т

Породы и руды	Число проб	Элементы-примеси					
		Cu	Zn	Pb	Co	Ni	Co/Ni
Диабазы	8	6670	21550	4740	275	47	6
Риодациты	7	36350	25400	16200	720	22	33
Руды	3	21200	10000	10000	320	17	19
Глинистые сланцы	10	4000	1960	9800	270	90	3

пиритах из диабазов, риодацитов, глинистых сланцев и руд по данным спектрального анализа мономинеральных фракций. Как видно из этих данных, по содержанию элементов-примесей пириты из риодацитов резко отличаются от таковых из диабазов. Содержание Pb, Cu в первых в 4—5 раз выше, чем во вторых.

В пиритах из глинистых сланцев содержание этих элементов варьи-

рует в широких пределах, что, вероятно, обусловлено наличием в указанных породах пирита различного происхождения.

Пириты гидротермально измененных зон характеризуются повышенным содержанием указанных элементов, а в неизмененных глинистых сланцах содержание их резко убывает.

Среднее значение отношения Co/Ni в пиритах из диабазов составляет 6, из риодацитов — 33, из руд — 19 и из глинистых сланцев — 3. Высокое значение отношений Co/Ni в рудах и риодацитах указывает на повышенную концентрацию в них Co и пониженную Ni . В наиболее измененных частях указанных разновидностей пород отношение Co/Ni варьирует в широких пределах: от 20 до 76. Высокие величины отношения Co/Ni в риодацитах указывают на образование пирита из наиболее поздних дифференциатов базальтовых магм [15], которые концентрируют рудные вещества.

Пирротин как в рудах, так и в диабазах и риодацитах представлен в основном двумя модификациями: моноклинной и гексагональной, которые резко отличаются друг от друга по ряду свойств (размерам зерен, намагниченности и др.). В рудах Кацдагского месторождения установлен также троилит [5]. В диабазах гексагональный пирротин количественно преобладает над моноклинным и характеризуется более крупными размерами зерен, что, возможно, является следствием высоких температурных интервалов образования этого минерала [3]. В риодацитах пирротин мелкозернистый и в них преобладает моноклинная модификация минерала, что может быть интерпретировано как результат медленного охлаждения высокосернистого гексагонального пирротина в ходе кристаллизации магмы. По содержанию элементов-примесей выделенные разновидности пирротина заметных различий не обнаруживают: в гексагональном пирротине концентрируется в основном Cu , а в моноклинном — Pb , Zn и Ni (табл. 2).

Таблица 2

Среднее содержание элементов-примесей в пирротинах, г/т

Породы и руды	Число проб	Элементы-примеси					Co/Ni
		Cu	Zn	Pb	Co	Ni	
Диабазы	8	610	2870	4,4	170	90	1,9
Риодациты	6	440	8600	140	170	140	1,2
Руды	4	4900	6130	190	156	210	0,8
Глинистые сланцы	11	500	8500	130	200	410	0,5

Среднее значение отношения Co/Ni в пирротинах из диабазов составляет 1,9, а в риодацитах — 1,2.

Более высокое значение этого отношения в пирротинах из диабазов обусловлены пониженным содержанием Ni . В то же время наличие низкого значения отношения Co/Ni в пирротинах из руд и глинистых сланцев обусловлено повышенным содержанием в них Ni .

Сравнение отношения Co/Ni в пиритах и пирротинах из вышеуказанных пород (см. табл. 1, 2) показывает, что пириты характеризуются

более высокими значениями этого отношения. Пониженные значения Co/Ni в пирротине обусловлены гидротермально-метасоматическим изменением состава первичного пирита с образованием пирротина [15]. В таких условиях в кристаллической решетке последнего сосредоточивается главная часть Ni , а Co фиксируется в решетке пирита [14]. Это свидетельствует о том, что образование моноклинного пирротина связано с наиболее поздними процессами дифференциации магматического расплава.

Анализируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы. Пириты и пирротины из различных типов пород Кацдагского месторождения характеризуются различными морфологическими особенностями.

Для пиритов наиболее характерны различного размера кубические кристаллы. Пирротин в диабазах имеет в основном гексагональный, а в риодацитах — моноклинный габитусы. В рассматриваемых магматических породах нередко встречается также троилит.

Сравнение содержаний элементов-примесей в пиритах и пирротинах из диабазов и риодацитов с таковыми из руд показало, что независимо от морфологических особенностей, все они характеризуются одинаковым элементарным составом, что вероятно, указывает на непосредственную генетическую связь оруденения с магматическими комплексами [13].

Одинаковый элементный состав аксессуарного пирита и пирротина из диабазов и риодацитов, обусловлены близкими физико-химическими условиями образования указанных типов пород.

Более повышенное содержание элементов-примесей в пиритах из риодацитов относительно пиритов из диабазов указывает на то, что наиболее поздние дифференциаты базальтовой магмы в пределах Белокано-Закатальского рудного района обогащены рудными компонентами: Cu , Zn , Pb и Co , являющимися типоморфными элементами колчеданной рудной формации.

Высокое колебание значений отношения Co/Ni в пиритах и пирротинах из диабазов и риодацитов, вероятно, указывает на степень дифференциации рудного вещества.

Литература

1. Абдуллаев Р. Н., Курбанов Н. К., Алиев А. И. Магматизм и колчеданное оруденение Жижих-Чугагской зоны Белоканского рудного района (Б. Кавказ). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 4, с. 70—89.
2. Бородаевская М. Б., Злотник-Хоткевич А. Г. О происхождении пирита в осадочных породах кровли залежи колчеданно-полиметаллических руд Филлизайского месторождения (юж. склон Б. Кавказа). — Тр. ЦНИГРИ, 1969, вып. 80, с. 65—93.
3. Безмен Н. И., Тихомирова В. И., Косогорова В. П. Пирит-пирротинный геотермометр; распределение никеля и кобальта. — Геохимия, 1975, № 5, с. 700—714.
4. Велизаде С. Ф. Минеральный состав и условия формирования руд Кацдагского колчеданно-полиметаллического месторождения (южный склон Большого Кавказа): Автореферат дис... канд. геол.-минерал. наук. 1981, с. 25.
5. Кашкай М. А., Алиев А. А., Мустафазаде Б. В. О составе пирротинов Кацдагского месторождения (юж. склон Б. Кавказа) — Изв. АН АзССР, Сер. наук о земле, 1978, № 2, с. 80—83.
6. Кашкай М. А., Алиев А. А., Махмудов С. А., Мустафазаде Б. В. Рентгенографическое исследование пирротинов колчеданно-полиметаллических месторождений южного склона Б. Кавказа (в пределах Азербайджана): Тез. докл. VI Всесоюз.

межведомственного совещ. по рентгенографии минерального сырья. — Алма-Ата, 1974, с. 71—72.

7. Курбанов И. К., Ибрагимов И. М. Особенности металлогенической зональности Белокано-Шекинской келчеданной провинции/Тр. ЦНИГРИ. — М., 1971, вып. 99, с. 160—169.

8. Коптев-Дворников, Руб М. Г. Критерии связи оруденения с интрузивными комплексами. — В кн.: Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. — М.: Недра, 1965, с. 50—106.

9. Ляхович В. В. Связь оруденения с магматизмом (Тырнауз). — М.: Наука, 1976, с. 424.

10. Новрузов И. А. О характере распределения элементов-примесей в пирротине. — Изв. АН АзССР, Сер. наук о Земле, 1973, № 2, с. 114—118.

11. Романов В. И., Елчиев М. П. Геологическая позиция и структурные условия размещения колчеданно-полиметаллического и медно-пирротинного оруденения в Кегнамежданской взбросонадвиговой зоне/Тр. ЦНИГРИ—М., 1971, вып. 99, с. 180—188.

12. Романов В. И. Роль субвулканических малых интрузий в локализации колчеданно-полиметаллических залежей Кацдагского месторождения (Б. Кавказ)/Тр. ЦНИГРИ. — М., 1970, вып. 92, с. 168—174.

13. Уровский С. Д. О минералого-геохимическом признаке генетической связи постмагматических рудных проявлений с интрузивными породами. — Изв. СССР, Сер. геолог., 1953, с. 67—77.

14. Цамбель Б., Ярковский Я. Геохимия никеля и кобальта в пирротинах различных генетических типов. — В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М.: Мир, 1971, с. 237—248.

15. Цамбель Б., Ярковский Я. Редкие элементы в пиритах колчеданных месторождений западных Карпат и возможность их использования при решении генетических проблем оруденения. — В кн.: Проблемы геохимии.—М.: Наука, 1965, с. 249—266.

Р. Б. Керимов

КАСДАГ ФИЛИЗ ЈАТАҒЫ ЭРАЗИСИНДЭ ЈЕРЛЭШЭН ДИАБАЗ ВЭ РИОДАСИТ СҪУХУРЛАРЫНДАҚЫ АКСЕССОР ПИРИТ ВЭ ПИРРОТИНИН БЭЗИ ХҪСУСИЈЭТЛЭРИ БАҒЫНДА (Б. ГАҒҒАЗ)

Мәгаләдә Қасдағ филиз јатағы эразисиндә јерләшән мүхтәлиф тип сүхурлардақы пирит вэ пирротинин морфоложи хусусијәтләринә бахылыр, онларын элемент-гарышығлары өјрәнилир вэ бу элементләрин миғдарлары мүгајисә едиллир.

Нәтичәдә мүәјјән олунмушдур ки, һәм онларын морфоложи хусусијәтләри вэ һәм дә элемент-гарышығлары бир-биринә јахындыр. Бу да онларын ејңи мәншәли олмасы илә әләғәдардыр.

R. B. Kerimov

ON SOME FEATURES OF ACCESSORY PYRITE AND PYRRHOTITE IN DIABASES AND RHYODACITES OF KATSDAG DEPOSIT (the Great Caucasus)

Morphological features of pyrites and pyrrhotites from various types of rocks and ores are considered. The results of their elements-mixtures study, the comparative characteristics of concentrations of these minerals elements-mixtures in various formations are given in the article.

УДК 550.42

А. С. ГЕЙДАРОВ, З. Б. АБДУЛЛАЕВ, С. Ф. ГУСЕЙНОВА, Н. П. ДУБОВАЯ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ И НЕКОТОРЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОДАХ, ВСКРЫВАЕМЫХ СВЕРХГЛУБОКОЙ СААТЛИНСКОЙ СКВАЖИНОЙ СГ-1 В ИНТЕРВАЛЕ ГЛУБИН 3540—8240 М

Щелочные элементы, а также элементы семейства железа занимают особое место при исследовании магматического процесса. Типы магмы характеризуются в основном содержанием натрия, калия и их соотношением. Редкощелочные элементы и элементы семейства железа выступают как индикаторы процессов магмообразования, дифференциации магмы и генезиса [4, 5]. В связи с этим, нами в течение нескольких лет проводятся геохимические исследования по распределению щелочных и элементов группы железа в различных по составу вулканических породах, вскрываемых Саатлинской сверхглубокой скважиной в интервале глубины 3540—8240 м.

Детальные петрографо-петрохимические данные Р. Н. Абдуллаева, А. С. Остроумовой и др. и наши собственные наблюдения показывают, что породы в отмеченном интервале имеют различный состав и главным образом представлены базальтом, их туфами, туфобрекчиями, лавокластитам, туфолавами, спиллитами, андезитобазальтом и их туфом, реже встречаются габбро-нориты, габбро-диабазы, диорит-порфириты, долериты и др., которые в основном обнаруживаются до глубины 6100 м разреза. Ниже этой глубины преимущественно обнаруживаются андезиты, андезитодациты, риодациты и их туфогенные разности, долериты в виде силл и даек.

Породы в некоторой степени метаморфизованы и по всему интервалу подвергнуты местами изменению, особенно хлоритизации, ожелезнению, кальцитизации, цеолитизации, альбитизации, эпидотизации, мусковитизации, баститизации и др.

Под карбонатными образованиями мезозоя на глубине 3640—3666 м разреза нами определены вулканические брекчии трахиандезита, трахиандезиты, оливинные трахибазальты. Породы данного интервала значительно изменены, а пробы, взятые из глубины 3660—3666 м, полностью превращены в хлорит.

Данные по содержанию щелочных элементов и элементов группы железа сведены в таблице. Как видно из таблицы, содержание натрия и особенно калия резко различается. Наиболее высокое содержание калия обнаружено в вулканических брекчиях трахиандезитов, трахиандезитах и оливинных трахибазальтах. В этих породах содержание калия колеблется от 1,59 до 6,51%, тогда как содержание натрия изменяется в более узком интервале и в среднем составляет 1,35%. Для данных пород характерно низкое значение Na/K, сравнительно высокое содержание рубидия и K/Rb.

Среднее содержание щелочных и некоторых элементов группы железа в вулканогенных образованиях сверхглубокой Саатлинской скважины в интервале глубины до 8240 м

Порода	n	10 ⁻⁴ %		%		K/Rb	Na/K	10 ⁻⁴ %	%	
		Li	Rb	K	Na				Co	Mn
Трахандезиты, трахибазальты	4	25	73	4,05	1,35	555	0,33	42	0,07	1,00
хлоритизированные	56	10,1	13,8	0,63	2,27	456	3,60	38	0,13	0,99
Базальты расчлен. Базальтовые туфы и микротуфобрекчин	62	9,6	17,7	0,78	1,82	441	2,33	34	0,13	0,50
Лавокластиты и туфолавы базальтов	6	15,7	16,0	0,66	1,99	413	3,02	36	0,10	1,08
Спиллиты	3	4,4	13,0	0,73	2,73	562	3,74	18	0,14	0,88
среднее	129	10,1	16,0	0,71	2,05	444	2,89	36	0,13	0,82
Андезитобазальты	8	9,6	30,0	1,15	2,35	383	2,04	25	0,12	0,62
Андезитобазальтовые туфы	3	13,0	25,0	0,92	1,64	368	1,78	26	0,14	—
среднее	11	10,5	28,0	1,06	2,08	379	1,96	26	0,13	0,62
Андезиты	23	10,6	35,0	1,30	2,26	371	1,74	17	0,10	0,42
Андезитовые туфы	4	7,6	23,0	1,07	2,95	465	2,76	18	0,12	0,41
среднее	27	10,0	32,0	1,29	2,36	403	1,83	18	0,11	0,42
Андезитодациты	15	7,4	43,0	1,62	2,24	377	1,38	13	0,07	0,31
Дациты	29	5,4	53,0	2,02	1,77	381	0,88	14	0,07	0,31
Дацитовые туфы	5	4,6	62,0	2,42	2,17	390	0,90	10	0,08	0,35
среднее	34	5,3	54,0	2,08	1,83	385	0,88	12	0,08	0,33
Диорит-порфириды	9	8,9	36,0	1,40	2,77	389	1,96	23	0,13	0,34
Долериты	14	11,6	10,5	0,58	1,98	552	3,41	32	0,13	0,75
Габбро-нориты, габбро-диабаз, габбро-диорит, габбро-диорит-порфириды	5	9,4	19,0	0,83	2,60	437	3,14	24	0,13	0,42

Полученные значения щелочных элементов, их отношения, а также содержание Co, Mn, Ti резко отличаются от нижележащих пород, главных фаций разреза. Эти вулканы в возрастном отношении отличаются от юрских и, возможно, имеют меловой возраст, представляя отдельную пачку вулкаников субщелочного состава.

Сравнительно низкое содержание калия, а также рубидия и высокое содержание натрия и значений K/Rb и Na/K обнаруживается в базальтах, их туфах, туфобрекчиях, лавокластитах и спиллитах.

Содержание калия и рубидия в базальтах колеблется в широких пределах, K — от 0,15% до 1,93%, Rb — $2,6 \cdot 10^{-4}$ — $48 \cdot 10^{-4}$ % и в среднем составляет 0,63% и $14 \cdot 10^{-4}$ %. Для этих пород характерны высокие калий-рубидиевое и натрий-калиевое отношение. Содержание натрия сравнительно высокое и колеблется в узком интервале*.

В лавокластитах, туфолавах базальтов, а также в спиллитах от-

* Щелочные элементы определены методом пламенной фотометрии, а элементы группы железа — колориметрическим [6].

мечены близкие значения содержания как калия, так и рубидия. Их несколько больше в туфах и туфобрекчиях базальтов, т. е. в выявленных фациях среднее содержание калия и рубидия, а также Na, K/Rb и Na/K почти не различается.

Таким образом, в базальтах в среднем из 126 проб установлено следующее содержание: K — 0,71%, Na — 2,05%, Rb — $16 \cdot 10^{-4}$ %, K/Rb — 444, Na/K — 2,89.

Полученные данные почти соответствуют значению этих элементов в вулканических породах — щелочных оливиновых базальтах островных дуг Гавайи [9, 10], о-ов Ренион [11], Алеутских о-ов [7], а также близко к значениям в базальтах известково-щелочной серии Антарктики, Новой Зеландии [8], о-ов Гренады, Малых Антильских островов [3].

Андезитобазальты, их туфы и кластолавы обнажаются в основном в интервале глубины разреза 4554—5463 м и по сравнению с базальтами имеют ограниченное развитие. Содержание калия, рубидия в андезитобазальтах, их туфах и туфолавах несколько увеличивается. Так, андезитобазальты в среднем содержат 1,15% калия, $30 \cdot 10^{-4}$ % — рубидия, 2,35% — натрия, K/Rb — 383, Na/K — 2,04. Эти значения несколько меньше в туфах и кластолитах андезитобазальтов. Полученные данные показывают заметное увеличение содержания калия, рубидия и уменьшение K/Rb и Na/K в них по сравнению с базальтами, тогда как содержание натрия такое же как и в базальтах.

Ниже глубины 5920 м выступают вулканические породы среднекислого состава — андезиты, андезитодациты, дациты, риодациты и их туфогенные разности. Наиболее высокое содержание калия и рубидия обнаружено в андезитах, андезитодацитах, дацитах и риодацитах. Для этих пород характерно постепенное увеличение содержания калия и рубидия от андезитов к андезитодацитам, дацитам и риодацитам. Средняя величина натрий-калиевого отношения в этих разновидностях варьирует незначительно и последовательно уменьшается с увеличением в основном содержания калия и кислотности пород. Калий-рубидиевое отношение в андезитах, андезитодацитах, дацитах и риодацитах очень близкое — 371, 377 и 381 соответственно, и несколько завышено в туфах андезитов — 465.

В целом, установленные K/Rb и Na/K в породах среднекислых составов заметно низкие по сравнению с базальтами и андезитобазальтами, которые приведены выше.

Важно отметить, что содержание натрия в единичных пробах андезитов и андезитодацитов преобладает над калием и резкого различия среднего содержания его в этих породах почти не наблюдается. Несколько меньшее содержание натрия обнаружено в дацитах, риодацитах (1,83%), причем пределы колебания его в отличие от калия, рубидия и лития — узкие.

Таким образом, в отмеченных фациях наблюдается постепенное увеличение содержания калия, рубидия и уменьшение содержания натрия и Na/K, K/Rb от андезитов к андезитодацитам, дацитам и риодацитам.

Интрузивные образования, как было отмечено выше, представлены габбро-норитом, кварцевым и бескварцевым диоритпорфиритом, кварцевым габбро-диабазом, габбро-диорит-порфиритом и долеритом.

В габбро-норитах, габбро-диабазы и габбро-диорит-порфиридах в среднем определено 0,88% калия, 2,53% — натрия, $19 \cdot 10^{-4}$ % рубидия, $10 \cdot 10^{-4}$ % лития, где $K/Rb = 463$, $Na/K = 2,88$ %. Несколько низкое значение калия, рубидия и натрия, а также сравнительно высокое K/Rb и Na/K было установлено в долеритах. Вышеуказанные значения близки к среднему содержанию этих элементов в основных разновидностях базальтов и андезитобазальтов и, по-видимому, указывают на комагматичность этих пород.

Важно отметить, что в интервале глубины разреза скважины 4948—5052 м, 5265—5268 м и 7764—7769 м обнаруживаются роговообманковые, иногда кварцсодержащие и пироксеновые диорит-порфириды (по-видимому, силлы и дайки), которые по содержанию изученных элементов резко отличаются от интрузивных пород. В этих породах изученные элементы колеблются в узком интервале и средние их значения близки к андезиту, которые обнажаются ниже по глубине разреза скважины.

В диорит-порфиридах в некоторых интервалах обнаруживается значительно высокое содержание калия и рубидия. Так, например, в интервале глубины 5028—5035 в роговообманковых диорит-порфиридах содержание калия составляет 2,36—3,93%, рубидия— $54 \cdot 10^{-4}$ %— $107 \cdot 10^{-4}$ %, что связано с присутствием в составе этих пород калиевых и богатых калием минералов.

Возможно, что эти породы дайковые.

Литий в вулканических образованиях исследуемого интервала (3540—8240 м) распределен так же, как калий и рубидий, неравномерно и колеблется от $2,3 \cdot 10^{-4}$ до $37 \cdot 10^{-4}$ %. В отдельных фациях наблюдается равномерное его распределение. Базальты, андезитобазальты и андезиты в среднем содержат почти одинаковое количество лития $10 \cdot 10^{-4}$ %. Подобная концентрация лития определена в интрузивных образованиях, а несколько низкое содержание лития установлено в андезитодацитах, дацитах и туфах дацитов.

Интересно отметить, что в интервале глубин 7764—7769 и 7773—7777 м в плагиоклазовых андезитах обнаружено самое высокое содержание лития ($34 \cdot 10^{-4}$ %). Причем в породах отмеченного интервала рубидий и калий находятся на самом низком уровне, тогда как содержание натрия (2,20—3,20%) и особенно натрий-калиевое отношение значительно высокое (7,33—8,00), что, возможно, связано с изменением—гидротермальным метаморфизмом пород данного интервала. В целом, в вулканических образованиях наблюдается снижение содержания лития от базальтов, андезитобазальтов, андезитов к андезитодацитам, дацитам и риодацитам. Такая склонность последовательного понижения лития, скорее всего, связана с изменением минерального состава этих пород.

Таким образом, для вулканогенных пород до глубины 8240 м установлено среднее содержание $Li = 9,4 \cdot 10^{-4}$ %; $Rb = 26 \cdot 10^{-4}$ %; $K = 1,14$ %; $Na = 2,06$ %; $K/Rb = 438$; $Na/K = 1,87$, а для интрузивных пород $Li = 10,6 \cdot 10^{-4}$ %; $Rb = 21 \cdot 10^{-4}$ %; $K = 0,91$ %; $Na = 2,40$ %; $K/Rb = 433$; $Na/K = 2,63$.

Среднее содержание калия и натрия почти соответствует кларку этих элементов в габбро и базальтах земной коры, содержание рубидия и лития значительно ниже кларка [2]. Сравнение полученных данных с данными литературы [3, 5, 7—11] по другим регионам по-

казывает соответствие исследуемых пород известково-щелочному базальту, андезитобазальту, андезитодациту и дациту островных дуг, а также резкое отличие от толентовых базальтов срединных океанических хребтов.

Во всех главных типах исследуемых магматических пород, за исключением некоторых проб андезитов, андезитодацитов, дацитов и риодацитов, натрий преобладает над калием и постепенно снижается Na/K и в некоторой степени K/Rb в ряду долериты—габброиды—базальты—андезитобазальты, андезиты—андезитодациты и дацит—риодациты. Это показывает, во-первых, что в указанном ряду пород происходит постепенное повышение содержания калия и рубидия, во-вторых свидетельствует об их генетической связи и, возможно, формировании вышеуказанных фагий в результате кристаллизационной дифференциации из единого магматического очага.

В исследованных вулканических породах наблюдается зависимость содержания рубидия от концентрации калия (рис. 1). Это подтверждается также высокой корреляционной связью между калием и рубидием. Отмечается также тенденция уменьшения K/Rb с увеличением концентрации рубидия в породах (рис. 2). Последние показывают роль кристаллизационной дифференциации в образовании различных фагий и генетическую связь пород исследуемого комплекса. Анализируя распределение щелочных элементов по глубине скважины, можно отметить, что содержание калия и рубидия начиная с глубины 3540—3666 м высокое, содержание натрия и Na/K значительно ниже 1,35% и 0,33 соответственно, тогда как K/Rb высокое — 555.

На глубине 3678—4850 м главным образом обнажаются различные базальты, их туфы, туфобрекчии, лавокластиты и спиллиты. В породах данного интервала содержание калия и рубидия колеблется в широких пределах, и их среднее содержание значительно низкое: $K = 0,72$ %, $Rb = 15 \cdot 10^{-4}$ %. Натрия значительно выше — 2,49% и колеблется в узком интервале от 1,51 до 4,23%; $K/Rb = 480$; $Na/K = 3,46$; $Li = 12 \cdot 10^{-4}$ %. Ниже этих пород на глубине 4850—5209 м в основном встречаются различные базальты, андезитобазальты, их туфы и др. В породах отмеченной глубины наблюдается увеличение содержания калия, рубидия и понижение концентрации натрия, K/Rb , Na/K , а содержание лития аналогично вышележащим породам. Надо отметить, что интрузивные образования данного интервала характеризуются подобно вулканическим. Ниже этих пород на глубине 5209—6100 м содержание этих элементов, особенно K , Rb , Li , падает до предыдущих значений в интервале глубины 3678—4850 м. Однако при этом наблюдается возрастание калия, рубидия. Одновременно в этом интервале заметно уменьшается содержание лития, K/Rb и Na/K , но резкого различия содержаний натрия по глубине не намечается.

Таким образом, на основании геохимических данных по вулканогенным образованиям по глубине выявляется шесть вулканогенных пачек, в основном соответствующих вулканогенным пачкам, выделенным А. С. Остроумовой.

Из элементов группы железа в интервале 3540—8200 м изучены закономерности распределения кобальта, марганца и титана. Сводные

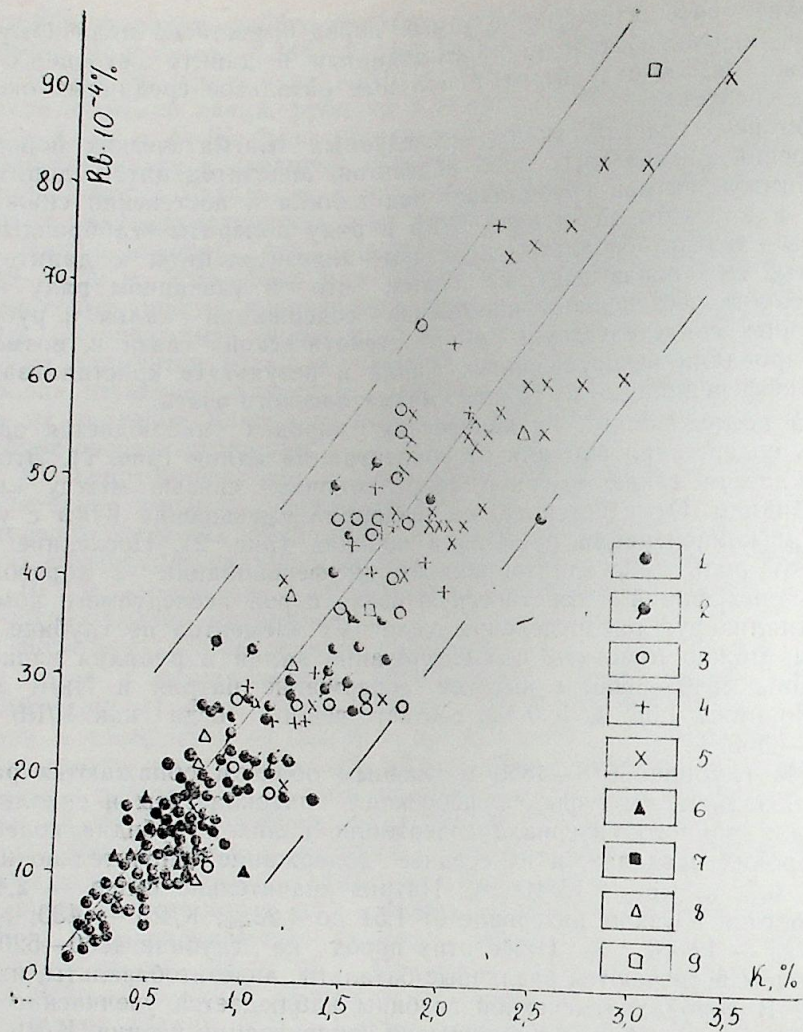


Рис. 1. Соотношение содержаний К и Rb в породах Саатлинской сверхглубокой скважины:

1 — базальты, их туфы, туфобрекчии, туфолавы, лавокластиты и спиллиты; 2 — андезитобазальты, их туфы и кластолавы; 3 — андезиты и их туфы; 4 — андезитодациты; 5 — дациты и их туфы; 6 — долериты 7 — габбро-норит, габбро-норит, кварцевый диабаз; 8 — диорит-порфириты; 9 — трахиандезиты, трахибазальты

данные приведены в таблице, откуда видно, что исследуемые элементы по всему разрезу распределены весьма неравномерно.

Кобальт. Наиболее высокое его содержание обнаружено в трахиандезитах и трахибазальтах, в среднем из четырех проб — $42 \cdot 10^{-4}$ %, с интервалом колебания от 17 до $51 \cdot 10^{-4}$ %.

В различных базальтах среднее содержание кобальта варьирует в узком интервале от 34 до $36 \cdot 10^{-4}$ % при весьма широких пределах колебаний содержания ($4-68 \cdot 10^{-4}$ %). В спиллитах же обнаружено самое минимальное содержание $18 \cdot 10^{-4}$ %. В них интервал колебаний

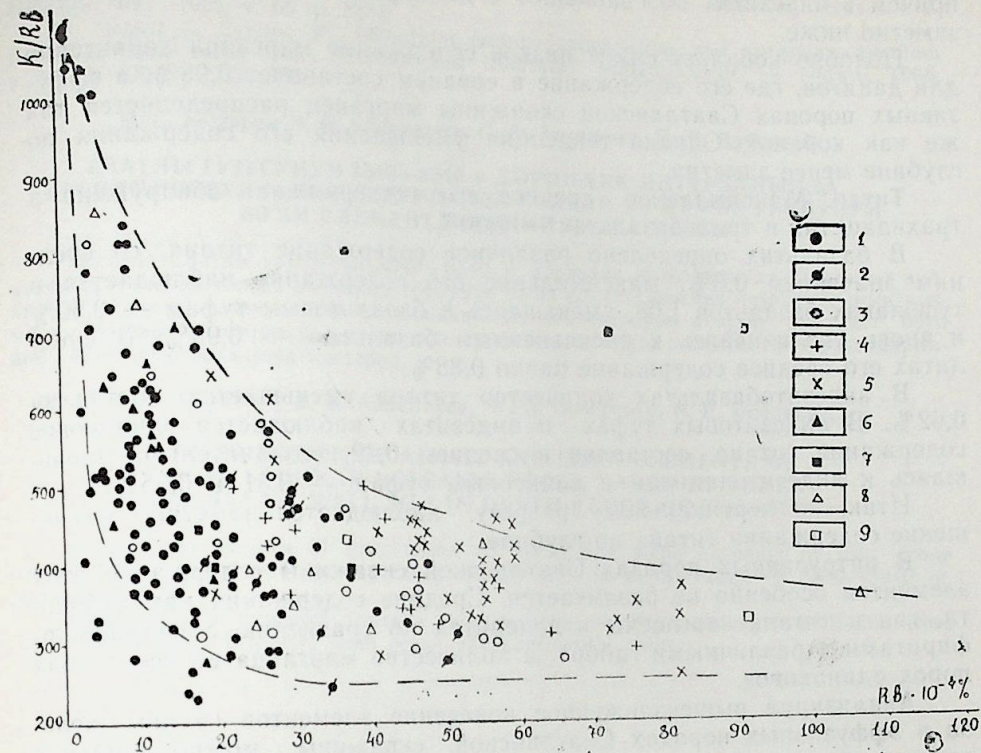


Рис. 2. Зависимость K/Rb отношения от содержания Rb в породах Саатлинской сверхглубокой скважины (условные обозначения те же, что и на рис. 1)

незначителен ($16-21 \cdot 10^{-4}$ %). В целом, для базальтов среднее содержание кобальта составляет $36 \cdot 10^{-4}$ %.

Относительно базальтов, в андезитобазальтах содержание кобальта уменьшается. В среднем из 15 анализов его содержание составляет $26 \cdot 10^{-4}$ %. При этом в андезитобазальтах и андезитобазальтовых туфах количество кобальта весьма близко. Еще меньшее содержание кобальта характерно для андезитов, в среднем составляя $18 \cdot 10^{-4}$ %. При этом как различные андезиты, так и их туфы содержат одинаковое количество кобальта.

Андезитодациты по сравнению с андезитами обеднены кобальтом — $13 \cdot 10^{-4}$ %. А в дацитовых туфах и дацитах наблюдается самое низкое содержание кобальта — $10 \cdot 10^{-4}$ % и $12 \cdot 10^{-4}$ % соответственно.

Для исследуемых эффузивных пород по вертикальному разрезу характерно закономерное уменьшение содержания кобальта от базальтов к дацитам.

Марганец. В трахиандезитах и трахибазальтах среднее его содержание составляет 0,07%. В различных фациях базальтов содержится почти одинаковое количество марганца, составляя в среднем 0,13%. Такое же количество элемента обнаружено в андезитобазальтах. По сравнению с указанными породами в андезитах и их туфах количество марганца значительно уменьшается, в среднем составляя 0,11%,

причем в андезитах по сравнению с их туфами содержание марганца заметно ниже.

Подобно кобальту самое низкое содержание марганца характерно для дацитов, где его содержание в среднем составляет 0,08%, в эффузивных породах Саатлинской скважины марганец распределяется так же как кобальт. Однако тенденция уменьшения его содержания по глубине менее заметна.

Титан. Максимальное среднее его содержание обнаружено в трахидацитах и трахибазальтах — 1,00%.

В базальтах определено различное содержание титана, со средним значением 0,8%, максимальное его содержание наблюдается в туфолавах базальтов 1,08, уменьшаясь к базальтовым туфам — 0,50% и вновь увеличиваясь к расчлененным базальтам — 0,99%. В спилитах его среднее содержание равно 0,88%.

В андезитобазальтах количество титана уменьшается, составляя 0,62%. В андезитовых туфах и андезитах наблюдается одинаковое содержание титана, составляя в среднем 0,42, незначительно уменьшаясь к андезитодацитам и дацитовым туфам — 0,31 и 0,35%.

Итак, по вертикальному разрезу наблюдается заметное уменьшение содержания титана по глубине.

В интрузивных породах Саатлинской скважины содержание этих элементов особенно не различается. Средние содержания как кобальта, так и титана завышены в долеритах по сравнению с диорит-порфиритами и различными габбро, а количество марганца во всех типах пород одинаковое.

Анализируя вышеизложенное поведение элементов группы железа в эффузивных породах Саатлинской скважины, можно прийти к выводу, что подобно щелочным элементам максимальное среднее содержание элементов группы железа, за исключением марганца, характерно для трахиандезитов и трахибазальтов. В главных фациях разреза от базальтов к дацитам с увеличением кислотности пород и уменьшением цветных компонентов наблюдается четкая тенденция уменьшения содержания исследуемых элементов.

Литература

1. Васильев П. И., Кускова Н. К., Пахомова К. С. Пламенное спектрофотометрическое определение лития, натрия, калия, рубидия и цезия в силикатных породах и минералах.—В сб.: Методы химического анализа минерального сырья. М.: Недра, 1965, вып. 9, с. 44—54.
2. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
3. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980.
4. Овчинников Л. Н., Гладких В. С., Соловьев В. А. Распределение калия и рубидия в палеозойских вулканических породах Магнитогорского мегасинклинория.— Геохимия, 1975, № 12, с. 1763—1776.
5. Ставров О. Д. Геохимия лития, рубидия и цезия в магматическом процессе. — М.: Недра, 1966.
6. Пономарев А. И. Методы химического анализа минералов и горных пород. — М.: АН СССР, 1951.
7. Delong S. E. Distribution of Rb, Sr and Ni igneous rocks central and Western Aleutian Islands, Alaska. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, vol. 38, N 2.
8. Gunor B. M. K/Rb and K/Ba ratios in Antarctic and New Zealand tholeiites and alkali basalts. — J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 24, p. 6241.
9. Hamilton E. J. Distribution of some trace elements and isotopic composition of strontium in Hawaiian lavas. — Nature, 1965, v. 206, p. 251.

10. Lessing R., Decker R. W., Reynolds R. C. Rb and K in Hawaiian lavas. — J. Geophys. Res., 1963, v. 68, p. 5881.

11. Dolgall J., Copston W. Strontium isotope composition and potassium-rubidium ratios in some rocks from Reunion and Rodriquer Indian Ocean. — Nature, 1965, v. 207, N 4994, p. 252—253.

Ә. С. Нејдәров, З. Б. Абдуллајев, С. Ф. Нүсејнова, Н. П. Дубоваја

СААТЛЫ ГУЈУСУНУН 3540—8240 м ДӘРИНЛИК ИНТЕРВАЛЫНДА КӘСИЛМИШ ВУЛКАНИК СҮХУРЛАРДА ГӘЛӘВИ ВӘ ДӘМИР ГРУПУНУН БӘЗИ ЭЛЕМЕНТЛӘРИНИН ПАЈЛАНМАСЫ

Мәғаләдә Саатлы гујусунун 3540—8240 м дәринлик интервалында кәсилмиш вулканик сүхурларда гәләви вә дәмир групунун бәзи элементләриниң пәјланмасының кеңири мәһсуһијәтләри тәдқиғ едилмишдир. Бу элементләриниң мұәјјән едилмиш орта мигдарларының әдәбијјат рәғәмләри илә мұғайисәси олардың океан вә гит'ә сүхурларындан кәскии фәргләндијјиниң көстәрир.

A. S. Geydarov, Z. B. Abdullayev, S. Ph. Guscynova, N. P. Dubovaya,

DISTRIBUTION OF ALKALI AND SOME ELEMENTS OF IRON GROUP IN VOLCANIC ROCKS, BARED BY SUPER DEEP SAATLY WELL SG-1 IN DEPTH RANGE OF 3540—8240 m

Geochemical features of distribution of alkali and some elements of iron group in volcanic rocks, bared by superdeep Saatly well in depth range of 3540—3840 m, are researched.

Comparison of revealed average compositions of these elements with literature data shows sharp difference from ocean and continental rocks.

УДК 553.635 (479.24)

С. Ф. ВЕЛИЗАДЕ, Н. Ф. НАГИЕВ, А. Б. ШИРАЛИЕВ, Э. Н. ЭФЕНДИЕВА

СУЛЬФАТЫ ИЗ БЮЛЮЛЬДЮЗСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ (МАЛЫЙ КАВКАЗ)

В окрестностях с. Бюлюльдюзю Лачинского района в зоне контакта Шальва-Лачинского интрузива и среднеюрских вулканогенных образований, среди интенсивно гидротермально измененных пород с рудной минерализацией нами обнаружен ряд водных сульфатов железа, алюминия, магния, калия и натрия, которые, имея сезонный характер, встречаются в основном в засушливый период года в виде сплошных белых, желтовато-белых, желтых, иногда оранжевых скоплений на общем сером фоне магматических образований. Среди этих минералов, представленных хорошо ограненными призматическими, таблитчатыми и игольчатыми кристалликами, их розетко- и друзовидными сростками, гнездами, корками, выцветами, натечными и землистыми массами, с помощью спектрального, термического и рентгенометрического анализов были определены билинит, ботриоген, гексагидрит, эпсомит, пиккерингит, пикромерит, калиевые квасцы, мендоцит, а также алуноген и другие водные сульфаты алюминия. Указанные сульфаты обнаруживают очень тесные сростания друг с другом, что иногда делает практически невозможным отбор чистых мономинеральных проб и вынуждает ограничиться результатами анализа смеси нескольких минералов.

Билинит ($\text{FeFe}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 22\text{H}_2\text{O}$) имеет незначительное развитие и наблюдается в виде гнездовидных обособлений, размером не более 3—5 мм, обнаруживающих под бинокулярным микроскопом тесное сростание желтовато-белых и белых игольчатых и волосовидных кристаллов. Спектральным анализом в билините, помимо его основного компонента — железа, установлен также ряд других элементов (табл. 1), наличие которых, в силу ограниченного проявления изоморфизма в сульфатах вообще [2], можно связать с механическими включениями других минералов. Данные рентгенометрического анализа исследованного минерала (табл. 2) дают в целом хорошую сходимость с таковыми эталона [7]. Отмеченные на его рентгенограмме некоторые значения межплоскостных расстояний — 3,371(1), 3,186(1), 3,006(5) принадлежат к водному сульфату алюминия (7, № 22—6), примесь которого не удалось исключить.

Ботриоген ($\text{MgFe}[\text{SO}_4]_2(\text{OH}) \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) относится к числу второстепенных сульфатов исследованного района. Его мелкие ярко оранжевые выделения, обычно измеряемые несколькими миллиметрами (рис. 1), пятнисто окрашивают желтовато-белые скопления других сульфатов. Выделения минерала представляет собой порошок ватую массу, состоящую из тонких удлиненных зерен, выявляемых при микроскопических наблюдениях. Результаты спектрального ана-

112

Результаты спектрального анализа сульфатов
 из Бюлюльдюзского рудопроявления

Таблица 1

Элементы	Минералы						
	Билинит	Ботриоген	Гексагидрит	Эпсомит	Пиккерингит	Алуноген	Калиевые квасцы
Be							
As			0,01	0,01		0,0001	
Mn	0,002	0,6	0,7	0,5	0,03	0,01	0,05
Cu	0,001	0,03	0,1	0,003	0,01	0,5	0,01
Mg	0,3	>1	>1	>1	>1	0,9	0,7
Zn	0,001	0,005	0,006	0,03	0,005		
Na				0,01		0,01	0,03
Ti	0,002	0,007	0,1	0,03	0,07	0,01	0,05
Co	0,005	0,01	0,004	0,01		0,03	0,001
Ni	0,001	0,006	0,01	0,03			
Al	~1	0,9	~1	0,3	>1	>1	>1
Fe	>1	>1	0,7	0,5	0,5	0,3	0,1
K					0,01	0,3	1
V		0,003	0,001	0,003	0,01	0,007	0,005
Pb	0,004						
Si	0,7	0,5	0,3	0,1	0,7	0,9	0,5
Ca	0,9	0,01	0,04	0,06	0,04	0,7	0,3
P	0,007						

лиза ботриогена приводятся в табл. 1. Термограмма исследованного минерала (рис. 2), на которой фиксируются четыре эндотермических эффекта, хорошо сопоставляется с таковой эталона [3]. Низкотемпературные эндотермические эффекты с максимумами при 115 и 175°C связаны с дегидратацией минерала, а высокотемпературные, с максимумами при 760° и 1000°C — с разложением безводных сульфатов $\text{Fe}_2(\text{SO}_4)_3$ и MgSO_4 . Результаты рентгенометрического анализа изученного и эталонного ботриогена хорошо согласуются (табл. 2).

Гексагидрит ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) и эпсомит ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) встречаются в виде белых налетов и тонких корок толщиной до 2—3 мм. Агрегаты этих минералов имеют в основном волокнистое строение, хотя местами представлены также сростаниями мелких, хорошо ограненных толстотаблитчатых и призматических кристаллов (рис. 3—5). При микроскопическом изучении встречены бесцветные прозрачные, мутные полупрозрачные и снежно-белые непрозрачные кристаллы гексагидрита и эпсомита, причем в прозрачных и полупрозрачных индивидах обнаружены многочисленные мелкие включения других минералов, захваченные ими при кристаллизации. Толстотаблитчатые зерна гексагидрита часто оказываются сдвойникованными. Спектроскопически установлены элементы-примеси (табл. 1) в ми. Спектроскопически присутствуют скорее всего в механической гексагидрите и эпсомите присутствуют скорее всего в механической форме, хотя не исключена также возможность изоморфного вхождения части марганца и железа в их структуру. Результаты расчета рентгенограмм изученных гексагидрита и эпсомита хорошо согласуются с их справочными данными (табл. 3) с той лишь разницей, что на рентгенограмме гексагидрита зафиксирован ряд значений межплоскостных расстояний, отсутствующих у эталона, которые связаны с механическим загрязнением анализируемой пробы водным сульфатом алюминия — $\text{Al}_4(\text{H}_2\text{SO}_4)_7 \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ (7, № 22—6).

Таблица 2

Результаты расчета рентгенограмм* билинита, ботриогена и гексагидрита из Бюлюльдюзского рудопроявления

№ п.п.	Билинит				Ботриоген				Гексагидрит			
	Проба 11-С		(7, № 25—1153)		Проба 24-С		(7, № 17—157)		Проба 31-С		(6)	
	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n
1	—	—	10	7,32	1	12,59	—	—	1	(6,06)	—	—
2	—	—	10	6,05	10	8,81	100	8,87	5	5,47	3	5,50
3	—	—	25	5,48	1	8,33	10	8,48	5	5,17	3	5,10
4	1	5,05	30	4,96	1	6,33	—	—	5	4,90	3	4,90
5	—	—	5	4,89	2	6,21	60	6,29	10	4,41	10	4,40
6	9	(4,82)	50	4,84	1	5,91	20	5,94	1	4,18	—	—
7	—	—	10	4,69	1	5,39	20	5,47	6	4,03	4	4,04
8	1	4,64	10	4,64	1	5,30	40	5,34	1	3,922	—	—
9	10	4,37	100	4,31	3	5,08	60	5,11	5	3,625	3	3,61
10	1	4,149	20	4,17	1	4,45	10	4,44	4	(3,504)	—	—
11	—	—	40	4,10	1	4,39	10	4,38	4	3,400	3	3,42
12	1	3,990	10	3,94	3	4,05	40	4,07	4	3,201	3	3,20
13	—	—	5	3,78	1	3,85	20	3,86	3	(3,053)	—	—
14	10	3,514	100	3,51	2	3,73	40	3,74	9	2,968	—	—
15	—	—	25	3,45	2	3,49	40	3,50	9	2,902	8	2,92
16	1	3,371	—	—	1	3,42	20	3,41	6	2,779	4	2,77
17	1	3,294	30	3,29	3	3,35	40	3,34	6	2,685	4	2,67
18	1	3,186	—	—	1	3,32	20	3,24	2	2,591	2	2,56
19	5	3,006	—	—	3	3,18	20	3,18	3	2,526	2	2,50
20	1	2,953	15	2,976	3	2,99	80	2,99	1	2,345	—	—
21	1	2,916	30	2,891	1	2,97	—	—	5	2,283	4	2,28
22	2	2,691	25	2,685	1	2,95	20	2,95	1	2,242	—	—
23	—	—	25	2,611	1	2,93	—	—	1	2,210	1	2,20
24	1	2,569	15	2,583	1	2,88	—	—	3	2,077	2	2,05
25	1	2,499	10	2,531	1	2,77	20	2,775	4	2,023	5	2,00
26	—	—	5	2,272	2	2,272	40	2,730	1	(1,992)	—	—
27	—	—	5	2,070	—	—	5	2,706	1	(1,961)	—	—
28	1	1,873	25	1,881	1	2,66	10	2,655	1	1,937	—	—
29	—	—	—	—	1	2,55	5	2,558	6	1,870	6	1,870
30	—	—	—	—	1	2,54	10	2,526	—	—	—	—
31	—	—	—	—	2	2,46	20	2,456	1	1,825	—	—
32	—	—	—	—	1	2,41	5	2,408	1	1,808	2,180	1,80
33	—	—	—	—	—	—	10	2,375	1	1,788	—	—
34	—	—	—	—	1	2,34	20	2,342	2	1,769	2	1,76
35	—	—	—	—	1	2,24	5	2,249	1	1,744	—	—
36	—	—	—	—	1	2,21	5	2,225	2	1,704	2	1,69
37	—	—	—	—	—	—	5	2,199	2	1,660	2	1,62
38	—	—	—	—	—	—	5	2,175	2	1,523	2	1,50
39	—	—	—	—	1	2,15	20	2,149	1	1,476	2	1,455
40	—	—	—	—	1	2,12	10	2,117	2	1,388	3	1,395
41	—	—	—	—	1	2,07	10	2,068	—	—	—	—
42	—	—	—	—	1	2,06	5	2,053	—	—	—	—
43	—	—	—	—	1	2,01	5	2,04	—	—	—	—

* Условия съемки: рентгенометрические анализы производились: 1) билинита и гексагидрита на УРС-55; камера РКД-57, 3мм; Fe-излучение, 35 кВ; 16 та; аналитик Басова Г. В. (ИГЕМ АН СССР); 2) остальных минералов (табл. 2 и 3) — на ДРОН-2; Си-излучение, 32 кВ; 20 та; Аналитик Рагимов К. Г. (ИНФХ АН АзССР).

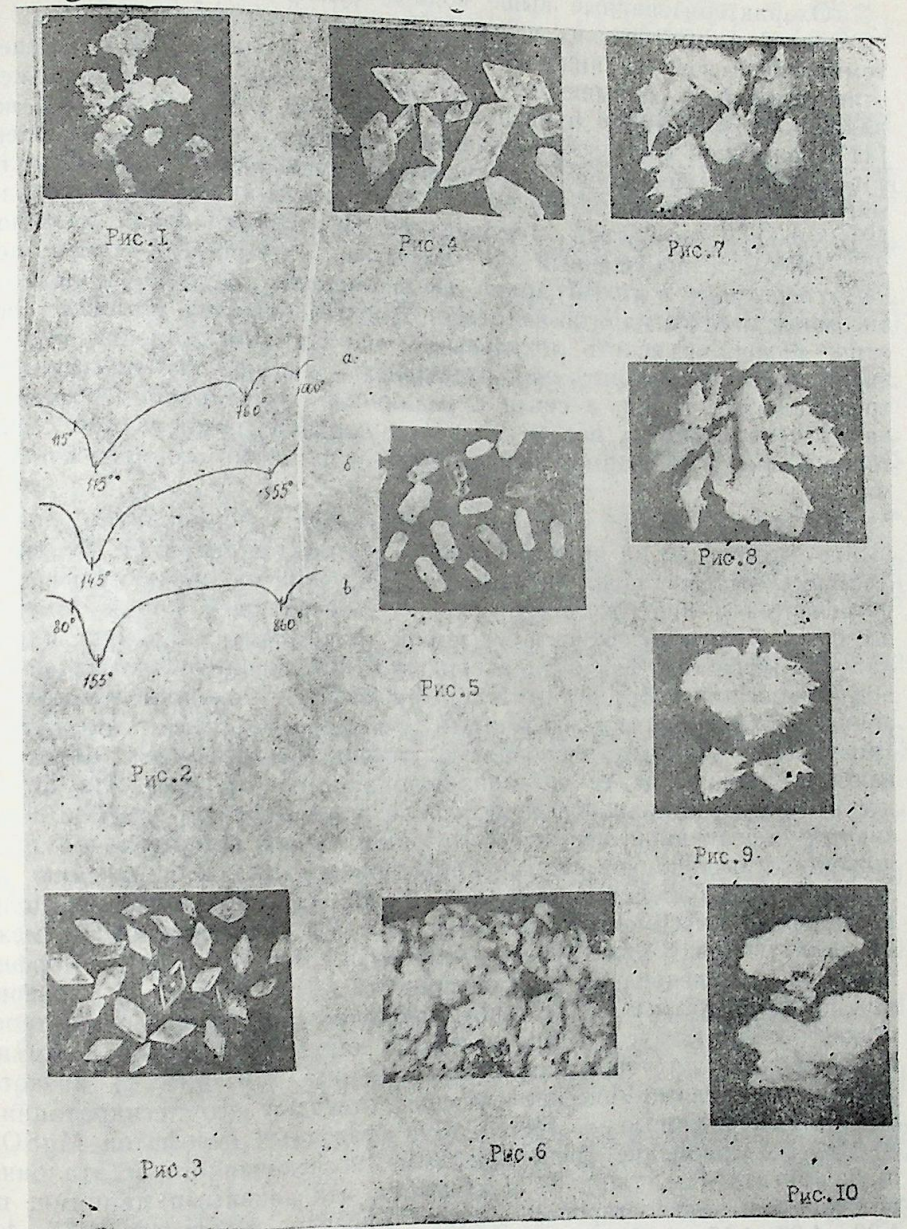


Рис. 1. Агрегаты ботриогена (серое разных оттенков). Белое — водные сульфаты алюминия. Увел. 20

Рис. 2. Кривые ДТА ботриогена (а), пиккерингита (б) и алуногена (в)

Рис. 3—4. Толстотаблитчатые кристаллы гексагидрита. Увел. 20

Рис. 5. Призматические кристаллы эпсомита. Увел. 20

Рис. 6. Корка пиккерингита и пикромерита на поверхности измененных пород. Увел. 20

Охарактеризованные выше водные сульфаты магния изменяются со сменой климатических условий. Эпсомит может существовать при температуре воздуха ниже 20°C и влажности выше 70%. Изменение этих условий — повышение температуры (20—24°C) и понижение влажности (38—40%) приводит к потере им одной молекулы воды [11], связанной в структуре минерала несколько слабее по сравнению с остальными шестью ее молекулами, окружающими каждый катион магния, и превращению эпсомита в гексагидрит. Опыты показали [9], что при комнатной температуре и относительной влажности 25% эпсомит, помещенный в открытый стеклянный сосуд, через 24 ч переходит в гексагидрит. Сохранение исследованных нами эпсомита и гексагидрита на относительно небольшой площади, вероятно, можно объяснить локальными вариациями скорости перехода эпсомита в гексагидрит на отдельных участках сильноизмененных трещиноватых пород, в связи с различной интенсивностью просачивания поверхностных вод и испарения поровых растворов, что значительно влияет на формирование того или иного водного сульфата магния.

Пиккерингит ($MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$), неоднократно описанный в литературе на примере ряда местонахождений [1, 8, 10], является самым распространенным из изученных нами сульфатов и встречается в виде желтовато-белой затвердевшей корки толщиной до 0,5—1,5 см, поверхность которой напоминает таковую цветной капусты (рис. 6). Корка пиккерингита представлена наблюдаемыми под микроскопом бесцветными прозрачными и снежно-белыми непрозрачными тончайшими игольчатыми и волосовидными кристаллами (рис. 7—9), которые, располагаясь обычно беспорядочно, обуславливают возникновение ее спутанно-волокнутого строения. На стенках пустот измененных пород контактовой зоны вулканогенных и интрузивных образований нередко отмечается также параллельное расположение кристалликов пиккерингита, приводящее к появлению друзовидных обособлений минерала. Исходя из существования полной изоморфной смеси между Mg и Fe^{+2} и ограниченной — между Al и Fe^{+3} в ряду пиккерингит—галотрихит [4], к числу изоморфных примесей исследованного пиккерингита (см. табл. 1), наверное, можно отнести железо, которое, проявляя различную валентность, может замещать в структуре минерала как магний, так и алюминий. Наблюдаемые на термограмме пиккерингита (см. рис. 2) низкотемпературные эндотермические эффекты отвечают его дегидратации, а высокотемпературные — диссоциации безводных сульфатов $MgSO_4$ и $Al_2(SO_4)_3$. Сравнение рентгенограмм исследованного и эталонного пиккерингита (см. табл. 3) показывает, что главными линиями, позволяющими диагностировать этот минерал, являются: 4,77—4,82; 4,30—4,32; 4,12—4,16; 3,76—3,79; 3,49—3,510.

Пикромерит ($K_2Mg(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$) характеризуется незначительным развитием и отмечается в пустотах измененных пород контактовой зоны в виде мелких плотных обособлений, измеряемых

Рис. 7—9. Волокнистые агрегаты пиккерингита с примесью других минералов. Увел. 20

Рис. 10. Полимнеральный агрегат, состоящий из калиевых квасцов, мендоцита и алуногена. Увел. 20

Таблица 3

Результаты расчета рентгенограмм сульфатов из Бюлюльдюзского рудопрооявления

№ п.п.	№ пробы		$Al_2(SO_4)_3 \cdot 12H_2O$ [7, № 21—11]		Эпсомит [6]		Алуноген [6]		№ пробы		Пиккерингит [7, № 12—299]		Калиевые квасцы [6]		№ пробы		Мендоцит [7, № 22—475]		Пикромерит [17, № 21—1400]	
	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n	J	d_a/n
1	2	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	12—C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
27	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
29.	1	1	2,38	20	2,357	2	2,38	—	—	2	3,16	10	3,182	—	—	1	3,13	—	—	40	3,16
30.	1	1	2,32	20	2,308	1	2,27	4	2,34	2	3,04	8B	3,05	—	—	1	3,04	—	—	70	3,06
31.	1	1	2,20	—	—	2	2,21	—	—	1	3,03	6B	3,03	5	3,03	2	3,00	12	3,01	20	2,995
32.	1	1	2,16	—	—	2	2,10	3	2,18	1	2,99	10	2,978	4	2,93	2	2,94	—	—	60	2,964
33.	1	1	1,95	—	—	1	1,96	3	1,97	2	2,96	—	—	—	—	—	—	—	—	8	2,895
34.	—	—	—	—	—	—	—	4	1,91	3	2,88	20	2,898	—	—	—	—	—	—	10	2,882
35.	1	1	1,85	—	—	2	1,88	4	1,86	3	2,82	14	2,836	3	2,85	1	2,86	—	—	30	2,863
36.	1	1	1,82	—	—	2	1,80	5	1,82	1	2,77	10	2,788	6	2,78	—	—	—	—	12	2,853
37.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,75	10	2,766	—	—	—	—	—	—	40	2,813
38.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,71	8B	2,72	3	2,71	1	2,81	25	2,834	25	2,740
39.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,	2,67	20	2,687	—	—	2	2,76	25	—	12	2,733
40.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,65	8B	2,618	3	2,64	1	2,69	8	2,710	10	2,690
41.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,55	10B	2,56	3	2,58	2	2,66	35	2,644	4	2,668
42.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6B	2,52	—	—	—	—	—	—	10	2,654
43.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,47	—	—	3	2,47	1	2,59	8	2,616	—	—
44.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,38	—	—	4	2,33	2	2,53	—	—	2	2,555
45.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,28	—	—	2	2,25	1	2,51	8	2,519	8	2,516
46.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2,21	—	—	—	—	16	2,503
47.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	2,10	—	—	3	2,11	1	2,43	—	—	12	2,446
48.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2,01	—	—	4	2,02	1	2,42	—	—	10	2,398
49.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,96	—	—	3	1,97	1	2,38	—	—	45	2,388
50.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,87	—	—	5	1,91	1	2,37	8	2,371	—	—
51.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	1,85	—	—	1	1,85	—	—	14	2,329	—	—
52.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	1,68	—	—	2	1,68	1	2,28	14	2,305	—	—
53.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	1,61	—	—	—	—	8	2,265
54.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2,248
55.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2,220
56.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25	2,199
57.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	6	2,175
58.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4	2,165
59.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
60.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
61.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
62.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
63.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
64.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

первыми миллиметрами. Под бинокулярным микроскопом выявляется мелкозернистое строение пикромерита, обусловленное срастанием бесцветных прозрачных несколько удлиненных зерен, насыщенных множеством мельчайших включений других минералов. Пикромерит идентифицирован рентгеновским методом (см. табл. 3).

Сульфаты алюминия — алуноген $(Al_2(SO_4)_3 \cdot 18H_2O)$ и минерал состава $Al_2(SO_4)_3 \cdot 12H_2O$ наблюдаются в виде белых порошковатых агрегатов, состоящих из мелких гнезд, и тонких сыпучих корок, покрывающих поверхность измененных пород контактовой зоны (рис. 10). Спектральный анализ выявил в алуногене целый ряд примесных элементов (см. табл. 1), относящихся очевидно к механическим. На кривой дифференциального термического анализа минерала (рис. 2) низкотемпературные эндотермические эффекты отвечают его постепенной дегидратации, а эндотермический эффект с максимумом при $860^\circ C$ — разложению $Al_2(SO_4)_3$ на Al_2O_3 и SO_3 . Касаясь рентгенометрических данных минералов алюминия, следует отметить, что рентгенограмма алуногена сходна с эталонной (табл. 3), а линии 4,18 (1), 3,922(1), 3,371(1), 3,186(1), 3,006(5), 2,345(1), 1,788(1), принадлежащие к водному сульфату алюминия $Al_4(H_2SO_4)_7 \cdot 24H_2O$ [7, № 22-6], зафиксированы на дебаграммах билинита и гексагидрита (см. табл. 2). Другой минерал алюминия $Al_2(SO_4)_3 \cdot 12H_2O$ [7, № 21-11] также идентифицирован рентгеновским методом по главным линиям: 4,41—4,48; 4,22—4,27; 3,85—3,88; 3,61—3,67; 3,01; 2,46—2,49 (см. табл. 3).

Из минералов группы квасцов в исследованном районе установлены калиевые квасцы $(KAl(SO_4) \cdot 12H_2O)$ и мендоцит $(NaAl(SO_4)_2 \cdot 11H_2O)$. Последний, представленный волокнистыми обособлениями, по степени распространения резко уступает калиевым квасцам, встречающимся на поверхности измененных пород в виде белых тонкозернистых порошковатых агрегатов. Калиевые квасцы изучены спектроскопическим и рентгенометрическим методами, результаты которых приводятся в табл. 1 и 3, а мендоцит диагностирован лишь рентгенометрически. Как следует из табл. 3, в исследованной нами пробе отмечаются характерные линии мендоцита 4,76, 4,56, 4,15, 3,60, 3,50, 2,644 с незначительными вариациями значений межплоскостных расстояний.

Касаясь вопросов происхождения охарактеризованных выше сульфатов, следует отметить, что, судя по геологическим наблюдениям, они являются экзогенными образованиями и формировались в результате взаимодействия сернокислых растворов, возникающих при разложении первичных сульфидов, с гидротермально измененными породами контактовой зоны, служившими источником алюминия и щелочных металлов. Небезынтересно, что на интенсивность проявления водных сульфатов в исследованном районе, так же как и в соседнем Кельбаджарском [5], существенно влияют климатические условия. Во влажной обстановке с большим количеством осадков, будучи хорошо растворимыми в воде, они оказываются неустойчивыми и подвергаются растворению, а в сухой обстановке происходит резкое увеличение их объема.

Присутствие в исследованном районе вышеохарактеризованных

водных сульфатов можно рассматривать как поисковый признак, указывающий на наличие скрытых сульфидных руд.

Литература

1. Алиев Ад. А., Велиев М. М., Сафарова О. Б., Мустафазаде Б. В. Пиккерингит — первая находка на грязевом вулкане Боя-Даг (Ю.-З. Туркмения). — Докл. АН АзССР, 1979, т. 35, № 2.
2. Годовиков А. А. Минералогия. — М.: Недра, 1975.
3. Иванова В. П., Касатов Б. К., Красавина Т. Н., Розинова Е. Л. Термический анализ минералов и горных пород. — Л.: Недра, 1974.
4. Костов И. Минералогия. — М.: Мир, 1971.
5. Мамедов А. Н., Махмудов С. А., Бабаев И. А. Аллюминит из Кельбаджарского района (Азербайджанская ССР). — Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова. Сер. геол.-геогр. наук, 1969, № 4—5.
6. Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. — М.: Госгеолтехиздат, 1957.
7. Index (Inorganic) to the Powder Diffraction File. — Philadelphia, 1976.
8. Jenni Jean-Pierre. Über das Pickeringit-Vorkommen von Intschi bei Amsteg (Ki. Uri). — Schweiz miner. und petrogr. Mitt., 1970, 50, N 2.
9. Mitchell Richard S. Mineral which alternate with the seasons: Epsomite versus Hexahygrite versus Starkeyite. — Rocks and Miner., 1978, 53, N 4.
10. Parnell Pederic A. Jr. Weathering processes and pickeringite formation in a sulfidic schist: A consideration in acid precipitation neutralization studies. — Environ Geol., 1983, 4, N 3—4.
11. Tjen Pei-Zin, Waugh-Truman C. Epsomite and hexahydrate from an underground storage area, Atchison, Kansas. — Bull. State Geol. Surv. Kans., 1970, N 199, p. 1.

С. Ф. Вализаде, Н. Ф. Нагыев, Э. Б. Ширалиев, Е. Н. Эфендијева

БУЛУЛДУЗУ ФИЛИЗ ТЭЗАҺУРУНУН СУЛФАТЛАРЫ (КИЧИК ГАФГАЗ)

Булүлдүзү филиз тэзаҺурүндө дэмирин, алүминимумун, магниезимумун, калимумун вэ натриимумун бир сыра сулу сулфатлары ашкар едилмишдир. Микроскопик тэдигатлары, спектрал, термик вэ рентгенометрик тэһлиллэрин нэтижэсиндэ бу сулфатлар арасында билинит, пикромерит, һексаһидрит, калиум зэји, мендосит, алунокен вэ с. тэјин едилмишдир.

S. F. Velizade, N. F. Nagiev, A. B. Shiraliev, E. N. Efendieva

SULPHATES OF THE BYULYULDYUZ ORE MANIFESTATION (LESSER CAUCASUS)

Hydrous sulphates of ferrum, aluminium, magnesium, potassium, sodium were found in the Byulyuldyuz manifestation. The results of microscopic studies as well as spectral, thermal and X-ray dosimetric analyses allowed to find in them bilinite, botryogen, hexahydrate, epsomite, pickeringite, picromerite, potassium alum, mendozite, alunogen, etc.

УДК 556.3(479,24)

Д. М. СУЛЕЙМАНОВ, П. М. КЕРИМОВ

МАКРО- И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ КАРАБАХСКОЙ РАВНИНЫ

На территории Карабахской равнины действуют 10 централизованных городских водозаборов и свыше 3000 одиночных скважин, эксплуатирующих пресную подземную воду. Как известно, существенное влияние на ухудшение качества подземных вод могут оказать антропогенные процессы, способствующие повышению минерализации подземных вод и содержанию некоторых нормируемых компонентов.

Высокие требования, предъявляемые к хозяйственно-питьевым водам, говорят о необходимости более тщательного изучения количественного содержания всех нормируемых макро- и микроэлементов.

На территории рассматриваемой равнины до 400-метровой глубины разведочными скважинами были вскрыты отложения акчагыльского, апшеронского и четвертичного возраста. Указанные отложения, кроме акчагыльского, представлены в континентальной фации [1; 2].

К этим отложениям приурочены 5 напорных водоносных горизонтов и грунтовые воды. Водосодержащими породами являются валунно-галечно-гравийные отложения с песчаным заполнителем, пески и супеси. Водоупорные породы представлены гравийно-галечниками с глинистым заполнителем, глинами и суглинками. Коллекторы грунтовых вод и первых трех напорных водоносных горизонтов связаны с отложениями четвертичного возраста, породы IV и V напорных горизонтов относятся к апшеронскому и акчагыльскому ярусам [4].

Минерализация и химический состав грунтовых вод равнины в связи с развитием мелиорации земель изучается более 50 лет.

Исследованиями были установлены закономерности формирования солевого состава вод, характер их распределения во времени и др. [3]. Указанные исследования в разное время проводились В. А. Приклонским, В. А. Ковдой, В. Р. Волобуевым, П. В. Роговской, Г. Ю. Исрафиловым, Е. Р. Фиалко, Ф. Ш. Алиевым и др. Работы имели гидромелиоративную направленность, изучена общая минерализация и содержание макроэлементов в грунтовых водах.

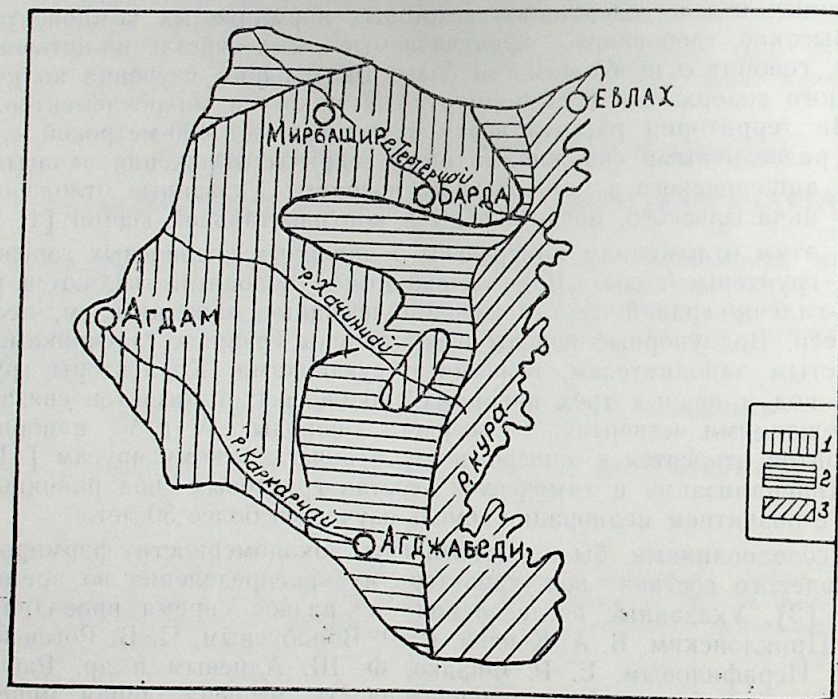
В работе В. А. Листенгартена [4] освещены результаты химических анализов с определением некоторых микроэлементов. Учитывая, что указанные исследования выполнялись современной гидрохимической не могут достоверно характеризовать современную гидрохимическую обстановку рассматриваемого района, что подтверждается при сопоставлении результатов химических анализов проб воды, отобранных из эксплуатационных и разведочных скважин в разные годы.

В последние годы нами были проведены широкие гидрогеологические исследования на пресные подземные воды как источника хозяйственно-питьевого водоснабжения городов и сельских населенных пунктов Карабахской зоны.

Ниже приводится качественная характеристика грунтовых и напорных водоносных горизонтов Карабахской равнины по данным анализов воды, отобранных в процессе выполнения гидрогеологических исследований, включая и анализы вод предшествующих исследований.

Общая минерализация грунтовых вод на значительной части равнины колеблется от 0,1—0,2 до 1,0 г/л. Воды являются пресными на конусах выноса рек Тертер, Хачинчай и на привершинах частях конусов выноса рек Инджачай и Каркарчай. В междуречье Тертера и Хачинчая (межконусная депрессия) и на периферических частях конусов выноса рек Каркарчай и Инджачай воды слабосолоноватые (1—3 г/л).

Отмечается увеличение минерализации грунтовых вод вниз по потоку, и максимальные их значения (до 145 г/л) установлены вдоль р. Куры и на Лемберанской низменности (рисунок).



Карта общей минерализации грунтовых вод Карабахской равнины по состоянию на 1986 г.

1 — до 1,0 г/л; 2 — 0—5 г/л; 3 — более 5 г/л

Общая жесткость пресных подземных вод изменяется от 2,91 до 6,48 Мг·экв/л.

Весьма разнообразны грунтовые воды и по химическим типам. Гидрокарбонатные воды развиты в привершинных и центральных

частях конусов выноса рек Тертер, Хачинчай, в привершинных частях конусов выноса р. Каркарчай.

Воды сульфатного типа констатированы на конусе выноса р. Инджачай, на межконусном депрессии рек Тертер и Хачинчай, а также в периферических частях конуса выноса р. Каркарчай. Хлоридные воды имеют небольшое развитие вдоль р. Хачинчай и в Прикуринской полосе, на Лемберанской низменности.

Напорные воды континентальных образований почти повсеместно являются пресными, минерализация их изменяется от 0,2 до 1,0 г/л. Слабосолоноватые воды (1—3 г/л) отмечены вдоль западного контура развития горизонта в междуречье Тертерчай—Хачинчай и Лемберанской низменности, между сел. Лемберан и р. Курой. На остальной территории они характеризуются локальным распространением.

Среднесолоноватые воды (3—5 г/л) отмечены вдоль западного контура развития горизонта в междуречье Тертер—Хачинчай. Максимальные значения общей минерализации вод в пределах равнины не превышают 4,3 г/л. Общая жесткость пресных напорных вод колеблется от 0,4 до 11,2 Мг·экв/л, солоноватых не превышает 26,9 Мг·экв/л.

По составу отмечаются воды трех типов. Гидрокарбонатные воды развиты вдоль рек Тертер, Каркарчай, и на отдельных участках р. Хачинчай. Сульфатные воды занимают большую часть площади развития горизонта. Хлоридные — встречаются в основном вдоль контура его развития в междуречье.

Воды пятого напорного водоносного горизонта в качественном отношении отличаются от вод вышележащих горизонтов. На большей части изученной территории они слабосолоноватые (1—3 г/л). Более минерализованные воды (до 13,8 г/л) отмечены на межконусных понижениях вдоль западной границы развития горизонта и на левом берегу р. Каркарчай в юго-восточной части этой территории. Пресные воды отмечены только в междуречье Хачинчай—Каркарчай и в узкой полосе предгорий Мильской равнины. В северной части полосы развития горизонта — воды хлоридные. Южнее и юго-западнее они сменяются сульфатными, в междуречье Хачинчай—Каркарчай отмечены и гидрокарбонатные.

Как видно из приведенных материалов, воды грунтовых и первых четырех напорных водоносных горизонтов на территории Карабахской аллювиально-пролювиальной равнины пресные с сухим остатком до 1,0 г/л. Общая минерализация слабосолоноватых вод обычно не превышает 1,5 г/л, т. е. ниже предельной нормы, предусмотренной для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Нами выполнены также специальные химические и спектральные анализы с определением содержаний микроэлементов в пресных подземных водах, используемых для водоснабжения.

Впервые было определено количественное содержание некоторых микроэлементов.

Химические анализы выполнялись лабораториями Азербайджанской республиканской СЭС и Управления геологии Азербайджанской ССР по методикам нормируемых ГОСТов «Вода питьевая».

Результаты исследований показывают, что содержание некоторых микроэлементов в пресных подземных водах несколько увеличивалось.

Однако содержание всех микроэлементов, определяемых в пресных подземных водах четвертичных отложений Карабахской предгорной равнины ниже предела допустимой концентрации, регламентируемых ГОСТом 2874—82.

Основными факторами, определяющими формирование химического состава грунтовых вод, являются, по мнению В. А. Приклонского, процессы континентального соленакпления. Источниками солей, наряду с атмосферными осадками, поливными водами, водами рек и каналов, являются и напорные воды (Фиалко Е. Р., Исрафилов Г. Ю. и др.), разгружающиеся в грунтовые путем восходящей фильтрации [3].

Анализ многочисленных химических и спектральных анализов показывает, что на формирование химического состава и минерализацию грунтовых вод в основном влияют поверхностные воды горных рек и оросительных каналов. Инфильтрующие воды рек формируют в начале пресные гидрокарбонатно-кальциевые грунтовые воды того состава, который наблюдается в реках. По мере удаления от источников питания минерализация грунтовых вод постепенно увеличивается, изменяется их состав, гидрокарбонатно-кальциевые воды переходят в одну из разновидностей сульфатных и хлоридных вод.

Учитывая, что подземные воды вышеописанных горизонтов относятся к зоне интенсивного водообмена, формирование их общей минерализации и химического состава определяется составом инфильтратов, поступающих с поверхности земли, а также процессами, протекающими в системе «порода—вода»: условиями разгрузки напорных вод путем перетекания их в грунтовые воды.

Интенсивность всех процессов изменения состава подземных вод зависит от минерального состава коллекторов, соотношения масс подземных вод и инфильтратов, скорости фильтрации воды, длительности процессов ее метаморфизации и других факторов.

При возрастании влияния искусственных факторов на формирование химического состава и общую минерализацию подземных вод необходимо производить систематический контроль за качеством отбираемой воды и ее изменением по эксплуатируемым горизонтам. Наблюдения эти должны быть достаточно длительными и согласно требованиям ГОСТа «Вода питьевая». Полученные данные позволяют дать прогноз возможного изменения качества воды во времени.

Литература

1. Гидрогеология СССР: Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1969, т. 7.
2. Геология Азербайджана: Гидрогеология. — Баку, 1961, т. 7.
3. Исрафилов Г. Ю. Грунтовые воды Кура-Араксинской низменности. — Баку: Маариф, 1972.
4. Листенгаген В. А. Закономерности формирования, особенности методики оценки ресурсов и перспективы использования маломинерализованных подземных вод Азербайджанской ССР. — Баку, Элм, 1983.

Ч. М. Сүлейманов, П. М. Кәримов

ГАРАБАГ ДҮЗЭНЛИГИНИН ИЧМӘЛИ ЈЕРАЛТЫ СУЛАРЫНДА МАКРО ВӘ МИКРОЕЛЕМЕНТЛӘР

Мәгаләдә Гарабаг дағәтәји дүзәнлигинин ичмәли јералты суларынын кимјәви тәркибинин јаранмасына тәсир едән амилләр арашдырылып.

Өразинин антропоген просесләрин тәсириндән мүәјјәнләшдирилән мүасир гидро-

кеокимјәви шәраити тәсвир едиллр. Су тәфһизатында истифадә едилән јералты суларып тәркибиндә ашкар едилмиш бир сыра микроелементләрин миглары кәстәриллр. Мәгаләдә һәмчинин әладә едилмиш нәтичәләр әсасында јералты суларып кејфијјәтинин замандан асылы оларә дәјижилмәсинин прогнозлашдырылмасы барәдә тәклифләр верилмишдир.

D. M. Sulimanov, P. M. Kerimov

MACRO- AND MICROELEMENTS IN THE UNDERGROUND WATERS OF KARABAKH'S PLAIN

In this article the water tightness of rocks and underground waters of Karabakh's plain are described. The anthropogen processes played a great role in the hydrogeological conditions of this plain. Some questions about the chemical change of underground waters as a result of time are discussed.

На Азербайджанском полуострове — протективной горной — выражены четвертичные карбонатно-кальциевые грунтовые воды. По мере удаления от источников питания минерализация грунтовых вод постепенно увеличивается, изменяется их состав, гидрокарбонатно-кальциевые воды переходят в одну из разновидностей сульфатных и хлоридных вод. Учитывая, что подземные воды вышеописанных горизонтов относятся к зоне интенсивного водообмена, формирование их общей минерализации и химического состава определяется составом инфильтратов, поступающих с поверхности земли, а также процессами, протекающими в системе «порода—вода»: условиями разгрузки напорных вод путем перетекания их в грунтовые воды. Интенсивность всех процессов изменения состава подземных вод зависит от минерального состава коллекторов, соотношения масс подземных вод и инфильтратов, скорости фильтрации воды, длительности процессов ее метаморфизации и других факторов. При возрастании влияния искусственных факторов на формирование химического состава и общую минерализацию подземных вод необходимо производить систематический контроль за качеством отбираемой воды и ее изменением по эксплуатируемым горизонтам. Наблюдения эти должны быть достаточно длительными и согласно требованиям ГОСТа «Вода питьевая». Полученные данные позволяют дать прогноз возможного изменения качества воды во времени.

УДК 556.3: [551.782.2:553.981/2 (479.24)]

Э. Г. АСКЕРОВ, М. А. МИНЧУК

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОДКИРМАКИНСКОЙ СВИТЫ ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ АПШЕРОНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

На Апшеронском полуострове залежи нефти и газа приурочены к среднему плиоцену — продуктивной толще, которая литологически выражена чередованием песчано-глинистых пород.

Подкирмакинская свита (ПК) на Апшеронском полуострове имеет широкое распространение и является одной из промышленных объектов среди подошвенных свит ПТ. Вот почему она выбрана для интерпретации гидродинамических данных как характерная стратиграфическая единица подошвы ПТ. Интерпретация произведена на основе материалов обработки отбора жидкости по скважинам методом группового учета аргументов (МГУА), позволившим определить взаимодействие между блоками, между горизонтами нефтегазовых месторождений и между самими месторождениями.

Основа метода изложена в работах [1; 2], опубликованных в 1975, 1978 гг. Этот метод наилучшее применение нашел в условиях близкого расположения группы месторождений Апшеронского полуострова. Здесь, в процессе отбора жидкости, между блоками и пластами возникают перепады давления, которые могут привести к возникновению перетоков, что в свою очередь в горизонтах и разделах между ними осложняет движения жидкости от периферии к скважинам.

Традиционный подход к оценке гидродинамической связи основан на решении детерминированной трехмерной задачи фильтрации, которая требует большого объема информации. Другой подход — статистический. При этом многопластовая система рассматривается как объект с заданным числом входных и выходных параметров: дебит, пластовое давление, температура, водоотдача, нефтеотдача, коэффициент фильтрации и т. д. В качестве показателя взаимодействия выбрано корреляционное отношение между отборами жидкости (дебитами) из блоков, горизонтов и площадей. Выбор дебита как исходного параметра для обработки был сделан из соображений точности и постоянства замеров во времени и отражения на нем любых изменений. Для анализа взаимодействия оценивается показатель тесноты связи — дисперсионная мера идентичности (ДМИ) — корреляционное отношение [3, 4].

Связь между блоками и между нефтеносными пластами определялась на старых и новых площадях. Влияние отборов жидкости из системы скважин на расстоянии, в несколько раз превышающем радиус залежи, соответствует влиянию одной «укрупненной» скважины. Поэтому связь между месторождениями прослеживалась по

Диагностирование наличия гидродинамической связи

№ п.п.	Наименование объектов	Дисперсионная мера идентичности	Агент, подвергавшийся расчету
1	2	3	4
1.	Пл. Бибизейбат, западное и восточное крылья	0,684	По воде
2.	Пл. Сураханы ПК ₁ —ПК ₄	0,59	"
3.	" ПК ₂ —ПК ₄	0,829	"
4.	" ПК ₄ —ПК ₅	0,692	"
5.	" ПК ₂ —ПК ₅	0,729	"
6.	" ПК ₁ —ПК ₅	0,803	По нефти
7.	" ПК ₁ —ПК ₂	0,757	"
8.	Пл. Карачухур ПК ₁ —ПК ₂	0,652	"
9.	" ПК ₂ —ПК ₄	0,729	"
10.	Чохноглар—Сулутепе	0,47	"
11.	Сулутепе—Балаханы, Сабунчи—Раманы	0,531	"
12.	Кирмаку—Чохноглар	0,957	"
13.	Бинагади—Кирмаку	0,843	По воде
14.	Гюргян—Зиря	0,672	"
15.	Бинагади—Кирмаку	0,725	"
16.	Сураханы ПК ₁ —Карачухур ПК ₁	0,825	"
17.	Бузовна—Маштага—Кала	0,55	"
18.	" старая Кала	0,443	"
19.	Сураханы ПК ₄ —Карачухур ПК ₄	0,34	"
20.	" ПК ₂ " ПК ₂	0,702	"
21.	Артем южный, северный ПК ₁	0,942	"
22.	Бибизейбат—Бинагади	0,439	"
23.	Песчаный ПК —Карачухур ПК ₁	0,51	По нефти
24.	Песчаный ПК —Карачухур ПК ₂	0,451	"
25.	Песчаный ПК _а —Карачухур ПК ₁	0,589	По нефти
26.	Песчаный ПК _в —Карачухур ПК ₂	0,823	По воде
27.	Песчаный ПК _в —Карачухур ПК ₄	0,495	"
28.	Артем северный ПК _н —старая Кала ПК	0,637	"
29.	Артем южный ПК—старая Кала ПК	0,610	"
30.	Бузовна—Маштага ПК—Балаханы—Сабунчи—Раманы ПК _а	0,709	"
31.	" ПК _а	0,549	"
32.	Карачухур ПК ₁ —Бибизейбат западный ПК	0,619	"
33.	Карачухур ПК ₂ —Бибизейбат западный ПК	0,797	"
34.	" ПК ₄ " ПК	0,942	"
35.	Карачухур ПК ₁ —Бибизейбат восточный ПК	0,483	"
36.	" ПК ₂ " ПК	0,849	"
37.	" ПК ₄ " ПК	0,597	"
38.	Бибизейбат западный—Бинагады	0,506	"
39.	Зиря ПК—Песчаный ПК _в	0,547	"
40.	Банка Дарвина—Бузовна—Маштага	0,558	"
41.	Бибизейбат восточный ПК Балаханы—Сабунчи—Раманы ПК _н	0,719	"
42.	" Западный ПК " ПК _в	0,932	"

1	2	3	4
43.	Сураханы ПК ₄ " ПК _в	0,818	"
44.	" ПК ₁ " ПК _в	0,776	"
45.	Артем ПК	0,581	"
	—Бузовна—Маштага ПК		
46.	Песчаный ПК _н	0,589	"
	—Бибиэйбат западный ПК _н		
47.	Кала ПК Сураханы ПК ₁	0,548	"
48.	" ПК " ПК ₂	0,770	"
49.	" ПК " ПК ₄	0,595	"
50.	" ПК " ПК ₅	0,491	"
51.	" ПК Песчаный ПК _н	0,699	"
52.	" ПК Балаханы—Сабунчи— Раманы ПК _н	0,916	По нефти
53.	Карачухур ПК ₁ " " ПК _в	0,55	По воде
54.	" ПК ₂ " " ПК _в	0,897	"
55.	" ПК ₄ " " ПК _в	0,823	"
56.	" ПК ₄ " " ПК _н	0,468	"
57.	Чохноглар ПК Балаханы— Сабунчи—Раманы ПК _н	0,35	"
58.	Бинагади—Сулутепе	0,177	"
59.	Бинагади—ПК Балаханы— Сабунчи—Раманы ПК _н	0,33	"
60.	Банка Дарвина—ПК Артем южный ПК _н	0,3689	По нефти
61.	" ПК " северный ПК _н	0,389	"
62.	Артем южный ПК ₄ Зиря ПК	0,343	"
63.	Песчаный ПК _н —ПК _н	0,26	"
64.	" ПК ₄ Кала ПК	0,29	"
65.	" ПК ₄ Зиря ПК	0,1	"
66.	Артем северный ПК _н —Кала ПК	0,1	"
67.	" южный ПК _н —ПК —ПК	0,1	"
68.	Зиря—Кала старая	0,16	"
69.	Сулутепе—Локбатан	0,1	"
70.	Сураханы ПК—Балаханы— Сабунчи—Раманы ПК _н	0,31	"

динамике изменения отборов нефти и воды из всей залежи. Полученные величины ДМИ между горизонтами, блоками и месторождениями сведены в таблицу, из которой видно, что наибольшая величина корреляционного отношения между горизонтами, между блоками и месторождениями приходится на район площадей Бибиэйбат, Балаханы—Сабунчи—Раманы, Сураханы и Карачухур. За этой зоной величина корреляционного отношения уменьшается с различной интенсивностью. Такая закономерность наблюдается и в распределении пластовых давлений в залежах ПК свиты Апшеронского полуострова.

Вышеназванная зона представлена мощными песчаными пластами с лучшими коллекторскими свойствами и наиболее разработанными нефтяными месторождениями по отношению к прилегающим [5].

На запад и север от нее пласты выклиниваются, уменьшаются мощности, ухудшаются их коллекторские свойства. К тому же отношения свиты на северо-западе небольшими участками выходят на поверхность, что в некоторой степени стабилизирует напоры подзем-

вых вод в водонефтяной системе. Ухудшение коллекторских свойств отложений и отсутствие песчаных пластов в разрезе приводит к полному исчезновению гидродинамической связи на западе. К югу (при этом уменьшается число нефтяных залежей, но появляются газоконденсатные, окруженные, по данным эксплуатации (температуры снижения уровней и дебитов), непроницаемой границей).

На восток мощность и литологический состав пластов стабилизируются. Выдерживаются также напоры пластовых вод до выхода отложений на поверхность, за исключением района о. Артема, где напоры растут.

Для получения четкой картины изменения гидрогеологических условий по Апшеронскому полуострову введем понятие относительного удельного гидравлического сопротивления (R), которое равно отношению относительного потенциала точки (i) к водопроницаемости (Km). Относительный потенциал точки равен отношению разницы между приведенным напором (h) и кровлей (подошвой или серединой) пласта (H). То есть

$$R = \frac{i}{km} \quad i = \frac{h-H}{H}$$

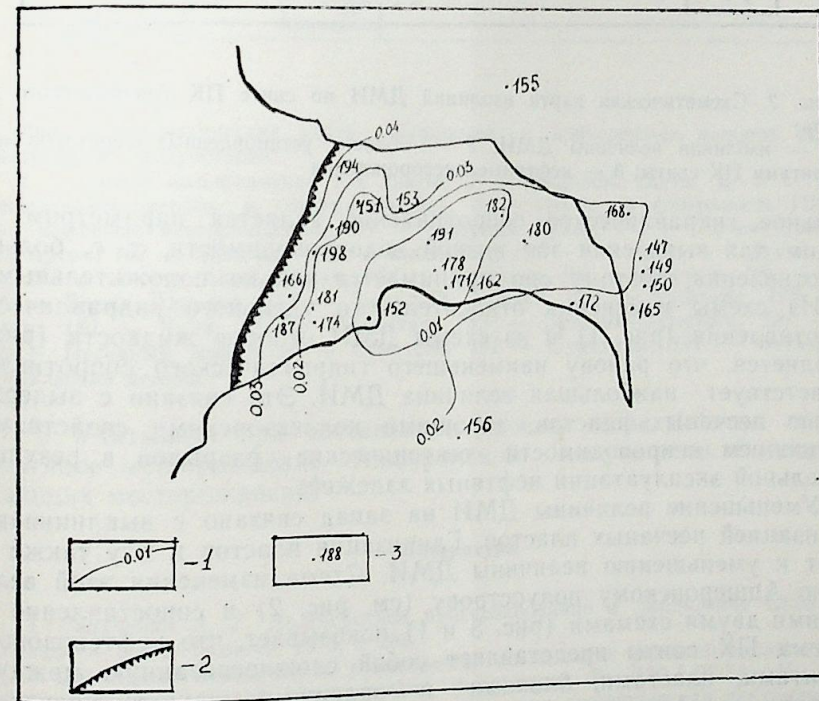


Рис. 1. Схематическая карта изолиний удельного гидравлического сопротивления ПК свиты Апшеронского полуострова:

1 — изолинии величины относительного удельного гидравлического сопротивления; 2 — линия выклинивания ПК свиты; 3 — нефтяные месторождения

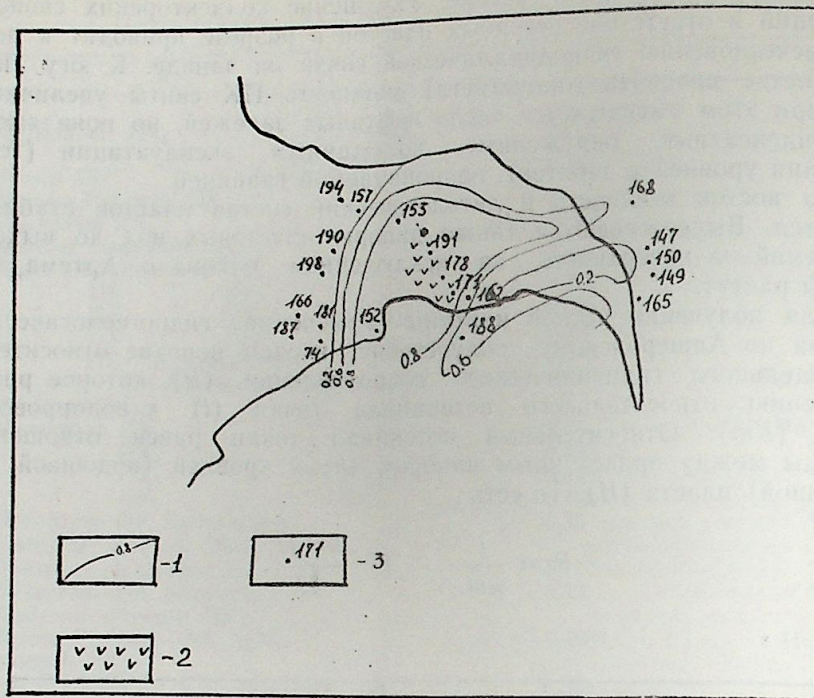


Рис. 2. Схематическая карта изолиний ДМИ по свите ПК Апшеронского полуострова;

1 — изолинии величины ДМИ; 2 — области установленных перетоков между горизонтами ПК свиты; 3 — нефтяные месторождения

Удельное гидравлическое сопротивление является параметром, служащим для выявления зон низкой водопроницаемости, т. е. большого сопротивления, поэтому оно принимается только положительным.

Из схемы изменения относительного удельного гидравлического сопротивления (рис. 1) и из схемы ДМИ отборов жидкости (рис. 2) выявляется, что району наименьшего гидравлического сопротивления соответствует наибольшая величина ДМИ. Это связано с выдержанностью песчаных пластов, хорошими коллекторскими свойствами и нарушением непроницаемости тектонических разрывов в результате длительной эксплуатации нефтяных залежей.

Уменьшение величины ДМИ на запад связано с выклиниванием, глинизацией песчаных пластов. Глинизация пластов к югу также приводит к уменьшению величины ДМИ. Схема изменения этой величины по Апшеронскому полуострову (см. рис. 2) и сопоставление ее с другими двумя схемами (рис. 3 и 1) показывает, что нефтеводоносная система ПК свиты представляет собой сложносвязанную между горизонтами, пластами, блоками и залежами единую целую. Это особенно заметно на месторождениях Центрального Апшерона, где происходит наибольшее снижение напоров подземных вод ПК свиты.

Исходя из изложенного необходимо:

1. Усилить работы по закачке отработанных пластовых вод в пределах месторождений Центрального Апшерона,

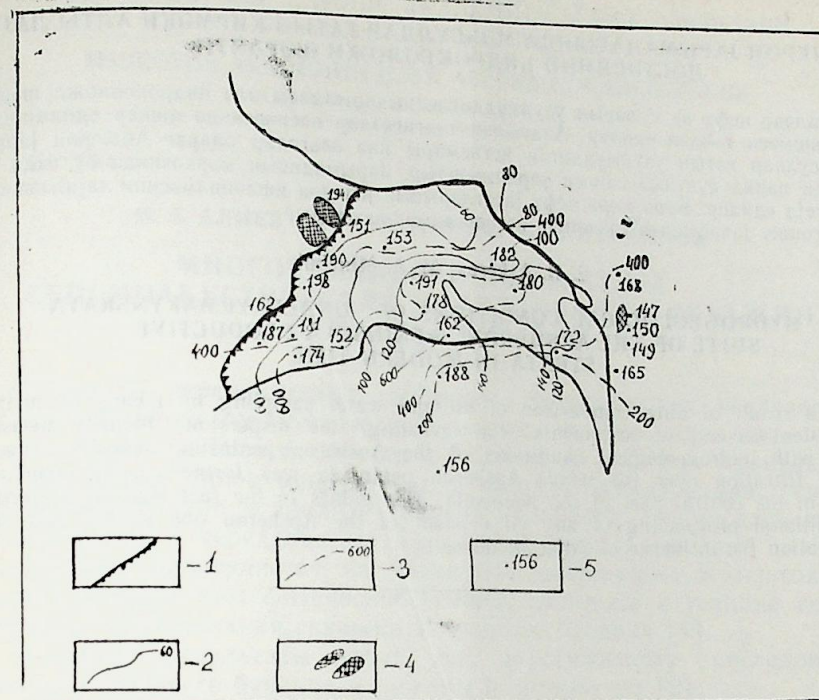


Рис. 3. Схематическая карта мощностей и приведенных напоров ПК свиты Апшеронского полуострова;

1 — линия выклинивания ПК свиты; 2 — мощность свиты, м; 3 — изолинии приведенных напоров, м (отрицательные); 4 — выход на поверхность ПК свиты; 5 — нефтяные месторождения; 147 — северный Артем; 149 — Артем; 150 — южный Артем; 151 — Бинагади; 152 — Бибиэйбат; 153 — Балаханы — Сабунчи — Раманы; 155 — Банка Апшеронская; 162 — Говсаны; 165 — Гюргян; 166 — Гюздек; 168 — Банка Дарвина; 171 — Зых; 172 — Зирия; 174 — Кушхана; 178 — Кара-чухур; 180 — Кала; 181 — Локбатан; 182 — Бузовна—Маштага; 187 — Пуга; 188 — Песчаный, море; 190 — Сулутепе; 191 — Сураханы; 194 — Фатман; 198 — Ясамальская долина

2. Учитывать при составлении проекта доразработки на любое нефтяное месторождение Апшеронского полуострова влияние окружающих месторождений.

Литература

1. Ивахненко А. Г. Долгосрочное прогнозирование и управление сложными системами. — Киев: Техника, 1975, с. 286.
2. Временное методическое руководство по анализу технологических процессов нефтедобычи в условиях недостаточной информации Р. ДЗ9-1-97-78.—М., 1978.
3. Миячук М. А. К одному опыту определения проницаемости тектонических нарушений. Азерб. нефт. хоз., 1982, № 6, с. 8—12.
4. Мустафаев А. А., Гусейнова Д. Ф. Диагностирование наличия гидродинамической связи в многопластовых системах добычи нефти/Тематический сборник научных трудов. — Баку, 1982.
5. Потапов Н. Н. Апшеронская нефтегазоносная область. — Баку, 1953.

Е. Н. Әскәров, М. А. Минчук

АБШЕРОН ЖАРЫМАДАСЫНДА МӘҢСУЛДАР ГАТЫН КИРМӘКИ АЛТЫ ЛАЖ ДӘСТӘСИНИН ГИДРОКЕОЛОЖИ ШӘРАИТИ

Мәғаләдә нефт вә суларын узунмүддәтлӣ чыхарылмасы илә гидрокеоложи шәраитин дәјишмәси тәһлил едилир. Апарылан тәдгигатлар нәтичәсиндә ашкар едилмишдир ки, мәһсулдар гатын узунмүддәтлӣ истисмары илә әләғәдар олараг Абшерон жарым-адасында ваһид сүзүлмә сәһәси јаранмышдыр. Јарымаданын мәркәзиндә бу сәһә хү-сусилә гејд едилир. Буна кәрә нефт јатагларынын јенидән ишләнилмәсини ләјһәләшди-рәркән гоншу јатагларын тә сирини нәзәрә алмаг лазымдыр.

E. N. Askerov, M. A. Minchuk

HYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF UNDERKYRMAKYNSKAYA SUITE OF THE APSHERON PENINSULA PRODUCTIVE STRATA IN MODERN TIME

As a result of data comparison of oil and water sampling by means of method of complex account of arguments for revealing the dispersion identity measure (DMI) with hydrogeological conditions of the Apsheron peninsula deposits common field of filtration over the whole Apsheron peninsula was formed, being expressed greatly in the central part of the peninsula. This points to the fact that in projecting the additional prospecting of any oil deposit of the Apsheron one should take into consideration the influence of adjacent deposits.

АЗӘРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1987, № 4
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1984, № 4

УДК 550.832.44

М. Б. АЛИЕВ, Т. Н. ГАСАНОВА, Ф. Д. ГУСЕЙНОВ

МНОГОКАНАЛЬНАЯ АППАРАТУРА СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СКВАЖИН В ПРОЦЕССЕ БУРЕНИЯ

Одним из перспективных методов геофизических исследований скважин является геоакустический метод исследования скважин в процессе бурения. В этой области в СССР и за рубежом практикуется создание новых типов аппаратуры и методик исследования, основанных на регистрации и анализе упругих колебаний, возбуждаемых при работе долота и передаваемых по колонне бурильных труб и около-скважинному пространству на дневную поверхность. К настоящему времени разработаны физические основы, методика и техника геоакустического исследования скважин в процессе бурения [1].

Основные результаты работ по акустическому исследованию скважин в процессе бурения изложены в литературе [2].

Сейсмоакустические исследования ранее проводились в узкой полосе частот. Однако для изучения регистрируемых волновых картин необходимо иметь сведения о частотных характеристиках возбуждаемых упругих колебаний. С этой целью создана многоканальная аппаратура типа анализатора акустических сигналов в процессе бурения, которая предназначена для регистрации сейсмоакустических сигналов в диапазоне сейсмических (15, 60, 120 Гц) и акустических (1 и 1,5 кГц) частот упругих колебаний.

На рис. 1 показана функциональная схема аппаратуры, где

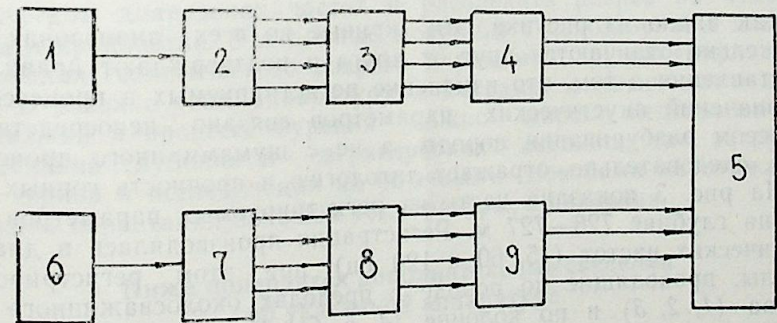


Рис. 1. Функциональная схема аппаратуры

1 — датчик-приемник, установленный на верхней части бурильной колонны; 2 — первый блок усиления; 3 — первый блок полосовых фильтров в диапазоне сейсмических (Гц) и акустических (кГц) час-

тот; 4 — первый блок интегрирования параметров; 5 — регистратор; 6 — второй датчик-приемник, установленный в скважине-шурфе, 7 — второй блок усиления; 8 — второй блок полосовых фильтров в диапазоне сейсмических и акустических частот; 9 — второй блок интегрирования параметров. Для изучения эффе́ктов распространения упругих колебаний в породе первые и вторые блоки собраны абсолютно идентичными.

Аппаратура работает следующим образом. Приемники 1 и 6 устанавливаются соответственно на колонне и в шурфе. Принимаемые ими сигналы при работе долота передаются к блокам усиления 2 и 7, усиленные сигналы в различных частотах колебаний поступают к полосовым фильтрам 3 и 8, затем к интегрирующим блокам 4 и 9 и к регистратору 5. Регистрируемые параметры в виде кривых в функции времени записываются на диаграммную ленту.

Аппаратура прошла испытания в скв. 945 пл. Карачухур, скв. 654 пл. Дуванный-море и скв. 1382 Сиазанского УБР.

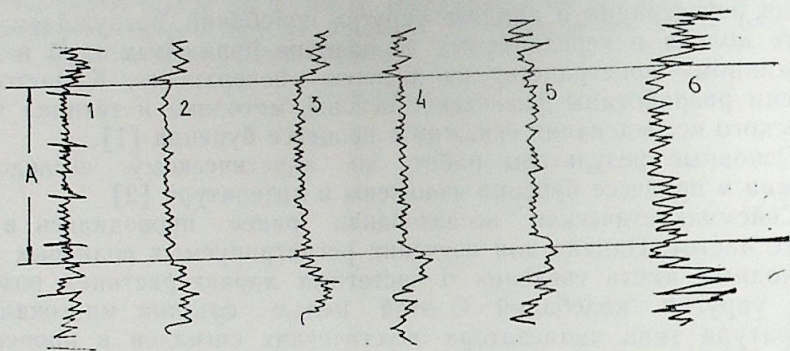


Рис. 2. Характерные кривые, показывающие работу долота вхолостую и при бурении

На рис. 2 показаны характерные кривые, показывающие работу долота вхолостую (отрезок А) и при бурении (верхняя и нижняя часть отрезка А).

Как видно из рисунка, эти кривые во всех диапазонах частот значительно отличаются друг от друга и подтверждают правильность представления о том, что изменение регистрируемых в процессе бурения значений акустических параметров связано непосредственно с процессом разбуривания породы, а не с шумами иного происхождения и, следовательно, отражает литологию и прочность горных пород.

На рис. 3 показана часть из регистрируемых параметров в скв. 1382 на глубине 726—727 м. Регистрация производилась в диапазоне сейсмических частот (15, 60 и 120 Гц), при этом регистрировались сигналы, проходящие по породе в пределах околоскважинного пространства (1, 2, 3) и по колонне (4, 5, 6). Увязка параметров с глубиной производилась записью сведений о глубине нахождения долота на диаграммную бумагу оператором.

Как видно из записей акустических параметров в процессе бурения разрез можно расчленить по пропласткам, особенно отличить степень затуханий амплитуд по отношению кривых 1 к 6; 2 к 5; 3 к

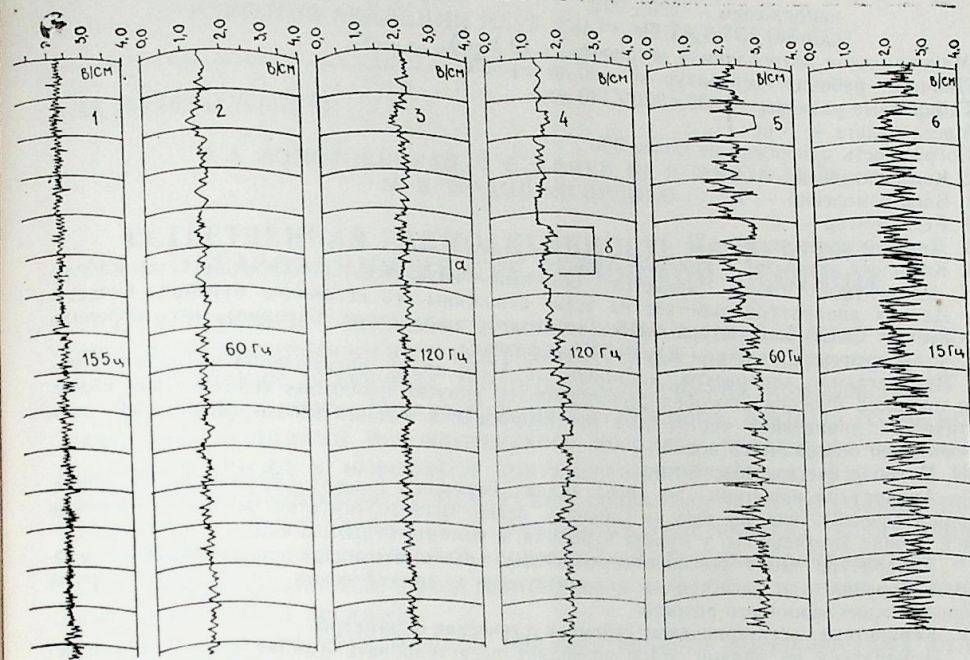


Рис. 3. Регистрирующие кривые при процессе бурения по скв. № 1382

4, кроме того можно определить сдвиг во времени распространения упругих колебаний по породе (а) относительно колонны (б).

Анализ проведенных работ показывает, что акустические исследования скважин в процессе бурения с применением указанной аппаратуры являются перспективными и, кроме контроля режимов бурения, способны регистрировать упругие колебания в сейсмическом и акустическом диапазонах частот и расчленить разрез на отдельные пласты и пропластки. Эти данные могут быть использованы для прогнозирования геологического разреза и решения других геофизических задач. В связи с этим аппаратуру и методику акустического каротажа скважин в процессе бурения можно широко использовать для исследований глубоких и сверхглубоких скважин, где затруднены отбор кернов и исследования их обычными способами каротажа скважин из-за нарастания большой температуры и давления.

Ниже приводятся дополнительные сведения об указанной аппаратуре

1. Техническая характеристика

Количество одновременно регистрируемых параметров 8.
 Диапазон частот регистрируемых параметров от 15 Гц до 2 кГц.
 Пределы измерения амплитудной характеристики упругих колебаний до 20 кг/см.
 Питание от сети переменного тока:

напряжение — 220 ± 20 В

частота — 50 ± 5 Гц

Максимальная потребляемая мощность — 10 В—А

Диапазон рабочих температур от -10 до $5+50^\circ\text{C}$

Габаритные размеры — $360 \times 220 \times 140$ мм

Масса пульта — 5 кг

Погрешность измерения не более 3%

2. Комплектность

1. Блок измерений — 1

2. Регистратор — 1

3. Датчики приемники — 2

4. Комплект запчастей и принадлежностей — 1.

II. Элементной базой является обычный акустический каротаж на кабеле. Данная аппаратура работает на устье скважины без остановки бурения. Существует в СССР аппаратура АПБ (анализатор параметров бурения), изготовленная и внедренная с участием ЮжВНИИгеофизики.

Предлагаемая аппаратура, в отличие от АПБ, кроме оптимизации технологического процесса бурения способна регистрировать упругие колебания сейсмических и акустических диапазонов частот для прогнозирования геологического разреза. В этом отношении она является новой.

III. Метрологическое обеспечение

Аппаратура испытана во всех видах бурения (электробурный, турбобурный, вращательный), она по весу и габариту легко транспортируется, можно установить ее в кабине автомашины, у пульта буровика, в комнате отдыха и т. д.

Аппаратура имеет большие перспективы в автоматизации технологического процесса бурения и в регистрации кинематических и динамических параметров горных пород околоскважинного разреза.

IV. Конкретные регистрируемые сейсмоакустические параметры

Аппаратура на данном этапе позволяет регистрировать амплитудные характеристики и поглощения упругих колебаний в горных породах околоскважинного разреза.

Литература

1. Рукавицын В. Н. Геоакустический метод исследования нефтяных и газовых скважин в процессе бурения. — Автореф. дис... д-ра техн. наук. — М., 1984.—39 с.
2. Алиев М. Б., Гасанова Т. Н., Рукавицын В. Н. О сейсмоакустических исследованиях скважин в процессе бурения. — АНХ, 1985, № 1, с. 7—9.

М. Б. Алиев, Т. Н. Гасанова, Ф. Ч. Хусейнов

ГАЗМА ПРОСЕЦИНДЭ ГУЈУЛАРЫН СЕЙСМОАКУСТИК УСУЛЛА ӨҮРЭНИЛМЭСИ ҮЧҮН ЧОХКАНАЛЛЫ ЧИҺАЗ

Мәгаләдә гују кәсиллишини газма просесиндә сейсмоакустик хәссәләринин өҮрәнилмәси мәгсәди илә һазырланмыш чохканаллы, мүхтәлиф тезликләрдә ишләјә билән чиһазын гурулушундан, ишләмә гәјдәсәндән вә алынмыш мәлуматларын истифадә сәһләриндән бәһс едилир.

М. В. Aliev, T. N. Hasanova, F. D. Huseinov

MULTICHANNEL SONIC LOGGING EQUIPMENT DURING DRILLING

The article gives test results of new sonic logging equipment during drilling. The given different frequency band record technique of sonic signals, excited while rock breaking by rotary bit, is the further development of sonic logging during drilling.

УДК 539.16:551.79 (479.24)

Т. А. ЗОЛОВОВИЦКАЯ, Ч. С. АЛИЕВ, Ш. Р. МИРЗА-ЗАДЕ,
М. В. ПОДОПРИГОРЕНКО

ЕСТЕСТВЕННАЯ РАДИОАКТИВНОСТЬ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НИЖНЕ-КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

При изучении гамма-поля земной поверхности большое значение имеет изучение нормального фона естественной радиоактивности верхних отложений различных геолого-литологических комплексов.

Вся поверхность Нижне-Куринской впадины покрыта современными образованиями новокаспийского возраста различного генезиса, представленными в морской и континентальной фациях [1, 2, 3, 4]. Генетическое разнообразие отложений позволило изучить законы распределения радиоактивности в различных генетических типах разновозрастных осадков и оценить нормальный фон радиоактивности литологических разностей, представленных в основном глинами, суглинками, супесями и песками.

Исследование естественной радиоактивности поверхностных отложений проводилось по интегральному гамма-излучению, измеренному с помощью радиометров АСГИ-25, РА-69, СРП, СП-3М при проведении аэро-, авто-, пешеходных гамма-съемок, покрывших всю территорию Нижне-Куринской впадины [5, 6, 7, 8]. Для выяснения закономерностей распределения радиоактивности, измеренной различными способами, нами составлены корреляционные уравнения, позволившие привести все замеры к единой шкале интенсивности гамма-излучения. Оценка нормального фона, его дисперсии, законы распределения радиоактивности в отдельных комплексах проводились методами математической статистики [9, 10]. При этом большое значение придавалось величине коэффициента вариации V . Эмпирическим путем было установлено [11], что максимальные значения коэффициента вариаций, при котором возможно нормальное распределение, составили 30—35%. Таким образом, при величинах коэффициента, превышающих 30—35% можно ожидать любой другой вид функции распределения, и тогда математический анализ надо проводить, следуя соответствующему закону. Для облегчения оценок среднего нормального фона в случае отсутствия функции нормального вида имеются палетки, нормированные по моде вариационных кривых [12].

Наибольшим распространением на изученной территории пользуются отложения новокаспийского горизонта смешанного генезиса: аллювиально-морские, аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные [2, 3, 4].

Морские и аллювиально-морские отложения с *Cardium idule* (Linne) занимают почти всю территорию Нижне-Куринской впадины к востоку от меридиана г. Али-Байрамлы. Морские отложения мощностью 7—10 м залегают согласно на подстилающих породах и лежат

насыщенным пылевым суглинистым материалом красновато-бурого или белого цветов. Мощность их достигает местами 12—15 м, но в основном колеблется около 4—6 м. По всем параметрам статистического анализа распределение радиоактивности в их пределах подчиняется нормальному закону. Средняя величина интенсивности гамма-излучения по статистическим расчетам имеет средний фон $J_{\phi} = 5,1 \pm 0,2$ мкР/ч. На кумулятивной кривой медиана приходится на значение 5,5 мкР/ч, однако на вариационной кривой четко выражены два максимума — один на уровне 5,5 мкР/ч, другой — 6 мкР/ч. Эти данные свидетельствуют о существовании различных уровней радиоактивности в пределах развития золотых отложений.

Делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения развиты в основном в северо-западной части изученной территории. Они сплошным покровом простираются на северной окраине Ширванской равнины, окаймляют поднятия Лянгибизского хребта и Алятской гряды, протягиваются вдоль юго-западных склонов Большого и Малого Харамы, окружают высоты Мишовдаг, Калмас, Кюровдаг. Представлены они в основном однообразной смесью суглинков, супесей, с перемытыми обломками пород, в том числе грязевулканической брекчии. Мощность их достигает местами 20—30 м. Радиоактивность этих отложений характеризуется довольно высоким средним уровнем $J_{\phi} = 7,0 \pm 1,2$ мкР/ч. По интенсивности гамма-излучения делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения довольно четко отличаются от осадков аллювиального типа. Вариационная кривая имеет два максимума на уровне 6,3 и 8,3 мкР/ч, что показывает на неоднородность гамма-поля и позволяет предположить о большом влиянии вторичных процессов при формировании радиоактивности пород этих образований.

В общем площади распространения делювиально-пролювиальных и пролювиально-аллювиальных отложений отчетливо выделяются более высоким уровнем радиоактивности по сравнению с другими типами осадков новокаспийского горизонта, подчеркивая тем самым определенную связь распределения радиоактивности с развитием четвертичных отложений различного генезиса.

Таким образом, в результате исследований распределения радиоактивности по генетическим типам новокаспийского горизонта были определены средние уровни нормального радиоактивного фона и его дисперсий в пределах их распространения. В таблице помимо величины нормального фона радиоактивности J_{ϕ} показаны основные параметры ее распределения в различных генетических типах отложений: средний уровень — \bar{J}_{ϕ} , вариации фона $J_{\min} - J_{\max}$, дисперсия среднего фона — σ^2 , коэффициент Пирсона χ^2 и число степеней свободы — K , а также коэффициент вариации — V . Как видно из таблицы 1, наибольшей радиоактивностью по гамма-излучению отличаются аллювиально-пролювиальные и делювиально-пролювиальные образования, наименьшей — золотые пески.

Статистический анализ распределения радиоактивности в пределах различных генетических типов по наиболее важным параметрам (положению вариационной кривой, соответствию математического ожидания и среднего арифметического, характеру интегральной функции распределения, степени рассеяния, степени асимметрии и эксцес-

Естественная радиоактивность осадочных пород различных генетических типов четвертичных отложений Нижне-Куринской впадины

Генетический тип и символ	Литология	$\frac{J_{\phi}}{J_{\min} - J_{\max}}$	σ^2	A	E	$\frac{\chi^2}{K}$	V	J_{ϕ}
Морские	Синевато-серые глины, красновато-бурые пески, прослой суглинков и супесей, пески, покрытые тонким слоем глины	$\frac{6,14}{3-8,5}$	1,21	0,69	-0,3	$\frac{3,18}{8}$	18	$6,1 \pm 1,1$
Аллювиально-морские	Чередование морских глин и супесей, песков	$\frac{6,04}{4,5-10}$	0,69	0,77	5,1	$\frac{3,31}{10}$	13	$6,0 \pm 0,8$
Аллювиальные	Пески, суглинки, глины	$\frac{6,02}{4,0-8,0}$	0,13	-0,85	7,5	$\frac{2,93}{5}$	6	$6,0 \pm 0,4$
Аллювиально-пролювиальные	Мелкообломочные образования, гравий, песок, супесь, суглинки	$\frac{7,03}{4,5-15}$	0,67	-0,56	0,49	$\frac{2,68}{10}$	11	$7,0 \pm 0,8$
Делювиально-пролювиальные	Суглинки, супеси	$\frac{7,0}{4,5-10}$	1,44	0,48	2,2	$\frac{5,21}{11}$	17	$6,8 \pm 1,2$
Золотые	Средние и крупнозернистые пески красновато-бурого или белого цвета	$\frac{5,77}{3,5-8,0}$	0,04	-0,61	0,4	$\frac{1,18}{5}$	35	$5,7 \pm 0,2$

са) показал на нормальный или приблизительно нормальный закон распределения. Проверка гипотезы о нормальном распространении по критерию Пирсона χ^2 и коэффициенту вариаций, величина которого не превышает 35% (см. таблицу) подтвердила правильность установленной закономерности.

В пределах каждого генетического комплекса были изучены уровни гамма-излучений отдельных литологических типов пород. Самый низкий уровень интенсивности характерен для ракушняковых известняков, затем для песков. Уровень радиоактивности над глинами и суглинками различного генезиса и возраста почти одинаков. В разрезах, представленных частым чередованием глин, песков, песчаников интенсивность гамма-излучения в большинстве случаев определяется глинистостью. Стратиграфическая принадлежность пород среди изученного комплекса почти не влияет на уровень нормального фона, так как разновидности пород, близких по литологическому составу, имеют приблизительно одинаковую радиоактивность. Таким образом, при оценке среднего уровня нормального фона осадочных пород необходимо учитывать не только их литологию, но и генезис.

Литература

1. Геология СССР/Азербайджанская ССР, геологическое описание: Ред. Ш. А. Азизбеков. — М.: Недра, 1972, т. 47. — 520 с.
2. Али-заде С. А., Байрамов А. А., Мамедов А. В., Ширинов Н. Ш. Геология четвертичных отложений Азербайджана. — Баку: Элм, 1978. — 166 с.
3. Геологическая карта Азербайджанской ССР. М 1:500000/Ред. Гаджиев Т. Г., Яркин В. Н.: Мингео СССР. 1975. — 2 л.
4. Карта четвертичных отложений Азербайджанской ССР. М 1:500000/Ред. Алиев Г. А., Гаджиев Т. Г., Краснов И. И.: Мингео. — 2 л.
5. Гасанов И. С., Гусейнов А. М. Радиометрическая съемка. — В кн.: Геофизическое изучение геологического строения нефтегазоносных областей Азербайджана. Баку: Азернешр, 1963, с. 136—145.
6. Асадов И. Г., Алиев М. Б. О геологической эффективности радиометрической съемки в Юго-Восточной Ширвани. — АНХ, 1965; № 5.
7. Алексеев Ф. А., Готтих Р. П., Сундукова Г. Д. Результаты радиогеохимических исследований нефтяного месторождения Кюровдаг. — В сб.: Ядерная геофизика. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 154—160.
8. Алиев Ч. С. Использование радиометрических методов при изучении геологического строения и нефтегазоносности Нижне-Куринской впадины/Материалы науч. конфер. молодых геологов Азербайджана. 1984. — Деп. ВИНТИ, № 2528—84, с. 12—18.
9. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. — М.: Наука, 1965. — 511 с.
10. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. — М.: Наука, 1971. — 576 с.
11. Основные принципы и методика радиохимического картирования горных пород/Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. — Л., 1968, т. 164—137 с.
12. Угаров В. А., Смыслов А. А. Математическая обработка результатов геохимического картирования горных пород. — В кн.: Основные принципы и методика радиохимического картирования горных пород/Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1968, т. 164, 137 с.

Т. А. Золотовитская, Ч. С. Элиев, Ш. Р. Мирзезаде, М. В. Подопригоренко

АШАҒЫ КҮР ЧӨКӘКЛИЈИНДӘ ДӨРДҮНЧҮ ДӨВР ЧӨКҮНТҮЛӘРИНИН ТӘБИИ РАДИОАКТИВЛИЈИ

Мәгаләдә Ашағы Күр чөкәклијиндә тәбии радиоактивлијин пәјланмасында гануна-ујгунлуғларын өјрәнилмәсинин нәтичәләри верилмишдир.

Мүәјјән едилимишдир ки, чөкәклијин бүтүн әразиси боју Дөрдүнчү дөвр чөкүнтү-ләринин кенетик типләри үзрә радиоактивлијин пәјланмасы нормал ганундан асылыдыр: аллувиал-пролувиал чөкүнтүләрдә радиоактивлик даһа чох еол чөкүнтүләрдә исә хејли аздыр.

T. A. Zolotovitskaya, Ch. S. Aliev,
Sh. R. Mirza-zade, M. V. Podoprigorenko

THE NATURAL RADIOACTIVITY OF THE QUATERNARY DEPOSITS IN THE LOWER-KURA DEPRESSION

The article presents the results of the regularity of natural radioactivity distribution within the Lower-Kura depression.

It is ascertained that the distribution of radioactivity within the whole depression and by separate genetic types of the Quaternary formations follows the normal law; alluvial-proluvial formations are of the greatest radioactivity, eolian deposits—of the least radioactivity.

XXXIII НАУЧНАЯ СЕССИЯ ВСЕСОЮЗНОГО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

В г. Ленинграде с 28 января по 1 февраля 1987 г. проходила XXXIII сессия Всесоюзного палеонтологического общества АН СССР, в которой приняло участие около 300 палеонтологов, геологов-стратиграфов из 64 городов Союза, представляющих 122 учреждения АН СССР, АН союзных республик, Москвы, Ленинграда, ДВНЦ АН СССР, Миннео СССР, Минвуз СССР, Миннефтепром СССР, производственные геологические объединения.

Тематика научной сессии ВПО была посвящена теоретическим и прикладным аспектам современной палеонтологии.

Открытие сессии состоялось в помещении конференц-зала АИ СССР.

С вступительным словом о прикладном и теоретическом значении палеонтологической науки выступил президент ВПО, Герой Социалистического труда, академик Б. С. Соколов.

На сессии были заслушаны 62 научных доклада, 96 авторов. В них основное внимание было уделено роли органического мира в формировании атмосферы, гидросферы, литосферы и влияние космических факторов на развитие биосферы, новым и нетрадиционным методам палеонтологических исследований при проведении крупномасштабной геологической съемки, роли математических методов в палеонтологии. Освещены вопросы молекулярной палеонтологии, палеобиогеохимии, биоминерализации, а также связи палеонтологии с экологическим прогнозированием. Заслушаны доклады о редких — уникальных палеонтологических объектах и их значении. Отражено влияние палеонтологии на развитие других отраслей естествознания.

Наиболее актуальны и интересны были доклады Е. В. Краснова (ДВНЦ ДВНЦ АН СССР) «Космическая палеонтология и ее перспективы», О. Б. Лысенко, Л. Ф. Плотникова, Т. С. Блохина (ИГН АН УССР) «Аминокислотный анализ в палеобиогеохимии, его значение в изучении проблем,

связанных с эволюцией, биоминерализацией, диагенезом и геохронологией» А. Н. Олейникова, О. Ю. Караткавой, А. Г. Суворовой (ВСЕГЕИ) «Формирование автоматизированной биостратиграфической базы знаний и алгоритмизация построения корреляционных стратиграфических схем».

От Азербайджанского отделения ВПО в работе XXXIII научной сессии приняли участие ученые Института геологии АН Азербайджанской ССР, Азгос-университета, АзНИИ по добыче нефти. Делегацию палеонтологов, стратиграфов нашей республики возглавлял директор Института геологии член-корреспондент АН Азербайджанской ССР Ак. А. Ализаде.

Среди наиболее интересных докладов этого Всесоюзного форума палеонтологов было выступление научного сотрудника Института геологии АН Азербайджанской ССР Т. Р. Ибадова на тему: «Дуздагский (раннеапшеронский) комплекс пресноводных моллюсков и его корреляционное значение». Доклад был представлен на высоком научном уровне с показом графического материала и фотослайд. Оригинально составленная и научно обоснованная геолого-магнитобиостратиграфическая схема верхнеплиоценовых и эоплейстоценовых отложений западного Азербайджана вызвала особый интерес у специалистов. В основу этой детальной схемы положены комплексы пресноводной фауны, которая отражает весь ископаемый органический мир и его изменение во времени.

В изучении пресноводной фауны и стратиграфии Т. Р. Ибадовым были применены принципиально новые и нетрадиционные методы палеонтологических исследований, что позволяет детализировать стратиграфические схемы верхнеплиоцен-эоплейстоценовых отложений.

Прошло уже 30 лет как было создано Азербайджанское отделение Всесоюзного палеонтологического общества, члены которого принимают активное участие в ежегодных научных сессиях.

Результаты изучения палеонтологии и стратиграфии Азербайджана публикуются на страницах специального сбор-

ника, издаваемого Академией наук республике «Вопросы палеонтологии стратиграфии Азербайджана».

Председатель АПО
Академик АН Азерб. ССР

К. А. Али-заде

Т. Р. Ибадов

Э. Т. Исмайлзаде. Шагули мұхталиф чинсли максвелл чинимлэрин гравитасија давамдылыгы	3
Н. В. Мустафаев, А. Р. Исмет, О. Ч. Багирбэјова, М. А. Мустафаев. Кичик Гафгазын чанахчичај чофазалы интрузивинин мутлэг јашы	11
Н. С. Кастрјулин. Палчыг вулканларынын фэалијет зоналарында карбонидроген газларынын формасијадахили миграцијасынын интенсивлији (Локбатан палчыг вулканынын тимсалында)	15
Э. Ш. Шыхелибэјли, Ч. Э. Азадэлијев, Г. И. Аллахведијев. Кичик Гафгазын алпнотип кибербазитлэринин тэмас-термал дэјишмэлэри вэ интрузив мэншэли олмасы проблеминэ даир	23
А. С. Салахов, Ф. О. Салајева. Саатлы ифрат дэринлик гујусунун кэсилишинин гоншу саһэлэрин кэшфијат гујуларынын кэсрилиши илэ мугајисэси	37
М. И. Рүстэмов, Б. С. Бабајев. Нахчыван «Лакколитлэринин» эмэлэ-кэлэсиндэ чофазалылыгын тэјини	44
Б. Ч. Элэскэров, Э. В. Мэммэдов, А. А. Свиточ, Т. А. Јанина. Азербайжан плейстосен чөкүнтүлэри Мишовдаг истинад кэсрилишинин стратиграфијасы үзрэ јени мөлүматлар	50
А. И. Мэммэдов, Ф. М. Ширинов. Кичик Гафгазын мэркэзи һиссэсиндэ палеокен јашлы гранитоидлэрин эмэлэкэлмэ шэраити һаггында (декрепитасија анализи эсасында)	58
М. Б. Хејиров, А. Һ. Сејидов. Бөјүк дэринликлэрдэ јатаң гранулјар коллектор вэ кил өртүклэринин хусусијэтлэри	64
О. М. Баширов. Загафгазијанын Рет вэ Алт јура флоралары һаггында	72
Ч. И. Исмайлзов, Д. Е. Јусифов, Н. Т. Мустафаев. Кеоложи-кэшфијат ишлэринин этраф мүнитэ тэсири вэ тэбиэтин муһафизэ тэдбирлэри	79
А. А. Хэлэфов, Г. А. Исмайлзаде. Кэнчөчәј кэсрилишиндэ үст тэбашир вулканокен-чөкүнтү сүхурларында гэдим магнитлијинин тэдгиги	87
Э. Э. Бајрамов, Р. Э. Элијев. Бөјүк Гафгазын чөнуб јамачынын колчедан-полиметал јатағларынын јаранмасында литоложи структур вэ магматик факторларын ролу	93
Р. Б. Керимов. Касдаг филиз јатағы эразисиндэ јерлэшән диабаз вэ риодасит сүхурларындакы аксессор пирит вэ пирротинин бэзи хусусијэтлэри һаггында (Б. Гафгаз)	98
Э. С. Һејдэров, З. Б. Абдуллјев, С. Ф. Һүсејнова, Н. П. Дубоваја. Саатлы гујусунун 3540—8240 м дэринлик интервалында кэсилмиш вулканик сүхурларда гэлэви вэ дэмир гурупунун бэзи элементлэринин пайланмасы	103
С. Ф. Вэлизадэ, Н. Ф. Нағыјев, Э. Б. Ширэлијев, Е. Н. Эфэндиева. Бүлүлдүзү филиз тэзәһүрүнүн сульфатлары (Кичик Гафгаз)	112
Ч. М. Сүлэјманов, П. М. Керимов. Гарабаг дүзәнлијинин ичмэли јералты суларында макро- вэ микроэлементлар	121
Е. Һ. Эскэров, М. А. Минчук. Абшерон јарымадасында мәнсулдар гатын кирмәки алты лај дэстгэсинин гидрокеоложи шэраити	126
М. Б. Элијев, Т. Н. Һэсэнова, Ф. Ч. Һүсејнов. Газма просесиндэ гујуларын сейсмоакустик усулла өјрәнилмәси үчүн чохканаллы чиназ	133
Т. А. Золотовитскаја, Ч. С. Элијев, Ш. Р. Мирзэзаде, М. В. Подопригоренко. Ашағы Күр чөкәклијиндэ дөрдүнчү дөвр чөкүнтүлэринин тэбини радиоактивлији	137
Үмумиттифаг палеонтолокија чөмијјэтинин XXXIII елми сессиијасы	144

А. Т. Исмайлзаде. Гравитационная устойчивость вертикально-неоднородного максвелловского тела. I	3
Г. В. Мустафаев, А. Р. Исмет, О. Д. Багирбекова, М. А. Мустафаев. Изотопное датирование чанахчичайского полифазного интрузива на Малом Кавказе	11
Н. С. Кастрюлин. Интенсивность внутрiformационной миграции углеводородного газа в зонах грязевулканической деятельности (на примере Локбатана)	15
Э. Ш. Шихалибейли, Дж. А. Азадалиев, Г. И. Аллахвердиев. К проблеме о контактово-термальных изменениях и интрузивной природе альпнотипных гипербазитов Малого Кавказа	23
А. С. Салахов, Ф. О. Салаева. Корреляция разреза Саатлинской сверхглубокой скважины с разрезами разведочных скважин соседних площадей	37
М. И. Рустамов, Б. С. Бабаев. Установление полифазности в формировании нахичеванских «лакколитов»	44
Б. Д. Алескерев, А. В. Мамедов, А. А. Свиточ, Т. А. Янина. Новые данные по стратиграфии Мишовдагского опорного разреза плейстоцена Азербайджана	50
А. И. Мамедов, Ф. М. Ширинов. Условия формирования палеогеновых гранитоидов центральной части Малого Кавказа (по результатам декрепитационного анализа)	58
М. Б. Хеиров, А. Г. Сеидов. Особенности глинистых покрышек и гранулярных коллекторов на больших глубинах	64
О. М. Баширов. О рэтских и нижнеюрской флорах Закавказья	72
Д. И. Исмаилов, Д. Е. Юсифов, Н. Т. Мустафаев. Отрицательное влияние геолого-разведочных работ на окружающую среду и природоохранные мероприятия	79
А. А. Халафов, Т. А. Исмайлзаде. Палеомагнитные исследования вулканогенно-осадочных пород верхнего мела по разрезу р. Гянджачай	87
А. А. Байрамов, Р. А. Алиев. Роль литологического, структурного и магматического факторов в локализации колчеданно-полиметаллических руд южного склона Большого Кавказа	93
Р. Б. Керимов. О некоторых особенностях аксессуарного пирита и пирротина в диабазах и риодацитах Кацдагского месторождения (Большой Кавказ)	98
А. С. Гейдаров, З. Б. Абдуллаев, С. Ф. Гусейнова, Н. П. Дубовая. Распределение щелочных и некоторых элементов группы железа в вулканических породах, вскрываемых сверхглубокой Саатлинской скважиной СГ-1 в интервале глубин 3540—8240 м.	103
С. Ф. Вэлизаде, Н. Ф. Нагиев, А. Б. Ширалиев, Э. Н. Эфендиева. Сульфаты из Бюльюдюзского рудопроявления (Малый Кавказ)	112
Д. М. Сулейманов, П. М. Керимов. Макро- и микроэлементы в пресных подземных водах карабахской равнины	121
Э. Г. Аскеров, М. А. Минчук. Гидрогеологические условия подкир-макинской свиты продуктивной толщи Апшеронского полуострова	126
М. Б. Алиев, Т. Н. Гасанова, Ф. Д. Гусейнов. Многоканальная аппаратура сейсмоакустических исследований скважин в процессе бурения	133
Т. А. Золотовицкая, Ч. С. Алиев, Ш. Р. Мирзазаде, М. В. Подопригоренко. Естественная радиоактивность четвертичных образований Нижне-куринской впадины	137
XXXIII научная сессия Всесоюзного палеонтологического общества	144

Сдано в набор 21. 08. 87. Подписано к печати 25. 11. 1987 г.
ФГ 17764. Формат бумаги $70 \times 100^{1/16}$. Бумага типографская № 1.
Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая. Усл. печ. лист 12,02
Усл. кр.-отт. 12,02. Уч.-изд. лист 10,38. Тираж 545. Заказ 858. Цена 70 коп.

Издательство «Элм».

370143 Баку-143, проспект Нариманова, 31, Академгородок,

Главное здание

Типография Академии наук Азербайджанской ССР,

Баку, проспект Нариманова, 31.