

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК ТУРКМЕНСКОЙ ССР

**СЕРИЯ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

3

1968

СОДЕРЖАНИЕ

Тораев А. — О колеблемости решений линейного дифференциального уравнения третьего порядка	3
Шарипов Ш. Р., Байрамов С. Б. — О совместном существовании исключительных направлений	9
Суханов С. — О возможности создания магнитометра слабых полей с охлаждаемым датчиком Холла без концентратора	14
Атабаев Х., Газакон О., Слободчиков С. В. — Емкость диффузионных p - n переходов в игольчатых кристаллах GaP	21
Аннаев Р. Г., Язиев С., Оразсахатов А., Розыев М. — Линейная магнитострикция сплавов системы никель—палладий при температуре жидкого азота	26
Аннаев Р. Г., Али-Заде М. З. — Исследование температурной зависимости термомагнитного эффекта в системе сплавов никель—германий в продольном магнитном поле	31
Сергиенко С. Р., Атамередова К. Р., Кульджаев Б. А., Медведева В. Д. — Состав, свойства и направления использования конденсатов газового месторождения Ачак	35
Сергиенко С. Р., Кульджаев Б. А., Талалаев Е. И. — Индивидуальный углеводородный состав конденсата месторождения Ачак	40
Седельников Г. С., Баймурадов Р. — Исследование растворимости солей в тройных системах: $MgSO_4-Rb_2SO_4-H_2O$, $MgCl_2-RbCl-H_2O$ и $Rb_2SO_4-RbCl-H_2O$ при $50^\circ C$	50
Ниязов А. Н., Ниязбердыева Е. Ф., Моллаков Б. М. — Сорбция нефтяных кислот анионитом ЭДЭ-10п	54
Ивашенко Г. А., Медовой М. М. — О возможности изучения распределения сейсмических волн в верхней части среды по данным обращенного микросейсмокаротажа	58
Алехин С. Н. — О надежности критериев гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений в условиях Туркменистана	63
Блискаява А. Г., Рубан В. И., Семенов А. Ф., Халлиев С. П. — О природе аномальных мощностей осадочных толщ в зоне Донгузсырт-Карашорского глубинного разлома	69
Рубан В. И., Одаев К. Е., Халлиев С. П. — Сенские отложения южного склона Туранской плиты	77
Пашаев М. С. — Новые данные о геологическом строении Гугуртлинского поднятия в Приамударьинском районе	82
Худайназаров Г. — Распределение битуминозного вещества в среднеюрских отложениях Большебалханской антиклинали	88
Калугин П. И. — Основные этапы тектонического развития Южной Туркмении и Северо-Восточного Ирана	93

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

- Агаев Я., Исмаилов О., Мосанов О. — Способ увеличения постоянной Эттингсгаузена (100). Аширов А., Василевская А. С. — Рентгенографическое исследование циклогексил-орто-крезилкетона (102). Довлетов К., Астахов О. П., Бергер Л. И., Ковалева Э. И. — Исследование электропроводности и термоЭДС тройных полупроводников сплавов $CuGeSe_3$ и Cu_2SnSe_3 в твердом и жидком состояниях (104). Астахов О. П., Бергер Л. И., Довлетов К. — Электропроводность и термоЭДС тройных полупроводниковых сплавов Ag_2GeSe_3 и Ag_2SnSe_3 в твердом и жидком состояниях (106). Базаров Б. А. — Экспериментальное исследование возможности применения электролитических контактов для фотоэлектрических преобразователей (107). Бобылева А. А., Гуревич М. Г., Колесникова Л. П. — Об индивидуальном составе ароматических углеводородов конденсатов месторождения Саман-Тепе (110). Маилан Р. А. — О тектонической трещиноватости Чашдепинской и Кызылканской структур Центрального Копет-Дага (114). Карташев В. Ф. — Беурме-Кызыларватский шарнирный сброс (117). Тимофеев Ю. В. — Своеобразные фации верхнего эоцена на Центрально-Каракумском своде и в зоне Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома (120). Кручинин В. А., Кручинина А. Н. — Новые данные о тектоническом строении Сарыкамышского района (122).

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

- Отв. редактор — академик Академии наук Туркменской ССР С. Р. Сергиенко.
Зам. отв. редактора — член-корреспондент Академии наук Туркменской ССР А. А. Бердыев. Отв. секретарь — кандидат физико-математических наук А. А. Аширов. Академики Академии наук Туркменской ССР Р. Г. Аннаев, В. А. Баум, П. И. Калугин, К. К. Машрыков, Г. С. Седельников; член-корреспондент Академии наук Туркменской ССР А. Н. Ниязов; кандидаты физико-математических наук Я. Агаев, Г. Джемилев, А. Нарчаев, А. Ханбердыев; кандидаты технических наук Р. Непесов, М. Курбанов; кандидаты геолого-минералогических наук К. Н. Иомудский, О. Одеков.

ТҮРКМЕНИСТАН ССР
ЫЛЫМЛАР АКАДЕМИЯСЫНЫҢ
ХАБАРЛАРЫ

ФИЗИКА-ТЕХНИКИ, ХИМИКИ ВЕ ГЕОЛОГИК
ЫЛЫМЛАРЫҢ СЕРИЯСЫ

3

1968

Ашгабат

ИЗВЕСТИЯ

АКАДЕМИИ НАУК ТУРКМЕНСКОЙ ССР

СЕРИЯ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ, ХИМИЧЕСКИХ
И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

3

1968

Ашхабад.

О КОЛЕБЛЕМОСТИ РЕШЕНИЙ ЛИНЕЙНОГО ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНОГО УРАВНЕНИЯ ТРЕТЬЕГО ПОРЯДКА

В настоящей статье рассматривается уравнение

$$y''' + P_1(x)y' + P_2(x)y = 0 \quad (1)$$

на полуоси $[x_0, \infty)$. Коэффициенты $P_1(x)$ и $P_2(x)$ будем считать непрерывными.

Решение уравнения (1) называется колеблющимся, если оно имеет бесконечно много нулей в $[x_0, \infty)$, и неколеблющимся в противном случае. Предварительно отметим некоторые, в будущем нам нужные свойства решений уравнения (1).

Сопряженное к (1) уравнение имеет вид

$$z''' + [P_1(x)z]^1 - P_2(x)z = 0. \quad (2)$$

Если $y_1(x)$ и $y_2(x)$ любые два линейно независимые решения уравнения (1), то вронскиан этих решений

$$W_{12}(x) = \begin{vmatrix} y_1(x) & y_2(x) \\ y_1'(x) & y_2'(x) \end{vmatrix}$$

является решением уравнения (2).

Воспользуемся некоторыми обозначениями работы [1]. Обозначим через $[t, r_{ik}(t))$ промежуток $(i, k)_t$ — неосцилляции уравнения (1), то есть в $[t, r_{ik}(t))$ любое нетривиальное решение не имеет (i, k) — смежные нули. Лемма 1 работы [1] утверждает, что $r_{ik}(t) = r_{ki}^*(t)$ ($i+k=3$), здесь $[t, r_{ki}^*(t))$ — промежуток $(k, i)_t$ неосцилляции уравнения (2). Нули функций $P_1(x)$ и $2P_2(x) - P_1'(x)$ будем считать нигде не плотными.

Лемма 1. Если $2P_2(x) - P_1'(x) \geq 0$, то $r_{12}(t) = \infty$. Доказательство этой леммы можно найти в работе [2]. Из этой леммы и леммы 1 работы [1] вытекает, что $r_{21}^*(t) = \infty$, если $2P_2(x) - P_1'(x) \geq 0$.

Теорема 1. а) Если $P_1(x) \leq 0$, $P_2(x) > 0$, то уравнение (1) имеет решение $y(x)$, удовлетворяющее условиям

$$y'''(x) \cdot y''(x) \cdot y'(x) \cdot y(x) \neq 0 \text{ для } x \in [x_0, \infty),$$

$$\operatorname{sgn} y(x) = \operatorname{sgn} y'(x); \operatorname{sgn} y'(x) = \operatorname{sgn} y'''(x); \lim_{x \rightarrow \infty} y''(x) = \lim_{x \rightarrow \infty} y'(x) = 0$$

и $y(x)$ асимптотически стремится к некоторому постоянному.

Такое решение единственно с точностью до произвольного постоянного, если еще $2P_2(x) - P_1'(x) \geq 0$.

б) Если $2P_2(x) - P_1'(x) \geq 0$, то уравнение (1) имеет неколеблущее положительное решение.

Доказательство.

а) *Рассмотрим последовательность

$$y_n(x) = \frac{\bar{y}_n(x)}{\sqrt{\bar{y}_n^2(x_0) + \bar{y}_n'^2(x_0) + \bar{y}_n''^2(x_0)}}$$

решений уравнения (1), где $\bar{y}_n(x)$ такое решение уравнения (1), что

$$\bar{y}_n(n) = \bar{y}_n'(n) = 0, \bar{y}_n''(n) = 1.$$

Так как

$$y_n^2(x_0) + y_n'^2(x_0) + y_n''^2(x_0) = 1,$$

последовательность векторов

$$\{y_n(x_0), y_n'(x_0), y_n''(x_0)\}$$

компактна. Пусть (y_0, y_0', y_0'') — предел какой-либо ее подпоследовательности. Решение $y(x)$ с начальными данными

$$y(x_0) = y_0, y'(x_0) = y_0', y''(x_0) = y_0''$$

будет неколеблущимся, монотонно убывающим решением уравнения (1), так как оно в силу непрерывной зависимости от начальных данных является пределом положительных и убывающих (в силу первой теоремы работы [4]) на отрезке $[x_0, \infty)$ решений $\bar{y}_n(x)$. Очевидно, что решение $y(x)$ асимптотически стремится к некоторой ограниченной постоянной, то есть

$$\lim_{x \rightarrow \infty} y(x) = \lambda \geq 0.$$

Поэтому

$$\lim_{x \rightarrow \infty} y'(x) = \lim_{x \rightarrow \infty} y''(x) = 0.$$

В силу условия теоремы из уравнения (1) имеем $y'''(x) < 0$ для $x \in [x_0, \infty)$. Из этого и последнего равенства следует, что $y'(x) < 0$, $y''(x) > 0$, $y'''(x) < 0$ для $x \in [x_0, \infty)$. Первая часть теоремы доказана.

Докажем единственность.

Пусть имеется два таких решения $y_1(x)$ и $y_2(x)$, причем

$$\lim_{x \rightarrow \infty} y_1(x) = a_1 \geq 0; \lim_{x \rightarrow \infty} y_2(x) = a_2 \geq 0; \lim_{x \rightarrow \infty} y_1'(x) = \lim_{x \rightarrow \infty} y_2'(x) = 0;$$

$$\lim_{x \rightarrow \infty} y_2''(x) = \lim_{x \rightarrow \infty} y_1''(x) = 0.$$

* Другим путем существование такого решения доказано в работе [3] (теорема 1.1).

Рассмотрим решение

$$y(x) = y_2(x_0)y_1(x) - y_1(x_0)y_2(x),$$

которое в точке x_0 обращается в нуль и при $x \rightarrow \infty$ имеет конечный предел, а первая и вторая производные стремятся к нулю.

Докажем, что $y(x)$ колеблется. Пусть $y(x)$ имеет конечное число нулей и α наибольший из них. Не нарушая общности, можем считать $y'(\alpha) \geq 0$ ($y'(\alpha) = 0$ только в том случае, если $\alpha = x_0$, это следует из теоремы 2 работы [4]), и $y(x) > 0$ для $x > \alpha$. Умножив уравнение (1) на $y(x)$, интегрируем от α до x , получим

$$y''(x)y(x) - \frac{1}{2}y'^2(x) + \frac{1}{2}y'^2(\alpha) + \frac{1}{2}P_1(x)y^2(x) + \\ + \int_{\alpha}^x \left[P_2(x) - \frac{1}{2}P_1'(x) \right] y^2 dx = 0.$$

Переходя к пределу в последнем равенстве при $x \rightarrow \infty$, учитывая свойства решений $y(x)$, получим

$$\frac{1}{2}y'^2(\alpha) + \int_{\alpha}^{\infty} \left[P_2(x) - \frac{1}{2}P_1'(x) \right] y^2 dx = 0.$$

Это противоречит нашему условию $P_2(x) - \frac{1}{2}P_1'(x) \geq 0$ и $y(x) \not\equiv 0$.

Таким образом доказано, что $y(x)$ имеет стремящуюся к бесконечности последовательность нулей α_n . Умножив уравнение (1) на $y(x)$ и проинтегрировав от α_n до α_{n+1} , получим

$$-\frac{1}{2}y'^2(\alpha_{n+1}) + \frac{1}{2}y'^2(\alpha_n) + \int_{\alpha_n}^{\alpha_{n+1}} \left[P_2(x) - \frac{1}{2}P_1'(x) \right] y^2 dx = 0.$$

Отсюда, $y'^2(\alpha_{n+1}) > y'^2(\alpha_n)$ и последовательность $y'(\alpha_n)$ к нулю стремиться не может, что противоречит тому, что $y'(x) \rightarrow 0$ при $x \rightarrow \infty$.

Доказательство части (б) имеется в работе [2].

Лемма 2. Если $2P_2(x) - P_1'(x) \geq 0$, $y_1(x)$ и $y_2(x)$ есть такие два линейно независимых решения, что $y_1(x_1) = y_2(x_1) = 0$, тогда

$$W_{12}(x) = y_1(x)y_2'(x) - y_2(x)y_1'(x) \neq 0$$

для $x > x_1$, где $x_1 \in [x_0, \infty)$.

Доказательство следует из леммы 1 и равенства $r_{12}(t) = r_{21}(t)$, так как $W_{12}(x)$ является решением уравнения (2).

Следствие. Если $2P_2(x) - P_1'(x) \geq 0$, $y_1(x)$ и $y_2(x)$ есть два линейно независимых решения уравнения (1), такие, что $y_1(x_1) = y_2(x_1) = 0$, и одно из них колеблется, то колеблется и другое, причем их нули чередуются.

Лемма 3. Если $2P_2(x) - P_1'(x) \geq 0$ и уравнение (1) имеет одно колеблющееся решение $y_1(x)$, а $y_2(x)$ есть какое-либо линейно независимое с $y_1(x)$ и $y_2(x) \not\equiv 0$ решение с $y_2(x_1) = 0$ (x_1 — произвольно), тогда $y_2(x)$ также колеблющееся.

Доказательство. Пусть колеблющееся решение $y_1(x)$ имеет нуль в точке x_2 . Положим, $x_2 \neq x_1$ (если $x_1 = x_2$, то доказательство следует из леммы 2). Построим решение $\bar{y}(x)$ для уравнения (1) такое, что $\bar{y}(x_2) = \bar{y}(x_1) = 0$, $\bar{y}(x) \not\equiv 0$ (такое решение всегда существует!). Применяя следствие леммы 2 сначала для решений $\bar{y}(x)$ и $y_1(x)$, в точке x_2 получим, что $\bar{y}(x)$ колеблется. Затем применяя следствие леммы 2 к решениям $\bar{y}(x)$ и $y_2(x)$, в точке x_1 получим, что $y_2(x)$ колеблется.

Теорема 2. Если

$$-\frac{2}{x^2} \leq P_1(x) \leq -\frac{2+\varphi(x)}{x^2}; \quad P_2(x) \geq \frac{4+\varepsilon(x)}{x^3},$$

тогда уравнение (1) имеет два колеблющиеся решения и одно положительное неколеблющееся решение; нули колеблющихся решений чередуются, здесь

$$\varphi(x) \leq 0, \quad \varepsilon(x) \geq 0, \quad \varepsilon(x) + \varphi(x) \geq 0 \quad \text{и} \quad \varepsilon(x) + 2\varphi(x) + \varphi^1(x)x \geq 0.$$

Доказательство. Рассмотрим случай

$$P_1(x) = -\frac{2+\varphi(x)}{x^2}; \quad P_2(x) = \frac{4+\varepsilon(x)}{x^3}.$$

Уравнение (1) примет вид

$$y''' - \frac{2+\varphi(x)}{x^2} y' + \frac{4+\varepsilon(x)}{x^3} y = 0. \quad (3)$$

Сделаем замену $t = \ln x$, тогда

$$y''' - 3y'' + \varphi(t)y' + [4 + \varepsilon(t)]y = 0.$$

Положим, $y = ze^{-t}$, получим

$$z''' - 6z'' + 9z' - \varphi(t)z' + [\varphi(t) + \varepsilon(t)]z = 0$$

или

$$e^{3t} \frac{d^2}{dt^2} \left(e^{-3t} \frac{dz}{dt} \right) - \varphi(t)z' + \varphi(t)z = -\varepsilon(t)z. \quad (4)$$

Пусть $z_\alpha(t)$ есть такое решение уравнения (4), что

$$z_\alpha(\alpha) = \frac{dz_\alpha}{dt} \Big|_{t=\alpha} = 0, \quad \frac{d}{dt} \left(e^{-3t} \frac{dz_\alpha}{dt} \right) \Big|_{t=\alpha} = 1.$$

Докажем, что $z_\alpha(t)$ имеет нуль при $t > \alpha$. Пусть это не так, а $z_\alpha(t) > 0$ при $t > \alpha$. Докажем сперва, что $z_\alpha(t)$ не может все время возрастать правее точки α . Пусть $z'_\alpha(t)$ всегда при $t > \alpha$. Тогда из уравнения (4) имеем при $t > t_1 > \alpha$

$$\frac{d^2}{dt^2} \left(e^{-3t} \frac{dz_\alpha}{dt} \right) < -c, \quad c > 0.$$

Интегрируя это неравенство два раза от t_1 до t , получим

$$\frac{dz_a}{dt} < e^{3t} (t - t_1) \cdot \left(c_1 - \frac{c(t - t_1)}{2} \right),$$

где c_1 некоторая постоянная.

Из последнего неравенства имеем $\frac{dz_a}{dt} < -\infty$, при $t \rightarrow \infty$, но мы предполагали, что $\frac{dz_a}{dt} > 0$. Таким образом, $\frac{dz_a}{dt}$ меняет знак в некоторой точке $t_2 > \alpha$. Умножим уравнение (4) на e^{-3t} и представим его в виде

$$\frac{d^2}{dt^2} \left(e^{-3t} \frac{dz_a}{dt} \right) - \varphi(t) (ze^{-3t})' - 2\varphi(t) ze^{-3t} = -\varepsilon(t) ze^{-3t}.$$

Интегрируем последнее равенство от α до t , при этом второй интеграл по частям, тогда получим

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \left(e^{-3t} \frac{dz_a}{dt} \right) - 1 - \varphi(t) z_a(t) e^{-3t} + \int_{\alpha}^t \varphi^1(s) z_a(s) e^{-3s} ds = - \\ - \int_{\alpha}^t [\varepsilon(s) + \varphi(s)] z_2(s) e^{-3s} ds \end{aligned}$$

или

$$\frac{d}{dt} \left(e^{-3t} \frac{dz_a}{dt} - t \right) = \varphi(t) z_a(t) e^{-3t} - \int_{\alpha}^t [\varepsilon(s) - 2\varphi(s) + \varphi^1(s)] z(s) e^{-3s} ds.$$

Из последнего равенства имеем

$$\frac{d}{dt} \left(e^{-3t} \frac{dz_a}{dt} - t \right) < 0. \quad (5)$$

Обозначим

$$e^{-3t} \frac{dz_a}{dt} - t = \psi(t). \quad (6)$$

Как видно из неравенства (5), функция $\psi(t)$ убывает всегда. Из (6) имеем

$$\frac{dz_a}{dt} = [\psi(t) + t] e^{3t}. \quad (7)$$

Выше мы доказали, что $\frac{dz_a}{dt}$ меняет знак в некоторой точке $t_2 = t$.

Это значит при $t > t_2$, $\psi(t) + t < 0$. Тогда из (7) имеем $\frac{dz_a}{dt} < -k$, $t > t_3 > t_2$, где $k > 0$ — постоянная.

Интегрируя последнее неравенство от t_2 до t , получим $z_a(t) < -\infty$ при $t \rightarrow \infty$. Это противоречит нашему предположению.

Итак, $z_a(t)$ обязательно имеет нуль правее точки α . Переходя от z к u и от t к x , получим при любом решении уравнение (3), имеющее кратный нуль в какой-либо точке α , имеет нуль правее α . Учи-

тывая следствие теоремы 4 работы [5], получим, что решение уравнения (1) при двойном нуле в какой-либо точке α имеет нуль правее α .

На основании этого следует, что если какое-либо решение имеет один нуль, то оно колеблется (это вытекает из леммы 3).

Пусть $y_1(x)$ — решение, которое имеет в точке α кратный нуль, $y_2(x)$ — решение, имеющее в этой точке простой нуль. Как мы показали, оба они колеблются. Чередование нулей следует из леммы 2.

Обозначив через $y_3(x)$ неколеблущееся положительное решение, получим нужную нам фундаментальную систему решений $y_1(x)$, $y_2(x)$, $y_3(x)$.

Существование $y_3(x)$ обеспечено теоремой 1.

Замечание.

Если $-2\varphi(x) \leq 0$, то неколеблущееся решение $y_3(x)$ монотонно убывает и стремится к нулю. Монотонная убываемость следует из теоремы 1. Стремление к нулю $y_3(x)$ легко доказать. Пусть $y_3(x) > \lambda > 0$, тогда в силу уравнения (1) будем иметь

$$y_3'''(x) < -\frac{\lambda}{x^2}.$$

Интегрируя это неравенство два раза от x до ∞ , получим

$$y_3'(x) \leq -\frac{\lambda}{x}.$$

Следовательно, $y_3(x) \rightarrow -\infty$ при $x \rightarrow \infty$, а это противоречит тому, что $y_3(x) > \lambda > 0$.

Теорема 3. Для неосцилляционности уравнения (1) необходимо и достаточно, чтобы $z_{12}(t) = z_{21}(t) = \infty$.

Уравнение (1) называется неосцилляционным в данном промежутке, если любое решение его имеет в этом промежутке не более двух нулей (кратный нуль считается столько раз, какова его кратность) и осцилляционным в противном случае.

Доказательство. Необходимость очевидна. Достаточность следует из теоремы 2 работы [1].

Следствие. Если $P_1(x) \leq 0$, $P_2(x) \leq 0$ и $2P_2(x) - P_1'(x) \geq 0$, то все решения уравнения (1) неколеблущиеся.

Доказательство следствия очевидно в силу теоремы 3, теоремы 2 работы [4] и леммы 1.

Туркменский политехнический институт

Поступило
10 октября 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Азбелев Н. В., Цалюк З. В. — Математический сборник, т. 51, № 4, 1960.
2. Markosvec — Чехословацкий математический журнал, т. 15, № 3, 1965.
3. Lasser A. C. — Pacific journal of mathematics, vol. 17, № 3, 1966.
4. Ахундов А. М., Тораев А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 1, 1964.
5. Азбелев Н. В., Цалюк З. В. — Украинский математический журнал, т. 10, № 1, 1958.
6. Кондратьев В. А. — Тр. Московского математического общества, т. 8, 1959.

УДК 517.917

Ш. Р. ШАРИПОВ
 С. БАЙРАМОВ

О СОВМЕСТНОМ СУЩЕСТВОВАНИИ ИСКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ НАПРАВЛЕНИЙ

Как известно, изучая систему

$$\left. \begin{aligned} \frac{dx}{dt} &= a_{100}x + a_{010}y + a_{001}z + f_1(x, y, z); \\ \frac{dy}{dt} &= b_{100}x + b_{010}y + b_{001}z + f_2(x, y, z); \\ \frac{dz}{dt} &= c_{100}x + c_{010}y + c_{001}z + f_3(x, y, z), \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

А. Пуанкаре [1] и другие [2], [3] показали, что тип особой точки, находящейся в начале координат, определяется корнями характеристического уравнения

$$\begin{vmatrix} a_{100} - \lambda & a_{010} & a_{001} \\ b_{100} & b_{010} - \lambda & b_{001} \\ c_{100} & c_{010} & c_{001} - \lambda \end{vmatrix} = 0, \quad (2)$$

а именно: если уравнение (2) имеет простые корни*, то начало будет узел, седло, фокус, седло-фокус и т. п. Уравнение (2) с одним нулевым корнем рассмотрено в работе [4].

В настоящей статье мы рассмотрим систему

$$\left. \begin{aligned} \frac{dx}{dt} &= \sum_{i+j+k=2} a_{ijk} x^i y^j z^k + f_1(x, y, z); \\ \frac{dy}{dt} &= \sum_{i+j+k=2} b_{ijk} x^i y^j z^k + f_2(x, y, z); \\ \frac{dz}{dt} &= z \sum_{i+j+k=1} c_{ijk} x^i y^j z^k + f_3(x, y, z), \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

*Особые точки, для которых корни характеристического уравнения отличны от нуля, называются простыми.

где $f_1(x, y, z)$, $f_2(x, y, z)$, $f_3(x, y, z)$ аналитические функции, содержащие члены выше второй степени по x, y, z ; a_{ijk} , b_{ijk} , c_{ijk} — постоянные коэффициенты.

Здесь будем изучать исключительные направления, входящие в начало координат и не лежащие на плоскости xoy .

После преобразования

$$\left. \begin{aligned} x &= uz; \\ y &= vz \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

системе (3) можно придать вид

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= \sum_{i+j=0}^2 a_{ij} u^i v^j + z \bar{f}_1(u, v, z); \\ \frac{dv}{dt} &= \sum_{i+j=0}^2 b_{ij} u^i v^j + z \bar{f}_2(u, v, z); \\ \frac{dz}{dt} &= z \sum_{i+j=0}^1 c_{ij} u^i v^j + z^2 \bar{f}_3(u, v, z). \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Как известно, система (3) имеет не более четырех исключительных направлений, которые определяются по особым точкам, лежащим в конечной части плоскости uov системы (5).

Пусть система (5) имеет четыре особые точки в конечной части плоскости uov и они расположены следующим образом: две из них расположены на оси ou , две другие на оси ov . Тогда, после невырожденного преобразования система (5) примет вид

$$\left. \begin{aligned} \frac{du}{dt} &= ec(u-a)(u-b) + ab(v-e)(v-c) + d_1 uv - abce + g_1(u, v, z); \\ \frac{dv}{dt} &= h[ec(u-a)(u-b) + ab(v-e)(v-c) + d_2 uv - abce + g_2(u, v, z)]; \\ \frac{dz}{dt} &= z \sum_{i+j=0}^1 \bar{c}_{ij} u^i v^j + g_3(u, v, z), \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

где $-\infty < h < +\infty$, $d_1 \neq d_2$; a, b, c, e — координаты особых точек $(a, 0, 0)$, $(b, 0, 0)$, $(0, c, 0)$, $(0, e, 0)$ системы (6).

Корни характеристических уравнений соответственно для особых точек имеют вид

$$\begin{aligned} \lambda_1(a) &= \bar{c}_{00} + a \bar{c}_{10}; \\ \lambda_{2,3}(a) &= \frac{\delta(a) \pm \sqrt{\delta^2(a) - 4\Delta(a)}}{2}; \\ \lambda_1(b) &= \bar{c}_{00} + b \bar{c}_{10}; \\ \lambda_{2,3}(b) &= \frac{\delta(b) \pm \sqrt{\delta^2(b) - 4\Delta(b)}}{2}; \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\lambda_1(c) &= \bar{c}_{00} + c\bar{c}_{01}; \\ \lambda_{2,3}(c) &= \frac{\delta(c) \pm \sqrt{\delta^2(c) - 4\Delta(c)}}{2}; \\ \lambda_1(e) &= \bar{c}_{00} + e\bar{c}_{01}; \\ \lambda_{2,3}(e) &= \frac{\delta(e) \pm \sqrt{\delta^2(e) - 4\Delta(e)}}{2},\end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned}\delta(a) &= ec(a-b) - abh(c+e) + ahd_2; \\ \Delta(a) &= aceh(a-b)(d_2-d_1); \\ \delta(b) &= ec(b-a) - abh(c+e) + bhd_2; \\ \Delta(b) &= bceh(b-a)(d_2-d_1); \\ \delta(c) &= abh(c-e) - ec(a+b) + cd_2; \\ \Delta(c) &= abch(c-e)(d_1-d_2); \\ \delta(e) &= abh(e-c) - ec(a+b) + ed_1; \\ \Delta(e) &= abeh(e-c)(d_1-d_2).\end{aligned}$$

Для удобства введем следующие обозначения и определения:

$$\begin{aligned}D_1 &= \delta^2(a) - 4\Delta(a); \\ D_2 &= \delta^2(b) - 4\Delta(b); \\ D_3 &= \delta^2(c) - 4\Delta(c); \\ D_4 &= \delta^2(e) - 4\Delta(e); \\ E_1 &= (\bar{c}_{00} + a\bar{c}_{10})\delta(a); \\ E_2 &= (\bar{c}_{00} + b\bar{c}_{10})\delta(b); \\ E_3 &= (\bar{c}_{00} + c\bar{c}_{01})\delta(c); \\ E_4 &= (\bar{c}_{00} + e\bar{c}_{01})\delta(e).\end{aligned}$$

Исключительные направления системы (3), соответствующие особым точкам типа фокуса, седло-фокуса, центра, седла и узла системы (5), соответственно обозначим через „инф“, „инсф“, „инц“, „инс“ и „ину“.

Пусть, например, $b > a > 0$, $e < 0$, тогда особая точка $(a, 0, 0)$ при $\Delta(a) < 0$ будет только седлом. Совместное существование остальных точек в этом случае будет как и в таблице.

Если же $\Delta(a) > 0$, то остальные три особые точки будут только седлами. Тогда точка $(a, 0, 0)$ будет узел при $D_1 \geq 0$, $E_1 > 0$, фокус при $D_1 < 0$, $E_1 > 0$, седло-фокус при $D_1 < 0$, $E_1 < 0$ и центр (фокус или седло-фокус) при $\delta(a) = 0$.

Отметим, что система (6) не может иметь три фокуса (центра или седло-фокуса), так как не имеют места неравенства $D_2 < 0$, $D_3 < 0$, $D_4 < 0$ в случае $\Delta(a) > 0$ [5].

Таблица

Возможные случаи совместного существования четырех особых точек при $\Delta(a) < 0$

D_2	E_2 $\delta(b)$	$(b, 0, 0)$	D_3	E_3 $\delta(c)$	$(0, c, 0)$	D_4	E_4 $\delta(e)$	$(0, e, 0)$
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 > 0$	$E_3 > 0$	узел	$D_4 > 0$	$E_4 > 0$	узел
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 > 0$	$E_3 > 0$	узел	$D_4 < 0$	$E_4 > 0$	фокус
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$E_3 > 0$	фокус	$D_4 < 0$	$E_4 > 0$	фокус
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$E_3 > 0$	фокус	$D_4 < 0$	$E_4 < 0$	седло-фокус
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$E_3 < 0$	седло-фокус	$D_4 < 0$	$E_4 < 0$	седло-фокус
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$E_3 > 0$	фокус	$D_4 < 0$	$\delta(e) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$E_3 < 0$	седло-фокус	$D_4 < 0$	$\delta(e) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 > 0$	$E_3 > 0$	узел	$D_4 < 0$	$E_4 < 0$	седло-фокус
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 > 0$	$E_3 > 0$	узел	$D_4 < 0$	$\delta(e) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$\delta(c) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)	$D_4 < 0$	$\delta(e) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 > 0$	$E_3 > 0$	узел	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$E_3 > 0$	фокус	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$E_3 < 0$	седло-фокус	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 > 0$	$E_2 > 0$	узел	$D_3 < 0$	$\delta(c) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 < 0$	$E_2 > 0$	фокус	$D_3 < 0$	$E_3 > 0$	фокус	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 < 0$	$E_2 > 0$	фокус	$D_3 < 0$	$E_3 < 0$	седло-фокус	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 < 0$	$E_2 > 0$	фокус	$D_3 < 0$	$\delta(c) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 < 0$	$E_2 < 0$	седло-фокус	$D_3 < 0$	$E_3 < 0$	седло-фокус	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 < 0$	$E_2 < 0$	седло-фокус	$D_3 < 0$	$\delta(c) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 < 0$	$\delta(b) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)	$D_3 < 0$	$\delta(c) = 0$	центр (фокус или седло-фокус)	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло
$D_2 > 0$	$E_2 < 0$	седло	$D_3 > 0$	$E_3 < 0$	седло	$D_4 > 0$	$E_4 < 0$	седло

При другом расположении особых точек также встречается один из вышеуказанных случаев их совместного существования. Отсюда вытекает

Теорема 1. Для совместного существования четырех особых точек системы (5) возможны следующие случаи:

- | | |
|-------------------------------------|------------------------------------|
| 1) три узла, седло; | 13) узел, седло-фокус, два седла; |
| 2) два узла, фокус, седло; | 14) узел, центр, два седла; |
| 3) узел, два фокуса, седло; | 15) два фокуса, два седла; |
| 4) узел, фокус, седло-фокус, седло; | 16) фокус, седло-фокус, два седла; |
| 5) узел, два седло-фокуса, седло; | 17) фокус, центр, два седла; |
| 6) узел, фокус, центр, седло; | 18) два седло-фокуса, два седла; |
| 7) узел, седло-фокус, центр, седло; | 19) седло-фокус, центр, два седла; |
| 8) два узла, седло-фокус, седло; | 20) два центра, два седла; |
| 9) два узла, центр, седло; | 21) четыре седла; |
| 10) узел, два центра, седло; | 22) узел, три седла; |
| 11) два узла, два седла; | 23) фокус, три седла; |
| 12) узел, фокус, два седла; | 24) седло-фокус, три седла; |
| | 25) центр, три седла. |

В силу этой теоремы для совместного существования исключительных направлений системы (3) получим теорему 2.

Теорема 2. Если система (3) имеет четыре исключительных направления, то для совместного существования исключительных направлений типов «у», «с», «ф», «сф» и «ц» возможны следующие случаи:

- | | |
|---------------------------------|---------------------------|
| 1) 3 ину, 1 инс; | 14) 1 ину, 1 инц, 2 инс; |
| 2) 2 ину, 1 инф, 1 инс; | 15) 2 инф, 2 инс; |
| 3) 1 ину, 2 инф, 1 инс; | 16) 1 инф, 1 инсф, 2 инс; |
| 4) 1 ину, 1 инф, 1 инсф, 1 инс; | 17) 1 инф, 1 инц, 2 инс; |
| 5) 1 ину, 2 инсф, 1 инс; | 18) 2 инсф, 2 инс; |
| 6) 1 ину, 1 инф, 1 инц, 1 инс; | 19) 1 инсф, 1 инц, 2 инс; |
| 7) 1 ину, 1 инсф, 1 инц, 1 инс; | 20) 2 инц, 2 инс; |
| 8) 2 ину, 1 инсф, 1 инс; | 21) 4 инс; |
| 9) 2 ину, 1 инц, 1 инс; | 22) 1 ину, 3 инс; |
| 10) 1 ину, 2 инц, 1 инс; | 23) 1 инф, 3 инс; |
| 11) 2 ину, 2 инс; | 24) 1 инсф, 3 инс; |
| 12) 1 ину, 1 инф, 2 инс; | 25) 1 инц, 3 инс. |
| 13) 1 ину, 1 инсф, 2 инс; | |

Туркменский госпединститут
им. В. И. Ленина

Поступило
18 марта 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пуанкаре А. — О кривых, определяемых дифференциальными уравнениями. ГИТТЛ, М.-Л., 1949.
2. Немыцкий В. В., Степанов В. В. — Качественная теория дифференциальных уравнений. ГИТТЛ, М.-Л., 1949.
3. Шарипов Ш. Р. — Известия ВУЗ, Математика, № 1, 1965.
4. Минц Р. М. — Матем. сб., т. 63 (105), 2, 1964.
5. Куклес И. С., Хасанова М. — Известия ВУЗ, Математика, № 6, 1964.

О ВОЗМОЖНОСТИ СОЗДАНИЯ МАГНИТОМЕТРА СЛАБЫХ ПОЛЕЙ С ОХЛАЖДАЕМЫМ ДАТЧИКОМ ХОЛЛА БЕЗ КОНЦЕНТРАТОРА

В статье описывается возможность разработки магнитометра слабых полей с датчиком Холла из антимонида индия n -типа, при охлаждении последнего. Расчетным путем показана возможность получения чувствительности магнитометра 10^{-6} э и выше без использования концентраторов магнитного поля.

В работе [1] сообщалось, что чувствительность датчика из чистого InSb с концентрацией ионизированных примесей 10^{13} см^{-3} при температуре ниже 120°K составляет (при $\mu=4 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{сек.}$) 20 000 мкВ/эрстед, что в 400 раз превышает чувствительность датчика при комнатной температуре. Важно, что постоянная Холла при этом мало зависит от температуры [2]. Это позволяет разработать высокочувствительные датчики из антимонида индия для магнитометра в диапазоне температур от 120 до 2°K .

Целесообразность создания магнитометра, способного работать в вышеуказанных диапазонах низких температур, связана с необходимостью создания контрольных магнитометрических приборов при исследовании различных новых явлений сверхпроводимости, а также разработки устройств низкотемпературной электроники.

Кроме того, такой магнитометр с охлаждаемым датчиком Холла успешно может использоваться в измерениях магнитного поля при более высоких температурах окружающей среды, причем охлаждение датчика Холла осуществляется термостатированием его в малогабаритном сосуде Дюара. При решении многих магнитометрических задач такие датчики поля без концентраторов выгоднее, так как концентратор вносит искажения в магнитное поле.

Для выяснения возможности создания указанного магнитометра были проведены расчеты на основе выбранных образцов из антимонида индия с $n = 5 \cdot 10^{13} \text{ см}^{-3}$ и $n = 5 \cdot 10^{14} \text{ см}^{-3}$ [2], некоторые данные (R_x — постоянная Холла $\text{см}^3/\text{кул.}$, σ — электропроводность $\text{ом}^{-1} \text{ см}^{-1}$ и μ — подвижность носителей тока $\text{см}^2/\text{сек.}$) образцов приведены в табл. 1, при температурах 300, 120 и 2°K .

В табл. 2 приведены расчетные данные некоторых датчиков Холла с длиной $l=7 \text{ мм}$, шириной $b=2,5 \text{ мм}$ для различных величин его тол-

Таблица 1

Некоторые электрические параметры образцов

Номер образца	Полупроводниковый материал	T = 300°K			T = 120°K			T = 2°K		
		R _{x1}	σ ₁	μ ₁	R _{x2}	σ ₂	μ ₂	R _{x3}	σ ₃	μ ₃
1	InSb n-типа	400	200	80000	2·10 ⁵	3	6·10 ⁵	10 ⁵	7·10 ⁻²	7000
2		400	200	80000	2·10 ⁴	35	7·10 ⁵	10 ⁴	9	90000

Таблица 2

Расчетные значения шумового напряжения

Номер образца	V _{min} ·10 ⁴ (см)	T = 300°K				T = 120°K				T = 2°K			
		R _{вых 1} (ом)	E _ш 10 ¹¹ вольт			R _{вых 2} (ом)	E _ш 10 ¹¹ вольт			R _{вых 3} (ом)	E _ш 10 ¹¹ вольт		
			10 гц	3 гц	0,2 гц		10 гц	3 гц	0,2 гц		10 гц	3 гц	0,2 гц
1	100	0.36	28,0	13,4	3,45	23.8	142	9	17,8	10 ³	106,0	58,5	15,3
	50	0.71	39,4	18,9	4,85	47.6	215	97	25,2	2·10 ³	150,5	82,5	21,3
	30	1.19	51,8	24,3	6,25	79.4	262	126	32,5	3,4·10 ³	195,0	106,1	27,4
	10	3.57	88,5	44,3	10,9	238.0	455	218	56,2	10 ⁴	339,0	185,1	48,0
2	100	0.36	28,0	13,4	3,45	2.04	42,0	20,8	5,2	7.98	9,4	5,2	13,2
	50	0.71	39,4	18,9	4,85	4.08	59,5	28,5	7,35	15.87	13,3	7,25	18,7
	30	1.19	51,8	24,3	6,25	6.8	76,7	37,8	9,5	26.45	17,3	9,35	24,2
	10	3.57	88,5	44,3	10,9	20.4	133,0	63,8	16,5	79.8	29,0	16,2	42,0

щины (d). Приближенный расчет величины R_{вмх} проводился по формуле

$$R_{вмх} = \rho b \cdot x / ld,$$

где x — поправочный коэффициент, учитывающий, что электроды Холла располагаются не по всей длине пластины и занимают весьма малую ее часть (расчет производился при x = 2).

Значение шумового напряжения рассчитывалось по формуле (то есть шумы полагались тепловыми)

$$E_{ш}^2 = 4KT \int_{f_1}^{f_2} \rho b x / ld \cdot df,$$

которое приведено в табл. 2.

Согласно [3, 4], имеется реальная возможность создания чувствительного измерителя выхода на основе мал шумящих электронных ламп, ламп серии «Б» и полевых транзисторов, причем последние два используются в случае необходимости разработки малогабаритного магнитометра.

Использование мал шумящего входного трансформатора с более высоким коэффициентом передачи позволит еще более повысить чувствительность измерительного усилителя.

Измеряемое магнитное поле можно определить, исходя из уравнения [5]

$$H = C \cdot V_x,$$

где $C = d \cdot f\left(\frac{l}{b}, \Theta\right) \cdot R_x I_y$; I_y — управляющий ток в А; Θ — угол

Холла; V_x — холловское напряжение в вольтах.

Можно считать, что, согласно приведенным геометрическим размерам датчика Холла,

$$f\left(\frac{l}{b}, \Theta\right) \approx 1.$$

Можно предположить, что $V_x = V_{\min}$, где $V_{\min}$ — минимальное напряжение, которое чувствует усилитель измерителя выхода.

В табл. 3 (а, б, в) приведены расчетные данные чувствительности магнитометра слабых полей с датчиком Холла для температур 300, 120 и 2°К.

Из расчетных данных, приведенных в табл. 1 и 2, вытекает следующее: датчики Холла, изготовленные из чистого антимонида индия (№ 1), из-за малой удельной проводимости при 2°К обладают большим выходным сопротивлением. Это, несомненно, затруднит создание высокочувствительного измерителя выхода. Более того, подвижность такого кристалла низка. Поэтому целесообразно изготавливать датчики Холла из антимонида индия (№ 2) с концентрацией носителей тока порядка $n = 5 \cdot 10^{14} \text{ см}^{-3}$, так как при этом подвижность электронов и электропроводность образца № 2 намного выше, чем образца № 1.

Высокая электропроводность кристалла при указанной температуре позволит создать измеритель выхода более чувствительный из-за небольшого $R_{\text{вых}}$ датчика. Электропроводность арсенида индия в несколько раз выше электропроводности указанного антимонида индия № 2, но, тем не менее, предпочтение нужно отдать антимониду индия, так как у него более чем на два порядка выше постоянная Холла и подвижность носителей.

Предварительный расчет показывает, что увеличение чувствительности магнитометра за счет высокой электропроводности арсенида индия незначительно.

Отметим, что датчик Холла из антимонида индия № 1 с толщиной пластины 10 мкр и выходным сопротивлением 10^4 (ом) при температуре 2°К (табл. 3в) будет реагировать на напряженность магнитного поля в 10^{-11} э.

Однако учтем следующее: что уровень полезного сигнала, согласно расчетным данным, почти одинаковый с уровнем тепловых шумов. Поэтому следует отметить, что более реальным в практическом отношении при температуре 2°К измерение слабых полей порядка 10^{-6} э можно осуществить на основе датчиков Холла, изготовленных из образца № 2 при толщине пластины 10 мкр с управляющим током 100 ма.

Расчетные данные чувствительности предлагаемого магнитометра
($H \cdot 10^8$ э, $T = 300^\circ K$)

Номер образца	$V_{\text{min}} \cdot 10^8(\text{В})$	d — толщина, мм													
		0,1				0,05				0,03				0,01	
		I_y — управляющий ток в А													
		0,1	0,5	1,0	0,1	0,5	1,0	0,1	0,5	1,0	0,1	0,5	1,0		
1	100	$2,5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^3$	$2,3 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^3$	$7,5 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^3$	750	$2,5 \cdot 10^3$	500	250		
	50	$1,25 \cdot 10^4$	$2,3 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^4$	$0,625 \cdot 10^4$	$1,25 \cdot 10^3$	625	$3,75 \cdot 10^3$	750	375	$1,25 \cdot 10^3$	250	125		
	10	$2,5 \cdot 10^3$	500	250	$1,25 \cdot 10^3$	250	125	750	150	75	250	50	25		
	5	$1,25 \cdot 10^3$	250	125	625	125	62,5	375	75	37,5	125	25	12,5		
	1	$2,5 \cdot 10^2$	50	25	125	25	12,5	75	15	7,5	25	5	2,5		
	0,5	$1,25 \cdot 10^2$	25	12,5	62,5	12,5	6,25	37,5	7,5	3,75	12,5	2,5	1,25		
	0,1	25	5	2,5	12,5	2,5	1,25	7,5	1,5	0,75	2,5	0,5	0,25		
2	100	$2,5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^3$	$2,3 \cdot 10^4$	$1,25 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^3$	$7,5 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^3$	750	$2,5 \cdot 10^3$	500	250		
	50	$1,25 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^3$	$6,25 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^3$	625	$3,75 \cdot 10^3$	750	375	$1,25 \cdot 10^3$	250	125		
	10	$2,5 \cdot 10^3$	500	250	$1,25 \cdot 10^3$	250	125	750	150	75	250	50	25		
	5	$1,25 \cdot 10^3$	250	125	625	125	62,5	375	75	37,5	125	25	12,5		
	1	250	50	25	125	25	12,5	75	15	7,5	25	5	2,5		
	0,5	125	25	12,5	62,5	12,5	6,25	37,5	7,5	3,75	12,5	2,5	1,25		
	0,1	25	$0,5 \cdot 10^2$	2,5	12,5	2,5	1,25	1,5	1,5	0,75	2,5	0,5	0,25		

Расчетные данные чувствительности предлагаемого магнитометра
($H \cdot 10^8$ э, $T = 120^\circ K$)

Номер образца	$V_{\min} \cdot 10^8$ (в)	d — толщина пластины, мм														
		0,1				0,05				0,03				0,01		
		I_v — управляющий ток в А														
		0,1	0,5	1,0	0,1	0,5	1,0	0,1	0,5	1,0	0,1	0,5	1,0	0,1	0,5	1,0
1	100	$5 \cdot 10^3$	10^3	500	$2,5 \cdot 10^3$	500	250	$1,5 \cdot 10^3$	300	150	500	160	50			
	50	$2,5 \cdot 10^3$	500	250	$1,25 \cdot 10^3$	250	125	750	150	75	250	50	25			
	10	500	100	50	250	50	25	150	30	15	50	10	5			
	5	250	50	25	125	25	12,5	75	15	7,5	25	5	2,5			
	1	50	20	5	25	5	2,5	15	3	1,5	5	1	0,5			
	0,5	25	5	2,5	12,5	2,5	1,25	7,5	1,5	0,75	2,5	0,5	0,25			
	0,1	5	1	0,5	2,5	0,5	0,25	1,5	0,3	0,15	0,5	0,1	0,05			
2	100	$5 \cdot 10^4$	10^4	$5 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^3$	1500	$5 \cdot 10^3$	10^3	500			
	50	$2,5 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^3$	$2,5 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^3$	$1,25 \cdot 10^3$	$7,5 \cdot 10^3$	$1,5 \cdot 10^3$	750	$2,5 \cdot 10^3$	500	250			
	10	$5 \cdot 10^3$	10^3	500	$1,25 \cdot 10^3$	500	250	$1,5 \cdot 10^3$	300	150	500	100	50			
	5	$2,5 \cdot 10^3$	500	250	$1,25 \cdot 10^3$	250	125	750	150	75	250	50	25			
	1	500	100	50	1,25	50	25	150	30	5	50	10	5			
	0,5	250	50	25	125	25	12,5	75	15	7,5	25	5	2,5			
	0,1	50	10	5	25	5	2,5	15	30	1,5	5	1	0,5			

В ы в о д ы

Имеется реальная возможность разработки магнитометра с охлаждаемым датчиком Холла с чувствительностью такой же, как и у магнитометра на датчике Холла с линейным концентратором, параметры которого приведены в [6].

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
8 июня 1967 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Галаванов В. В. — ФТТ, т. 2, вып. 1, 62—64, 1960.
2. Putley E. H., Solid State phys. — Electron. Telecommun, 2, 751, 1958.
3. Суханов С., Петин В. П., Назарова Г. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1964.
4. Стрижков Г. М. — Измерение малых и сверхмалых переменных напряжений. Изд-во «Энергия», М.—Л., 1966.
5. Арустамова М. В., Петин В. П., Суханов С. — Геофизическая аппаратура, вып. 26, 15—20. Изд-во «Недра», 1965.
6. Суханов С. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1961.

УДК 537.311.33:621.382.232

Х. АТАБАЕВ
О. ГАЗАКОВ
С. В. СЛОБОДЧИКОВ

ЕМКОСТЬ ДИФФУЗИОННЫХ p - n ПЕРЕХОДОВ В ИГОЛЬЧАТЫХ КРИСТАЛЛАХ GaP

С развитием полупроводниковой электроники наряду с полупроводниковыми приборами из Ge, Si, InSb, GaAs все большее применение получают электронно-дырочные переходы из фосфида галлия. Особенно значительное число работ за сравнительно короткий срок было опубликовано по электролюминесцентным свойствам p - n переходов, однако немного данных имеется по исследованию собственно электрических и фотоэлектрических свойств [1, 2, 3]. При этом электрические измерения часто ограничены и носят вспомогательный характер, в частности, они используются для выяснения характера распределения примеси в области p - n перехода [3, 4, 5].

Настоящая работа посвящена изучению вольтемкостных свойств p - n переходов в игольчатых, полученных методом газотранспортной реакции, кристаллах GaP. Методика изготовления и некоторые электрические свойства таких диодов описаны в [6]. Для изготовления электронно-дырочных переходов использовался n -фосфид галлия с концентрацией носителей $n \sim 10^{15}$ и 10^{17} см $^{-3}$ при $T = 296^\circ\text{K}$. Площадь p - n переходов составляла $(0,6 \div 2) \cdot 10^{-2}$ см 2 .

Результаты измерения

Измерение емкости производилось по мостовой схеме.

Была измерена зависимость барьерной емкости от напряжения и частотная зависимость барьерной емкости в интервале температур $125 \div 300^\circ\text{K}$. Измерение барьерной емкости от напряжения позволило оценить ширину слоя объемного заряда W_0 , градиент концентрации a , напряженность электрического поля в слое объемного заряда E_m и емкостное напряжение отсечки $U_{\text{отс}}$. Зависимость барьерной емкости от напряжения для образцов с концентрацией носителей в базе $n \sim 10^{15}$ см $^{-3}$ ($\rho \sim 40$ ом. см), независимо от глубины залегания p - n перехода ($18 \div 44$ мк), подчиняется закону $\frac{1}{C^2} \sim U_{\text{обр}}$ (рис. 1, кривая 5), что соответствует ступенчатому изменению концентрации примеси в слое объемного заряда (резкий переход). Напряжение отсечки, определенное экстраполяцией из зависимости $C^{-2} = f(U)$ к нулевому значению на оси C^{-2} , составляет $2 \div 2,2$ в. На диодах, изготовленных из кристаллов с концентрацией носителей в базе $n \sim 10^{17}$ см $^{-3}$, измене-

ние зависимости барьерной емкости от напряжения соответствует закону $\frac{1}{C^3} \sim U_{обр}$ (линейный переход, рис. 1, кривые 1—4).

Напряжения отсечки, полученные экстраполяцией из зависимости $C^{-3} = f(U)$ к нулевому значению на оси C^{-3} (рис. 1), составляли $1,4 \div 2,2$ в. Ширина слоя объемного заряда в диодах с линейным распределением примеси $W_0 \sim 0,1 \div 0,24$ мк и в резких переходах $W_0 \sim 0,07 \div 0,17$ мк.

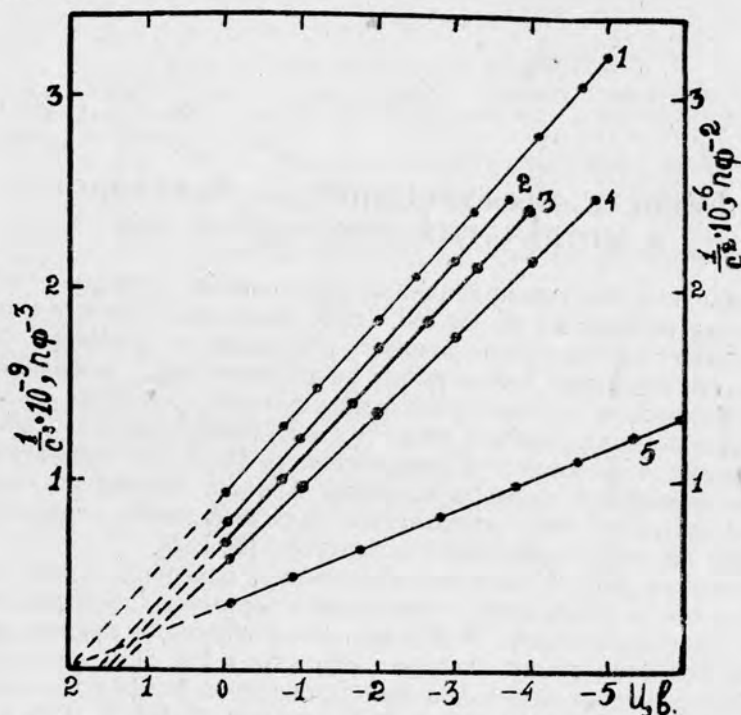


Рис. 1. Зависимость барьерной емкости от напряжения на частоте 100 кГц. Кривая 1, диод А1 (линейный переход, левая шкала) $T = 296^\circ\text{K}$; 2, 3, 4 диод А2 (линейный переход) 2— 123°K , 3— 164°K , 4— 296°K . Кривая 5, диод Б1 (резкий переход, правая шкала), $T = 296^\circ\text{K}$.

Напряженность электрического поля при нулевом напряжении на p - n переходе для линейных и резких p - n переходов $E_m \sim (1 \div 5) \cdot 10^5$ в/см. Градиент концентрации примеси в слое объемного заряда в линейных переходах $a = 1 \cdot 10^{22} \div 5 \cdot 10^{23}$ см $^{-4}$. Удельная емкость при нулевом смещении

$$\frac{C_0}{S} = 3,7 \cdot 10^4 \div 2 \cdot 10^5 \text{ пФ/см}^2.$$

На рис. 2 приведена частотная зависимость емкости для резких p - n переходов. Наблюдается значительное увеличение емкости при низких температурах с уменьшением частоты.

Параметры ряда диффузионных p - n переходов с линейным изменением концентрации примесей в слое объемного заряда, полученные из анализа зависимости емкости от напряжения при $T = 296^\circ\text{K}$, приведены в таблице.

Параметры диффузионных p - n переходов в GaP

Номер диода	S , см ²	C_0 , пф при $U=0$	C_0/S пф/см ² при $U=0$	$U_{отс}$, в	W_0 , мк при $U=0$	E_0 в/см при $U=0$	a , см ⁻⁴	L , мк p - n переходов
A1	$2,75 \cdot 10^{-2}$	1025	$3,7 \cdot 10^4$	2,0	0,2	$1,5 \cdot 10^5$	$1 \cdot 10^{22}$	44
A2	$2,53 \cdot 10^{-2}$	1220	$5 \cdot 10^4$	1,42	0,2	$1 \cdot 10^5$	$2 \cdot 10^{22}$	44
A3	$1,5 \cdot 10^{-2}$	1835	$1 \cdot 10^5$	2,2	0,1	$3 \cdot 10^5$	$5 \cdot 10^{23}$	18
A4	$1 \cdot 10^{-2}$	1840	$2 \cdot 10^5$	2,2	0,1	$3 \cdot 10^5$	—	18

Обсуждение результатов

Несмотря на разную концентрацию активной примеси в исходном материале ($n \sim 10^{15} - 10^{17}$ см⁻³) при одинаковых режимах диффузии, глубины залегания p - n переходов почти не отличаются друг от друга, однако получаемые p - n переходы различаются характером распределения примеси в слое объемного заряда. Такая разница, вероятно, связана с тем, что диффузия цинка в GaP идет двояким образом — через узлы и междоузлия с разными скоростями [7].

Исходные кристаллы (до легирования Te) содержали значительную концентрацию кислорода вследствие самого метода синтеза, так как в качестве транспорента служило газообразное соединение кислорода с галлием, подвергавшееся разложению. Примесный уровень кислорода $Ed_2 = 0,4$ эВ выявлялся в наших образцах при исследовании вольт-амперных и вольт-емкостных зависимостей. При этом кислород входит в качестве как примеси замещения, так и внедрения. Компенсированные образцы с концентрацией $n \sim 10^{15}$ см⁻³, более темные по внешнему виду, по-видимому, включали в себя большое количество комплексов внедрения Te+O. Кристаллы с $n \sim 10^{17}$ см⁻³ светло-оранжевого цвета с более высокими значениями подвижности, полученные при измененном режиме синтеза, содержали меньше примесей. Тогда преимущественная диффузия Zn по узлам в компенсированных образцах приводит к резкому p - n переходу, в то время как совместная диффузия по междоузлиям и узлам дает линейное распределение примесей.

Напряжение отсечки определяется, главным образом, диффузионным потенциалом

$$U_D = E_g - (\varphi_n + \varphi_p), \quad (1)$$

где E_g — ширина запрещенной зоны; φ_n и φ_p — уровни Ферми в n и p областях перехода. При определении напряжения отсечки по вольт-емкостным характеристикам предполагается, что все напряжение приложено к p - n переходу, в то время как падение напряжения на базе пренебрежимо мало. Хотя это имеет место при комнатной температуре, но при понижении ее сопротивление базы резко возрастает, так что $R_b \gg R_{p-n \text{ пер}}$ и при этом само определение вольт-емкостных зависимостей становится затруднительным. Рост сопротивления R_b связан с влиянием глубоких уровней в исходном n -GaP. Так как легирование Zn довольно значительно (концентрация дырок в p -слое $p = 10^{19}$ см⁻³), то область объемного заряда находится, в основном, в

n -слое и перезарядка донорных уровней Te ($Ed_1=0,11$ эв) и O_2 ($Ed_2=0,4$ эв) влияет на сопротивление и, как показывают опытные данные, на частотную зависимость емкости.

Диффузионный потенциал, определяемый $U_{отс.}$, лучше удовлетворял (1) для резких переходов: для них при $T=296^\circ K$ $|\varphi_n|=0,19$ эв и $|\varphi_p|=0,002$ эв. Худшее согласие наблюдается при оценке U_D для линейного распределения примесей. Вероятно, в этом случае из-за большой концентрации мелких примесей при их неупорядоченном распределении образуются значительные «хвосты» состояний, что приводит к некоторому уменьшению E_g [8].

Частотная зависимость емкости при комнатной температуре для обоих типов переходов слаба (рис. 2). С понижением температуры в резких переходах емкость с уменьшением частоты возрастает в 4–5 раз (рис. 2).

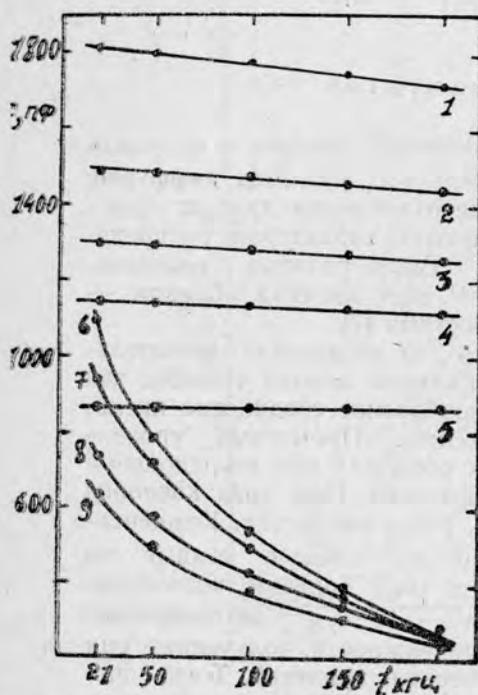


Рис. 2. Частотная зависимость диода Б1 с резким изменением концентрации примеси. Кривая 1, $U=0$; 2, $U=-1$; 3, $U=-2$; 4, $U=-3$; 5, $U=-6$; $T=296^\circ K$. Кривая 6, $U=0$; 7, $U=-0,75$; 8, $U=-3$; 9, $U=-5$; $T=150^\circ K$.

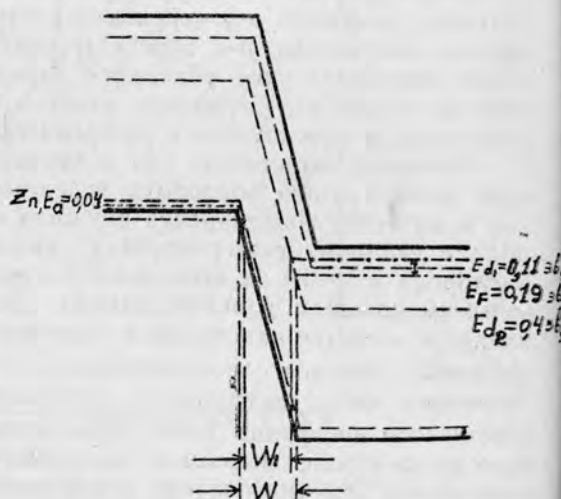


Рис. 3. Зонная схема p - n перехода с глубокими уровнями.

Это увеличение емкости можно связать с изменением зарядового состояния глубоких уровней, в частности, донорного уровня Te $Ed_1=0,11$ эв (рис. 3). При $T=296^\circ K$ уровень Ферми $\varphi_n=0,19$ эв, то есть все донорные уровни Te ионизованы и с приложением напряжения их перезарядки не происходит. С понижением температуры φ_n приближается к E_g и пересекает его. Когда φ_n близко к E_g или совпадает с ним, появляется дополнительное изменение емкости

$$C = \frac{dQ}{dU}$$

из-за изменения зарядового состояния уровня Te .

Выводы

В результате исследования вольт-емкостных характеристик диффузионных p - n переходов в игольчатых кристаллах GaP установлен характер распределения примеси, оценены другие параметры p - n переходов, вычислен диффузионный потенциал и предложено возможное объяснение отклонения его экспериментальных и вычисленных величин. Обнаружена частотная зависимость емкости и обсуждена роль глубоких уровней.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
23 июня 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Grimmeiss H. G., Kischio W. and Koelmans H. — I. Sol. St. El., v. 5, 155—159, 1962.
2. Pilkuhn M. H., Foster L. M. — IBM. J. of research and development, v. 10, № 2, 102—129, 1966.
3. Gershenson M. and Mikulyak R. M. — I. Appl. phys., v. 32, 1338—1348, 1961.
4. Allen I. W., Moncaster M. E. and Starkiewicz I. — I. Sol. St. El., v. 6, 95—102, 1963.
5. Горюнова Н. А., Игнаткина Р. С., Именков А. Н. и др. — Тр. Рижской конференции по физике p - n переходов, 1964 г. Изд-во «Зинатне», Рига, 287—295, 1966.
6. Газаков О., Слободчиков С. В. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1967.
7. Allison H. W. — I. Appl. phys., v. 34, № 1, 231—233, 1963.
8. Brodu T. P. — I. Appl. phys., v. 33, № 11, 100—111, 1962.

УДК 538.65:669.245:536.48

Р. Г. АННАЕВ
 С. ЯЗЛИЕВ
 А. ОРАЗСАХАТОВ
 М. РОЗЫЕВ

ЛИНЕЙНАЯ МАГНИТОСТРИКЦИЯ СПЛАВОВ СИСТЕМЫ НИКЕЛЬ—ПАЛЛАДИЙ ПРИ ТЕМПЕРАТУРЕ ЖИДКОГО АЗОТА

Линейная магнитострикция сплавов системы никель—палладий при комнатной температуре в продольных и поперечных магнитных полях исследовалась в работах [1, 2]. Физические свойства данной системы сплавов при низких температурах до сих пор мало изучены; исследование магнитострикции системы Ni—Pd при температуре жидкого азота вообще никем не проводилось.

Из теории четных эффектов Н. С. Акулова [3] известно, что продольная и поперечная магнитострикции при отсутствии парапроцесса, магнитной и кристаллографической текстуры связаны соотношением

$$\lambda_{\parallel} = -2\lambda_{\perp}. \quad (1)$$

Справедливость формулы (1) для металлов, сплавов и ферритов подтверждена многочисленными работами.

В настоящей работе исследована линейная магнитострикция в продольных и поперечных полях сплавов системы никель—палладий при температуре жидкого азота. Для этого было изготовлено 12 образцов в виде диска диаметром 14 и толщиной 1,5÷2,0 мм, составы которых приведены в табл. 1.

Таблица 1

Составы исследуемых образцов никель—палладий													
Номер образца		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Атомный	Pd	0	10	20	25	30	40	50	60	70	74	75	80
%	Ni	100	90	80	75	70	60	50	40	30	26	25	20

Технология изготовления и термообработка этих образцов подробно изложена в [1]. Магнитострикция измерялась методом проволочных тензометров, примененным в [4, 5, 6] для металлов и сплавов и в [7, 8] для ферритов. Проволочный тензометр вместе с температурно-компенсаторным датчиком включается в одинарный мост постоянного тока. В одно плечо моста включается рабочий тензометр, в другое — нерабочий, аналогичный рабочему. Для исключения температур-

ной погрешности нерабочий датчик также погружался в жидкий азот. Для градуировки моста в одно из плеч его последовательно с рабочим датчиком подключено эталонное сопротивление ($R_{э\tau}$). В третьем и четвертом плечах моста — магазины сопротивлений типа МСР-47 (класса 0,02). В диагональ моста включен зеркальный гальванометр типа М-21 с постоянной к току $2 \cdot 10^{-9}$ А/мм/м.

Для измерения магнитострикции образец помещался в магнитное поле электромагнита при помощи специального приспособления, позволяющего ориентировать образец под любым углом к полю. Все измерения проводились при температуре жидкого азота (-195°C).

Магнитострикция подсчитывалась по формуле

$$\lambda = \frac{1}{\eta} \frac{R_{э\tau}}{R_d \cdot \alpha_{э\tau}} \cdot \alpha,$$

где R_d — сопротивление рабочего датчика; $R_{э\tau}$ — эталонное сопротивление; $\eta=2$ — коэффициент тензочувствительности проволоки датчика; α — отклонение гальванометра, вызванное включением магнитного поля; $\alpha_{э\tau}$ — отклонение гальванометра, вызванное включением $R_{э\tau}$.

Результаты исследований представлены на рис. 1—3.

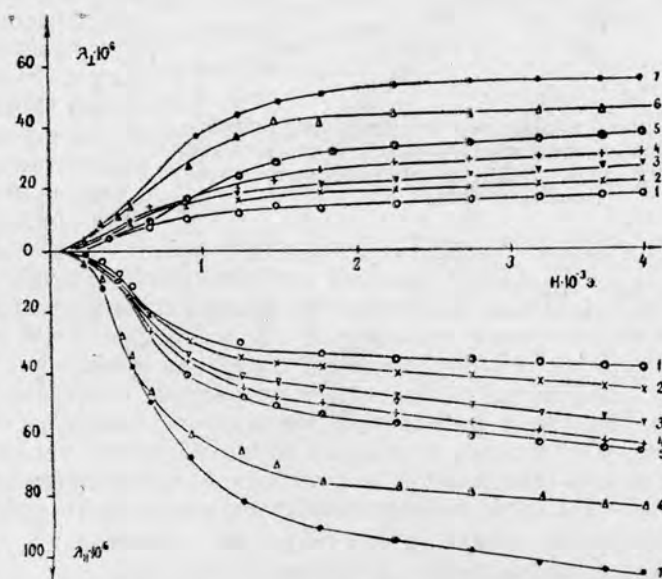


Рис. 1. Зависимость продольной и поперечной магнитострикции сплавов системы никель—палладий от напряженности магнитного поля. 1—7 — Номера образцов, приведенных в табл. 1.

Как видно из рис. 1 и 2, для всех исследованных систем сплавов при температуре жидкого азота продольная магнитострикция имеет отрицательный характер, а поперечная — положительный.

В сильных магнитных полях с увеличением величины поля абсолютная величина продольной и поперечной магнитострикции в сплавах системы никель—палладий увеличивается. Это явление, очевидно, обусловлено влиянием парапроцесса. При больших концентрациях палладия продольная и поперечная магнитострикция при температуре

жидкого азота намного больше, чем при комнатной температуре. Например, при поле, равном приблизительно 4000 эрстед, для образца

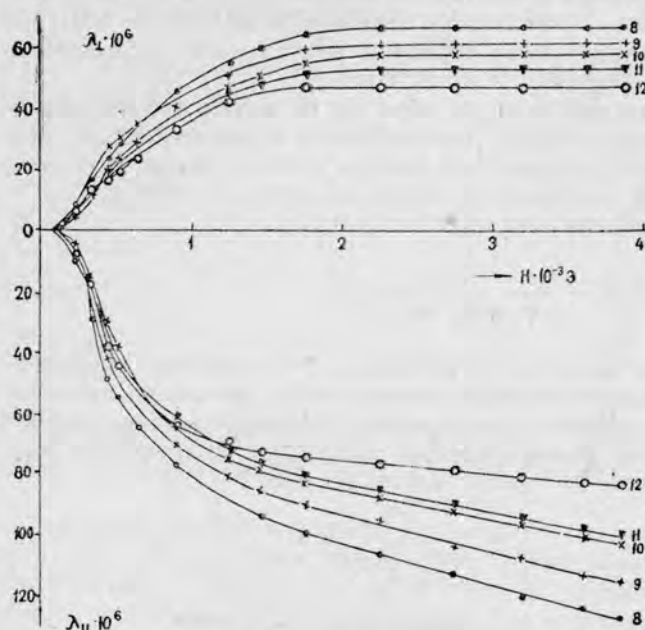


Рис. 2. Зависимость продольной и поперечной магнитострикции сплавов системы никель—палладий от напряженности магнитного поля. 8—12—номера образцов, приведенных в табл. 1.

40 ат% Pd, 60 ат% Ni при комнатной температуре $\lambda_{||} = -62, 25 \cdot 10^{-6}$, а при температуре жидкого азота $\lambda_{||} = -126,5 \cdot 10^{-6}$, то есть продольная магнитострикция при температуре жидкого азота более чем в 2 раза больше магнитострикции при комнатной температуре. Это преобладание сохраняется для всех образцов, где имеется достаточно большая концентрация неферромагнитной компоненты Pd. Как известно, точка Кюри сплавов системы никель—палладий с увеличением концентрации палладия уменьшается. Для образцов № 9—

12 точка Кюри лежит приблизительно в интервале температур 24—16°C [9, 10] и очень далеко отстоит от температуры жидкого азота.

По работам Л. Ландау [11] известно, что при охлаждении ферромагнитных материалов ниже некоторой температуры $T = \Theta$ возникает переход вещества из неупорядоченного состояния в частично упорядоченное. При дальнейшем понижении температуры наступает полное упорядочение. В данной работе при температуре жидкого азота за счет атомного упорядочения в сплавах обнаруживается увеличение абсолютной величины продольной и поперечной магнитострикции сплавов системы Ni—Pd. Для количественной оценки второго правила теории четных эффектов в табл. 2 сопоставлены значения $\lambda_{||}$ и $\lambda_{\perp}$ и их отношения для всей системы исследуемых образцов.

Влияние текстуры на величину магнитострикции учитывалось по методу Н. М. Пузеля [12]. Как видно из приведенной таблицы, второе правило четных эффектов Акулова в сплавах системы никель—палладий очень хорошо выполняется и при температуре жидкого азота. Небольшие отступления наблюдаются лишь при больших концентрациях неферромагнитной компоненты в сплаве.

На рис. 3 дана зависимость продольной и поперечной магнитострикции сплавов системы Ni—Pd при комнатной температуре и температуре жидкого азота от концентрации Pd. Абсолютная величина продольной и поперечной магнитострикции (рис. 3) плавно растет с ростом концентрации неферромагнитной компоненты до 60% палладия, после чего кривые плавно падают с увеличением концентрации палладия. Как известно, во всех бинарных ферромагнитных сплавах на

основе никеля с добавлением неферромагнитной компоненты (Pt, Ge, Zn, Cu и т. д.) при малых концентрациях легирующего элемента все магнитные характеристики линейно падают. Однако на сплавах системы никель—палладий с добавлением неферромагнитной компоненты Pd абсолютная величина продольной и поперечной магнитострикции плавно растет до 60%, затем падает. Возрастание магнитострикции в системе Ni—Pd с добавлением палладия, очевидно, связано с хорошим магнитным взаимодействием атомов палладия в кристаллической решетке атомов никеля.

Таблица 2

Значение продольной и поперечной магнитострикции сплавов никель—палладий ($H \approx 4000$ э)

Состав образцов, ат. %		$\lambda_{\parallel} \cdot 10^6$	$\lambda_{\perp} \cdot 10^6$	$\frac{\lambda_{\parallel}}{\lambda_{\perp}}$
Ni	Pd			
100	0	38,81	18,09	2,14
90	10	46,46	23,06	2,01
80	20	59,21	29,52	2,0
75	25	64,95	31,58	2,06
70	30	67,16	36,74	1,83
60	40	85,52	46,17	1,85
50	50	108,65	54,43	1,89
40	60	127,97	66,76	1,91
30	70	116,04	61,15	1,89
26	74	106,47	58,31	1,82
25	75	104,54	53,64	1,89
20	80	83,57	47,84	1,74

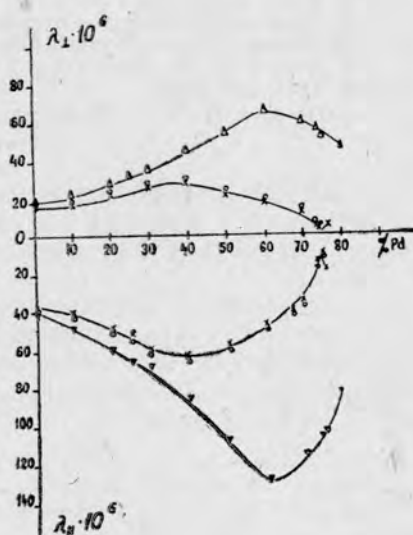


Рис. 3. Зависимость продольной и поперечной магнитострикции сплавов системы никель—палладий от концентрации палладия. х х х — Наблюдения при комнатной температуре, взятые из [1]; 0 0 0 — наши наблюдения при той же температуре; $\triangle \triangle \triangle$ — наши наблюдения при температуре жидкого азота.

Выводы

1. Исследованы продольная и поперечная магнитострикции сплавов системы никель—палладий в широком интервале концентраций при температуре жидкого азота.

2. Абсолютная величина магнитострикции сплавов системы никель—палладий с увеличением неферромагнитной компоненты до 60% Pd возрастает, после чего падает.

3. Второе правило четных эффектов Н. С. Акулова для сплавов системы никель—палладий подтверждается в широком интервале концентрации палладия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Язлиев С. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1961.
2. Аннаев Р. Г., Мяликгульев Г., Оразсахатов А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1963.
3. Акулов Н. С. — Ферромагнетизм, ОНТИ, 1939.
4. Coldman J. E. — Phys. Rev., 72, 6, 529, 1947.
5. Coldman J. E. and Smolnchowski R. — Phys. Rev., 75, 140, 1949.
6. Акулов Н. С., Волков Д. Н. — Вестник Московского университета, № 10, 1949.
7. Грабовский М. А. — Известия АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 14, 6, 530, 1950.
8. Wiel L., Collay M. et Poensin — P. C. R., 231, 3, 224, 1950.
9. Мяликгульев Г. — Журнал неорганической химии, т. 5, вып. 11, 1960.
10. Язлиев С. — Журнал неорганической химии, т. 5, вып. 11, 1960.
11. Ландау Л., Лифшиц Е. — Статистическая физика. Гостехиздат, 1951; ЖЭТФ, 7, 19, 627, 1937.
12. Пузей Н. М. — Известия АН СССР, сер. физ., т. 16, № 5, 1952.

УДК 538.66.546.3—19

Р. Г. АННАЕВ
М. З. АЛИ-ЗАДЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ТЕРМОМАГНИТНОГО ЭФФЕКТА В СИСТЕМЕ СПЛАВОВ НИКЕЛЬ—ГЕРМАНИЙ В ПРОДОЛЬНОМ МАГНИТНОМ ПОЛЕ

Целью данной работы является исследование продольного четного термомагнитного эффекта на отожженных сплавах системы Ni—Ge в широком интервале температур (от комнатной до точки Кюри соответствующего состава) и сопоставление полученных экспериментальных результатов со следующими соотношениями, предложенными Р. Г. Аннаевым [1]:

$$E_{S,AB}^{(T_1, T_2)} = E_{S,AO}^{(\theta^{00})} \left\{ \left[1 - \frac{T_2 \left(\frac{B}{B_r} \right)}{\theta_{AB}} \right]^2 - \left[1 - \frac{T_1 \left(1 - \frac{B}{B_r} \right)}{\theta_{AB}} \right]^2 \right\} \left(1 - \frac{B}{B_3} \right); \quad (1)$$

$$\theta_{AB} = \theta_{AO} \left(1 - \frac{B}{B_r} \right), \quad (2)$$

где $E_{S,AO}^{(\theta^{00})}$ — величина термомагнитного эффекта при полях насыщения чистого ферромагнитного элемента A—O, когда один спай термопары находится при 0°C или 0°K, а другой — при температуре Кюри θ ; $E_{S,AB}^{(T_1, T_2)}$ — соответственно величины термомагнитных эффектов при полях насыщения для чистого ферромагнитного элемента A—O и двухкомпонентного сплава A—B, когда один спай термопары находится при температуре T_1 , а другой — при T_2 ; θ_{AB} и θ_{AO} — соответственно точки Кюри чистого ферромагнитного компонента и двухкомпонентного сплава; B — данная концентрация легирующего неферромагнитного компонента в процентах; B_r , B_3 — соответственно критические концентрации, при значениях которых точка Кюри, и величина термомагнитного эффекта обращаются в нуль, а также исследование влияния парапроцесса на температурную зависимость термомагнитного эффекта в изучаемых сплавах.

Исследование и методика измерения

Для исследования было изготовлено 8 никель-германиевых образцов, образующих твердые растворы со следующими добавками германия на основе никеля: 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16 вес.%, для контроля измерительной установки брался чистый никель.

Плавление образцов проводилось в корундовых тиглях высокочастотной печи под слоем флюса и расплавы высасывались в нагретые фарфоровые трубки с внутренним диаметром 2—4 мм. После этого с помощью многократного промежуточного отжига образцы вытягивались в волоочильной установке и превращались в стержни диаметром 1 мм и длиной 200—250 мм. А с целью улучшения механических свойств сплавы проковывались и подвергались отжигу на гомогенизацию в атмосфере водорода при температуре 1000°C с выдержкой 6 часов.

Для снятия внутренних напряжений перед измерением образцы подвергались отжигу в вакууме.

Порядок отжига был следующим: образец из Ni—Ge нагревался в фарфоровых капиллярах до температуры 1000°C и выдерживался до 8 часов, затем медленно охлаждался вместе с печью до комнатной температуры со скоростью 50° в час. Температура во время отжига определялась хромель-алюмелевой термопарой, подключенной к электронному автоматическому самопишущему потенциометру, регулирующее устройство которого давало возможность поддерживать температуру с точностью порядка $\pm 5^\circ\text{C}$. В этом состоянии образцы подвергались исследованию.

Измерение продольного термомагнитного эффекта проводилось при помощи неуравновешенного потенциометра [3], который подключался к зеркальному гальванометру типа М 17/1 с постоянным к напряжению $1,2 \cdot 10^{-7}$ В/мм, что позволило измерить эффект при данных условиях с точностью до 2—2,5%.

Термомагнитный эффект измерялся дифференциальным методом, при котором образец помещался своими концами во внутрь двух печей, состоящих из бифилярно намотанных на фарфоровую трубку (длиной 250—300 мм, диаметром 8 мм) нихромовых проволок диаметром 0,7 мм. С помощью этих печей создавался температурный градиент 10—12°C вплоть до точки Кюри соответствующего состава Ni—Ge (4—6°C). Температурный градиент образца измерялся с помощью хромель-алюмелевых термопар, подключенных к высокочастотному потенциометру ПТВ-1, что позволило вести наблюдение температуры с точностью $\pm 0,5^\circ\text{C}$. Индикатором температуры служил зеркальный гальванометр М 17/1.

Результаты наблюдений и их анализ

Полученные результаты измерения продольного четного термомагнитного эффекта и намагниченности в сплавах системы Ni—Ge (с малыми концентрациями Ge) представлены на рис. 1—3.

На рис. 1 изображена зависимость изменения термомагнитного эффекта насыщения вблизи точки Кюри сплава 90 вес. % Ni, 10 вес. % Ge (обусловленного парапроцессом) от средней температуры спаев образца.

Видно, что с увеличением поля насыщения минимумы кривых $(E_s)_n = f(T_{cp})$ усиливаются. По минимуму кривых $(E_s)_n = f(T_{cp})$ приближенно находят точки Кюри для всех исследуемых сплавов.

На рис. 1 изображена зависимость изменения термомагнитного эффекта насыщения (E_s) от средней температуры спаев образца для сплавов 2, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, вес. % Ge на основе Ni. Знак продольного термомагнитного эффекта нормирован по отношению к начальной термоэлектродвижущей силе термопары, то есть ТЭДС Зеебека. Из этого рисунка видно, что для всех исследованных сплавов указанная зависимость во всем интервале температур носит линейный характер.

90% Ni 10% Ge

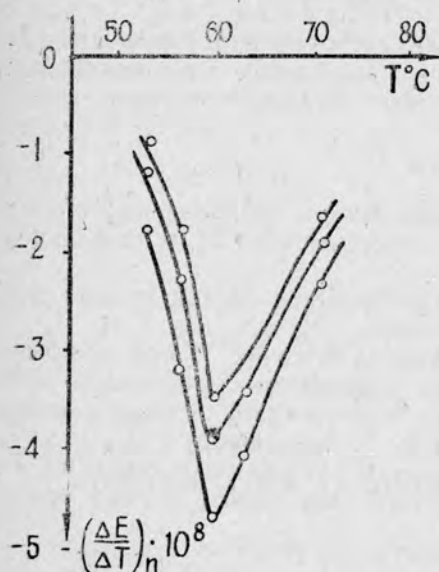


Рис. 1. Температурная зависимость термомагнитного эффекта, обусловленного парапроцессом, вблизи температуры Кюри для сплава 90 вес. % Ni, 10 вес. % Ge от средней температуры образца.

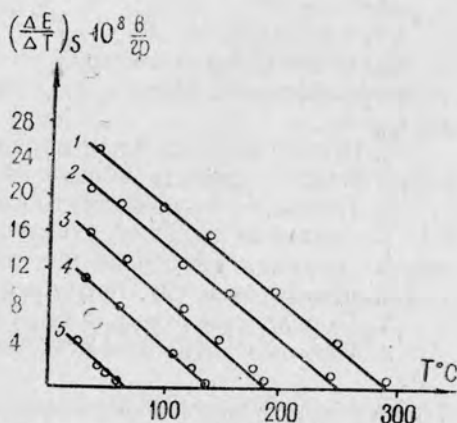


Рис. 2. Зависимость продольного термомагнитного эффекта при насыщении сплавов Ni — Ge от температуры. 1 — 98 %, 2%; 2 — 96 %, 4%; 3 — 94 %, 6%; 4 — 92 %, 8%; 5 — 90 % Ni, 10 % Ge.

На рис. 2 можно определить температуру Кюри по обращению в нуль относительного изменения эффекта. Если определить точку Кюри для одного состава по формуле (2), то находим критическую концентрацию B_c , где точка Кюри равна нулю.

На рис. 3 показана зависимость четного термомагнитного эффекта при полях насыщения от состава легирующего немагнитного элемента при значениях средних температур сплавов образца 30°C по экспериментально найденным и вычисленным по формуле (1) значениям. На этом же рисунке представлена зависимость точки Кюри от состава исследованных сплавов. Видно, что величина

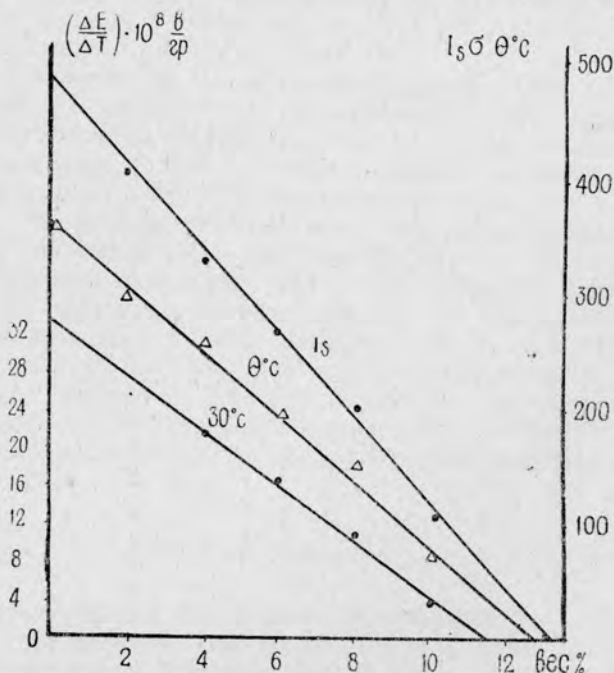


Рис. 3. Зависимость термомагнитного эффекта, точки Кюри, намагниченности насыщения сплавов от содержания легирующего элемента в сплавах никель—германий.

эффекта, намагниченность насыщения и точка Кюри линейно падают с увеличением концентрации германия в сплаве на всем интервале исследуемых составов.

Рис. 1 и 2 показывают, что экспериментально найденные и вычисленные по формулам (1) и (2) значения продольного термомагнитного эффекта насыщения и точки Кюри хорошо согласуются между собой.

В ы в о д ы

1. Исследована температурная зависимость продольного четного термомагнитного эффекта на сплавах системы Ni—Ge (с добавками германия).

2. Обнаружено сильное влияние парапроцесса на ход кривых термомагнитного эффекта вблизи точки Кюри.

3. Величина термомагнитного эффекта и точка Кюри сплавов Ni—Ge линейно падают с увеличением содержания легирующего элемента германия на основе никеля, что подтверждает справедливость соотношений (1) и (2), предложенных Р. Г. Аннаевым.

4. Определены точки Кюри для всех исследованных сплавов.

5. Термомагнитный эффект меняет свой знак вблизи точки Кюри.

Туркменский государственный университет
им. А. М. Горького

Поступило
8 июля 1967 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Аннаев Р. Г. — Тезисы докладов на Всесоюзном совещании по ферромагнетизму и антиферромагнетизму. Л., 1961.

УДК. 665.592.55

С. Р. СЕРГИЕНКО
К. Р. АТАМЕРЕДОВА
Б. А. КУЛЬДЖАЕВ
В. Д. МЕДВЕДЕВА

СОСТАВ, СВОЙСТВА И НАПРАВЛЕНИЯ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОНДЕНСАТОВ ГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЧАК

В связи с быстрым развитием в стране промышленности нефтехимического синтеза оценка потенциальных возможностей различных источников химического сырья приобретает особую актуальность. Изучение группового и индивидуального углеводородного состава природных, попутных нефтяных, заводских газов, газового бензина и газоконденсатов, основных нефтяных фракций и исследование их важнейших химических превращений позволяет значительно расширить ресурсы и спектр целевых исходных материалов для промышленности органического синтеза и вместе с тем создать научно обоснованные направления и методы более полного и рационального использования потенциальных возможностей этих полезных природных богатств.

Месторождение Ачак, введенное в эксплуатацию в ноябре 1966 г., должно дать в 1968 г. более 3,5 млрд. м³ газа и не менее 80 тыс. тонн конденсатов. К концу этого пятилетия добыча газа этого месторождения возрастет в 3 раза, следовательно, в 1970 г. можно ожидать получения на этом газовом месторождении около 0,25 млн. т конденсатов.

Изучение группового углеводородного состава газоконденсатов отдельных месторождений показывает, что они характеризуются большим разнообразием. Содержание отдельных групп углеводородов для конденсатов разных месторождений колеблется в широких пределах: ароматических — от долей процента до 40%, парафиновых — от 3 до 74% и циклопарафиновых — от 21 до 43%. Месторождение Ачак является одним из весьма перспективных в Туркмении, поэтому изучение фракционного и углеводородного состава конденсатов этого месторождения, определение главных направлений их использования является одной из первоочередных задач.

Экспериментальная часть

Для исследования взяты образцы конденсатов из скважин № 1, 2 (2 образца), 5, 6, 7, 10 месторождения Ачак* (табл 1). Ранее нами был исследован конденсат из разведочной скважины № 1-Р [1, 2].

* Образцы конденсатов были отобраны работниками Газпрома Туркмении и представлены в лабораторию К. Языевым и Я. М. Гунибековым.

Все исследованные образцы конденсатов представляют собой легко-подвижные светло-желтые жидкости, выкипающие от 24—28° до 314—348 °С.

Таблица 1

Дата и глубина отбора конденсатов

Номер скважины	Интервал перфорации, м	Горизонт	Дата отбора	Пределы выкипания, °С	Температура застывания, °С
1	1762—1733	IV ^б	3 июля 1967 г.	28—324	—40
2 ^I обр.	1661—1546	II ^{а+б}	3 июля 1967 г.	24—316	—38
2 ^{II} обр.	1546—1662	АПТ II ^{а+б}	26 сентября 1966 г.	26—270	—62
5	1773—1739	IV ^б	3 июля 1967 г.	25—317	—38
6	1935—1856	V ^а	"	25—314	—38
10	1919—1838	V ^а	"	27—320	—38
7	2140—2123	IX	"	26—348	—40

После высушивания конденсаты фракционировались на стандартные бензиновые и 50-градусные керосиновые фракции, а также подвергались адсорбционно-хроматографическому разделению на силикагеле АСМ на предельные и ароматические углеводороды. Общая характеристика, включая групповой углеводородный состав, конденсатов представлена в табл. 2, а фракционный состав — в табл. 3 и на рис. 1.

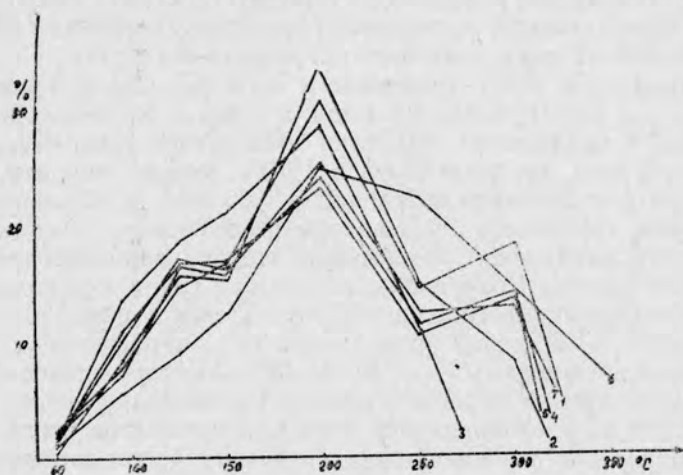


Рис. 1. Кривая разгонки конденсатов. 1 — Скважина № 1, 2 — скважина № 2 (I обр.), 3 — скважина № 2 (II обр.), 4 — скважина № 5, 5 — скважина № 6, 6 — скважина № 7, 7 — скважина № 10.

Следует отметить, что наименьшее количество ароматических углеводородов содержится в конденсате из скважины № 2 (для двух образцов) — 3,7%, а наибольшее их количество в конденсате из скважины № 7 — 27%.

Свойства и групповой углеводородный состав конденсатов месторождения Алак

Углеводороды	Скважина № 1			Скважина № 2 I обр.			Скважина № 2 II обр.			Скважина № 5			Скважина № 6			Скважина № 10			Скважина № 7		
	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}
Неразделенный конденсат	100,0	1,4400	0,7849	100,0	1,4210	0,7513	1,4160	0,7386	100,0	1,4370	0,7794	1,4370	100,0	0,7794	1,4377	100,0	0,7824	1,4395	100,0	0,8023	1,4490
Ароматические	18,6	1,4930	0,8612	3,7	0,8525	1,4850	3,5	1,4880	0,8526	19,2	0,8584	1,4935	20,5	0,8625	1,4960	20,4	0,8632	1,4970	27,0	0,8721	1,4993
Пределы	81,4	1,4280	0,7675	96,3	0,7474	1,4185	96,5	1,4137	0,7377	80,8	0,7582	1,4240	79,5	0,7620	1,4240	79,6	0,7632	1,4255	73,0	0,7769	1,4330
Из них:																					
образующие комплекс с карбонидом	25,5	1,4250	0,7538	24,2	0,7392	1,4170	23,6	1,4145	0,7360	26,0	0,7561	1,4230	24,7	0,7513	1,4230	24,3	0,7532	1,4230	24,2	0,7567	1,4248
не образующие комплекс с карбонидом	55,9	1,4335	0,7836	72,1	0,7564	1,4230	72,9	1,4215	0,7537	54,8	0,7784	1,4320	54,8	0,7772	1,4315	55,3	0,7776	1,4315	48,8	0,7955	1,4385

Таблица 3

Свойства и фракционный состав конденсатов газового месторождения Алак

Пределы выпаривания, °C	Скважина № 1			Скважина № 2 I обр.			Скважина № 2 II обр.			Скважина № 5			Скважина № 6			Скважина № 7			Скважина № 10		
	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}	вес. %	n_D^{20}	d_4^{20}
Н. к. — 60	0,3	1,3846	—	2,1	1,3693	0,6349	1,6	1,3658	0,6395	1,4	1,3654	—	1,8	1,3640	0,6311	1,2	1,3852	—	2,0	1,3732	0,6441
60 — 95	8,4	1,4132	0,7165	7,8	1,4013	0,7133	14,8	1,4004	0,7121	10,0	1,4138	0,7369	11,0	1,4120	0,7339	5,6	1,4286	0,7564	7,3	1,4143	0,7360
95 — 122	14,9	1,4306	0,7671	15,8	1,4121	0,7359	18,7	1,4116	0,7360	17,2	1,4300	0,7560	16,8	1,4320	0,7681	19,0	1,4372	0,7762	17,1	1,4308	0,7678
122 — 150	16,8	1,4398	0,7779	15,2	1,4166	0,7428	21,2	1,4154	0,7403	16,4	1,4383	0,7758	16,8	1,4414	0,7836	12,5	1,4388	0,7804	15,8	1,4413	0,7831
150 — 200	30,9	1,4404	0,7842	33,7	1,4250	0,7557	28,6	1,4238	0,7555	24,1	1,4400	0,7821	23,3	1,4416	0,7856	25,3	1,4452	0,7952	25,5	1,4418	0,7873
Н. к. — 200	60,8	—	—	74,5	—	—	84,9	—	—	69,1	—	—	69,7	—	—	53,6	—	—	67,8	—	—
200 — 250	14,5	1,4511	0,8088	14,8	1,4358	0,7624	11,0	1,4355	0,7793	11,3	1,4501	0,8075	10,4	1,4536	0,8120	22,3	1,4614	0,8262	12,5	1,4536	0,8139
250 — 300	18,1	1,4532	0,8135	7,9	1,4403	0,7856	2,4	1,4410	0,7888	14,2	1,4530	0,8132	13,6	1,4565	0,8203	14,6	1,4630	0,8322	13,1	1,4569	0,8194
300 — к. к.	5,0	1,4547	0,8170	1,40	1,4478	0,8007	—	—	—	3,4	1,4542	0,8223	3,6	1,4579	0,8213	6,9	1,4690	0,8419	5,7	1,4577	0,8224
200 — к. к.	37,8	—	—	24,0	—	—	13,4	—	—	28,8	—	—	27,6	—	—	43,8	—	—	31,2	—	—
Н. к.	28°	—	—	24°	—	—	26°	—	—	25°	—	—	26°	—	—	26°	—	—	27°	—	—
К. к.	324°	—	—	316°	—	—	270°	—	—	317°	—	—	314°	—	—	348°	—	—	320°	—	—

Содержание же н. парафинов, образующих комплекс с карбамидом, во всех конденсатах примерно одинаково — 24—26%. Важно отметить, что конденсат из скважины № 7 отличается от остальных не только самым высоким содержанием (~27%) ароматических углеводородов, но и является наиболее тяжелым из них по фракционному составу: к. к. 348°, фракция н. к. — 200° составляет 53,6%, выше 200° выкипает 43,8%.

С целью определения содержания в конденсатах гексаметиленов предельная часть их подвергалась избирательному каталитическому дегидрированию в паровой фазе по Н. Д. Зелинскому. Дегидрирование проводилось в проточной системе при 305-306° и объемной скорости 0,5 час⁻¹ на платинированном угле с добавкой железа. Активность катализатора проверялась по циклогексану. Результаты дегидрирования суммированы в табл. 4.

Таблица 4

Свойства дегидрогенизатов газовых конденсатов

Номер скважины	Взято продукта, г	Выход жидкого катализата, %	Выход газа, мл	Свойства катализата		Ароматические углеводороды катализата			
				n_D^{20}	d_4^{20}	на катализат, %	на конденсат, %	n_D^{20}	d_4^{20}
1	24,33	97,7	3400	1,4395	0,7822	19,9	18,5	1,4928	0,8572
2 ^I обр.	23,00	96,6	3050	1,4300	0,7607	18,0	17,4	1,4920	0,8575
2 ^{II} обр.	32,75	95,2	4500	1,4248	0,7510	16,3	15,8	1,4935	0,8604
5	23,98	94,6	4100	1,4379	0,7748	25,8	20,8	1,4910	0,8596
6	24,10	96,8	4250	1,4389	0,7770	23,7	18,8	1,4900	0,8582
10	24,72	96,5	4050	1,4400	0,7811	23,7	18,9	1,4915	0,8570
7	19,10	98,4	1850	1,4400	0,7857	16,9	12,3	1,4900	0,8543

Из всех дегидрогенизатов выделены ароматические углеводороды и определены их свойства (табл. 4). Остаточные предельные углеводороды, выделенные из дегидрогенизата после отделения ароматических углеводородов, были охарактеризованы. В табл. 5 приведены сравнительные данные о свойствах парафино-циклопарафиновых углеводородов всех конденсатов до и после дегидрирования по Н. Д. Зелинскому.

Таблица 5

Свойства предельных углеводородов до и после дегидрирования предельной части конденсатов

Номер скважины	До дегидрирования		После дегидрирования	
	n_D^{20}	d_4^{20}	n_D^{20}	d_4^{20}
1	1,4280	0,7675	1,4260	0,7588
2 ^I обр.	1,4185	0,7474	1,4170	0,7412
2 ^{II} обр.	1,4137	0,7377	1,4116	0,7310
5	1,4240	0,7582	1,4220	0,7524
6	1,4240	0,7620	1,4230	0,7533
10	1,4255	0,7632	1,4260	0,7575
7	1,4330	0,7769	1,4306	0,7739

На основе полученных экспериментальных данных сделан расчет группового углеводородного состава конденсатов (табл. 6).

Таблица 6

Групповой углеводородный состав газовых конденсатов

Номер скважины	Н. парафины, %	Ароматические углеводороды, %	Циклогексановые углеводороды, %	Изопарафиновые + циклопентановые, %
1	25,5	18,6	18,5	37,4
2 ^I обр.	24,2	3,7	17,4	54,7
2 ^{II} обр.	23,6	3,5	15,8	56,9
5	26,0	19,2	20,8	34,0
6	24,7	20,5	18,8	36,0
10	24,3	20,4	18,9	36,4
7	24,2	27,0	12,3	36,5

Выводы

1. Изучены свойства и групповой углеводородный состав конденсатов шести скважин газового месторождения Ачак.

2. Показано, что исследованные конденсаты довольно близки между собой по фракционному составу: фр. н. к. — 95° составляет 8—12%, бензиновая часть (н. к. — 200°C) — 61—75%; а керосино-газойлевая часть (200 — к. к.) — 24—40%; исключение составляет конденсат скважины № 7, в котором бензиновые фракции составляют 54% (фр. н. к. — 95°—4,3%), а керосино-газойлевая (200—348°) — 48%.

3. Исследованные конденсаты характеризуются почти одинаковым групповым углеводородным составом: ароматические — 19—20%; циклогексановые — 17—21%; н. парафины — 24—26%; изопарафины + циклопентаны — 39—43%. Исключение и здесь составляют конденсаты скважин № 7 (аромат. 27%, циклогексаны — 12%) и скважины № 2 (аромат. 4%, изопарафины + циклопентаны — 56%).

4. Показано, что газоконденсаты месторождения Ачак могут служить богатым источником для получения ароматических и циклогексановых углеводородов, суммарное содержание которых составляет около 40%.

5. В начальный период эксплуатации месторождения Ачак конденсат может быть использован как ценный компонент автобензина (фр. н. к. — 200°C) и дизельного топлива (200° — к. к.).

6. Высокое содержание в конденсатах парафиновых углеводородов, извлекаемых в виде кристаллических комплексов с карбамидом, делает их ценным источником получения н. парафинов.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
15 января 1968 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Гукасова Р. Г., Талаев Е. И., Кульджаев Б. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1966.
2. Сергиенко С. Р., Самозванцева М. С., Гарбалинский В. А., Колесникова Л. П., Гукасова Р. Г., Бобылева А. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1967.

УДК 665. 592. 55

С. Р. СЕРГИЕНКО
Б. А. КУЛЬДЖАЕВ
Е. И. ТАЛАЛАЕВ

ИНДИВИДУАЛЬНЫЙ УГЛЕВОДОРОДНЫЙ СОСТАВ КОНДЕНСАТА МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЧАК

В предыдущем сообщении [1] дана общая характеристика конденсатов, отобранных из шести газовых скважин месторождения Ачак. Среди исследованных образцов был и конденсат из скважины № 2, отобранный 26 октября 1966 г., который как по фракционному, так и по групповому составам отличается от всех остальных нами исследованных конденсатов Ачакского месторождения [1—3]. Поэтому как с научной, так и с практической сторон представлялось крайне интересным изучить индивидуальный углеводородный состав этого образца конденсата.

Экспериментальная часть

Предельные углеводороды. Для исследования индивидуального углеводородного состава предельной части была взята фракция, выкипающая в пределах от начала кипения до 125°. Предельная часть этой фракции составляла 37,8% конденсата. Количественная оценка содержания отдельных углеводородов велась методом капиллярной хроматографии при температуре 70° на хроматографе «Хром-2» с пламенно-ионизационным детектором. В качестве неподвижной фазы применялся сквалан, газом-носителем служил гелий. Детально методика исследования описана ранее [4]. Полученная хроматограмма показана на рис. 1, а количественное содержание индивидуальных предельных углеводородов, выкипающих до 125°, в табл. 1. Суммарное содержание циклопарафиновых углеводородов в этой фракции в данном образце конденсата составляет около 40%, тогда как в описанном ранее конденсате месторождения Ачак содержание циклопарафиновых углеводородов в этой фракции превышает 50% [3]. Почти три четверти циклопарафиновых углеводородов приходится на долю гексаметиленовых. Соотношение индивидуальных углеводородов среди гексаметиленовых, как видно из табл. 2, выражается следующим образом: циклогексан 19% (2% на конденсат), метилциклогексан — 56% (около 6% на конденсат), ди- и полизамещенные гомологи циклогексана — 25%. 78% диметилзамещенных циклогексана составляют 1,3- и 1,4-изомеры. Среди пентаметиленовых углеводородов на долю циклопентана приходится 3%, а монозамещенные циклопентана — метил- и этил-

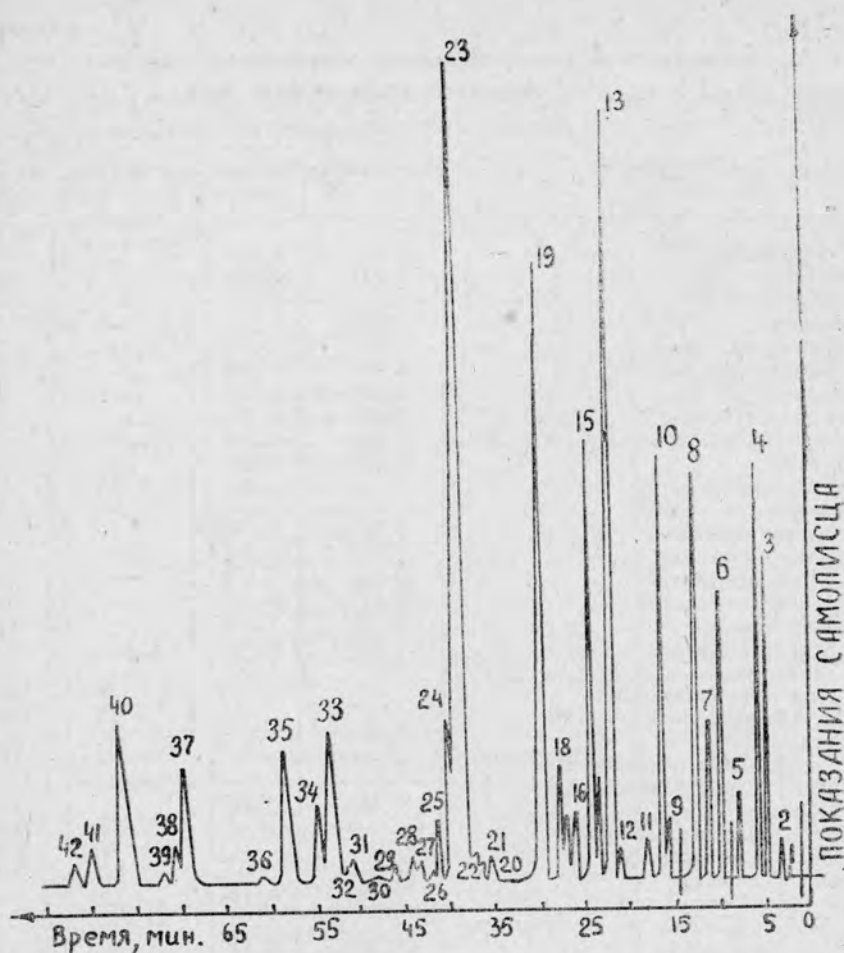


Рис. 1. Хроматограмма предельных углеводородов фракции н. к.—125° конденсата месторождения Ачак.
 1—2-Метилпропан; 2—н-бутан; 3—2-метилбутан; 4—н-пентан; 5—2,2-диметилбутан; 6—циклопентан + 2,3-диметилбутан + 2-метилпентан; 7—3-метилпентан; 8—н-гексан; 9—2,2-диметилпентан; 10—метилциклопентан + 2,4-диметилпентан; 11—2,2,3-триметилбутан; 12—3,3-диметилпентан; 13—циклогексан + 2-метилгексан; 14—2,3-диметилпентан; 15—1,1-диметилциклопентан + 3-метилгексан; 16—цис-1,3-диметилциклопентан + 3-этилпентан; 17—транс-1,3-диметилциклопентан; 18—транс-1,2-диметилциклогексан; 19—н-гептан; 20—2,2-диметилгексан; 21—цис-1,2-диметилциклопентан; 22—1,1,3-триметилциклопентан + 2,5-диметилгексан; 23—метилциклогексан; 24—2,4-диметилгексан; 25—этилциклопентан; 26—2,2,3-триметилпентан; 27—транс, транс-1,2,4-триметилциклопентан; 28—3,3-диметилгексан; 29—транс, транс-1,2,3-триметилциклопентан; 30—2,3,4-триметилпентан; 31—2,3-диметилгексан; 32—2,3-метилэтилпентан; 33—2-метилгептан + 2,3,3-триметилпентан; 34—4-метилгептан; 35—3-метилгептан + 3,4-диметилгексан; 36—3-этилгексан + цис, цис-1,2,4-триметилциклопентан; 37—цис-1,3-диметилциклогексан + транс-1,4-диметилциклогексан; 38—1,1-диметилциклогексан + цис-1,3-метилэтилциклопентан; 39—транс-1,3-метилэтилциклопентан + транс-1,2-метилэтилциклопентан; 40—н-октан; 41—транс-1,2-диметилциклогексан; 42—транс-1,3-диметилциклогексан + цис-1,4-диметилциклогексан.

циклопентаны — составляют более 40% от суммарного содержания пентаметиленов. Дизамещенные циклопентаны представлены в основном 1,2- и 1,3-диметилциклопентанами, преимущественно транс-изомерами. Трехзамещенные циклопентаны состоят в основном из 1,2,3- и

Таблица 1

Индивидуальный состав предельных углеводородов фракции
н. к. — 125° конденсата месторождения Ачак

Число атомов	Углеводороды	Парафины, %		Циклопарафины, %	
		на фракцию н. к.—125°	на кон- денсат	на фракцию н. к.—125°	на кон- денсат
C ₄	2-метилпропан	0,073	0,028	—	—
	Н-бутан	0,233	0,088	—	—
C ₅	2-метилбутан	1,817	0,687	—	—
	Н-пентан	2,495	0,943	—	—
C ₆	Циклопентан	—	—	0,342	0,129
	2-метилпентан	3,461	1,309	—	—
	2,2-диметилбутан	0,594	0,224	—	—
	2,3-диметилбутан	0,606	0,229	—	—
	3-метилпентан	2,556	0,966	—	—
	Н-гексан	7,130	2,695	—	—
	Метилциклопентан	—	—	3,213	1,214
	Циклогексан	—	—	5,292	2,000
	2,2-диметилпентан	0,537	0,203	—	—
	2,4-диметилпентан	1,065	0,403	—	—
	2,2,3-триметилбутан	0,458	0,173	—	—
	3,3-диметилпентан	0,377	0,142	—	—
	2-метилгексан	4,230	1,599	—	—
C ₇	2,3-диметилпентан	1,330	0,503	—	—
	3-метилгексан	4,591	1,735	—	—
	1,1-диметилциклопентан	—	—	1,170	0,442
	Цис-1,3-диметилциклопентан	—	—	0,910	0,344
	3-этилпентан	0,060	0,023	—	—
	Транс-1,3-диметилциклопентан	—	—	0,863	0,326
	Транс-1,2-диметилциклопентан	—	—	1,673	0,632
	Н-гептан	9,383	3,547	—	—
	Цис-1,2-диметилциклопентан	—	—	0,201	0,076
	Метилциклогексан	—	—	15,509	5,862
	Этилциклопентан	—	—	1,152	0,435
	2,2-диметилгексан	0,391	0,148	—	—
	2,5-диметилгексан + 1,1,3-триметил- циклопентан	0,409	0,155	—	—
	2,4-диметилгексан	3,148	1,190	—	—
	2,2,3-триметилпентан	0,270	0,102	—	—
	Транс-транс-1, 2, 4-триметилцикло- пентан	—	—	0,416	0,157
	3,3-диметилгексан	0,561	0,212	—	—
	Транс-транс-1, 2, 3-триметилцикло- пентан	—	—	0,417	0,158
	2,3,4-триметилпентан	0,100	0,038	—	—
C ₈	2,3-диметилгексан	0,581	0,220	—	—
	2,3-метилэтилпентан	0,266	0,097	—	—
	2-метилгептан + 2,3,3-триметилпен- тан	3,748	1,417	—	—
	4-метилгептан	1,961	0,741	—	—
	3-метилгептан + 3,4-диметилгептан	3,548	1,341	—	—
	3-этилгексан + 1,2,4-триметилцикло- пентан цис, цис	0,245	0,093	—	—
	Цис-1,3-диметилциклогексан + транс- 1,4-диметилциклогексан	—	—	3,517	1,329
	Цис-1,3-метилэтилциклопентан + 1,1- диметилциклогексан	—	—	1,261	0,477
	Транс-1,3-метилэтилциклопентан + транс-1,2-метилэтилциклопен- тан	—	—	0,425	0,161
	Н-октан	5,378	2,033	—	—
	Транс-1,2-диметилциклогексан	—	—	1,245	0,417
	Транс-1,3-диметилциклогексан + цис- 1,4-диметилциклогексан	—	—	0,796	0,301
	Всего	61,600	23,284	38,400	14,514

Таблица 2

Структурные изомеры изопарафиновых, циклопарафиновых и ароматических углеводородов в конденсате месторождения Ачак

Тип углеводородов	Число С-атомов	Углеводороды	Содержание изомеров, %	
			по числу заместителей	по положению заместителей
Изопарафины	C ₆	2-метилпентан	{ 83,55	57,50
		3-метилпентан		42,50
		2,2-диметилбутан	{ 16,45	49,50
		2,3-диметилбутан		50,50
	C ₇	2-метилгексан	{ 70,20	47,70
		3-метилгексан		51,63
		3-этилпентан		0,67
		2,2-диметилпентан	{ 26,15	16,23
		2,3-диметилпентан		40,20
		2,4-диметилпентан		32,18
		3,3-диметилпентан		11,39
		2,2,3-триметилбутан	3,65	100,00
		2-метилгептан + 2,3,3-триметилпентан	24,61	100,00
		3-метилгептан + 3,4-диметилгексан	23,31	100,00
Циклопентан	C ₆ —C ₇	4-метилгептан	{ 14,47	88,90
		3-этилгексан		11,10
	C ₇ —C ₈	2,2-диметилгексан	{ 35,18	7,30
		2,3-диметилгексан		10,85
		2,3-метилэтилпентан		4,97
		2,4-диметилгексан		58,76
		2,5-диметилгексан		7,63
		3,3-диметилгексан	{ 2,43	10,49
		2,2,3-триметилпентан		73,00
		2,3,4-триметилпентан		27,00
	C ₇ —C ₈	Метилциклопентан	37,38	73,65
		Этилциклопентан		26,35
		1,1-диметилциклопентан	55,50	18,00
		1,2-диметилциклопентан цис		3,09
		1,2-диметилциклопентан транс		25,74
		1,3-диметилциклопентан цис		14,00
		1,3-диметилциклопентан транс		13,27
		1,3-метилэтилциклопентан цис		
		1,1-диметилциклогексан		19,40
		1,3-метилэтилциклопентан транс		
		1,2-метилэтилциклопентан транс		6,50
		1,1,3-триметилциклопентан	7,12	—
		1,2,3-триметилциклопентан транс, транс		50,02
		1,2,4-триметилциклопентан транс, транс		49,98
		1,2,4-триметилциклопентан цис, цис		—

Циклогексаны	C ₇	Метилциклогексан	73,62	100,00
		1,2-диметилциклогексан транс	26,38	22,40
		1,3-диметилциклогексан транс		14,33
		1,4-диметилциклогексан цис		63,27
		1,3-диметилциклогексан цис		63,27
Ароматические	C ₇	Метилбензол		100,00
	C ₈	Этилбензол		100,00
	C ₉	Н-пропилбензол Изопропилбензол	16,48	53,15 46,85
	C ₈	1,2-диметилбензол 1,3-диметилбензол 1,4-диметилбензол		20,74 63,30 15,96
	C ₁₀	1,3-метилпропилбензол 1,4-метилпропилбензол 1,2-диэтилбензол 1,3-диэтилбензол		52,00 15,00 27,00 6,00
	C ₁₁	1,4-метилбутилбензол 1,3-метилбутилбензол		76,57 23,43
	C ₉	1,2,3-триметилбензол 1,2,4-триметилбензол 1,3,5-триметилбензол	83,52	16,05 46,00 37,95

1,2,4-триметилциклопентанов. Как и в случае дизамещенных, здесь преобладают транс-изомеры. Установлено наличие небольших количеств гемдизамещенных циклопентанов.

Парафины нормального строения составляют 40% всех парафиновых углеводородов фракции н. к. — 125°C (табл. 3). Некоторое различие в составе н. парафинов (C₇ и C₈), выделенных методом комплексообразования с карбамидом, и содержанием их во фракции н. к. — 125°, определенным хроматографически, объясняется тем, что при отгонке фракции предельных углеводородов н. к. — 125° не весь октан переходит в эту фракцию. Это было проверено снятием хроматограммы фракции 125—150°C, где содержание октана составляет 2% на конденсат. Изопарафины представлены в основном 2- и 3-метилзамещенными изомерами (62—84%). Дизамещенные изопарафины более чем на 70% состоят из 2,3-, 2,4-диметилзамещенных изомеров.

Состав углеводородов, регенерированных из карбамидного комплекса (23,6% на конденсат), определялся методом газожидкостной хроматографии на хроматографе ЛХМ-7^a в следующих условиях:

неподвижная фаза, Апиэзон L	— 10%;
на хромасорбе W	— 60—80 меш.;
газ-носитель азот	— 6 л/час;
длина колонки	— 2 м;
диаметр колонки	— 4 мм;
программированная температура	— от 60 до 150°.

Содержание индивидуальных предельных углеводородов в фракции
н. к. — 125° и соотношение различных структур (изомеров)

Углеводороды	Содержание, % в фракции н. к.—125°	Количество на соответствующую группу углеводородов, %	Соотношение изомеров, %
Суммарное содержание C_4H_{10}	0,306	0,50	100,00
Из них: н- C_4H_{10}	0,233	—	76,20
изо- C_4H_{10}	0,073	—	23,80
Суммарное содержание C_5H_{12}	4,312	6,98	100,00
Из них: н- C_5H_{12}	2,495	—	58,00
изо- C_5H_{12}	1,817	—	42,00
Суммарное содержание C_6H_{14}	14,347	23,30	100,00
Из них: н- C_6H_{14}	7,130	—	49,70
изо- C_6H_{14}	7,217	—	50,30
Суммарное содержание C_7H_{16}	22,031	35,74	100,00
Из них: н- C_7H_{16}	9,383	—	42,70
изо- C_7H_{16}	12,648	—	57,30
Суммарное содержание C_8H_{18}	20,606	33,48	100,00
Из них: н- C_8H_{18}	5,378	—	26,10
изо- C_8H_{18}	15,228	—	73,90
Суммарное содержание $C_4—C_8$	61,600	100,00	100,00
Из них: н- $C_4—C_8$	24,619	—	40,00
изо- $C_4—C_8$	36,981	—	60,00
Суммарное содержание циклопентановых	10,782	28,10	100,00
Из них: циклопентан	0,342	—	3,20
гомологи циклопентана	10,440	—	96,80
Суммарное содержание циклогексановых	27,618	71,90	100,00
Из них: циклогексан	5,292	—	19,15
гомологи циклогексана	22,326	—	80,85
Всего циклопарафиновых	38,400	100,00	

Состав выделенных н. парафинов приведен в табл. 4. Хроматограмма углеводородов показана на рис. 2. Н. парафины $C_6—C_{12}$ выходят хорошо разрешенными пиками. Это объясняется введением программированного нагрева колонки хроматографа. Почти четвертую часть н. парафинов составляет н. нонан, затем следует н. октан (17%). Почти в равных количествах содержатся в конденсате н. декан, н. ундекан (14%) и н. гептан (13—14%).

Для определения состава циклогексановых углеводородов фракция предельных углеводородов н. к.—200° (см. табл. 7) подвергалась дегидрогенизации на платинированном угле с добавкой 2% железа. Взято для дегидрогенизации 31,3 г предельных углеводородов фракции н. к. — 200°, получено дегидрогенизата 30,7 г (98,2%), выделилось газа 4,26 л (0,19 молей). Состав и свойства дегидрогенизата показаны в табл. 5.

Методом адсорбционной хроматографии на силикагеле АСМ из катализата выделено 17,7% (14,5% на конденсат) ароматических углеводородов. Выделенные из дегидрогенизата ароматические углеводороды исследовались методом газожидкостной хроматографии на хроматографе «Хром-2». Была использована капиллярная колонка длиной 50 м и диаметром 0,25 мм.

Таблица 4

Индивидуальный состав углеводородов, регенерированных из кристаллического комплекса с карбамидом

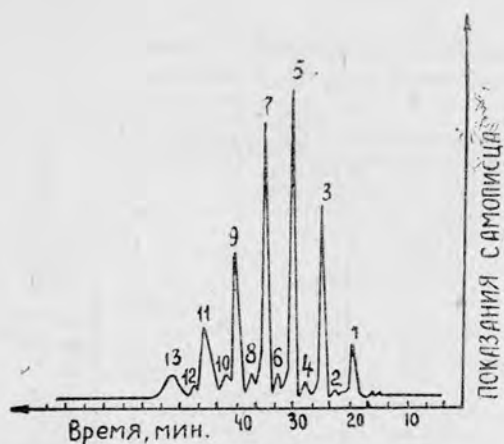


Рис. 2. Хроматограмма углеводородов, образующих комплекс с карбамидом. 1—Н-гексан; 2—изогептан; 3—н-гептан; 4—изооктан; 5—н-октан; 6—изононан; 7—н-нонан; 8—изодекан; 9—н-декан; 10—изоундекан; 11—н-ундекан; 12—изододекан; 13—н-додекан.

Углеводороды	Содержание, %	
	на комплексобразующие углеводороды	на конденсат
Н-гексан	4,93	1,16
Изо-гептан	0,68	0,16
Н-гептан	12,53	2,96
Изо-октан	1,27	0,30
Н-октан	16,63	3,92
Изо-нонан	1,97	0,46
Н-нонан	19,75	4,66
Изо-декан	2,57	0,61
Н-декан	13,83	3,26
Изо-ундекан	2,99	0,71
Н-ундекан	13,83	3,26
Изо-додекан	0,79	0,19
Н-додекан	7,06	1,66
Всего	100,00	23,60

Таблица 5

Групповой углеводородный состав дегидрогенизата предельных углеводородов фракции н. к. — 200°

Углеводороды	Содержание, %	Свойства	
		d_4^{20}	n_D^{20}
Дегидрогенизат	100,0	0,7480	1,4225
Предельные	82,3	0,7235	1,4084
Ароматические	17,7	0,8515	1,4943

В качестве неподвижной фазы применялся Твин-60, а газ-носитель — азот. Анализ велся при температуре 100°, $P_{вх}=0,75$ атм. Полученная хроматограмма показана на рис. 3, а индивидуальный состав выделенных из дегидрогенизата ароматических углеводородов приведен в табл. 6. Из приведенных в табл. 6 данных видно, что основная часть ароматических углеводородов из дегидрогенизата приходится на толуол (метилциклогексан) 44%, бензол (циклогексан) 12% и м-ксилол (1,3-диметилциклогексан) 10,6%. В значительных количествах содержатся также этилбензол (этилциклогексан) и о-ксилол (1,2-диметилциклогексан) 6% и п-ксилол (1,4-диметилциклогексан) 4,3%. Среди трех замещенных бензола (циклогексана) в наибольшем количестве (около 2%) содержится 1,2,4-триметилбензола.

Ароматические углеводороды конденсата. Для определения состава ароматических углеводородов конденсата фракция его (выкипающая в пределах н. к. — 200°) разделялась методом хроматографии на предельную и ароматическую части (табл. 7).

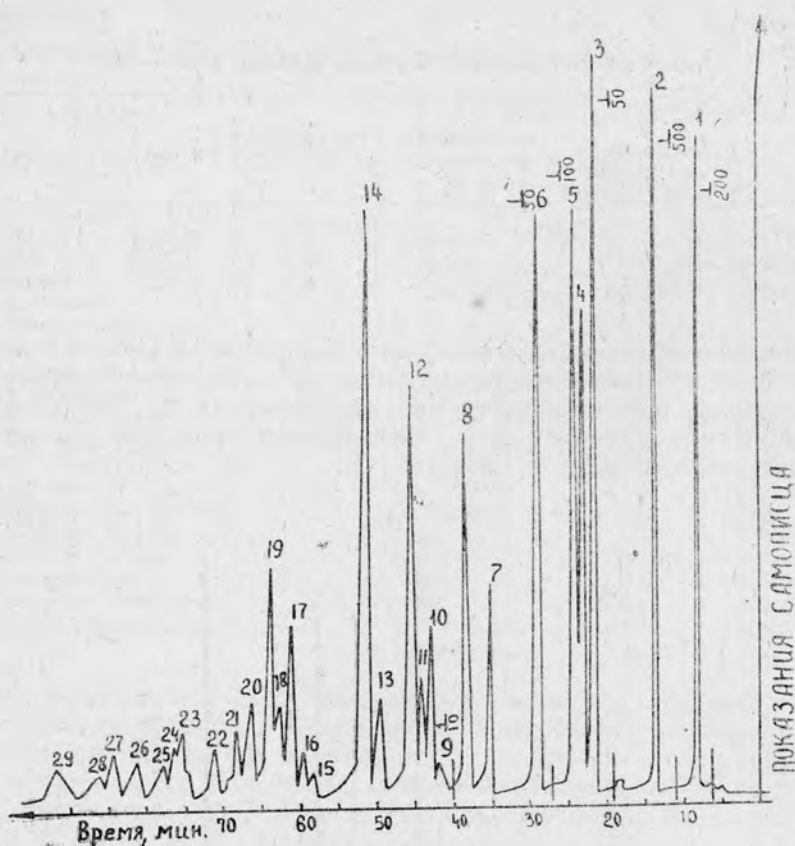


Рис. 3. Хроматограмма фракции н.к.-200° ароматических углеводородов из катализата. 1—Бензол; 2—метилбензол; 3—этилбензол; 4—1,4-диметилбензол; 5—1,3-диметилбензол; 6—1,2-диметилбензол + изопропилбензол; 7—н-пропилбензол; 10—1,3,5-триметилбензол; 14—1,2,4-триметилбензол; 15—1,4-метилпропилбензол; 16—1,3-диэтилбензол; 17—1,3-метилпропилбензол; 20—1,2,3-триметилбензол; 21—1,2-диэтилбензол; 8, 9, 11, 12, 13; 18; 19, 22—29—неидентифицированные пики.

Таблица 6
Индивидуальный состав ароматических углеводородов, выделенных из дегидрогенизата предельных углеводородов фракции н. к. — 200°

Углеводороды	На фракцию, %	На предельные углеводороды фракции н. к.—200°	На конденсат
Бензол	12,422	2,199	1,801
Толуол	44,041	7,795	6,386
Этилбензол	6,261	1,108	0,908
1,4-диметилбензол	4,316	0,764	0,626
1,3-диметилбензол	10,576	1,872	1,533
1,2-диметилбензол	6,114	1,082	0,887
Изопропилбензол			
Н-пропилбензол	2,564	0,454	0,372
1,3,5-триметилбензол	0,497	0,088	0,072
1,2,4-триметилбензол	1,958	0,347	0,284
1,4-метилпропилбензол	0,093	0,016	0,013
1,3-диэтилбензол	0,142	0,025	0,021
1,3-метилпропилбензол	0,671	0,188	0,097
1,2-диэтилбензол	0,281	0,050	0,041
1,2,3-триметилбензол	0,401	0,071	0,058
Всего	90,327	15,987	13,097

Групповой углеводородный состав фракции н. к. — 200°

Продукт	На фракции, %	На конденсат, %	Свойства	
			d_4^{20}	n_D^{20}
Фракция н. к. — 200°	100,0	84,9	0,7368	1,4136
Предельные	96,4	81,8	0,7322	1,4110
Ароматические	3,6	3,1	0,8517	1,4896

Полученные ароматические углеводороды исследовались методом газожидкостной хроматографии, так же как вторичные ароматические углеводороды, образовавшиеся при дегидрогенизации гексаметиленов. Хроматограмма ароматических углеводородов показана на рис. 4, а индивидуальный состав их — в табл. 8.

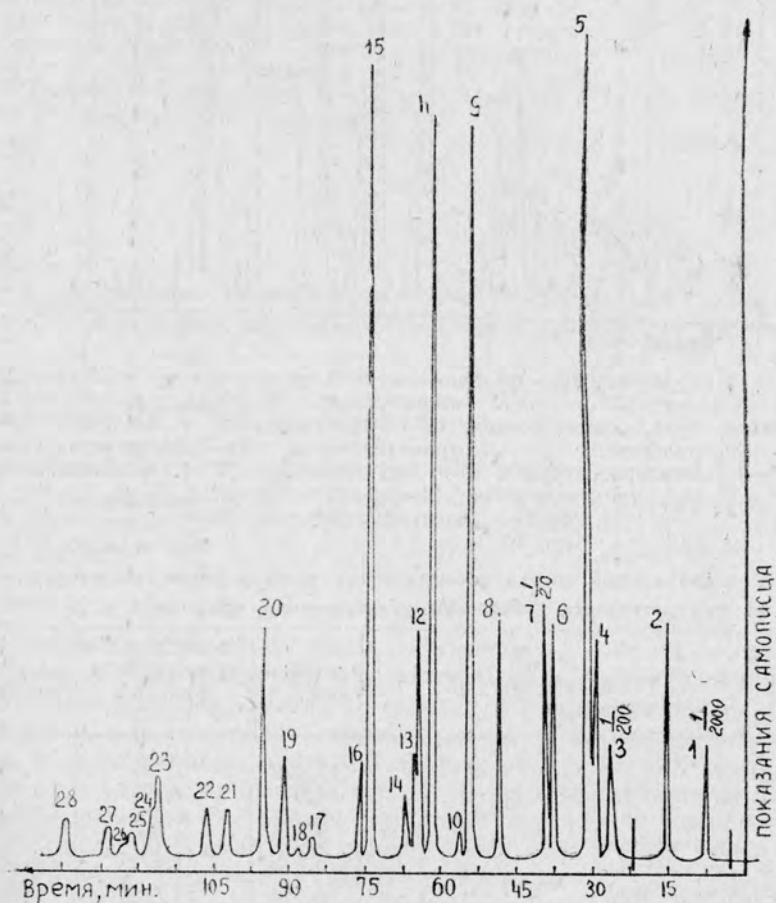


Рис. 4. Хроматограмма ароматических углеводородов фракции н.к.—200°С. 1—Бензол; 2—метилбензол; 3—этилбензол; 4—1,4-диметилбензол; 5—1,3-диметилбензол; 6—1,2-диметилбензол; 7—изопропилбензол; 8—н-пропилбензол; 11—1,3,5-триметилбензол; 15—1,2,4-триметилбензол; 17—1,4-метилпропилбензол; 18—1,3-диэтилбензол; 19—1,3-метилпропилбензол; 20—1,2,3-триметилбензол; 21—диэтилбензол; 23—1,4-бутилбензол; 25—1,3-метилбутилбензол; 9, 10, 12, 13, 14, 16, 22; 24; 26—28—неидентифицированные пики.

Таблица 8
Индивидуальный состав ароматических углеводородов фракции н. к. — 200°C

Углеводороды	Количество углеводородов, %		
	суммарное содержание ароматических	на фракцию конденсата н. к.—200°	весь конденсат
Бензол	13,53	0,487	0,419
Толуол	37,80	1,361	1,172
Этилбензол	2,38	0,086	0,074
1,2-диметилбензол	6,32	0,228	0,195
1,3-диметилбензол	19,30	0,695	0,598
1,4-диметилбензол	4,85	0,174	0,150
Изопропилбензол	0,68	0,025	0,021
Н-пропилбензол	0,77	0,028	0,024
1,2,3-триметилбензол	1,18	0,042	0,037
1,2,4-триметилбензол	3,38	0,122	0,105
1,3,5-триметилбензол	2,79	0,100	0,087
1,4-метилпропилбензол	0,15	0,005	0,005
1,3-метилпропилбензол	0,52	0,019	0,016
1,2-диэтилбензол	0,27	0,010	0,008
1,3-диэтилбензол	0,06	0,002	0,002
1,3-метилбутилбензол	0,15	0,005	0,005
1,4-метилбутилбензол	0,49	0,018	0,015
	94,62	3,407	2,933

Концентрационное распределение содержащихся в конденсате ароматических углеводородов близко к таковому их гексагидриров (гексаметиленовых аналогов). Толуол, м-ксилол и бензол составляют более 70% суммарного количества ароматических углеводородов конденсата. Соотношение мета-, пара- и орто-ксилолов равно 3:1:1, а соотношение 1,2,4-, 1, 3, 5- и 1,2,3-триметилбензолов — 3:2:1.

Выводы

1. Определен групповой и индивидуальный углеводородный состав конденсата месторождения Ачак (скважина № 2). Индивидуальный состав предельных углеводородов определен во фракции, выкипающей в пределах н. к. — 125°C, н-парафиновых, циклогексановых и ароматических углеводородов — во фракции н. к. — 200°.

2. В конденсате идентифицирован 91 индивидуальный углеводород: ароматических — 17, циклогексановых — 20, циклопентановых — 16, парафиновых — 38 (в том числе 9 нормального строения).

3. По своему химическому составу изученные фракции конденсата мало отличаются от описанных ранее фракций конденсата (скважина № 1-Р) месторождения Ачак и являются перспективным сырьем для получения ароматических углеводородов (бензол, толуол, м-ксилол, этилбензол) и н. парафинов C_6-C_{11} .

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
12 февраля 1968 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сергиенко С. Р., Атамередова К. Р., Кульджаев Б. А., Медведева В. Д. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1968.
2. Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Талалаев Е. И., Гукасова Р. Г., Кульджаев Б. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1966.
3. Сергиенко С. Р., Гарбалинский В. А., Самозванцева М. С., Колесникова Л. П., Гукасова Р. Г., Бобылева А. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1967.
4. Гуревич М. Г., Колесникова Л. П., Самозванцева М. С., Бобылева А. А., Брянская Э. К. — Химия и технология топлив и масел, № 12, 1966.

УДК 541.12.013:[541.48:541.8

Г. С. СЕДЕЛЬНИКОВ
Р. БАЙМУРАДОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ РАСТВОРИМОСТИ СОЛЕЙ В ТРОЙНЫХ
СИСТЕМАХ $\text{MgSO}_4\text{—Rb}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O}$, $\text{MgCl}_2\text{—RbCl—H}_2\text{O}$
и $\text{Rb}_2\text{SO}_4\text{—RbCl—H}_2\text{O}$ при 50°C

Изученные тройные системы являются частью исследуемой нами сложной водносолевой системы из хлоридов и сульфатов рубидия, магния и калия с целью определения растворимости солей рубидия в калийно-магниевых щелоках в процессе комплексной переработки рассолов Кара-Богаз-Гола.

Рассолы, поступающие на переработку, содержат рубидия до 1 мг/л [1]; при выпарке рубидий переходит в осадок калийных солей. Последние перерабатываются с получением сульфата калия, при этом маточные рассолы обогащаются солями рубидия.

Растворимость солей изучалась в закрытом стеклянном сосудике емкостью 25 мл, погруженном в водяной термостат с соответствующим регулирующим приспособлением температуры с точностью $\pm 0,1^\circ$. Растворы солей с осадком непрерывно перемешивались от моторчика.

Реактивы — $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, Rb_2SO_4 , RbCl ; применялись дважды перекристаллизованные марки «ХЧ». При 50°C равновесие между $\text{MgSO}_4\text{—Rb}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O}$ устанавливается в течение 2—3 часов. $\text{MgCl}_2\text{—RbCl—H}_2\text{O}$ и $\text{Rb}_2\text{SO}_4\text{—RbCl—H}_2\text{O}$ — 7—8 часов, в чем убедились по неизменности состава жидкой фазы и по наблюдениям под микроскопом за кристаллами, которые четко отличаются друг от друга. Кристаллы RbCl имеют вид крупных кубиков желтого цвета, остальные кристаллы бесцветные. Rb_2SO_4 кристаллизуется в форме мелких ромбиков, рубидиевый карналлит — в форме правильных прямоугольных пластинок, рубидиевый астраханит — квадратных пластинок и сакнит — в объемных кристаллах моноклинной системы.

Состав твердой фазы определяли по методу «остатка» Скрейнмаккера.

Система $\text{MgSO}_4\text{—Rb}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O}$ (табл. 1. рис. 1)

Согласно данным В. Г. Шевчука, в этой системе образуется рубидиевый шенит — $\text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ [2].

По нашим данным, при 50°C изотерма растворимости этих солей

Таблица 1

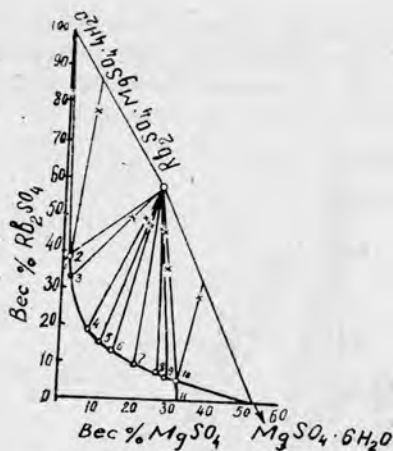
Изотерма 50° системы $\text{MgSO}_4\text{—Rb}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O}$

Жидкая фаза, % вес.				Остаток, % вес.				Твердые фазы
Rb_2SO_4	MgSO_4	сумма	H_2O по разн.	Rb_2SO_4	MgSO_4	сумма	H_2O по разн.	
38,90	—	38,90	61,10	—	—	—	—	Rb_2SO_4 $\text{Rb}_2\text{SO}_4 + \text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
38,10	1,44	39,54	60,46	80,05	7,40	87,45	12,55	
33,14	2,17	35,31	64,69	52,39	21,33	73,72	26,28	
18,49	7,31	25,80	74,20	49,17	21,64	70,81	29,19	$\text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
15,48	10,85	26,33	73,67	48,05	23,00	71,05	28,95	
12,87	14,22	27,09	72,91	48,56	23,90	72,46	27,54	
9,77	20,45	30,22	69,78	52,35	25,66	78,01	21,99	$\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
7,44	26,94	34,38	65,62	45,36	27,63	72,99	27,01	
5,91	29,23	35,14	64,86	35,78	28,43	64,21	35,79	
5,14	32,44	37,58	62,42	29,68	37,13	66,81	33,19	
—	33,28	33,38	66,62	—	51,95	51,95	48,05	

состоит из трех ветвей кристаллизации солей: сульфата рубидия — Rb_2SO_4 , рубидиевого астраханита — $\text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ и сакинта — $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Точке двойного насыщения для $\text{Rb}_2\text{SO}_4 + \text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ отвечает концентрация солей в жидкой фазе: 38,10% Rb_2SO_4 и 1,44% MgSO_4 , а для $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ — 5,14% Rb_2SO_4 и 32,44% MgSO_4 .

Наибольшую часть линии кристаллизации занимает конгруэнтно растворимая двойная соль — рубидиевый астраханит — $\text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

Рис. 1. Изотерма 50° системы $\text{MgSO}_4\text{—Rb}_2\text{SO}_4\text{—H}_2\text{O}$.Система $\text{MgCl}_2\text{—RbCl—H}_2\text{O}$ (табл. 2, рис. 2)

Растворимость ранее изучалась при трех температурах; 20° — [3]; 25° — [4]; 100° — [5].

Доказано, что при всех этих температурах образуется рубидиевый карналлит — $\text{RbCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

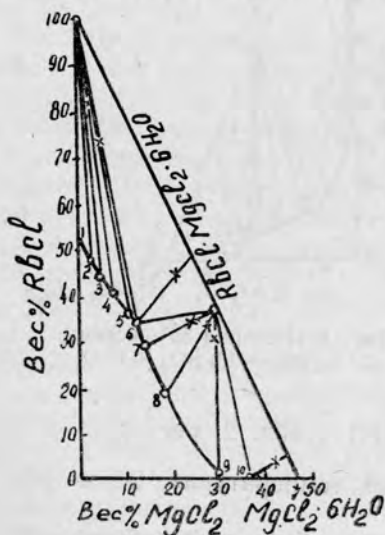
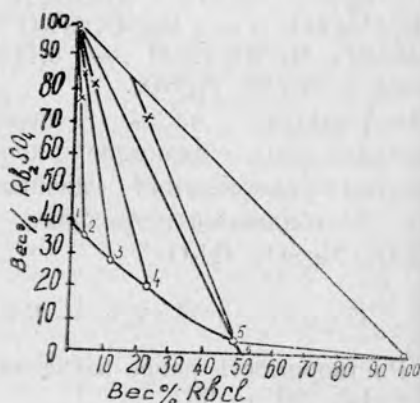
При изучении растворимости этих солей при 50°C нами тоже получен рубидиевый карналлит. Характерно, что в широком интервале температур ветвь кристаллизации бишофита почти отсутствует. При 20, 25° обнаружены следы рубидия с появлением в твердой фазе карналлита. При 50°C в эвтонике $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O} + \text{RbCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ по нашим данным концентрация солей в жидкой фазе была следующей: 0,17% RbCl и 36,66% MgCl_2 , а при 100° по литературным данным 0,24% RbCl , 42,05% MgCl_2 . Отсюда видно, что с повышением температуры содержание рубидия в эвтоническом заметно растет. В отличие от калие-

Изотерма 50° системы $\text{MgCl}_2\text{—RbCl—H}_2\text{O}$

Жидкая фаза, % вес.				Остаток, % вес.				Твердая фаза
RbCl	MgCl_2	сумма	H_2O по разн.	RbCl	MgCl_2	сумма	H_2O по разн.	
52,35	—	52,35	47,65	—	—	—	—	RbCl
47,55	2,38	49,93	50,07	82,01	1,24	83,25	16,75	
44,27	4,72	48,99	51,01	81,24	2,11	83,35	16,65	
41,02	7,25	48,27	51,73	82,57	2,19	84,76	15,24	
36,15	10,46	46,61	53,39	73,58	4,82	78,40	21,60	RbCl + $\text{RbCl}\cdot\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$
34,24	12,06	46,30	53,70	47,03	23,14	70,17	29,83	
29,00	14,32	43,32	56,68	34,47	24,00	58,47	41,53	$\text{RbCl}\cdot\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$.
18,62	18,61	37,23	62,77	34,32	28,46	62,78	37,22	
1,84	29,82	31,66	68,34	29,44	30,18	59,62	40,38	$\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ + $\text{RbCl}\cdot\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$
0,17	36,66	36,83	63,17	4,76	43,80	48,56	51,44	
—	37,51	37,51	62,49	—	—	—	—	$\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$

вого карналлита рубидиевый карналлит растворяется конгруэнтно, что следует учитывать при решении практических задач.

В изученной тройной системе от 20 до 100° диаграмма растворимости состоит из трех ветвей: RbCl , $\text{RbCl}\cdot\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и $\text{MgCl}_2\cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

Рис. 2. Изотерма 50° системы $\text{MgCl}_2\text{—RbCl—H}_2\text{O}$.Рис. 3. Изотерма 50° системы $\text{Rb}_2\text{SO}_4\text{—RbCl—H}_2\text{O}$.

Система $\text{Rb}_2\text{SO}_4\text{—RbCl—H}_2\text{O}$ (табл. 3, рис. 3)

Изучается эта система впервые. Изотерма состоит из двух ветвей кристаллизации исходных солей. Большую часть диаграммы занимает кривая насыщения RbCl , а меньшую — Rb_2SO_4 .

Простой эвтонике на диаграмме отвечает следующая концентрация солей в жидкой фазе: 49,52% RbCl и 4,00% Rb_2SO_4 .

Изотерма 50° системы $\text{Rb}_2\text{SO}_4\text{—RbCl—H}_2\text{O}$

Жидкая фаза, % вес.				Остаток, % вес.				Твердая фаза
Rb_2SO_4	RbCl	сумма	H_2O по разн.	Rb_2SO_4	RbCl	сумма	H_2O по разн.	
39,00	—	39,00	61,00	—	—	—	—	} Rb_2SO_4
34,77	3,99	38,76	61,24	81,97	1,12	83,09	16,91	
27,82	12,34	40,16	59,84	87,10	2,37	89,47	10,53	
20,14	22,78	42,92	57,08	81,12	5,62	86,74	13,26	
4,00	49,52	53,52	46,48	72,19	21,15	93,34	6,66	} $\text{Rb}_2\text{SO}_4 + \text{RbCl}$
—	52,35	52,35	47,65	—	—	—	—	

В ы в о д ы

Изучена растворимость в тройных системах, состоящих из хлоридов и сульфатов магния и рубидия, при 50°C.

В системе сульфат магния и рубидия образуется конгруэнтно растворимая двойная соль — рубидиевый астраханит — $\text{Rb}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

В системе из хлоридов магния и рубидия в широком интервале температур образуется двойная соль — рубидиевый карналлит — конгруэнтнорастворимая.

Институт химии
АН Туркменской ССР

Поступило
12 марта 1968 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Седельников Г. С., Каратаева И. М. — ДАН СССР, т. 170, № 4, 939, 1966.
2. Шевчук В. Г. — Журнал неорганической химии, т. 6, вып. 8, 1953, 1961.
3. Feit W., Kubierschky K. — Chem. Ztg., 335, 1892.
4. D'Ans L., Busch F. — Z. anorg. Chem., 332, 363, 1937.
5. Макаров С. З., Перельман Ф. М., Легкова Т. К. — Известия ОХН АН СССР, № 2, 236—238, 1941.

УДК 547.21

А. Н. НИЯЗОВ
Е. Ф. НИЯЗБЕРДЫЕВА
Б. М. МОЛЛАКОВ

СОРБЦИЯ НЕФТЯНЫХ КИСЛОТ АНИОНИТОМ ЭДЭ-10п

Ионный обмен между органическими кислотами и ионитами хорошо изучен для водных сред [1—6]. Ионному обмену в неводных средах посвящено меньшее число работ, относящихся, в основном, к водно-органическим растворителям [7, 8, 9]. В [10] исследован ионный обмен некоторых кислот и оснований в углеводородной среде и показана возможность отделения кислот и оснований от углеводородов. Тремийон [11] кратко излагает основные положения ионного обмена в неводных средах, в частности, рассматривает сорбцию ионов ионитами при не-смешивающихся растворителях, в основном неорганических ионов. Поэтому изучение ионного обмена между нефтяными кислотами и ионитами в углеводородной среде представляет несомненный интерес.

Ранее нами была показана принципиальная возможность очистки этим методом нефтяных кислот от нейтральных примесей [12].

Настоящее исследование посвящено изучению сорбции нефтяных кислот на анионите ЭДЭ-10п в ОН-форме и имеет целью отработку некоторых условий этого процесса. Изучение условий очистки нефтяных кислот проводили в статических условиях. Для исследования брали фракцию нефтяных кислот с температурой кипения 176—183° (12 мм), d_4^{20} 0,9513; n_D^{20} 1,4648; кислотное число 260,5; содержание неомыляемых 1,73%; анионит ЭДЭ-10п с размером зерен 0,45 — 1,00 мм.

В качестве растворителя применяли петролейный эфир (40—60°), являющийся хорошим растворителем нефтяных кислот, углеводородов и других нейтральных примесей. В трехгорловую колбу с механической мешалкой, обратным холодильником и термостатированную при 20° помещали 10 г анионита и заливали 200 мл раствора нефтяных кислот в петролейном эфире.

Изменение концентрации раствора определяли потенциометрическим титрованием проб, отбираемых из раствора через определенный промежуток времени, в спирто-эфирной смеси (этиловый спирт, диэтиловый эфир), взятой в отношении 1:1 водным раствором едкого кали. Кривая титрования представлена на рис. 1.

Количество поглощенных нефтяных кислот рассчитывалось на 1 г анионита по формуле

$$A = \frac{NV}{m} \left(\frac{v_0 - v_x}{v_k} \right).$$

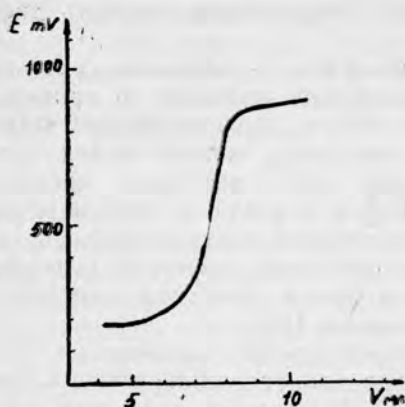


Рис. 1. Кривая потенциометрического титрования нефтяных кислот.

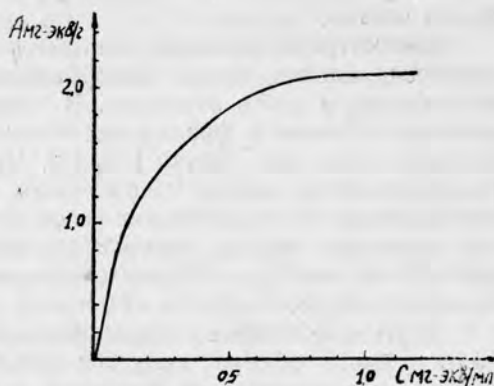


Рис. 2. Изотерма ионного обмена.

где A — емкость анионита, мг-экв/г; N — нормальность раствора щелочи, мг-экв/мл; V — объем раствора нефтяных кислот, мл; m — навеска анионита, г; v_0 и v_x — объемы щелочи, необходимые для титрования исходных и отобранных проб раствора нефтяных кислот, мл; v_k — объем отбираемой пробы, мл.

Прежде всего изучалась зависимость емкости анионита от концентрации раствора нефтяных кислот.

На приведенном графике изотермы ионного обмена (рис. 2) видно, что кривая сорбции стремится к пределу и достигает его практически при концентрации исходного раствора 0,75 мг-экв/мл.

При этом емкость смолы по нефтяным кислотам оказалась равной 2,05 мг-экв/г. Поглощаемые ионы имеют большее сродство к иониту [13], что благоприятствует очистке кислот от неомыляемых и о чем свидетельствует довольно выпуклый вид изотермы сорбции.

Изучение кинетики ионного обмена показало, что процесс этот происходит крайне медленно, в зависимости от различных факторов. Иногда требуется значительное время для достижения равновесного состояния между раствором нефтяных кислот и анионитом (рис. 3).

Как видно из рис. 3а, б, равновесие это при концентрации нефтяных кислот 0,75 мг-экв/мл и температурах 20 и 30° достигается к 4 часам, а при концентрациях 0,452 и 1,21 мг-экв/мл — только по истечении суток (3в, г).

Очевидно, увеличение концентрации кислот ведет вначале к повышению скорости диффузии. Но при дальнейшем увеличении концен-

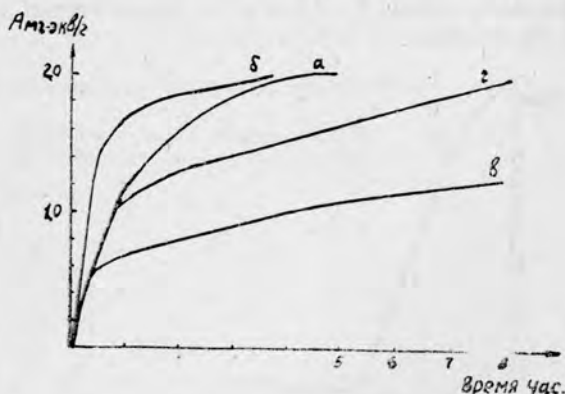


Рис. 3. Кинетика ионного обмена: а, б — концентрация 0,75 мг-экв/мл, темп. 20 и 30° соответственно; в — концентрация 0,452 мг-экв/мл, $T 20^{\circ}\text{C}$; г — концентрация 1,21 мг-экв/мл, $T 20^{\circ}\text{C}$.

трации увеличивается вязкость раствора, понижающая скорость диффузий частиц.

Рассматриваемая система имеет три фазы — эфирный раствор нефтяных кислот, вода, адсорбционная и выделяющаяся в процессе ионообмена, и зерна анионита. В такой системе, представляющей собой довольно сложный физико-химический комплекс, ионный обмен происходит через ряд стадий [14, 11]. Прежде всего нефтяные кислоты распределяются между петролейным эфиром и водой, и пленка воды, обволакивая смолу, отделяет ее от органического растворителя, создавая некоторый барьер, который должны преодолеть нефтяные кислоты, прежде чем войти в контакт с анионитом. Это в известной мере ограничивает общую скорость обменного процесса [11].

Другим фактором, оказывающим значительное влияние на скорость ионного обмена, является изменение концентрации раствора. Как правило, уменьшение ее величины замедляет скорость диффузии нефтяных кислот из одной фазы в другую, что естественно также замедляет скорость реакции ионного обмена [15].

На рис. 4. представлена зависимость скорости реакции от концентрации раствора. Как видно, с уменьшением концентрации нефтяных кислот увеличивается время, необходимое для достижения состояния равновесия.

Обменная емкость анионита в значительной мере зависит от размера его зерен. Известно, что с уменьшением диаметра адсорбента увеличивается его активная поверхность и уменьшается влияние диффузии внутри зерен на ионный обмен. Но возможность применения зерен меньших размеров ограничивается большим сопротивлением потоку раствора в колонках, особенно в случае применения несмешивающегося с водой растворителя, когда усадка смолы в органическом растворе и последующее набухание ее в водном растворе могут привести к закупорке колонки. Нами было установлено, что при размере зерен менее 0,4 мм емкость анионита увеличивается до 3 мг-экв/г, а при размере зерен 1—2,5 мм — практически осталась постоянной, равной 2,05 мг-экв/г.

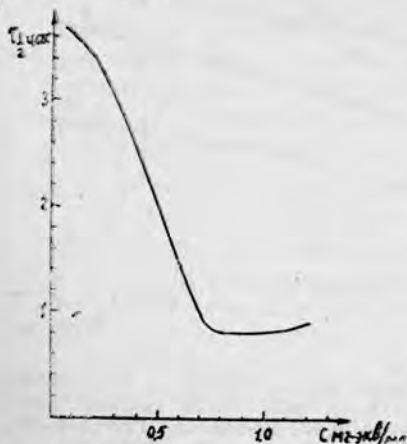


Рис. 4. Зависимость времени полуравновесия ионного обмена от концентрации исходного раствора нефтяных кислот.

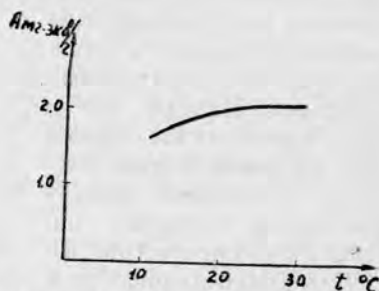


Рис. 5. Зависимость емкости анионита от температуры (концентрация 0,75 мг-экв/г).

Из данных рис. 5 видно, что при повышении температуры емкость анионита несколько увеличивается. Интервал температур для исследования ионного обмена лимитировался в основном температурой

кипения растворителя. Таким образом, очистку нефтяных кислот на анионите в ОН-форме следует проводить при температуре 20—30°, концентрации нефтяных кислот 0,65—0,85 мг-экв/мл и скорость потока в колонке должна быть рассчитана из условий оптимального времени контакта, равного 4 часам.

В ы в о д ы

1. Изучена сорбция нефтяных кислот в растворе петролейного эфира (40—60°) анионитом ЭДЭ-10п в ОН-форме.

2. Установлена зависимость емкости анионита от размера зерен и концентрации исходного раствора.

3. Определены оптимальные условия сорбции нефтяных кислот анионитом ЭДЭ-10п в ОН-форме.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ионный обмен. Сб. статей под ред. проф. Чмутова К. В. Издательство М., 1951.
2. Давыдов А. Т., Нагорная Н. А. — Иониты и ионный обмен. Изд-во «Наука», 113, 1966.
3. Давыдов А. Т., Радушинская Р. Б., Лисовина Г. М. — Там же, стр. 119.
4. Скороход О. Р., Табуло М. Л. — Там же, стр. 146.
5. Скороход О. Р., Сембур М. Е. — Там же, стр. 152.
6. Скороход О. Р., Сергеева Л. М. — Коллоидный журнал, т. 23, № 1, 100, 1961.
7. Давыдов А. Т., Скоблионок Р. Ф. — Тр. Харьк. н.-и. ин-та химии Харьк. университета, 10, 195—205, 1953.
8. Матерова Е. А., Верт Ж. Л., Гринберг Г. П. — ЖОХ, 24, вып. 6, 953, 1954.
9. Wilson S., Lapidus L. — Ind. and Eng. Chem., v. 48, N 6, 992, 1956.
10. Gemant A. — J. Inst. Petr., v. 40, N 362, 50, 1954.
11. Тремийон Б. — Разделение на ионообменных смолах. Изд-во «Мир», М., 1967.
12. Ниязов А. Н., Вахабова Х. Д., Ниязбердыева Е. Ф. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1966.
13. Самуэльсон О. — Ионообменные разделения в аналитической химии. Изд-во «Химия», М., 1966.
14. Гриссбах Р. — Теория и практика ионного обмена, М., ИЛ., 1963.
15. Фомин В. В. — Химия экстракционных процессов. Атомиздат, 1967.

УДК 550.834

Г. А. ИВАШЕНКО
М. М. МЕДОВОЙ

О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ СРЕДЫ ПО ДАННЫМ ОБРАЩЕННОГО МИКРОСЕЙСМОКАРОТАЖА

Если исходить из априорности положения о том, что отражение сейсмических волн от интересующих нас объектов в основном определяется свойствами взрывного источника, появляется необходимость анализа явлений, сопутствующих взрыву в верхней части разреза, где происходит становление поля сейсмических волн.

Обычно для получения сведений о характере строения верхней части разреза проводят микросейсмокаротаж (МСК) взрывных скважин в прямой или обращенной модификациях. Но в результате таких исследований наблюдаются волны только в области их первых вступлений.

В настоящей статье обсуждаются некоторые особенности методики проведения микросейсмокаротаж и системы представления полученной информации, позволяющих анализировать более длительный интервал их существования, и на основании анализа кинематических и динамических характеристик волн в верхней части разреза судить об особенностях становления суммарного волнового поля.

Учитывая сравнительную простоту практического осуществления обращенного МСК, определим степень достигаемой эквивалентности получаемых результатов в сравнении с прямыми наблюдениями.

Следуя принципу взаимности в сейсморазведке, источник и приемник колебаний могут быть заменены местами. При этом обе системы в кинематическом отношении эквивалентны.

Таким образом, обращенный МСК при регистрации одиночными приборами гарантирует эквивалентность наблюдаемой картины только в разрезе ее кинематических особенностей. Для соблюдения эквивалентности кинематики и динамики сейсмических волн требуется подобие характеристик направленности источника и приемника. Если считать, что точечный источник возбуждения в бесконечной изотропной среде имеет сферическую характеристику направленности, и полагать, что характеристика направленности системы наблюдения, составленной из трех приборов, расположенных в трех взаимноперпендикулярных плоскостях (x , y , z), в некоторой мере может рассматриваться как аналог характеристики точечного источника, то динамика волн на сводных сейсмограммах при совместном (x , y , z) приеме наиболее

полно описывает явления, происходящие в источнике, а динамика волн при регистрации на поверхности на различных компонентах эквивалентна полученной при записи во внутренних точках среды.

При возбуждении в скважинах на глубинах $h_0, \dots, h_k, \dots, h_n$ и регистрации в точке x_1 могут быть зафиксированы волны разных типов, различающиеся по скорости распространения в среде и времени пробега. По принципу взаимности точки возбуждения и регистрации взаимно заменяемы, то есть прием в точке x_1 заменим возбуждением, а возбуждение в $h_0, \dots, h_k, \dots, h_n$ регистрацией в $x_0, \dots, x_k, \dots, x_n$. Повторным применением принципа взаимности возбуждение в точке x_1 заменим возбуждением в точке O , тогда точки приема колебаний расположатся на линии мнимой скважины, проведенной из точки x_1 .

Расположив в точке x_1 приемник с характеристикой направленности, тождественной характеристике источника, и проводя взрывы в скважине, по сводной сейсмограмме можно судить не только о кинематических, но и динамических характеристиках волн в среде.

Описание эксперимента

Обращенный микросейсмокаротаж проведен в скважинах глубиной 150 м с расчетом получения наблюдений при возбуждении под зоной малых скоростей в различных по литологическому составу породах (песок сухой, глина, песок обводненный). Источником возбуждения служила детонаторная коса, расположенная по стволу скважины, интервал между взрывами — 3 м. Возбуждаемые взрывом волны регистрировались на поверхности двенадцатью двухкомпонентными установками, расположенными по кругу с радиусом $R=10$ м, и позиционной установкой в трех точках $L_1=2$ м, $L_2=5$ м, $L_3=20$ м от устья скважины. Круговой установкой регистрировались y и z компоненты, позиционной — x , y и z компоненты при раздельной и совместной (группа из x -прибора, y -прибора и z -прибора) регистрации.

Регистрация колебаний производилась магнитно-осциллографной станцией Поиск 1-48-МОВ-ОВ открытым каналом с записью на осциллограф и попутной регистрацией на магнитную пленку. Контроль записи на осциллограф проводился по перезаписям как для первых, так и последующих вступлений. В качестве приемников использовались приборы СПЭД-56 с частотой собственных колебаний 30 ± 1 гц. Система наблюдений приведена на рис. 1.

Описание результатов эксперимента. На рис. 2 приведены сводные сейсмограммы и кинематические годографы волн, возникающих в верхней части среды при регистрации x , y и z компонентами и при совместной регистрации (xyz).

Закономерности распределения волн в верхней части среды достаточно сложны и для различных систем регистрации имеют свои особенности.

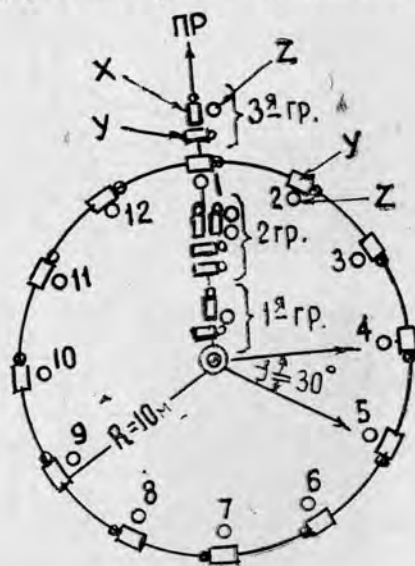


Рис. 1. Система наблюдений, использованная при проведении обращенного МСК.

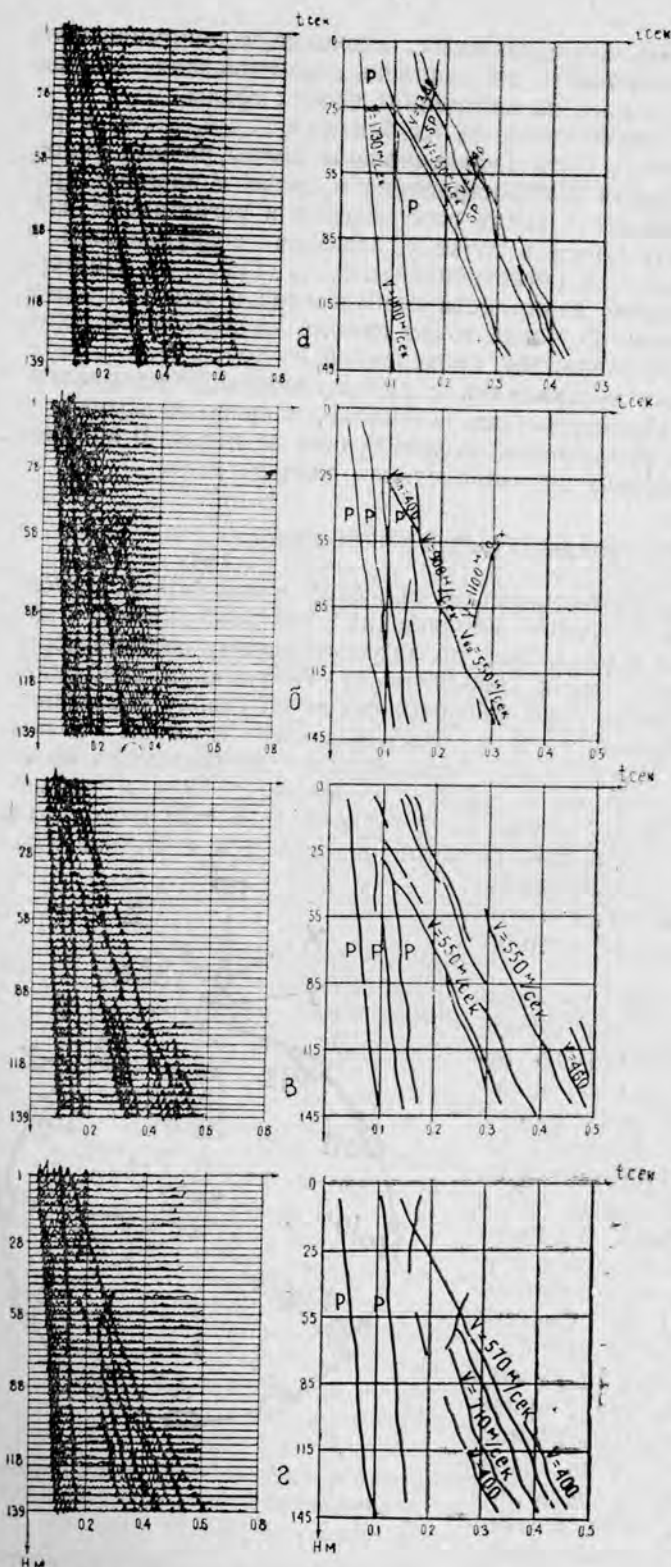


Рис. 2. Динамические и кинематические годографы волн: а — при совместном (хуз) приеме; б — при регистрации х-прибором; в — при регистрации у-прибором; г — при регистрации з-прибором.

1. Совместная регистрация (хуз). По кинематическим годографам видно, что первой регистрируется прямая волна (Р), средняя скорость распространения которой по вертикальному профилю — 1730 м/сек, на отдельных интервалах глубин (85 — 95 м) происходит скачкообразное ее увеличение до бесконечно большой, с глубины 95 м выделяется пласт с пониженной скоростью (1100 м/сек). В последующих вступлениях хорошо выделяются волны со скоростью 550 м/сек с резко подчеркнутым скоростным скачком в интервале глубин 85—95 м.

Падающая волна (Р) на динамических и кинематических годографах представлена начальным и конечным положительным импульсом (передний и задний фронты волны) с заполнением временного интервала между ними серией знакопеременных импульсов. Время прослеживания волны с глубиной изменяется от 0,06 до 0,055 сек, при этом меняется видимая частота импульсного заполнения.

Волны последующих вступлений

представлены двумя цугами: первый — 2-фазной, второй — 3-фазной записью, с резким изменением скорости распространения. Для этих волн характерны более низкие видимые частоты.

Поперечная волна, падая на границу раздела (47—51 м), вызывает отраженную волну, скорость которой значительно больше скорости падающей, что позволяет классифицировать ее как обменную волну (*SP*).

На границе раздела на глубине 85 м наблюдается отраженная волна, точкой выхода которой является начало зоны скоростного скачка. Эта отраженная волна прослеживается до первой литологической границы раздела и затухает.

2. *Регистрация х-прибором.* Прямая волна (*P*) резко выделяется по своим динамическим и кинематическим особенностям. Сводная сейсмограмма показывает, что временной интервал ее существования значительно больше, чем при совместном (*xyz*) приеме. На малых глубинах она прослеживается вне зоны интерференции двумя импульсами, а начиная с глубины 40 м и далее — четырьмя импульсами, различающимися между собой по частотному составу. Передний фронт волны является более высокочастотным, нежели задний, который выражен 3-фазной записью.

Кинематические годографы волны *P* для всех 4-х импульсов характеризуются непараллельностью и различным изменением скорости с глубиной. В последующих вступлениях выделяется волна со средней скоростью 550 м/сек, но с меняющимися пластовыми скоростями от 400 до 900 м/сек. От горизонта 95—97 м наблюдается отраженная волна со скоростью распространения 1100 м/сек, которая прослеживается до глубины 54 м.

3. *Регистрация у-прибором.* По интенсивности запись сопоставима с совместным (*xyz*) приемом, но имеются динамические и кинематические особенности, присущие только *у*-приему. Падающая волна (*P*) представлена тремя импульсами. Временной интервал между первым и вторым импульсами имеет высокочастотное заполнение, длительность которого 45 мсек. Между вторым и третьим импульсами высокочастотная запись отсутствует. Временной интервал существования *P*-волны — 0,075 сек, средняя скорость ее не отличается от скорости на других компонентах, сохраняется параллельность при распространении импульсов. В последующих вступлениях зафиксированы низкоскоростные волны. В интервале глубин 82—92 м наблюдается скачок скорости, с глубины 127 м скорость распространения волн обеих групп 450 м/сек, то есть выделяется пласт с пониженной скоростью для волн всех типов и групп.

4. *Регистрация z-прибором.* Падающая волна (*P*) представлена двумя импульсами (передний и задний фронты волны) во временном интервале 60 мсек. Передний фронт

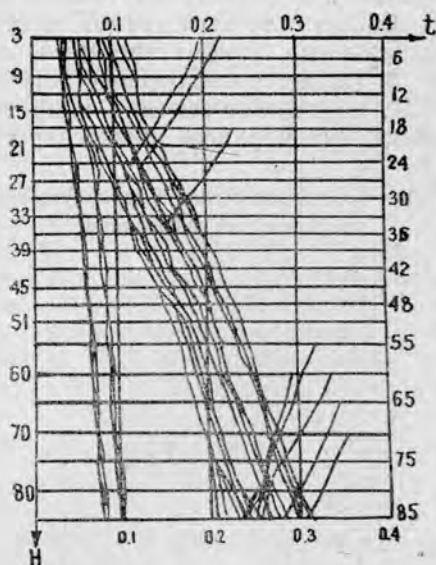


Рис. 3. Кинематические годографы при регистрации волн круговой расстановкой.

волны очень интенсивный, за-

пись его представлена многофазным колебанием длительностью 30 мсек. с последующим резким затуханием записи и изменением видимых частот. Задний фронт фиксируется одиночным импульсом. В последующих вступлениях в интервале глубин 0—95 м четких осей синфазности низкоскоростных волн не зафиксировано и только в интервале 97—139 м выделяются волны со средними скоростями от 400 до 700 м/сек. Видимые частоты волн в последующих вступлениях значительно ниже, чем для волны *P*. В интервале глубин 121—127 м фиксируется скачок скорости для волн последующих вступлений.

Укажем, что ряд границ раздела в верхней части среды для всех описанных типов волн является аномальным: при переходе этих границ резко возрастает интенсивность волн. Для волн последующих вступлений такой границей является кровля пласта, залегающего в интервале глубин 85—97 м.

Важно отметить, что изученное весьма сложное распределение волнового поля в верхней части среды обязано только ее слоистой структуре и никак не связано с эффектом анизотропии. На рис. 3 показаны годографы первых и последующих вступлений, записанные круговой расстановкой приборов (12 приборов, регистрации *z* и *y* компонент (при взрывах из скважины глубиной 85 м). Отсутствие заметного временного разброса в годографах каждого азимута регистрации позволяет достоверно судить об отсутствии заметной анизотропии среды.

Выводы

1. Сводные сейсмограммы по данным обращенного каротажа, построенные в координатах (*h*, *t*), позволяют наблюдать распределение сейсмических волн в среде не только в области первых, но и последующих вступлений.

2. Волны, возникающие после взрыва в верхней части среды, характеризуются различными кинематическими и динамическими особенностями при регистрации различных составляющих (*x*, *y*, *z*).

Совместная регистрация волн (*xuz*) также фиксирует поле с индивидуальными кинематическими и динамическими характеристиками.

3. Волны последующих вступлений, изученные при обращенном МСК, по динамическим и кинематическим характеристикам сходны с известными в районе низкоскоростными волнами-помехами.

Научно-исследовательская Средне-Азиатская
геофизическая экспедиция

Поступило
1 июля 1967 г.

УДК 551.491.4

С. Н. АЛЕХИН

О НАДЕЖНОСТИ КРИТЕРИЕВ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОИСКОВ СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ТУРКМЕНИСТАНА

В Туркменской ССР гидрогеохимические поиски осуществлялись в двух горных областях — Кугитанге и Копет-Даге. Исследования велись в два этапа. Первоначально были установлены геохимические особенности рудничных вод в пределах известных полиметаллических месторождений «Кугитанг», в дальнейшем результаты первого этапа работ послужили основанием для широкого применения гидрогеохимических поисковых работ в Кугитанге и Копет-Даге.

В процессе полевых работ производилось определение на месте химического состава воды, определение рН, предварительное концентрирование свинца и цинка углекислым кальцием с последующим полярографическим определением, концентрирование микрокомпонентов соосаждением с гидроокисью алюминия (способ ТПИ), с сульфидом кадмия (способ ВИТР-ЛТИ) и выпариванием (способ ВСЕГИН-ГЕО) с последующим спектральным определением компонентов в осадках. Широкий комплекс полевых гидрогеохимических исследований и большое число обследованных водопунктов (около 1500) позволили установить некоторые геохимические особенности подземных вод двух крупных регионов и разработать рекомендации к методике гидрогеохимических поисков применительно к условиям Туркменистана.

При гидрогеохимических поисках, как и при других видах геологических поисковых работ, как правило, различают два вида показателей рудоносности: косвенный и прямой. К косвенным гидрогеохимическим показателям относят рН, сульфат-ион и СХК, к прямым — наличие элементов-индикаторов.

Косвенные показатели сульфидной минерализации

Широкому использованию косвенных показателей рудопроявлений в гидрогеохимические поиски способствовали работы А. Е. Ферсмана [1], А. М. Овчинникова [2], А. А. Бродского [3] и др.

В наших условиях аридного климата Туркмении их применение не дало желаемых результатов. В большинстве случаев отмечалась частичная корреляция косвенных и прямых индикаторов поиска, а

иногда аномалии по косвенным показателям отбраковывались, ввиду явного отсутствия в этом районе геологических предпосылок для рудопроявления.

В чем же причина такого несоответствия? Рассмотрим последовательно каждый косвенный показатель.

а) Концентрация водородных ионов (рН). В обязанность гидрогеохимического отряда по опробованию водопунктов входило определение на месте концентрации водородных ионов. Определения осуществлялись двумя методами: потенциометрическим (около 280 замеров) и колориметрированием универсальной индикаторной бумагой (450 определений). При замере рН потенциометрическим методом все воды хребтов Кугитанг-Тау и Копет-Дага оказывались только слабо щелочными или нейтральными (величина рН колебалась от 7,0 до 8,1), даже несмотря на то, что в некоторых случаях определения производились в родниках, расположенных непосредственно на полиметаллических месторождениях (таблица). При определении же рН индикаторной бумагой воды основной части родников показали рН от 5,0 до 6,0 и в редких случаях устанавливали нейтральную среду. Учитывая, что наиболее достоверными и точными результатами несомненно являются определения рН с помощью потенциометра, для горных районов Туркменистана можно отметить следующее: все воды областей питания слабощелочные или нейтральные. Это, по всей вероятности, объясняется тем, что в аридных условиях процессы окисления протекают значительно активнее, чем где-либо, и подземные воды в зонах тектонических нарушений, локализуемых полиметаллические месторождения, в настоящее время просачиваются уже не через сульфиды, а через сульфаты [4].

Таблица

Соотношение косвенных и прямых показателей гидрогеохимического поиска по месторождениям Кугитанга

Месторождение	Fe	Mn	Pb	Ag	Zn	Ba	SO ₄ ⁺	CXK	pH
Дарай-Дара	3—4	2	1	—	2—3	2—3	0,8	5,43	8,04
» »	3	1—2	1	—	2	2	0,2	1,34	8,00
Таза-Чарва	3—4	5	2—3	сл.	2—3	3	0,2	0,7	7,87
» »	2	2	2—3	—	2	3	0,2	0,7	7,82
» »	4	2	3	сл.	2—3	3—4	0,8	2,05	8,08
Кара-Агач	2—3	1—2	2—3	—	2	2	0,2	1,3	7,99
» »	3	2	3	—	2	2—3	0,8	1,3	7,87
Среднее содержание по району	2—3	1—2	1—сл.	—	2	2	1,2	2,9	—

Примечание: содержание элементов дается в условных баллах.

б) Сульфат-ион. Нами была предпринята попытка применения косвенного показателя сульфат-иона для выделения перспективных участков. Было выделено большое число аномалий по сульфат-иону. Однако при сопоставлении этих показателей с прямыми показателями поиска, последние только частично подтверждали их. Рассмотрение логарифмического графика зависимости сульфат-иона от минерализации (рисунок) показало, что до минерализации 400 мг/л и содержания сульфат-иона 50—100 мг/л кривая зависимости растет очень интенсивно, а потом относительно ослабевает. Из этого можно предположить, что слабо минерализованные воды до 400 мг/л очень агрессивны к пере-

воду в раствор сульфидов, а при увеличении минерализации выше 400 мг/л агрессивность уменьшается.

в) Сульфат-хлорный коэффициент (СХК).

В качестве косвенного показателя был принят также и сульфат-хлорный коэффициент: отношение сульфат-иона к хлор-иону $\left(\frac{\text{SO}_4^{''}}{\text{Cl}'}\right)$.

Проанализируем взаимосвязь СХК с минерализацией и проследим причину несоответствия его с прямыми гидрогеохимическими показателями.

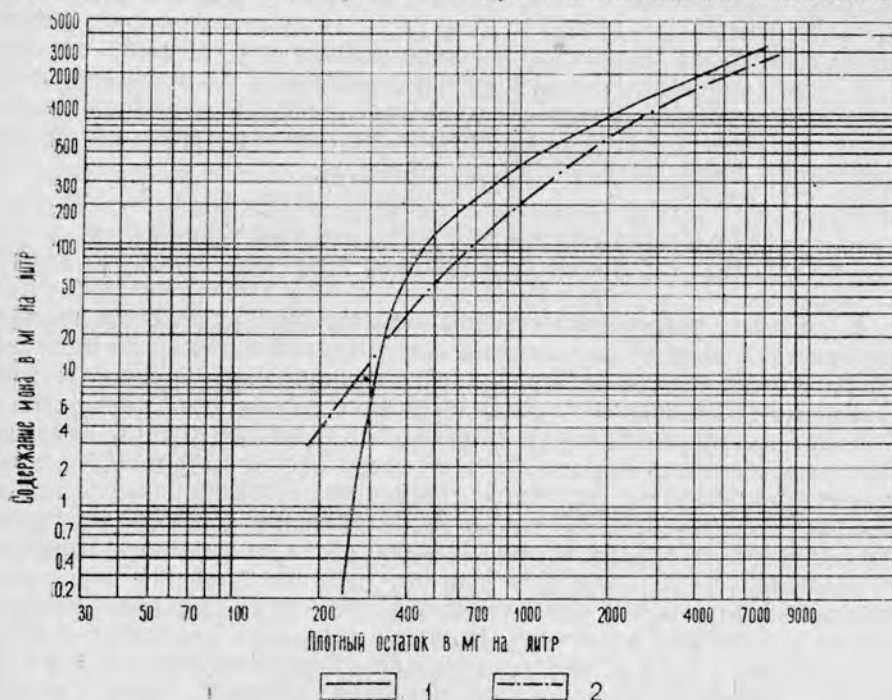


Рис. 1. Зависимость содержания сульфат-иона (1) и хлор-иона (2) от минерализации подземных вод.

На графике зависимости сульфат-иона от минерализации дополнительно нанесен хлор-ион (рис. 1). Здесь мы видим два значения СХК. Одно — больше единицы (правая часть графика, где линия сульфат-иона проходит выше линии хлор-иона) и второе — меньше единицы (левая часть графика — хлор-ион выше сульфат-иона). Разграничение происходит в области минерализации 300–400 мг/л. Следовательно, если бы мы определяли перспективность района только по аномальным содержаниям СХК, то некоторые из проб, отобранных на месторождениях (таблица) при значениях СХК меньше единицы, были бы отбракованы.

Таким образом, применение СХК и сульфат-иона ограничено: до минерализации 400 мг/л СХК и сульфат-ион не правомочны быть косвенными гидрогеохимическими показателями, а при минерализации подземных вод выше 400 мг/л (до ~ 2000 мг/л) применение его желательно, поскольку изменения содержания сульфат-иона и хлор-иона происходят в одном направлении и с одинаковой степенью интенсивности.

Однако следует оговориться, что выводы о сульфат-ионе и сульфат-хлорном коэффициенте будут правильны, если их применять при отработке крупного региона. В случае же применения сульфат-иона и

СХК для отработки локального участка эти выводы не имеют особого значения, так как в этом случае воды не успеют существенно изменить свой химический состав за счет процессов метаморфизации. Другое, приводимые графики зависимости являются типичными для регионов Кугитанг-Тау и Копет-Дага и вполне возможно, что для других регионов конфигурация кривых будет иной. Поэтому для каждого конкретного случая следует строить аналогичные графики и уже, исходя из их характеристики, использовать тот критерий, который будет ближе всего к действительности. В то же время, на наш взгляд, не следует оценивать территорию однозначно без учета гидрогеологических особенностей территории. Наиболее хорошие результаты можно получить только при гидрогеологической оценке территории с привлечением динамики, химического состава, температуры, дебита, характера и типа выхода подземных вод и ряда других факторов, которые могут быть обусловлены своеобразием состава пород.

Прямые показатели сульфидной минерализации

К прямым гидрогеохимическим показателям рудной минерализации относят наличие аномальной концентрации элементов-индикаторов. Но это не всегда является надежным признаком рудной минерализации, так как довольно часто появление аномальных концентраций элементов в подземных водах не связано с наличием рудной залежи и тем самым значительно снижается надежность гидрогеохимических поисков. Современное состояние гидрогеохимических исследований позволяет утверждать, что состав и содержание микроэлементов в водах зависит от многих причин, слагающихся из гидрогеологических, геологических и физико-климатических факторов. Они определяют такие важные процессы, протекающие в среде вода $\rightleftharpoons$ порода, как растворение и миграция элементов. Поэтому насколько правильно и полно будут учтены и отражены геологические, гидрогеологические и климатические условия района поисков, настолько надежно будет обоснование гидрогеохимических показателей. Одним из методов учета и отражения факторов, влияющих на растворение и миграцию элементов, является гидрогеохимическое районирование.

В основу гидрогеохимического районирования положены следующие факторы формирования химического состава подземных вод: литология, геохимическая обстановка, гидродинамика (учитываются также климатические условия района поисковых работ). Насколько каждый из них воздействует на состав и содержание элементов, общеизвестно по работам [5—9 и др.].

Известно, что основой миграции элемента является среда, в которой этот элемент находится. Обычно берется за основу вмещающая среда (порода). И это вполне понятно, так как появление в воде элемента контролируется наличием его в породе. Последнее наиболее четко обосновано анализом кларковых содержаний элементов в водах и породах Е. Е. Беляковой и др. [8]. Поэтому за основу крупной единицы районирования принято расчленение водовмещающих толщ на комплексы по литолого-стратиграфическим признакам.

В то же время, учитывая только вмещающую среду, не всегда можно правильно подойти к оценке аномалий. А. А. Сауков, А. И. Перельман, Ю. В. Шарков и Е. Н. Борисенко в докладе на II Всесоюзной конференции по геохимическим методам поисков и разведки полезных ископаемых (1963 г.) указывают, что в зависимости от формы мигра-

ции элементов различают и типы геохимических барьеров. При миграции элемента в водной среде выделяются:

1. Механические барьеры, возникающие на участках изменения скорости движения вод.

2. Термодинамические барьеры, обязанные изменению температуры и давления.

3. Физико-химические барьеры, возникающие за счет изменения химического состава вод или других физико-химических процессов.

4. Биологические барьеры, связанные с концентрацией элементов живыми организмами.

В совокупности перечисленные барьеры определяют геохимические и гидродинамические процессы в подземных водах. Общеприняты следующие геохимические обстановки в подземных водах: окислительная, окислительно-восстановительная и восстановительная.

Каждая из геохимических обстановок в некоторой степени взаимосвязана с определенной гидродинамической зоной. Окислительная геохимическая обстановка — с зоной активного водообмена, окислительно-восстановительная — преимущественно с зоной относительно затрудненного водообмена и восстановительная — с зоной затрудненного водообмена. Влияние геохимических обстановок на интенсивность растворения, окисления и миграции элементов подтверждено исследованиями А. В. Щербакова [10], В. В. Щербины [11] и др.

В свою очередь, при выделении только геохимических обстановок отражается главным образом вертикальная зональность формирования подземных вод, а горизонтальная зональность, имеющая не менее важное значение, не находит отражения. Повсеместно, например, подземные воды окислительной геохимической обстановки, на которую в основном и направлены гидрогеохимические поиски сульфидных месторождений, изменяют свой состав при удалении от области питания: пресные гидрокарбонатные воды сменяются соленоватыми сульфатными и через них солеными хлоридными.

Гидрогеохимическими исследованиями [4, 7—13] установлено, что некоторые элементы (цинк, свинец, медь, ртуть, молибден, уран и ряд других) сильно подвержены изменению их концентрации при изменении химического состава и минерализации водной среды. Поэтому последующим этапом районирования должно быть выделение участков с различным химическим составом вод в пределах каждой геохимической обстановки.

Другим важным фактором, воздействующим на формирование элементного состава подземных вод зоны окислительной обстановки, являются атмосферные осадки. Это нашло широкое отражение в результатах гидрогеохимических поисков [7, 14, 15, 16]. Наличие в атмосферных осадках таких окислителей как озон, перекись водорода, кислорода способствует интенсивному переводу в раствор цинка, меди, свинца, молибдена и др. В Туркменистане с его резко континентальным климатом и незначительным количеством осадков, не превышающим 400 мм в год, также отмечается четкая взаимосвязь между изменениями содержания и состава микроэлементов с периодами осадков. Режимные наблюдения, проведенные в районе месторождения Кара-Елчи, позволили определить, что наиболее благоприятный период постановки региональных поисковых работ является период июнь—сентябрь, когда, как правило, из-за редких атмосферных осадков наблюдается незначительная динамика режима микроэлементов в подземных водах.

В ы в о д ы

Надежность критериев гидрогеохимического метода поисков сульфидных месторождений в условиях аридного климата Туркменистана определяется дифференцированным учетом структурно-геологических и гидрогеологических особенностей района. Принцип районирования района поисковых работ для целей интерпретации полевых исследований представляется нам в следующей последовательности:

а) выделяются водоносные комплексы по литолого-стратиграфическим признакам;

б) в пределах водоносных комплексов выделяются геохимические обстановки: окислительная, окислительно-восстановительная и восстановительная. В некоторых случаях целесообразно выделять резко окислительную обстановку;

в) для каждой геохимической обстановки выделяются подземные воды с различным химическим составом.

Такая последовательность интерпретации вполне обосновывает причины появления гидрогеохимических аномалий и позволяет установить геохимические особенности поведения элементов в подземных водах исследуемого района. При этом региональные гидрогеохимические поиски следует проводить в периоды наименьших атмосферных осадков.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Ферсман А. Е. — Избранные труды, т. IV. АН СССР, 1958.
2. Овчинников А. М. — Общая гидрогеология. Госгеолтехиздат, 1955.
3. Бродский А. А. — Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1957.
4. Сауков А. А. — Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. МГУ, 1963.
5. Перельман А. И. — Геохимия эпигенетических процессов. Изд-во «Недра», 1965.
6. Поликарпочкин В. В. — Методические рекомендации по проведению гидрохимических поисков рудных месторождений. ОНТИ, Л., 1959.
7. Удодов П. А., Онуфриенок И. П., Париков Ю. С. — Опыт гидрохимических исследований в Сибири. «Высшая школа», М., 1962.
8. Белякова Е. Е., Резников А. А., Крамаренко Л. Е., Нечаева А. А., Кронидова Т. Ф. — Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. Госгеолтехиздат, 1962.
9. Крайнов С. Р. — Гидрогеохимический метод поисков месторождений бора. Госгеолтехиздат, 1964.
10. Щербаков А. В. — Советская геология, № 56, 1956.
11. Щербина В. В. — ДАН СССР, т. XV, № 3, 1949.
12. Долуханова Н. И. — Опыт гидрохимических поисков молибдена. В кн. Всес. совещ. по геохим. методам поисков. Госгеолтехиздат, 1956.
13. Айдиньян Н. Х., Белавская Г. А. — Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 99, 1963.
14. Клименко И. А. — Известия высших учебных заведений Узб.ССР. Геология и разведка, № 7, 1965.
15. Свешников Г. Б., Шень-Чжао-ли — Уч. записки Лен. Унив., сер. физ. и геол. наук, вып. 13, 1962.
16. Рассказов Н. М. — Сб. Материалы по геол. и полез. ископаемым Западной Сибири. Томск, Томский университет, 1964.

УДК 551.24 (470.63)

А. Г. БЛИСКАВКА
В. И. РУБАН
А. Ф. СЕМЕНЦОВ
С. П. ХАЛЛИЕВ

О ПРИРОДЕ АНОМАЛЬНЫХ МОЩНОСТЕЙ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ В ЗОНЕ ДОНГУЗСЫРТ-КАРАШОРСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Вдоль южного склона эпигерцинской Туранской плиты тянется узкая полоса повышенных мощностей плиоценовых отложений, залегающих на размытой поверхности различных горизонтов неогена, палеогена, верхнего и, на отдельных участках нижнего, мела. Характерной особенностью этой зоны является соответствие повышенных мощностей плиоценовых отложений максимальным величинам размыва подстилающих пород.

Другой особенностью зоны является почти повсеместное совпадение ее в плане с простиранием глубинного разлома, выявленного комплексом геолого-геофизических методов разведки. Лишь на крайнем западе в районе колодца Казы наблюдается значительное расхождение в плановом положении зоны интенсивного размыва с глубинным разломом (рис. 1).

Впервые о существовании крупного неогенового размыва в Низменных Кара-Кумах указано М. К. Мирзахановым по результатам бурения структурно-профильных скважин [1]. Характер строения плиоценового эрозионного вреза на Ербентском участке был исследован А. Г. Блискавкой [2]. А. Н. Айнемер установил распространение этого вреза к юго-востоку от пос. Ербент до колодца Чешме [3].

Аналогичный характер залегания плиоценовых отложений по результатам картировочного, структурного, глубокого разведочного бурения и сейсмических исследований был обнаружен другими исследователями также и на территории Юго-Восточной Туркмении.

По мере накопления материала выяснилось, что идентичный характер залегания в этой узкой полосе имеют не только плиоценовые, но и верхнекампанские [4] и верхнеэоценовые [5] отложения.

В районе колодцев Ербент-Казы А. Г. Блискавкой выделена под названием ербентской свиты своеобразная толща песчано-глинистых отложений, залегающих в ложе вреза. Исходя из характера соотношения свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями, возраст ее был определен как конец среднего — начало позднего плиоцена. Максимальная мощность свиты определена в центральной части вреза (520 м, скважина № 32, Ербент).

Позже при детальном изучении керна Т. Р. Розыевой и О. Курбанназаровой в скважине № 32 с интервала глубин 740—745 м определены остракоды, характерные для акчагыльского яруса.

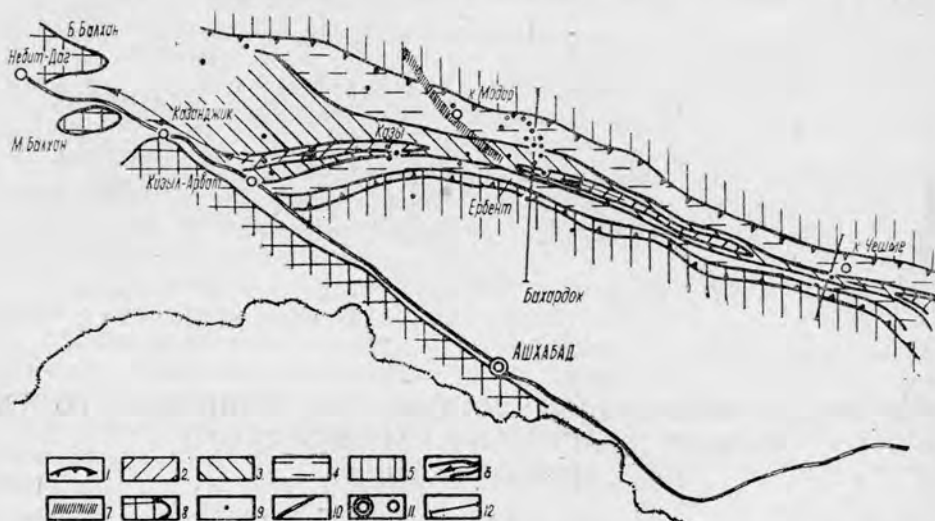


Рис. 1. Геологическая схема врезов со снятием верхнеэоценовых и плиоценовых отложений. 1 — Границы врезов; 2 — сантон-турон; 3 — кампан-маастрихт; 4 — палеоген; 5 — неоген; 6 — тальвег вреза; 7 — глубинный разлом на участке Ермент - Молар; 8 — горные области; 9 — скважины; 10 — железная дорога; 11 — населенные пункты; 12 — государственная граница; 13 — линии геологических профильных разрезов.

В картировочной скважине № 390, расположенной на южном борту вреза, в двух верхних пачках ерментской свиты также была определена акчагыльская микрофауна. Таким образом, две верхние пачки, которые ранее включались в состав ерментской свиты, имеют акчагыльский возраст. Поэтому собственно к ерментской свите, как фаунистически не охарактеризованной толще, следует относить песчано-глинистую пачку пород, прилегающую к основанию эрозионного вреза и имеющую максимальную мощность порядка 360 м (скважина № 3) у колодца Казы и 230 м (скважина № 32) у пос. Ермент (рис. 2).

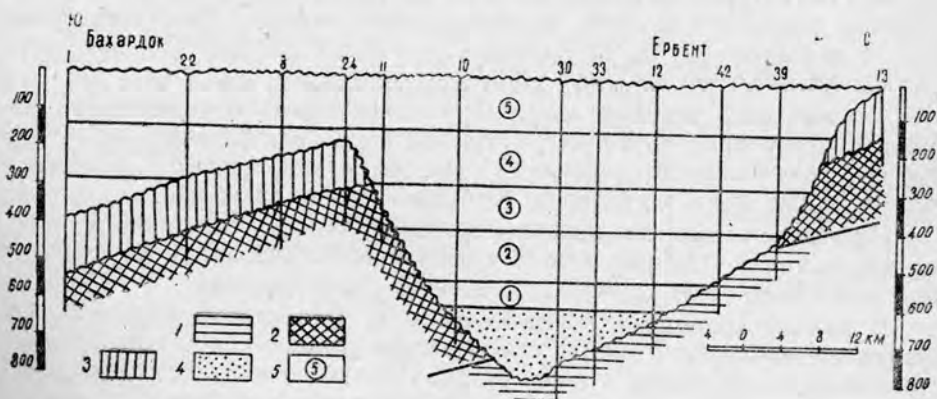


Рис. 2. Палеогеологический профильный разрез Ерментского участка к началу четвертичного времени. 1 — Мел; 2 — палеоген; 3 — миоцен; 4 — ерментская свита; 5 — акчагыл (пачки 1—5).

Ербентская свита представлена песками, глинами и конгломератами, состав которых на бортах и в днище вреза различен. Наиболее глубокие участки вреза выполнены более грубообломочным материалом. В скважине № 50 в основании ербентской свиты залегает слой конгломерата, состоящего из галек, изверженных пород, известняков, мергелей, сцементированных глинисто-карбонатным материалом. В скважинах № 32, 35, 49 в ложе вреза обнаружены глинистая брекчия и конгломерат, состоящие из галек, мергелей и известняков, а также алевролитов с прослоями глинистых катунув и отдельными валунами глинистых пород. Мощность конгломератовых пород около 10 м.

На террасовидных бортах вреза (скважины № 10, 12) залегают глины коричневато-серые, известковые, иногда с включениями катунув глинов того же состава и примесью грубообломочного материала. Порода часто брекчированы, с зеркалами скольжения и следами оползания. Мощность глинистых отложений 0—45 м.

Основную часть ербентской свиты слагают пески и алевролиты. Пески светло-серые и светло-коричневые, средне- и мелкозернистые, рыхлые с яркими желто-красными пятнами ожелезнения и включениями темных минералов. Алевролиты серого и светло-серого цвета, слабосцементированные, пропитанные гидроокислами железа.

Нижние слои ербентской свиты облекают неровности днища, а верхние — залегают практически горизонтально. Остальная, большая часть эрозионной ложбины, выполнена терригенной толщей акчагыла, представленной глинами, алевролитами, песками с редкими прослоями ракушечника, мергелей и песчаников.

Глины светло-серые, коричневые и голубовато-серые, алевроитовые, известковые, плотные. Пески и алевролиты светло-коричневые, глинистые, известковые. Известняки и мергели светло-серые и светло-коричневые, алевроитовые с включениями обломков ракушки.

В разрезе акчагыла, по промыслово-геофизическим данным, выделены пять разнородных пачек: песчано-алевритовая, алевролитовая, глинисто-алевритовая, глинистая и алевролитово-глинистая. Акчагыльский возраст этих пород подтвержден находками микрофауны.

Анализ вещественного состава акчагыльских отложений исследуемого района и сопоставление их характера с особенностями разновозрастных пород соседних районов позволяют прийти к выводу о том, что в акчагыльский век имела место многократная трансгрессия моря. При первом незначительном повышении уровня акчагыльского бассейна его воды проникли в Низменные Кара-Кумы по ранее выработанному эрозионному врезу. Результатом первого этапа трансгрессии явилось образование первых двух пачек (1 и 2) акчагыльских отложений (рис. 2). Отсутствие этих пачек пород за пределами вреза (в районе пос. Бахардок) подтверждает вывод о том, что большая часть Низменных Кара-Кумов в начальный период акчагыльской трансгрессии оставалась сушей. Промежуток времени между первым и последующим этапом акчагыльской трансгрессии был весьма значительным, о чем свидетельствует двухсотметровая суммарная мощность первой и второй пачек, выполняющих ложбину вреза. На последующих этапах трансгрессии отложения третьей и четвертой пачек полностью нивелируют рельеф южной части Низменных Кара-Кумов. Четвертая и пятая пачки акчагыльского яруса имеют повсеместное площадное распространение. В этом же районе по материалам структурного бурения выявлено аналогичное залегание верхнекампанских отложений.

Разрез верхнего мела сложен породами сеноманского, туронского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов.

Турон представлен известняково-алевроито-глинистой толщей мощностью до 155 м. Возраст отложений определен по характерному комплексу фораминифер. В туроне можно выделить три литологические пачки. Нижняя пачка «а» представлена алевроитовыми глинами, известковыми алевролитами и алевроитовыми известняками. Мощность ее равняется 20—30 м. В средней пачке «б» преобладают алевролиты. Мощность ее изменяется от 80 м в северной до 30 м в южной части района. Верхняя пачка «в» сложена алевроитовыми глинами и мергелями с прослоями глинистых алевролитов. Мощность ее в среднем составляет 50 м. На центральном участке пачки «в», «б» и частично «а» срезаются глинисто-карбонатными отложениями верхнего кампана.

Туронские отложения несогласно перекрываются породами сантонского возраста, представленными преимущественно зеленовато-серыми алевроитовыми мергелями.

Мощности сантона в северной и южной частях района составляют соответственно 15 и 34 м, в центральной части эти отложения размыты. Выше следует нижнекампанская известняковая толща.

Значительную часть верхнемелового разреза в описываемом районе занимают верхнекампанские отложения. Изменение мощности от 65—75 м в северной и южной частях района до 180 м в центральной происходит всего на расстоянии 10—20 км. Вместе с увеличением мощности наблюдаются литологические замещения. Если в северной и южной частях района верхний кампан представлен известняками с прослоями мергелей, то в центральной части известняки и мергели переходят в известковые глины. Отдельные прослои мергелей и известняков прослеживаются по всему профилю с севера на юг, а разделяющие их пачки глин увеличиваются или уменьшаются в мощности.

В толще верхнего кампана можно выделить две пачки пород, мощности которых составляют 20—125 и 45—75 м.

Нижняя пачка с размывом залегает на сантонских и в отдельных скважинах — на туронских и сеноманских отложениях. Фаунистически охарактеризованные верхнекампанские отложения в скважине № 41 ложатся непосредственно на среднюю пачку турона, а в скважине № 39 — даже на нижнюю пачку.

По характерным каротажным реперам и находкам макро- и микрофауны отбивается подошва нижнемаастрихтских отложений. Мощность их не превышает 25—30 м. В центральной части вреза обнаружены верхнемаастрихтские отложения мощностью 15—20 м.

В северных и южных скважинах, как и в тех, что располагаются на продолжениях профиля за пределами вреза, выделяются все описанные пачки пород. В центральной его части из разреза выпадают сначала отложения нижнего кампана и сантона, а затем верхняя, средняя и нижняя пачки турона. Образовавшийся врез выполняют карбонатно-глинистые породы кампанского возраста. Глубина вреза превышает 150 м, ширина равняется 40 км, крутизна бортов достигает 1°.

Ю. В. Тимофеевым в районе колодца Чешме установлено залегание белоглинского горизонта верхнего эоцена на размытой поверхности более древних слоев палеогена и верхнего мела. За пределами зоны разлома белоглинский горизонт залегает согласно на кумских отложениях (рис. 3) на глубинах 150—250 м, а в осевой части зоны — до 900 м, постепенно перекрывая все более древние горизонты. В ложе вреза, как и на участке Ербент, выделяется аналогичный комплекс осадков ербентской свиты и акчагыла.

В восточной части исследуемой зоны на участке Шарапли — Репетек простирается эрозионный врез полностью соответствует направ-

лению глубинного разлома. Как показывают результаты сейсмических исследований и материалы глубокого разведочного и структурного бурения, плиоценовые отложения в осевой части вреза залегают на размытой поверхности альбских, а, возможно, и аптских отложений.

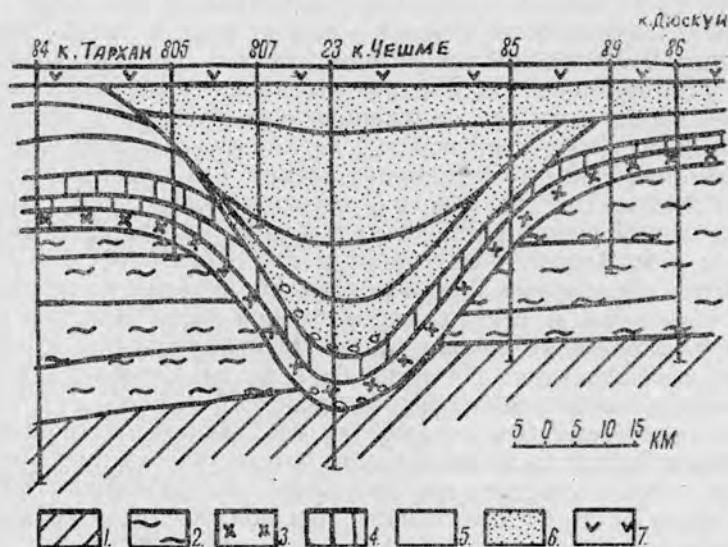


Рис. 3. Геологический профильный разрез Чешминского участка (по Ю. В. Тимофееву). 1 — Меловые отложения; 2 — палеогеновые отложения; 3 — белоглинский горизонт; 4 — олигоцен-нижнемиоценовые отложения; 5 — верхний миоцен, нижнеплиоценовые отложения; 6 — плиоценовые отложения; 7 — четвертичные отложения.

Строение плиоценовых отложений в этом районе в значительной мере осложнено наличием интенсивной соляной тектоники. На некоторых участках рост солянокупольных структур в осевой части эрозионного вреза в послееакчагыльское время устанавливается слабым антиклинальным изгибом пластов плиоценовых отложений.

На природу аномального залегания плиоценовых, верхнеэоценовых, и верхнекампанских отложений в Донгузсырт-Карашорской зоне Низменных Кара-Кумов среди геологов Туркмении существуют две основные точки зрения. Первая предполагает эрозионный характер плиоценового и верхнекампанского вреза [2], [4].

Интенсивность плиоценового вреза объясняется существованием палеоречной системы и постепенным понижением базиса эрозии, а верхнекампанского вреза — деятельностью в позднекампанское время донных течений в условиях мелководного открытого моря. Слабой стороной этой точки зрения является отсутствие объяснения причинной обусловленности местоположения врезов.

Вторая точка зрения основывается главным образом на обнаруженном Ю. В. Тимофеевым в районе колодца Чешме резко несогласного залегания фаунистически охарактеризованного белоглинского горизонта (З. Д. Кулиев, Ю. В. Тимофеев и др. 1966) на более древних отложениях палеогена и верхнего мела. Пачка пород белоглинского горизонта плавно погружается с обоих бортов зоны и ее центральной части, что автором объясняется синклинальным строением лежащей над разрывом толщи осадков. Отсюда следует далеко идущий вывод о существовании древней валообразной структуры, претерпевшей в по-

следующем инверсию, полностью компенсировавшую предшествующее воздымание.

Высказанная Ю. В. Тимофеевым точка зрения об инверсионном характере глубокой неоген-палеогеновой ложбины, приуроченной к Донгузсырт-Карашорскому разлому, основывается на ряде трудно объяснимых допущений. Основным допущением в такой трактовке истории тектонического развития зоны является полная компенсация поднятий последующим прогибанием на всем семисоткилометровом протяжении этой зоны. С таким допущением трудно согласиться, если учесть, что Донгузсырт-Карашорский разлом сечет совершенно различные геотектонические области платформы с различной мощностью и составом осадочного чехла. Так, на участке, прилегающем к Центрально-Каракумскому своду, мощность осадочного чехла, как показывают результаты сейсморазведочных работ и глубокого бурения, составляет 3000—3500 м. Осадочный комплекс сложен карбонатно-терригенными толщами юры и мела. В пределах восточной части Донгузсырт-Карашорского разлома в осадочном чехле появляется толща соленосных отложений и мощность его достигает 6—7 тыс. м. Строение фундамента в этих районах также значительно отличается.

Следующим моментом, совершенно необъяснимым с инверсионистских позиций, является, на наш взгляд, отсутствие за пределами зоны отложений, синхронных времени денудации «валообразного поднятия». Если бы такие осадки существовали, они должны были бы иметь, видимо, обломочный характер, значительную литологическую изменчивость вкрест простирания зоны, литологическую зональность вдоль поднятия, а также должны были бы обладать значительной мощностью. В самом деле, если обратиться к элементарным подсчетам и учесть лишь участок, рассматриваемый Ю. В. Тимофеевым (минимальная ширина 40 км, глубина 0,7 км и единица длины — 1 км), то объем размытого вала составит около 15 км³. Если предположить равномерный разнос материала в обе стороны от вала в условиях открытого морского бассейна на расстояние в 50 км при той же единице длины в 1 км, так как на соседних участках происходил такой же размыв, получим мощность слоя порядка 150 м.

Посмотрим теперь, что пишет Ю. В. Тимофеев об условиях залегания и составе отложений, залегающих непосредственно над размывом. Белоглинская пачка сложена белесо-серыми, коричневыми, розоватыми мергелями. В подошве мергелей (скважины № 23 и 274, расположенные по оси размыва) «встречаются гальки из пород эоцена, палеоэоцена и верхнего мела. За пределами зоны разлома мергели ложатся согласно на отложения четвертой пачки. В зоне же разлома они залегают с угловым несогласием на подстилающих слоях, возраст которых колеблется от верхнего мела до верхнего эоцена. Мощность отложений составляет в среднем 20 м, в осевой части зоны достигает 60 м».

Таким образом, по Ю. В. Тимофееву за пределами зоны разлома отсутствует комплекс осадков, синхронный времени интенсивного размыва. Для объяснения этого факта становится необходимым допущение какого-то мощного агента, способствовавшего выносу полученного материала вдоль оси зоны за ее пределы, то есть возврат в конечном итоге к первоначальной точке зрения — существования мощного течения (речного или морского) вдоль оси зоны.

Пространственное расположение зоны действительно обусловлено тектоническими причинами, однако совершенно иного порядка, чем это предполагает Ю. В. Тимофеев.

Для того, чтобы стал понятным целый ряд казалось бы совершенно аномальных фактов в зоне Донгузсырт-Карашорского разлома, необходим самый тщательный анализ всех геолого-геофизических материалов по этой зоне, выявление общих закономерностей строения, касающихся как сходства, так и различий отдельных черт тектоники. Установлено, что к западу от Ербентского участка полоса аномального залегания плиоценовых отложений уходит в сторону от глубинного разлома. На Казинской площади бурением также обнаружено наличие глубокого эрозионного вреза. Наиболее глубокая часть его располагается в районе скважины № 3, где плиоценовые отложения залегают на размытой поверхности сантона. Скважины, пробуренные по профилю южнее, вскрывают под сокращенным разрезом плиоцена более молодые отложения (скважина № 2 — маастрихт, скважина № 3 — палеоцен).

Далее к юго-западу аналогичная картина вырисовывается в районе Кизыл-Арватского выступа. Здесь в структурно-профильных и глубоких разведочных скважинах плиоценовые отложения с четко выраженным размывом залегают на породах более древнего возраста. Наиболее глубоко эродированной является поверхность подстилающих отложений в районе скважины № 3, где под плиоценом вскрываются отложения сантона. К северу в скважине № 4 и к югу в скважине № 2 плиоценовые отложения залегают уже на кампане.

Далее к западу или юго-западу распространение эрозионного вреза уверенно проследить не удастся из-за отсутствия скважин, полностью вскрывающих разрез плиоцена. Однако, материалы сейсморазведочных работ по центральной части Казанджикской депрессии и залегание плиоцена на размытой поверхности верхнего мела на ее северном борту (скважина № 1 к), указывают на вероятное продолжение вреза к западу до г. Казанджик и далее через Межбалханский коридор в пределы Западно-Туркменской низменности.

Таким образом, на участке северо-западного и субширотного простираний Донгузсырт-Карашорского глубинного разлома простираание эрозионной долины или вреза верхний эоцен-плиоценового времени полностью совпадает с направлением разлома. К западу от Ербента направления разлома и осевой линии вреза расходятся: разлом поворачивает к северу, а врез уходит на юг. Если природу аномального залегания плиоценовых отложений объяснить с инверсионной точки зрения, то противоречие налицо: геолого-геофизические работы в западной части Низменных Кара-Кумов не обнаружили разрывных нарушений, которые соответствовали бы эрозионному врезу.

Анализ истории тектонического развития территории показывает, что на протяжении мелового, палеогенового и неогенового периодов на исследуемой территории постоянно существовал региональный наклон поверхности осадконакопления в южном направлении. Совпадение в плане зон эрозионных врез с глубинным разломом на участке Ербент—Чешме, имеющим субширотное простираание, объясняется характером разлома. На участке субширотного простираания Донгузсырт-Карашорский разлом в осадочном чехле проявляется в виде узкой протяженной зоны развития преимущественно деформации растяжения. В условиях пологой моноклинали слабого первоначального прогибания зоны разлома оказалось достаточным для развития интенсивного размыва. Взаимодействие факторов слабого прогибания и регионального наклона в южном направлении обусловило различную крутизну бортов вреза: южный борт вреза значительно круче северного.

В западной части района с изменением направления глубинного

разлома меняется и его характер: на участке Ербент—Модар—Карашор в осадочном чехле разлом проявляется в виде зоны сжатия, выраженной поднятием; здесь поэтому превалирующее влияние на простираание зоны размыва оказывал региональный наклон поверхности, в соответствии с которым врез принял юго-западное направление.

Кратковременный периодический характер движений по разлому в позднекампанское, белоглинское и плиоценовое время обусловил также кратковременное существование зон эрозионных долин, их быстрое заполнение осадками. В остальной же продолжительный период времени характер осадков и их мощности полностью контролировался региональными условиями.

В ы в о д ы

1. Существование аномальных мощностей верхнекампанских, верхнеэоценовых и плиоценовых отложений в пределах узкой полосы в Низменных Кара-Кумах объясняется быстрым заполнением эрозионных долин, выработанных под действием мощных водных потоков в морских или континентальных условиях.

2. Местоположение зон интенсивного размыва в позднекампанское, позднеэоценовое и плиоценовое время было predetermined положением Донгузсырт-Карашорского глубинного разлома, а простираание этих зон обусловлено направлением глубинного разлома и региональным наклоном поверхности осадконакопления.

3. Отвергается как несостоятельная точка зрения об инверсионном характере зоны вреза.

Управление геологии
СМ Туркменской ССР

Поступило
18 апреля 1967 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Мирзаханов М. К. — Тр. ЮККГЭ. Вып. 8, 1963.
2. Блискавка А. Г. — Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Вып. 14, 1963.
3. Айнемер А. И. и др. — Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. Вып. 14, 1963.
4. Блискавка А. Г., Морозов Г. И., Одаев К. Е., Рубан В. И., Семенов А. Ф., Фартуков М. М. — Тр. ГПГК ТССР, вып. 2, 1964.
5. Тимофеев Ю. В. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1966.

УДК 550.822.6 (574.12)

В. И. РУБАН
К. Е. ОДАЕВ
С. П. ХАЛЛИЕВ

СЕНОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮЖНОГО СКЛОНА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Первые сведения о стратиграфии, литологии и мощностях сенонских отложений на южном склоне Туранской плиты были получены в результате бурения структурно-профильных скважин в 1958—1959 гг. по профилю Бахардок — Серный Завод. Однако редкая сеть скважин и их расположение на одном меридиональном профиле не позволили судить о характере сенонских отложений по всей площади Низменных Кара-Кумов в целом.

В результате структурного, параметрического и поискового бурения, проведенных в 1963—1966 гг., получены новые данные о вещественном составе и характере залегания сенонских отложений на площадях Сансыз, Модар, Ербент, Казы, Кенек. Данная работа является результатом изучения кренового и промыслово-геофизических материалов более 40 скважин, пробуренных на южном склоне Туранской плиты (рис. 1).

В разрезе сенонских отложений по макро- и микрофаунистическим исследованиям Л. Г. Амурской, Л. И. Чирва, Г. Н. Джабарова, а также по сопоставлению электрокаротажных диаграмм пробуренных скважин со скважинами на южном и юго-западном склонах Центрально-Каракумского свода и в районе Зеагли-Дарвазинского поднятия, выделены нерасчлененный нижний сенон, кампан и маастрихт.

Нижний сенон. Недостаточность палеонтологических остатков не позволили выделить из нижнесенонских отложений коньякский и сантонский ярусы, хотя Л. Г. Амурской и определены некоторые виды, характерные для них.

К нижнему сенону отнесена толща зеленовато-серых мергелей и

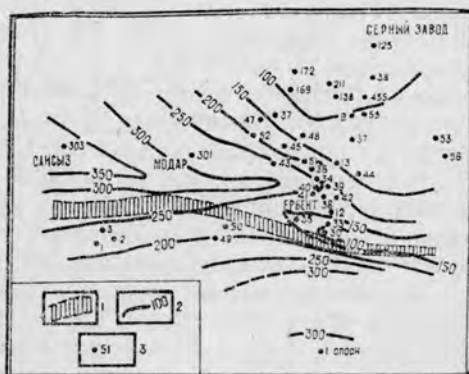


Рис. 1. Схематическая карта равных мощностей сенонских отложений. 1 — Зона последнего размытия сенонских отложений; 2 — линии равных мощностей; 3 — скважины.

глинистых известняков, которые в центральной части района переходят в алевритистые глины, алевритистые мергели и в сильно карбонатные алевролиты. Породы нижнего сенона со значительным перерывом залегают на туроне и имеют различную мощность в разных частях района. Как видно из схемы сопоставления (рис. 2), в скважинах № 40 и 41 отложения нижнего сенона размыты. Они размыты к северо-западу от этого профиля в скважинах № 51, 43, 46, 45, 52, 47. Однако по тем скважинам, где породы нижнего сенона сохранились, видно, что мощность нижнего сенона возрастает с севера на юг от 13 м (скважина № 9) до 40 м (скважина № 10). Также резко возрастает мощность нижнесенонских отложений в западной части района, достигая у к. Модар (скважина № 301) и Сансыз (скважина № 303) соответственно 114 и 120 м. В восточной и северо-восточной части района мощность нижнего сенона постепенно уменьшается. Так, в скважине № 55 она составляет 19 м, в скважине № 53—17 м, а в скважине № 56 мощность нижнего сенона составляет всего 8 м.

Кампанский ярус. Кампанский ярус, занимающий почти две трети сенонского разреза, представлен сероцветными карбонатными породами, органогенными известняками и мергелями. Мощность кампана 65—220 м.

Нижекампанский подъярус сложен светло-серыми и зеленовато-серыми органогенными известняками и мергелями с примесью терригенного материала. По мере удаления от Центрально-Каракумского свода в южном и юго-западном направлениях — в районе Ербента, Казы, Модара и Сансыза нижекампанские органогенные известняки переходят в очень глинистые известняки, местами даже в карбонатные глины. В этом же направлении увеличивается и мощность нижнего кампана от 10 до 40 м.

Аналогично нижнему сенону нижний кампан размыт к северу от пос. Ербент. Так, между скважинами № 12 и 13, в скважинах № 38, 41 и 44 он отсутствует (рис. 2). Полоса выпадения из разреза нижнего кампана протягивается в субширотном направлении, захватывая район скважин № 51, 43, 45, 46, 52 и 47. Отсутствие нижнесенонских и нижекампанских отложений на такой небольшой площади, по-видимому, связано с подводным размывом этих отложений.

В северной и южной частях района слои нижнего кампана залегают на нижнесенонских без видимого перерыва, а также постепенно переходят в карбонатные (в северной части) и глинисто-карбонатные (в южной части) породы верхнего кампана.

Верхнекампанский подъярус состоит из глинистых известняков и мергелей зеленовато-серого цвета, которые по электрокаротажной характеристике подразделены снизу вверх на три пачки: нижняя — известняковая, средняя — мергельная и верхняя — известняково-глинистая.

Нижняя, известняковая, пачка имеет мощность от 25 (скважина № 9) до 160 м (скважина № 46). На каротажных диаграммах породы этой пачки выделяются по высоким удельным сопротивлениям (6—11 ом), особенно резко увеличивающимся в низах пачки, а также по резкому спаду кривой «ГК» в сторону отрицательных значений. В скважине № 44 по керновому материалу внизу известняковой пачки четко наблюдаются следы подводного размыва. Здесь известняк переполнен обломками фосфоритов, имеющих угловатые, округлые и овальные формы. Размер обломков 0,2—3 см. Мощность известняка со следами размыва 40 см.

Средняя мергельная пачка мощностью от 15 до 67 м резко отличается от выше и нижележащих пачек относительно низким удельным сопротивлением (2—4 ом). Выделение всей мергельной пачки в один

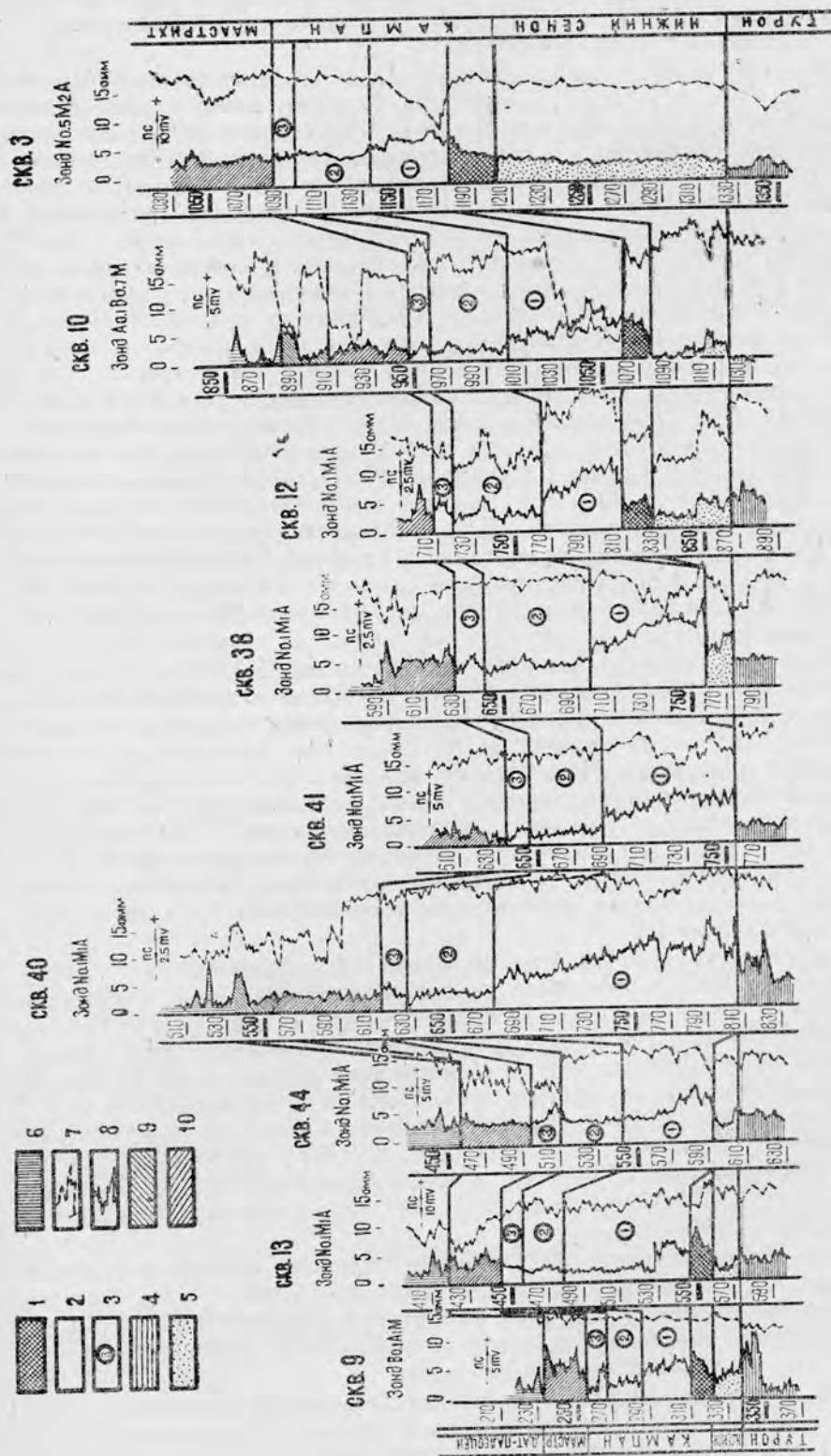


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов сенонских отложений. 1 — Туронский ярус; 2 — нижнесенонский надъярус; 3 — нижнекампанский подъярус; 4 — верхнекампанский подъярус; 5 — пачки верхнего кампана; 6 — нижнемаастрихтский подъярус; 7 — верхнемаастрихтский подъярус; 8 — дат-палеоценовые отложения; 9 — кривая КС; 10 — кривая ПС.

каротажный репер обуславливается постоянством электрометрической характеристики пачки как по всему описываемому району, так и в районах Дарвазы и Серного Завода.

Верхняя, известняково-глинистая, пачка, соответствующая верхам верхнего кампана (зона «*Belemnitella langei*»), имеет сравнительно стабильную мощность порядка 10—28 м. Каротажный репер этой пачки хорошо прослеживается по всей территории и характеризуется повышенным значением удельных сопротивлений (от 4 до 6 ом), а также спадом кривой «ГК» в сторону уменьшения значений естественной радиоактивности. Верхнекампанские отложения на южном склоне Туранской плиты распространены повсеместно. К северу и северо-западу от Ербента они ложатся с угловым несогласием на различные по возрасту и литологическому составу отложения от нижнего кампана до сеномана включительно. Из схемы сопоставления разрезов (рис. 2) видно, что в разрезах скважин северной (№ 9 и 13) и южной (№ 2, 10, 3) части района выделяются нижнесенонские и нижнекампанские отложения. При этом последние без видимого несогласия перекрываются породами верхнего кампана. Затем из разреза последовательно выпадают нижний кампан (скважины № 44, 40, 41 и 38) и нижний сенон (скважины № 40 и 41). Верхний кампан залегает на размытой поверхности нижнего сенона и турона. Такая же картина наблюдается к западу и северо-западу от описанного профиля. Так, в скважине № 42 верхний кампан перекрывает нижний сенон, а скважинах № 43, 47, 45, 51 и 52 — различные пачки турона, а в скважине 46 — терригенные отложения сеномана.

Мощность верхнего кампана изменяется от 65—100 м в северной и южной части исследуемого района и до 222 м в центральной части (севернее пос. Ербент). Такое увеличение мощностей верхнего кампана происходит на расстоянии 10—13 км там, где он залегает на различных горизонтах. По-видимому, это связано с заполнением позднекампанскими осадками древнего вреза, образовавшегося, как уже указывалось выше, в результате подводного размыва. Глубина вреза составляет свыше 150 м, ширина — около 40 км, крутизна борта — до 1°. Простираание бортов верхнекампанского вреза восток-юго-восточное. Наиболее древними породами, обнажающимися во врезе, являются сеноманские [1].

Маастрихтский ярус. Маастрихтский ярус без видимого несогласия залегает на кампане почти на всей рассматриваемой территории. Отсутствует он лишь в полосе шириной около 12 км к югу от Ербента (скважина № 12), где развит плиоценовый эрозионный врез. Маастрихтский ярус в разных частях исследуемого района имеет различные мощности. К северу от Ербента (скважины № 9, 13) мощность маастрихта не превышает 25 м. В районе Ербента и Сансыза маастрихтские отложения увеличиваются в мощности, достигая наибольших значений — 80 (скважины № 46 и 49) и 108 м (скважина № 303). К северо-востоку от пос. Ербента мощность маастрихта сокращается до 8 м (скважина № 53).

Нижнемаастрихтский подъярус представлен кристаллически-зернистыми известняками с прослоями мергелей, серого, светло-серого, местами белого цвета. К северу от Ербента (скважины № 13, 45, 48, 51) нижнемаастрихтский подъярус сокращается в мощности за счет выпадения из разреза его верхней части.

На электрокаротажных диаграммах известнякам нижнего маастрихта соответствует зона сравнительно высоких сопротивлений (4—7 ом) и низких значений естественной радиоактивности. В районе

п. Бахардок кажущиеся удельные сопротивления приобретают низкие значения (до 3 ом). Это, видимо, связано с увеличением глинистости разреза.

Верхнемаастрихтский подъярус в нижней части состоит из зеленовато-серого мергеля с прослоями глин и с примесью терригенного материала. В верхней части мергели переходят в глинисто-алевритовые известняки серого, зеленовато-серого цвета. Отложения верхнего маастрихта размыты к северу от Ербента, на площадях, прилегающих к Зеагли-Дарвазинскому поднятию.

По своей электрокаротажной характеристике верхнемаастрихтский подъярус отличается от нижнего маастрихта относительно низкими удельными сопротивлениями (2—4 ом) гамма-активностью.

В ы в о д ы

1. Сенонские отложения увеличиваются в мощности с севера на юго-юго-запад — от наиболее приподнятой части Центрально-Каракумского свода к его склонам. В этом же направлении наблюдается некоторое изменение литологического состава в сторону увеличения глинистости пород.

2. Между ранним сеноном и туроном существовал значительный перерыв в осадконакоплении, в результате которого породы нижнего сенона отлагались на размытой терригенной толще туронского яруса.

3. Особенности осадконакопления раннего сенона в некоторой степени сnivelировали туронский рельеф. Так, в скважинах с наиболее полным туронским разрезом нижнесенонские отложения имеют минимальную мощность (скважина № 56) и наоборот — в местах, где туронские отложения размыты на большую глубину, мощности нижнего сенона резко возрастают (скважина № 303).

4. К северу от Ербента отмечается выпадение из разреза нижнекампанских и частично туронских отложений, а их место в разрезе занимают карбонатно-глинистые породы верхнего кампана.

5. Несогласное залегание верхнекампанских пород на нижнесенонских и туронских отложениях носит местный характер и приурочено к зоне их размыва, который происходил на границе между ранним и поздним кампаном.

6. Образовавшийся в начале позднего кампана врез был полностью сnivelирован уже к концу маастрихта.

7. Выпадение из разреза верхней части нижнего маастрихта и всего верхнемаастрихтского подъяруса к северу от Ербента, на площадях, прилегающих к Зеагли-Дарвазинскому поднятию, по-видимому, связано с предатским размывом.

Управление геологии
СМ Туркменской ССР

Поступило
18 апреля 1967 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Блискавка А. Г. — Тр. ГПГК ТССР, вып. 2, 1964.
2. Габриэлянц Г. А. — Геология и нефтегазоносность Центральных Каракумов. Изд-во «Недра», вып. 3, 1965.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ГУГУРТЛИНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Гугуртлинское поднятие расположено в пределах Чарджоуской ступени — составной части Бухаро-Хивинской зоны ступенчатого погружения фундамента. Впервые оно было намечено в 1957 г. в зоне максимума силы тяжести и в 1958 г. подтверждено сейсморазведкой. Здесь был пройден лишь один профиль, по данным которого амплитуда перегиба слоев составила 150—200 м.

В 1961 г. на Гугуртлинском поднятии проводились сейсморазведочные исследования по площади и составлена структурная карта по отражающему сейсмическому горизонту келловей-оксфорда.

В 1962 г. начато структурное бурение по продольной оси складки. Всего пробурено три структурные скважины. В результате сейсмических и буровых работ составлены структурные карты Гугуртлинского поднятия по трем сейсмическим горизонтам, приуроченным к отложениям келловей-оксфорда, неокома и коньяка. После этого структура сдана под глубокое бурение. К настоящему времени на площади закончены три разведочные скважины глубиной порядка 2200—2400 м. Бурение разведочных скважин продолжается. Скважина № 1, заложенная в предполагаемом своде складки, при глубине 2200 м из отложений верхней юры не вышла. Скважина № 2 в присводовой части складки вскрыла продуктивный горизонт (известняки келловей-оксфорда) выше, чем скважина № 1, и на глубине 2272 м вошла в палеозойский фундамент, что не соответствовало материалам сейсморазведки, положенным в основу заложения глубоких разведочных скважин.

Для выяснения структурных планов и для подтверждения данных глубокого разведочного бурения были пробурены дополнительно 12 структурных скважин до кровли верхнемеловых отложений. В результате проведенных работ составлены структурная карта по подошве известняков маастрихтского яруса Гугуртлинского и Дая-Хатынского поднятий и сводный геолого-литологический разрез этой площади (рис. 1).

В строении Гугуртлинского поднятия принимают участие породы от палеозойских до неоген-четвертичных включительно. На своде Гугуртлинского поднятия пермо-триас отсутствует. Эти отложения, по-видимому, появляются на его склонах. На палеозойский фундамент несогласно налегают нерасчлененные отложения нижней и средней юры.

Палеозой представлен допермскими серыми кварцитами и темно-серыми с зеленоватым оттенком хлоритовыми сланцами. Вскрытая мощность их равна 28 м [1]. Скважиной № 2 пройдена полная мощность юры в интервале 1796—2272 м. Она представлена всеми тремя отде-

лами. Юрские породы Гугуртлинского поднятия весьма схожи с одновозрастными отложениями Нарыма, Фараба, Кабаклы и других площадей Приамударьинского района [1, 2]. Терригенная толща нижней и средней юры представлена переслаиванием сероцветных с зеленоватым оттенком аргиллитов, серо-зеленоцветных алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощность этих отложений порядка 120 м. Верхнеюрская толща сложена темно-серыми, плотными известняками с прослоями алевролитистых глин и песчаников. В верхней части толщи присутствует пачка (мощностью 60 м) переслаивания белого ангидрита и кирпично-красной глины с прослоями бурых песчаников. Эта часть разреза, возможно, является аналогом гаурдакской и карабийской свит. Мощность верхнеюрских отложений 360 м. Общая их мощность — 480 м.

Нижний мел вскрыт тремя разведочными скважинами в интервалах 1460—1795 (скважины № 1, 2), 1509—1853 м (скважина № 3). Структурной скважиной № 1 пройдены самые верхи отложений альбского яруса в интервале 1014—1131 м.

В нижнем меле выделяются неоком-апт и альб. Неоком-аптские отложения представлены пестроцветными осадками морского и лагунного происхождения и расчленяются на валанжин-готеривский, барремский и аптский ярусы. Общая мощность нижнего мела в пределах Гугуртлинского поднятия составляет около 700 м.

В разрезе верхнего мела выделяются все ярусы, кроме датского.

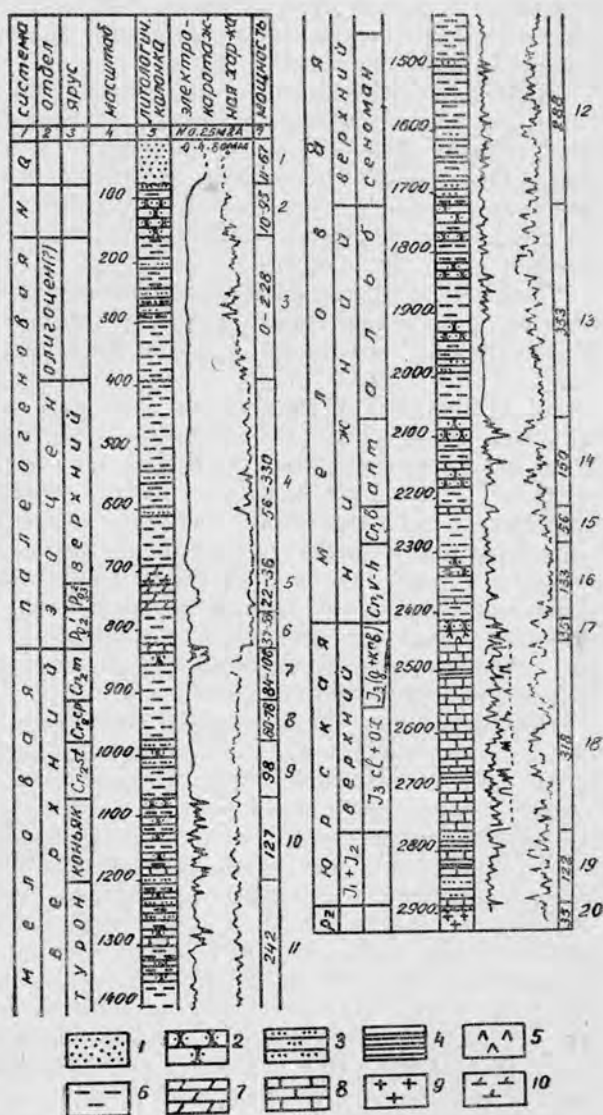


Рис. 1. Сводный стратиграфический разрез Гугуртлинского поднятия. 1 — Песок; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — аргиллит; 5 — ангидрит; 6 — глина; 7 — мергель; 8 — известняк; 9 — кварциты; 10 — глина известковистая.

Они представлены переслаивающимися пачками глин, алевролитов и песчаников. Общая мощность верхнемеловых отложений составляет около 900 м.

Палеоген ложится на карбонатную пачку маастрихтского яруса и вскрывается всеми пробуренными скважинами. Представлен, в основном, морскими отложениями, которые удалось расчленить на нижний, средний и верхний эоцен.

Палеоцен, по-видимому, полностью размыт.

Выделяемый условно олигоцен вскрыт только скважиной № 13 (в интервале 160—390 м) в грабене на юго-западе описываемой площади. Он представлен переслаиванием пестроцветных, сероцветных песчаников, глин и алевролитов. В разрезах других скважин эти породы полностью размыты. Общая мощность палеогеновых отложений колеблется от 90 до 550 м.

Нерасчлененные неоген-четвертичные отложения с размывом залегают на различных горизонтах палеогена и представлены переслаиванием глины, песчаника и алевролита континентального происхождения.

В пределах Гугуртлинского поднятия выделяются две самостоятельные структуры: собственно Гугуртлинская и Дая-Хатынская (рис. 2). Гугуртлинская структура по отражающему сейсмическому горизонту келловей-оксфорда имеет северо-западное простирание. Размеры ее по замкнутой изогипсе минус 2000 м — 11×5 км. Свод структуры оконтуривается изогипсой минус 1900 м. Амплитуда складки 100 м. Угол падения северо-западной периклинали 5° , на крыльях и юго-восточной периклинали не превышает 2° . Северо-западная периклинали структуры спокойная и широкая, хорошо выражается на структурной карте. В ее пределах отмечается небольшое структурное осложнение амплитудой около 50 м.

Юго-западная часть складки пологая и спокойная в присводовой части, далее, на юго-запад, испытывает резкое погружение, переходя в Аму-Дарыинскую флексуру. Юго-восточная периклинали структуры пологая, менее четко выраженная, и на структурной карте наименее выраженной своей частью она сочленяется с Дая-Хатынской складкой.

По подошве известняков маастрихтского яруса структура также имеет север-северо-западное простирание. Размеры структуры по замкнутой изогипсе минус 40 м составляют $5,0 \times 2,5$ км. Углы падения северо-западной периклинали и восточного крыла составляют $1,0$ — $1,5^\circ$. Юго-восточная периклинали структуры пологая, нечетко выражается на структурной карте. Амплитуда прогиба между Гугуртлинской и Дая-Хатынской структурами незначительная. Возможно, Гугуртлинская структура по поверхности меловых отложений является структурным осложнением (структурный нос) Дая-Хатынской структуры. Структурные планы по отложениям мела и юры, в основном, совпадают. Наблюдается увеличение углов падения крыльев со стратиграфической глубиной. Юго-западная часть структуры осложнена нарушением сбросового типа амплитудой от 200 до 500 м. По всей вероятности, это нарушение является продолжением грабенообразного понижения, отмеченного на правобережьи Аму-Дарьи в Фараб-Кабаклинском районе. Разные амплитуды сбросов говорят о блоковом строении грабена. Как видно из структурных карт, на западе и юго-западе от Гугуртлинского поднятия грабенообразное нарушение совпадает с Амударыинским глубинным разломом.

Дая-Хатынская структура по структурным картам, построенным по отражающему горизонту келловей-оксфорда и по подошве маастрихтских известняков (рис. 2), имеет широтное простирание. Размеры

ее 7×8 км. Углы падения крыльев постоянные, составляют 2—3°, на периклиналях круче 5°. Западная периклиналиль осложнена разрывным нарушением. По поверхности меловых отложений наиболее гипсометрически приподнятой является Дая-Хатынская структура, свод которой вскрыт на отметке плюс 90 м, а Гугуртлинской складки — на отметке минус 38 м.

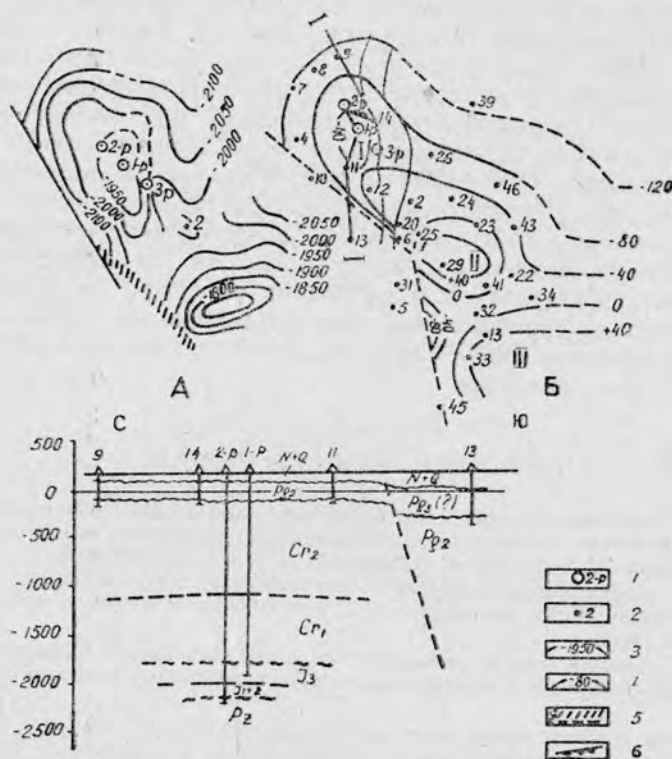


Рис. 2. Структурные карты Гугуртлинского поднятия и геологический профиль по линии I—I. А — По условному сейсмическому горизонту, залегающему в отложениях келловей-оксфорда (составил С. Н. Зуев); Б — по подошве известняков маастрихтского яруса (составил М. С. Пашаев). I — Разведочные скважины; 2 — структурные скважины; 3 — изогипсы по условному сейсмическому горизонту в отложениях келловей-оксфорда; 4 — изогипсы по подошве известняков маастрихтского яруса; 5 — дизъюнктивные нарушения: а — нарушения по данным сейсмических исследований, б — нарушения по данным бурения; 6 — Амударьинский глубинный разлом. Структуры: I — Гугуртли; II — Дая-Хатын; III — Кульбешкак.

В пределах Гугуртлинского поднятия продуктивными являются юрские и нижнемеловые отложения. Пробуренные здесь три разведочные скважины вскрыли полный разрез продуктивной части юры и мела. В толще юрских пород по электрокаротажу выделяются три горизонта, которые в значительной степени сопоставляются с продуктивными горизонтами соседних площадей (Фараб, Кабаклы и др.), где установлены промышленные запасы горючего газа. В толще нижнемеловых отложений выделяются пять горизонтов, которые отчетливо сопоставляются с продуктивными горизонтами месторождений Газли, Уч-Кыр и др. Результаты опробования подтвердили продуктивность этих 8

горизонтов и на Гугуртли. Контур газовой залежи еще не установлен. В настоящее время продолжается разведочное бурение с целью оконтуривания залежи. Все три пробуренные скважины находятся в контуре газоносности. При опробовании скважины № 1 в интервале 1986—1903 м (объект 1) получен приток газа, дебит которого при 20-миллиметровом штуцере составил 304,6 тыс. м³/сут. Вместе с газом получено небольшое количество конденсата. Коллектор представлен известняками келловей-оксфорда. Анализ газа показал высокое содержание метана (до 95%). Из второго объекта в интервале 1891—1955 м был получен приток газа с дебитами через 32-миллиметровый штуцер — 304 тыс. м³/сут., а через 20-миллиметровый — 286 тыс. м³/сут. Содержание растворенного углеводорода высокое. Третий объект опробовался в интервале 1830—1794 м в известняках келловей-оксфорда. Получен газ, дебит которого достигает через 24-миллиметровый штуцер 413 тыс. м³/сут. Скважина № 2 заложена в присводовой части складки (рис. 2). Вскрыт разрез, аналогичный скважине № 1. Особо следует отметить результаты опробования объекта 1 в скважине № 2, где газ получен из трещиноватых кварцитов коры выветривания палеозойского фундамента (2307—2272 м). В настоящее время ведется опробование других объектов.

ОПИСАНИЕ СВОДНОГО РАЗРЕЗА

1. Песок желтовато-серый, мелкозернистый, слюдястый, слабо уплотненный.
2. Переслаивание глины желтовато-коричневой, песчаника коричневого, участками загипсованного и слоистого, алевролита серовато-коричневого.
3. Глина сверху кирпично-красная, пестроцветная, с прослойками алевролита коричневого. Внизу серая, алевитистая, с пятнами ожелезнения, с прослоями кирпично-красной глины.
4. Глина серовато-зеленая, алевитистая, внизу песчанистая и известковистая. В середине пачка алевролита серовато-зеленого, глинистого, плотного, с прослоями глины.
5. Мергель серовато-белый, плотный; встречаются зерна пирита.
6. Глина зеленовато-серая, сверху известковистая с включением фауны. Внизу с прослоями темно-серой глины.
7. Чередование известняка и песчаника. Внизу глина зеленовато-серая плотная.
8. Глина зеленовато-серая, в конце песчанистая, с включением фауны плохой сохранности.
9. Сверху алевролит зеленовато-серый, внизу глина зеленовато-серая. По всему разрезу встречаются прослой серого, темно-серого, мелкозернистого песчаника.
10. Переслаивание известняка, песчаника, глины и алевролита серых и зеленовато-серых цветов.
11. Глина зеленовато-серая, алевитистая, неизвестковистая, с прослоями (сверху с частыми) алевролита и небольшой мощности песчаника и известняка.
12. Переслаивание песчаника, алевролита, глины и редко известняка.
13. Глина серая, темно-серая, плотная, неизвестковистая, с прослоями алевролита, песчаника и известняка. Сверху пачка песчаника зеленовато-серого, глауконитового, известковистого.
14. Песчаник зеленовато-серый, разномзернистый, глауконитовый, в середине с прослоями известняков серых, глинистых, в конце глина темно-серая, алевитистая, известковистая.
15. Переслаивание известняков оолитовых, песчаников и глин красновато-коричневых цветов.
16. Глина буро-красная, тонкослоистая с прослоями песчаников кирпично-красных.
17. Глина кирпично-красная, внизу голубая; ангидрит темно-серый, мраморовидный; сверху прослойки бурых песчаников.
18. Известняки темно-серые, плотные, доломитизированные, в верхах мелкокристаллические, псевдооолитовые, с прослоями темно-серых, алевитистых глин.
19. Переслаивание аргиллитов слоистых, некарбонатных; алевролитов серо-зеленоцветных, глинистых, внизу песчанистых, мелкозернистых.
20. Кварцит серый и хлоритовый сланец темно-серый с зеленоватым оттенком.

В ы в о д ы

Полученный фонтан из поверхности палеозойского фундамента ставит перед геологоразведчиками более глубокое изучение не только отложений мезозойского комплекса, но также и отложений палеозоя, где они доступны бурению.

Малая мощность и трещиноватость солей в разрезе Гугуртлинского поднятия позволяют предполагать о наличии залежей и в меловых отложениях.

Управление геологии
СМ Туркменской ССР

Поступило
24 декабря 1966 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Айзберг Р. Е., Амурский Г. И. и др. — Геология и нефтегазоносность Восточной Туркмении. Изд-во «Недра», М., 1966.
2. Мальцева А. К. — Тр. МИНХиГП им. И. М. Губкина, вып. 61, 1966.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БИТУМИНОЗНОГО ВЕЩЕСТВА В СРЕДНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ БОЛЬШЕБАЛХАНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

В связи с региональной нефтегазоносностью юрских отложений в зоне эпигерцинской платформы и в передовой полосе альпийской складчатости юга СССР большой интерес представляют закономерности распределения в среднеюрских породах Большого Балхана рассеянного битуминозного вещества.

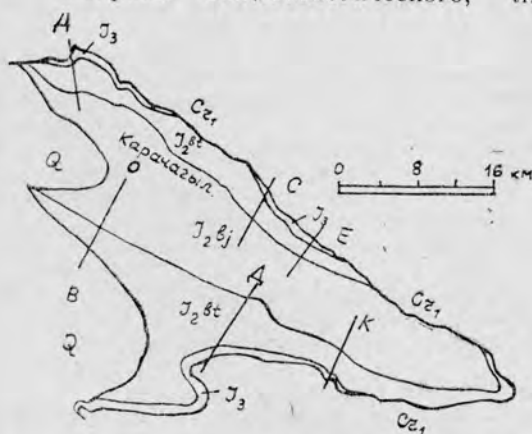
Вопросы общегеологического,

литолого-фациального изучения освещены в ряде опубликованных работ [1, 2, 3, 4]. Настоящая статья обобщает результаты лабораторных исследований по литолого-геохимическому циклу среднеюрских отложений Большого Балхана. Аналитическими работами были охвачены 5 основных и ряд дополнительных разрезов суммарной мощностью около 10 тыс. м (рис. 1), что легло в основу битуминологической корреляции (рис. 2).

Частота распределения образцов в масштабе вертикального разреза стратиграфической колонки составляет в среднем 2,5 мм.

Рис. 1. Местоположения основных разрезов Большебалханской антиклинали. А—Шорлы-Кайман, В—Южный Карачагыл, С—Чалой, Д—Аннанияз, Е—Кяриз, К—Южная Патма.

В процессе изучения среднеюрские отложения были подразделены на 5 основных литологических свит, породы которых в целом характеризуются устойчивыми признаками по разрезам антиклинали. При сравнительном литолого-фациальном анализе среднеюрских отложений устанавливается ряд закономерностей: большая мощность, выдержанность состава пород по свитам, повышенное содержание органического вещества и, следовательно, общие черты геотектонического развития.



Образование мощной толщи глинистых осадков аргиллитовой свиты шло при наличии крупного и постоянно погружающегося длительного времени (ааленский и байосский век) седиментационного бассейна с большим поступлением органического вещества [6].

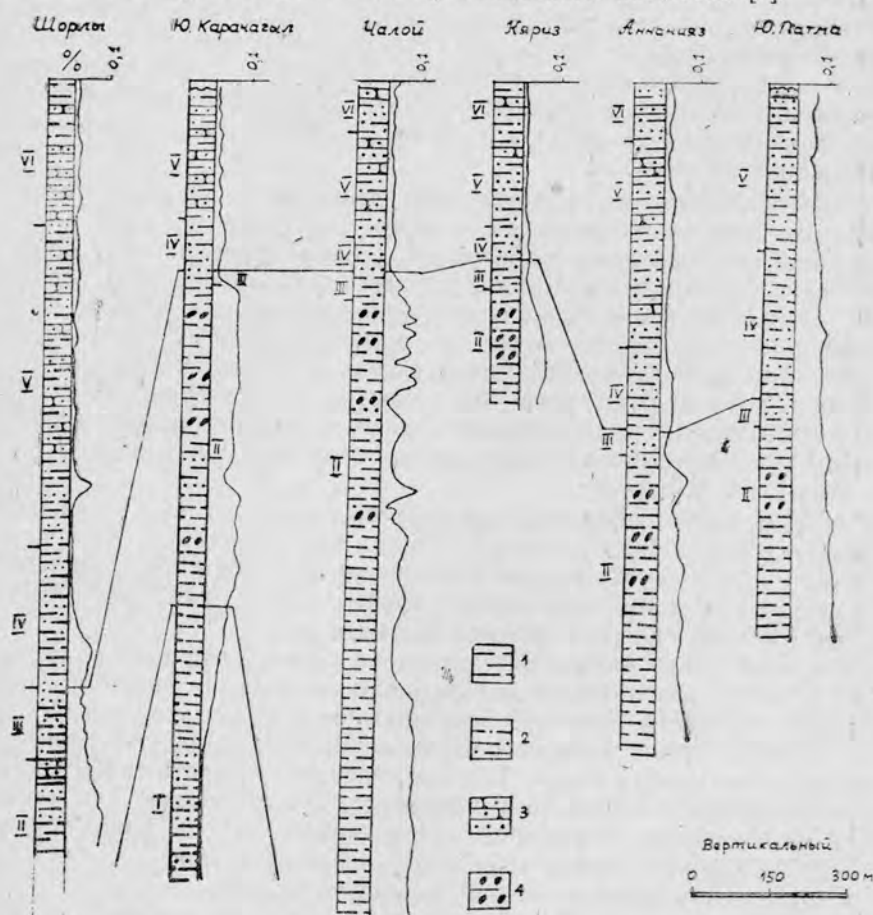


Рис. 2. Схема корреляции кривых распределения битуминозного вещества в среднеюрских отложениях Большебалханской антиклинали. Литологические свиты: аргиллитовая — I (аален) и II (байос); аргиллито-песчаная — III (байос); алевролито-аргиллитовая — IV (бат); песчано-алевролитовая — V (бат); алевролито-песчаная — VI (бат).

Характер и состав исходного материала, а также геотектоническое развитие бассейна создали благоприятные условия для накопления органического вещества и формирования восстановительной геохимической обстановки. Начиная с конца байосского века, весь среднеюрский бассейн вместе с областями сноса приобретает периодическую активность, в результате чего шло накопление мощной толщи песчано-глинистых отложений с циклическим строением [6]. Так, при преобладающей роли глинистых (аргиллиты, мелкозернистые алевролиты) осадков в отдельные этапы шло накопление песчаного материала от мелкозернистых до крупно- и грубозернистых (гравийных) разностей. Распределение же органического вещества, его характер, а также геохимическая среда в осадках контролировались особенностями развития седиментационного бассейна и характером исходного материала осадков.

В качестве наиболее устойчивых и длительных периодов седиментации нами выделяется время образования осадков аргиллитовой свиты (ааленский и байосский век) и алевролитово-аргиллитовой свиты (батский век). Для всей остальной части разреза среднеюрских отложений характерно частое чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников различной зернистости. Для всех свит с песчано-глинистым составом пород намечается преобладание глинистых пород в нижней части свит и песчаников в верхней их части. В зависимости от распределения глинистого материала в разрезе, повышается и содержание битуминозного вещества.

Результаты изучения органического вещества показывают отчетливо выраженное уменьшение до полного отсутствия по ряду аргиллит—алевролит—песчаник—гравелит. Подобная изменчивость содержания битума устанавливается как по вертикальному разрезу среднеюрских отложений, так и в пространственном отношении. Кривые битуминозности (рис. 2) зависят от состава пород, из которых взяты образцы и наибольшее значение приобретают напротив аргиллитов, уменьшаясь до ничтожных величин напротив крупнозернистых песчаников и гравелитов. Ниже приводим краткую характеристику кривых битуминозности по свитам среднеюрских отложений по основным разрезам Большого Балхана.

В верхней части отложений средней юры располагается алевролитово-песчаная свита батского яруса. Состав ее характеризуется в среднем почти равным соотношением песчаников и алевролитов при некотором увеличении роли глинистых алевролитов в восточной части Большого Балхана (разрезы Южная Патма и др.).

В зависимости от литологических типов пород алевролитово-песчаной свиты наблюдается заметное колебание содержания битуминозного вещества. В частности, значение битуминозности несколько больше для пород северного крыла Большого Балхана по сравнению с битуминозностью пород на южном крыле. Породы северного крыла в своем составе больше содержат глинистого материала. По сравнению со всеми разрезами относительно большим содержанием битума характеризуются породы Южной Патмы, что также связано с большой глинистостью разреза в целом на восточной периклинали антиклинали.

Общие тенденции колебания битуминозности сохраняются и для пород песчано-алевролитовой свиты, тоже состоящей из чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников при преобладании первых над последними. При общем низком фоне битуминозности пород свиты некоторая аномалия наблюдается и для восточной части Большого Балхана (разрезы Южная Патма и др.) Отчетливо видно некоторое повышение содержания битума в аргиллитах, угленосных глинах и углях, что отражается на кривых (рис. 2). Следует отметить, что большебалханские угли характеризуются большой жирностью и высоким содержанием битума.

Значительное увеличение битуминозности начинается в породах алевролитово-аргиллитовой свиты, где породы представлены аргиллитами и отчасти алевролитами. Наблюдается закономерность, согласно которой с возрастанием роли алевролитов и прослоев мелкозернистых песчаников уменьшается значение кривых, и наоборот: кривая битуминозности становится более выпуклой там, где порода представлена совершенно однородными аргиллитами с прослоями конкреции (рис. 2).

Новое общее уменьшение значения битуминозности характерно для пород аргиллитово-песчаной свиты, где песчаники играют главенствующую роль особенно в верхах разреза центральной части Большого Бал-

хана. Почти незаметное уменьшение кривых для разрезов Шорлы и Южная Патма связано с отсутствием в разрезах слоев средне- и крупно-зернистых песчаников и плавным переходом нижебатских аргиллитов и алевролитов в байосские глинистые образования.

Для пород аргиллитовой свиты байосского яруса характерно высокое содержание битуминозного вещества. Это прежде всего связано с тонкодисперсным строением пород аргиллитов и благоприятной средой накопления и преобразования осадков. Отдельные вогнутости кривой битуминозности здесь связаны, по-видимому, местными условиями осадконакопления.

Особый интерес представляет органическое вещество в аргиллитах ааленского яруса Карачагыльской скважины. В разрезе скважины, заложенной в кровле отложений ааленского яруса, примерно с глубины 600 м появляются прослой и линзочки (2—5 см) плохо отсортированных косо- и волнистослоистых песчаников и алевролитов с включениями мелких кубиков и тонких налетов пирита. Начиная с этой глубины, резко падает и значение битуминозности до ничтожных величин. Подобные изменения в составе пород и битуминозности объясняются близостью зоны перехода аргиллитов средней юры в другие типы пород, в частности, присутствие нижеюрских континентальных отложений в районе Большого Балхана [5].

Выше было дано общее описание характера распределения рассеянного битуминозного вещества в различных типах пород по свитам среднеюрских отложений по основным разрезам. Подобная же закономерность распределения нами была установлена в результате проведения детальных химико-битуминологических исследований с извлечением связанного битума, а также с последующим компонентным анализом [6]. В частности, присутствие битумов более тяжелого состава характерно для однородных мощных толщ аргиллитов центральных и восточных разрезов. В песчаниках в основном присутствует легкий битум.

Оказалось, что много закисного железа и сульфидной серы в однородных аргиллитах и, наоборот, окисное железо и сульфатная сера в основном присутствуют в большом количестве в толщах, сложенных чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Таким образом, в характере распределения рассеянного органического вещества устанавливаются некоторые закономерности, к которым следует относить следующие: рассеянное битуминозное вещество как по составу, так и по количеству в среднеюрских отложениях Большого Балхана распределяется строго закономерно в зависимости от литологических типов пород по вертикальному разрезу и в пространственном отношении. В свою очередь систематическое изучение битуминозного вещества позволило проводить количественную корреляцию разрезов отложений на геохимической основе.

Обстановка седиментации и последующий литогенез среднеюрских отложений благоприятствовали накоплению и преобразованию органических веществ в них по направлению восстановления их до насыщенных углеводородных соединений и захоронению их в сорбированном глинистыми осадками виде. Эта особенность среднеюрских отложений в свою очередь обусловила региональную их битуминозность, нефтегазоносность и угленосность.

Естественная битуминозность, а также благоприятная геохимическая среда в среднеюрских отложениях являются важными косвенными показателями высокой перспективы их нефтегазоносности в региональном плане. К прямым признакам нефтегазоносности следует относить

залежи, известные в юрских отложениях ряда районов Запада Средней Азии и Мангышлака.

В связи с тем, что на Большебалханской антиклинали юрские отложения выходят на дневную поверхность и для разведки не представляют интереса, как наиболее перспективные области распространения юрских отложений в полосе альпийской складчатости следует рассматривать районы Северо-Балханского, Казанджикского и Предкопетдагского прогибов, где они, по-видимому, характеризуются большой мощностью, благоприятными литолого-геохимическими показателями для образования насыщенных углеводородов и формирования их залежей.

В ы в о д ы

1. В юрских отложениях Большого Балхана устанавливается определенная закономерность распределения количества и состава рассеянного органического вещества в зависимости от литологических типов пород как по вертикальному разрезу, так и в пространственном отношении.

2. Юрские отложения в Западной Туркмении, особенно в пределах Большебалханско — Северо-Копетдагской полосы, по литолого-фациальным типам и по характеру геохимической обстановки нами рассматриваются как высоко перспективные на нефть и газ.

3. В геотектоническом отношении полоса эта тесно связана с высоко перспективными территориями как Верхне-Узбойского прогиба, так и Южного погружения Центрально-Каракумского свода, где на Модарском поднятии получены значительные притоки нефти и газа.

Объединение «Туркменгазпром»

Поступило
11 апреля 1967 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Баранова З. Е. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 43, вып. 3, 1961.
2. Машрыков К. — Юрские угленосные отложения Северо-Западной Туркмении и их положение в Крымо-Кавказо-Прикаспийской угленосной провинции. Изд-во АН ТССР, Ашхабад, 1958.
3. Худайназаров Г. — Известия АН ТССР, № 1, 1957.
4. Худайназаров Г. — Советская геология, № 7, 1959.
5. Худайназаров Г., Тиунов К. В. — Известия АН ТССР, № 1, 1961.
6. Худайназаров Г. — Нефтяная и газовая промышленность Ср. Азии, № 5, 1966.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ТУРКМЕНИИ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ИРАНА

Рассматриваемая территория расположена в северной окраинной зоне Альпийско-Гималайского складчатого пояса и включает следующие геотектонические элементы: 1) Копетдагскую многоэосинклиналь, включающую горно-складчатую область Копет-Дага, Горного Бадхыза, Малого и Большого Балханов; 2) Эльбурскую «эвгеосинклиналь», охватывающую горно-складчатые системы Эльбурса, Ала-Дага и Биналуда; 3) Атрек-Кешефрудский («Мешед-Кучанский») межгорный прогиб, разделяющий две названные горно-складчатые области; 4) Южно-Каспийскую внутриэосинклинальную впадину (по А. А. Борисову — «мегавпадину») — обширный прогиб, выполненный толщей мезокайнозойских отложений мощностью 20—25 км.

Для нее характерно также сравнительно глубокое погружение поверхности Мохоровичича (до 40—50 км) и незначительная мощность или полное выклинивание гранитного слоя.

От Туранско-Скифской плиты рассматриваемая территория отделена узкой зоной крупнейшего Южно-Туркменского глубинного разлома, прослеживаемого далеко на северо-запад вдоль северной окраины Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Это — зона передовых прогибов, разделенных поперечными выступами платформы. Она характеризуется гравитационными отрицательными аномалиями.

В истории развития геологической структуры данной территории можно выделить 3 периода: докембрийский, палеозойский и альпийский.

Докембрийский период расшифрован очень слабо. Выходы отложений, принимаемых за докембрий, изучены в Биналуде и Центральном Эльбурсе.

В Биналуде к докембрию относится комплекс метаморфических пород; он расчленяется на 3 серии, имеющие различные состав, степень метаморфизации, возраст, и разделенные несогласиями. В Центральном Эльбурсе непосредственно под нижним кембрием залегает комплекс доломитов («доломиты Солтани»), сланцев и других пород, относимых к «инфракембрию». Возраст их по изотопам свинца исчисляется в $595-760 \pm 120$ миллионов лет, следовательно они могут оказаться и палеозойскими, тем более, что с нижним кембрием их связывает постепенный переход. «Инфракембрий» некоторых участков Эльбурса под-

стиляется неметаморфическими зелеными аргиллитами и кремнистыми сланцами «формации Кохар» (мощность >1000 м). В других участках под «инфракембрием» лежат с несогласием метаморфические сланцы, прорванные гранитами («граниты Доран»).

В Алам-Кухе доломиты и красноцветы «инфракембрия» подстилаются свитой метаморфических пород (мраморы, слюдястые сланцы, кварциты, роговики) мощностью более 1000 м. Д. Штёклин [1] считает возможным, что эта свита отчасти является метаморфическим эквивалентом «формации Кохар».

На Малом Кавказе к докембрию (?) предположительно относятся нижние горизонты метаморфических сланцев, большая часть которых палеозойские.

Установленные в докембрии несогласия, возможно, отражают деятельность заключительной эпохи байкальского тектогенеза. Результатом последнего явилась консолидация докембрийского «фундамента», который, возможно, является продолжением Аравийского щита.

Палеозойский период. Два этапа: раннепалеозойский (каледонский) с достоверностью установлен только в Эльбурсе, где под палеонтологически охарактеризованным средним кембрием залегает распространенный на обширной территории песчаник «Лалун» с грузинами, относимый к нижнему кембрию. Мощность его изменчива, местами она достигает 1000 м.

В Ала-Даге (Мульгузарский хребет) палеозой начинается толщей аргиллитов, отнесенной Л. С. Либровичем [2] к силуру. На Малом Кавказе к кембрию предположительно относится толща метаморфических сланцев мощностью до 2500 м. Никаких достаточно надежных признаков каледонского тектогенеза в пределах Северо-Восточного Ирана и Южной Туркмении не известно.

Верхнепалеозойский (герцинский) этап расчленяется на две стадии: допермскую и пермтриасовую.

Допермская стадия. Нижнедевонские отложения неизвестны в пределах Северо-Восточного Ирана и Южной Туркмении.

Средне-верхнедевонский комплекс, установленный в Ала-Даге, Эльбурсе и на Малом Кавказе, с разрывом и угловым несогласием лежит на силурийских и местами даже на кембрийских отложениях.

Средне-верхний девон представлен повсюду терригенными и терригенно-карбонатными, а местами (верхний девон) и вулканогенными накоплениями.

Мнение Д. Штёклина [1] и А. Л. Яншина [3] об отсутствии герцинских движений и повсеместном платформенном режиме нельзя считать доказанным для всей территории. Весьма возможно, что герцинская складчатость охватывала и территорию современного Копет-Дага.

Пермские отложения во многих местах несогласно перекрывают нижний и верхний карбон, а в Центральном Эльбурсе даже лежат на кембрии. В южной части Малого Кавказа и прилегающих районах Ирана и Турции в среднем палеозое происходило формирование многоосинклинального Приараксинского прогиба, в котором в девоне и раннем карбоне происходило накопление терригенно-карбонатных толщ.

Поздний карбон ознаменовался повсеместной регрессией.

Перм-триасовая стадия включает пермский период, ранний и средний триас. Она началась повсеместной трансгрессией. Нижнепермские известняки лежат трансгрессивно на нижнем горизонте верхнего карбона в Эльбурсе и Восточном Иране (Табас), на девоне (Эльбурсе) и местами даже на кембрии и «инфракембрии» (в Центральном Иране в районе Голпагайна).

В Приараксинском прогибе продолжал существовать многоэпиклиналильный бассейн. Нижний и средний триас здесь представлены известняками (общая мощность 200—250 м).

Все сказанное выше о палеозойском периоде относится к районам Биналуда, Эльбурса, Ала-Дага и Аракса. В Копет-Даге известен один незначительный выход палеозоя (и докембрия?) и палеозойская история Копет-Дага не поддается расшифрованию. Положение южного края герцинской геосинклинали остается поэтому неясным. Нельзя однако исключать возможность, что Кавказский геосинклиналильный прогиб продолжался к востоку от Каспия на территорию Копет-Дага. Это тем более вероятно, что в альпийской структуре Копет-Дага и Кавказа имеется много общих черт, унаследованных от палеозоя. В частности, крупные региональные разрывы, например, Южно-Туркменский глубинный разлом Копет-Дага, равно, как и разрывы, ограничивающие отдельные горст-антиклиналы и грабен-синклинали, определяющие местами общий план альпийской структуры, вероятно, начали формироваться в палеозое.

Нельзя игнорировать сохранившиеся следы интенсивного доюрского орогенеза в некоторых районах зоны Эльбурса-Паропамиза, где нижнеюрские конгломераты местами отлагались на дислоцированные подстилающие отложения.

Альпийский период начинается с рэт-лейаса, когда возник обширный геосинклиналильный прогиб, распространившийся далеко к югу от Биналуда, Ала-Дага и Эльбурса.

К северу от Копет-Дага в области Туранской плиты, где еще в палеозое завершилась консолидация фундамента, продолжался платформенный цикл развития.

Альпийский период разделяется на геосинклиналильный и орогенный этапы.

Геосинклиналильный этап расчленяется на две стадии, которым соответствуют самостоятельные структурные этажи (таблица).

Раннеальпийская стадия в Копет-Даге включает две фазы: а) раннюю — от раннего триаса до конца доггера; б) позднюю, охватывающую малым, неокм и нижний баррем.

Раннеальпийской стадии соответствует нижний структурный этаж (A_1), который, в свою очередь, расчленяется на два подъэтажа, отвечающие двум фазам. Нижний подъэтаж (A_1^-) почти повсюду представлен угленосной формацией рэт-лейаса и доггера, которая выступает на поверхности в Биналуде, Ала-Даге, Эльбурсе, в Большом Балхане и Закавказье. На Малом Кавказе байос и отчасти бат представлены вулканогенными толщами.

Верхний подъэтаж нижеальпийского структурного этажа (A_1^+) на большей части территории образован мощным карбонатным комплексом (известняки, доломиты). Среди пород этого комплекса местами заметную роль играют ангидриты (Копет-Даг), конгломераты (Ала-Даг, Восточный Эльбурс, южные районы Малого Кавказа), вулканогенные породы (базальты, диабазы и габбро в Ала-Даге, порфириты и туфогенные образования на Малом Кавказе). Породы верхней юры трансгрессивно, а местами с угловым несогласием перекрывают среднюю юру.

В восточной части Биналуда и в некоторых районах Малого Кавказа верхние горизонты этого подъэтажа сложены терригенными пестроцветными породами.

Альпийский этап геологического развития
территории Копет-Дага

Этап	Стадия	Этаж	Фаза	Подэтаж	Основные события	Формации в Копет-Даге
Геосинклинальный	1. Раннеальпийская	А ₁ Нижнеальпийский. Триас — нижний баррем	Ранняя	А ₁ ¹ Нижний Триас—доггер	Дорэтские движения Древнекиммерийские движения	Угленосная
			Поздняя	А ₁ ² Верхний Мальм—нижний баррем	Юнокиммерийские движения Формирование Копет-дагской многогеосинклинали	Карбонатная 1000—2000
	2. Среднеальпийская	А ₂ Среднеальпийский. Верхний баррем—палеоген	Ранняя	А ₂ ¹ Нижний Верхний баррем—сеноман	«Австрийские» движения	Терригенная 340—3300
			Средняя	А ₂ ² Средний Турон — даний-монс	Предкампанский разрыв Кампанская трансгрессия	Карбонатно-глинистая 635—1940
			Поздняя	А ₂ ³ Верхний Тенет—верхний олигоцен	Тенетская трансгрессия Предмайкомские движения	Глинистая 800—2000
Орогенный (заключительный)	3. Позднеальпийская (орогеническая)	А ₃ Верхнеальпийский. Верхний олигоцен — постплиоцен	Ранняя	А ₃ ¹ Нижний Верхний олигоцен—нижний миоцен	Заложены основы современной складчатой структуры Копет-Дага и Предгорного прогиба (движения «штирийской» и «савской» фаз). Завершение современной структуры Большого Балхана. Формирование карагуданской молассы	Молассовая (континентально-лагунная и морская*) формация
			Средняя	А ₃ ² Средний Средний миоцен — средний плиоцен	Формирование современной складчатой и разрывной структуры Копет-Дага («аттические» и «роданские» движения). «Валахские» движения. Формирование казганчайской молассы	
			Поздняя	А ₃ ³ Верхний Верхний плиоцен—постплиоцен	Формирование современной структуры Южно-Каспийской впадины и ее обрамления (нефтегазоносные структуры Апшеронского полуострова и Западно-Туркменской низменности). Формирование кешин-баирской молассы	

Раннеальпийская стадия завершилась мощными поднятиями и инверсией в районе Биналуда, Ала-Дага и Эльбурса, где в последующие стадии не возникали уже мощные прогибы. Здесь начала создаваться мощная геоантиклиналь.

Среднеальпийской стадии отвечает средний структурный этаж (A_2), он включает верхний баррем, вышележащий разрез мела и палеоген. Мощность его на Малом Кавказе и Копет-Даге достигает 4500—5500 м, но в других районах не составляет и половины этой величины.

Среднеальпийская стадия включает три фазы: раннюю (верхний баррем — сеноман), среднюю (турон — даний — монс) и позднюю (тенет — верхний олигоцен), им соответствуют в разрезе три подъэтажа: нижний (A_2^1), средний (A_2^2) и верхний (A_2^3).

Нижний подъэтаж (A_2^1) представлен на большей части территории терригенной, богатой глауконитом формацией, и только местами (Биналуд, Эльбурс, Малый Кавказ) присутствуют известняки (апт), а на Малом Кавказе вулканогенные образования (апт, альб).

Средние и верхние горизонты апта в Эльбурсе и на Малом Кавказе трансгрессивно и местами с угловым несогласием лежат на размытой поверхности более низких горизонтов апта, неокома и даже юры. В Копет-Даге это получило отражение в наличии конгломератов внутри нижнего апта, прослеженных в большинстве изученных разрезов. Нижняя фаза среднеальпийской стадии завершилась мощным поднятием («австрийский тектогенез»). Это фиксируется размывами в верхнем альбе, а также в основании сеномана. В Малом Балхане сеноман залегает на размытой поверхности апта.

Средний подъэтаж (A_2^2) имеет мощность в Копет-Даге и южной части Малого Кавказа от 1000 до 2000 м. Он представлен карбонатно-глинистой формацией. Средняя фаза среднеальпийской стадии завершилась мощным («ларамийским») тектогенезом, в результате которого маастрихт и даний—монс почти повсюду представлены регрессивными мелководными и лагунно-континентальными фациями, а отдельные участки территории вышли из воды. Ларамийские движения сопровождались вулканической деятельностью. Мощная толща крутопадающих верхнеюрских и неокомских известняков в районе к югу от Буджнурда прорвана штоками диабазов и других эффузивов.

Поздняя фаза среднеальпийской стадии охватывает весь палеоген от тенетского века до олигоцена. Она началась тенетской трансгрессией. В миогеосинклинальной зоне продолжались прогибания и отложения мощной толщи глин верхнего подъэтажа среднеальпийского этажа (A_2^3).

Южнее продолжала формироваться громадная геоантиклиналь Биналуда, Ала-Дага и Эльбурса, которые в конце верхнего мела окончательно поднялись над водой.

В эоцене мощные проявления вулканизма привели к образованию толщи «зеленокаменных» сланцев Эльбурса и эффузивных толщ Бадхыза и Кушки.

Заключительный «орогенный» этап альпийского периода характеризуется:

1) Окончательным прекращением нормально-морского режима всей рассматриваемой территории.

2) Формированием современной складчатой и разрывной структуры мегантиклинорий, их воздыманием и интенсивным размывом.

3) Образованием предгорного прогиба, надвиганием складчатой структуры Копет-Дага на предгорный прогиб (южный борт).

4) Формированием мощной формации молассовых и молассондных отложений вдоль северных склонов Копет-Дага.

5) Образованием Южно-Каспийской впадины. Последняя представляет феноменальное явление: за сравнительно короткий срок своего существования она поглотила продукты размыва Эльбурса и Талыша, Малого и Большого Балханов, южного склона Большого и Малого Кавказа, Ала-Дага, Копет-Дага и частично западных и северо-западных районов Памиро-Алая, Паропамиза, Банд-и-Туркестана и др.

6) Вулканической деятельностью в области Эльбурского и Малокавказского антиклинориев и прилегающей с юга территории. Орогенный этап альпийского тектогенеза в разных районах протекал в различных рамках времени. Рассматриваемую территорию можно разделить на две части, структуры которых формировались в различные фазы альпийского тектогенеза.

1. Раннеальпийский мегантиклинорий Эльбурса — Ала-Дага — Биналуда, сформированный преимущественно киммерийскими и частично «австрийскими» движениями. «Средний мел», турон и нижний сенон часто отсутствуют, верхний сенон залегает на более древних комплексах. Верхнеюрские известняки во многих районах сильно метаморфизованы и дислоцированы. Ларамийский и неоальпийский тектогенез проявлялся в значительной степени поднятиями и сопровождался вулканической деятельностью. Мощные складки, созданные в мезозое в конце мела и в палеогене, поднялись над водой; в кайнозое регионы, расположенные к северу и югу от Эльбурско-Паропамизской дуги, развивались самостоятельно.

2. Позднеальпийский мегантиклинорий Копет-Дага. Южные районы Копет-Дага испытывали мощные поднятия еще в меловом периоде. Мел имеет небольшую мощность и представлен мелководными фациями и красноцветами. В верхнемеловых породах присутствуют горизонты с обильными кремневыми стяжениями — отражение вулканических процессов, проявившихся в Эльбурс-Биналудской зоне.

В процессе мезозойской складчатости было положено начало формированию структуры Предкопетдагского прогиба, где отложения мела и юры, судя по данным сейсмопрофилирования и гравиметрии, имеют очень большую мощность (>10 км).

Складчатая и разрывная структура Копет-Дага, в основном, позднеальпийская. Ее формирование происходило в процессе трех главных фаз тектогенеза.

В раннюю фазу орогенической стадии в Копет-Даге и Предгорном прогибе происходили «штирийские» и «савские» движения, заложившие основу современной складчатой структуры Копет-Дага, которая была в главных чертах сформирована «аттическими» и «роданскими» движениями в среднюю фазу орогенической стадии.

Одновременно со складкообразовательными движениями, сократившими поперечное сечение территории Копет-Дага более чем на 100 км, формировались и разрывные дислокации. Размах разрывных дислокаций достиг своего максимума в процессе верхнеплиоценовых и постплиоценовых фаз альпийского тектогенеза. Именно в это время в области передовых дислокаций получили свой максимальный размах мощные надвиги, амплитуда которых, по данным Фирюзинской скважины № 2-Г, превысила 7 км.

Судя по разрезу этой скважины, верхнеюрские известняки передовой цепи надвинуты на среднемиоценовую (казганчайскую) и нижнемиоценовую (карагауданскую) молассу.

Выводы

1. Историю геологического развития рассматриваемой территории можно расчленить на 3 периода: I — докембрийский, II — палеозойский и III — альпийский.

2. Сравнительно полно расшифрован альпийский период истории геологического развития, основные моменты которой представлены в таблице.

Институт пустынь
АН Туркменской ССР

Поступило
18 марта 1968 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дж. Штёклин — Геотектоника, № 1, 1966.
2. Либрович Л. С. — Геологический вестник, вып. 4, 1921.
3. Яншин А. Л., Горецкий Р. Г. и др. — О положении границы русской платформы к востоку от Каспийского моря. БМОИП, отд. геол., № 4, М., 1961.
4. Gansser A. and Huber H. — Geological observations in the Central Elburs, Iran. Schweiz. Min. Petz. Mitt., y. 42, No. 2, pp. 593—630, 1962.
5. Калугин П. И. — Тектоника Копет-Дара. «Геология СССР», т. XXII, 1957.
6. Калугин П. И. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1966.
7. Mostofi B. and Frei E. — The main Sedimentary basins of Iran and their oil possibilities: S-th World Petrol Congr., Proc., Sect., 1, Paper 17, 1958.
8. Stöcklin J. — Ein guerschnitt durch den Ost-Elburz. Eclogae geol. Helv. v. 52, No. 2, pp. 681—694, 1911.
9. Stöcklin J., Rutner A. and Nabavi M. — New data on the Lower Paleozoic and the Cambrian of North Iran. Geol. Survey Iran, Rep., No. 1, pp. 1—29, 1964.
10. Stöcklin J., Nabavi M. — Geology and mineral resources of the Soltanieh Mountains (Northwest Iran). Geol. Survey Iran, Rep. № 2 1965.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 537.322

Я. Агаев
О. Мосанов
О. Исмаилов

СПОСОБ УВЕЛИЧЕНИЯ ПОСТОЯННОЙ ЭТТИНГСГАУЗЕНА

В последние годы разрабатываются новые холодильные элементы, действие которых основано на эффекте Эттингсгаузена [1, 2].

Указанные элементы обладают рядом преимуществ по сравнению с холодильными элементами на основе Пельтье. В холодильниках, основанных на эффекте Эттингсгаузена (Э), нет никаких подвижных частей, для них требуется один материал,

тогда как для холодильников, основанных на эффекте Пельтье — два материала. Размеры элемента вместе с магнитом малы. Они подходят для решения задач по охлаждению предельно малых площадей. Холодильник на эффекте Э может найти применение для охлаждения инфракрасных детекторов, для контроля температуры малогабаритных компонентов типа низкотемпературной ванны.

Из [3] известно, что для примесных полупроводников электронного (n) и дырочного (p) типа даже в сильных магнитных полях термоэлектрический КПД z всегда больше, чем КПД термомагнитный z_s . Для полупроводников или полуметаллов, в которых проводимость осуществляется носителями обоих знаков с достаточно большим значением подвижности (μ), возможно значительное охлаждение одной поверхности образца в сильном магнитном поле за счет эффекта Э, отношение z_s/z может доходить до ~ 5 , причем z_s достигает больших абсолютных значений при $\mu_n = \mu_p$ и при малом $\chi_{\text{рем}}$.

Рисунок. Возможная схема гальваномагнитного холодильного элемента с закороченными Холловскими электродами. 1 — Холодильный элемент; 2—3 — соответственно холодная и горячая грани элемента; 4 — металлические полоски, нанесенные на холодные и горячие грани элемента; 5 — проводники, закорачивающие ЭДС Холла; 6 — токовые контакты к элементу; 7 — токовые электроды; 8 — магнит (электромагнит).

Холодильник Э работает следующим образом. При включении тока и магнитного поля носители тока подвергаются суммарному воздействию противоположно направленных сил Лоренца и поля Холла

$$f = f_L - f_H.$$

При установившемся режиме (для средней скорости носителей тока) $f=0$. Носители тока имеют разброс скоростей. Поэтому те из них, скорость которых меньше средней, будут перемещаться в одном направлении, а те носители, для которых ско-

рость больше, чем средняя — в противоположном направлении. В результате образуется суммарный тепловой поток в одном направлении, причем поле Холла будет стремиться ограничить этот поток.

В собственных полупроводниках поле Холла слабое, оно не может ограничивать потока носителей (следовательно, и тепла), вызываемого силой Лоренца к одной грани образца. В примесном полупроводнике поле Холла почти полностью ограничивает данный поток.

Отсюда, уменьшение в элементе поля Холла закорачиванием должно привести к увеличению эффекта Э, так как оно больше не будет ограничивать тепловой поток, в результате чего одна грань образца будет сильнее нагреваться, а противоположная — сильнее охлаждаться.

Оказалось, что таким путем можно в несколько раз увеличить коэффициент Э (результаты опытов приведены несколько позже) и, следовательно, холодильный эффект холодильника Э.

На рисунке показана принципиальная схема предлагаемого холодильника Э. Приведем оптимальные условия его работы.

1. Сумма сопротивлений проводки 5 и перехода элемент—металл (4) должна быть в 10 и более раз меньше, чем сопротивление элемента между контактами 4—4.
2. Тепловой поток через проводник 5 должен быть минимальным.
3. Отношение ширины холодной грани (2) элемента к расстоянию между металлическими полосками (4) должно быть больше двух.
4. Тепло от горячей грани (3) должно постоянно отводиться теплоносителем.

Основное преимущество предлагаемого холодильника заключается в следующем: холодильный элемент на основе эффекта Э можно изготовлять из полупроводника или полуметалла любого типа проводимости, обладающего большой подвижностью носителей тока и малой решеточной теплопроводностью, параметры которого улучшены в несколько раз по сравнению с существующими.

Ниже приведены экспериментальные результаты, иллюстрирующие увеличение эффекта Эттингсгаузена путем закорачивания ЭДС Холла. Измерение постоянной Эттингсгаузена с закорачиванием ЭДС Холла проводилось на образцах чистого InSb при различных температурах. Полученные значения постоянной Э сопоставлялись со значениями постоянной Э, измеренными без закорачивания ЭДС Холла для той же температуры и магнитного поля.

ЭДС Холла в образцах закорачивались тонкими медными проводами, припаянными индием к противоположным граням образца. Отношение ширины образца к расстоянию между припаянными проводами равнялось 3—4.

Приведем результаты измерения постоянной ЭР ($\frac{\text{см}^3 \text{град}}{\text{вт} \cdot \text{сек}}$) для трех образцов InSb.

Образец 1. Подвижность электронов при 77°K этого образца

$$\mu_n = 275\,000 \frac{\text{см}^2}{\text{в} \cdot \text{сек}}$$

При температуре $T=127^\circ\text{K}$ и напряженности магнитного поля $H=4000$ э

$$\frac{P_{\text{с закор}}}{P_{\text{без закор}}} = \frac{3565}{1067} = 3,3.$$

При $T=215^\circ\text{K}$ и $H=4000$ э

$$\frac{P_{\text{с закор}}}{P_{\text{без закор}}} = \frac{4190}{1038} = 4.$$

При $T=300^\circ\text{K}$ и $H=14580$ э

$$\frac{P_{\text{с закор}}}{P_{\text{без закор}}} = \frac{2727}{1000} = 2,7.$$

Образец 2. ($\mu_n = 242\,000 \frac{\text{см}^2}{\text{в} \cdot \text{сек}}$, $R = 18100 \frac{\text{см}^3}{\text{кул}}$ при $T = 77^\circ\text{K}$)

При $T=80^\circ\text{K}$ и $H=6300$ э

$$\frac{P_{\text{с закор}}}{P_{\text{без закор}}} = \frac{2065}{685} = 3.$$

При $T=300^\circ\text{K}$ и $H=13100$ э

$$\frac{P_{\text{с закор}}}{P_{\text{без закор}}} = \frac{5040}{1100} = 4,57.$$

Образец 3.

$$\left(\tau_{II} = 241\,000 \frac{\text{см}^2}{\text{в} \cdot \text{сек}} , R = 4560 \frac{\text{см}^3}{\text{кул}} \text{ при } 77^\circ\text{K} \right).$$

При $T = 300^\circ\text{K}$ и $H = 6300$ э

$$\frac{P_{\text{с закор}}}{P_{\text{без закор}}} = \frac{4530}{781} = 5,8.$$

Таким образом удалось увеличить постоянную Эттингсгаузена в InSb при 300°K в 5,8 раза.

В связи с отсутствием теории этого явления нам неизвестно максимально возможное значение увеличения постоянной Э закорачиванием ЭДС Холла. Но судя по увеличению аналогичным путем других эффектов, таких как магнетосопротивление, магнетотермоЭДС постоянной Нернста-Эттингсгаузена, можно ожидать, что максимальное значение $P_{\text{с закор}}$ будет больше $P_{\text{без закор}}$ в несколько десятков раз.

Выводы

Путем закорачивания ЭДС Холла в образцах можно увеличить в несколько раз коэффициент Эттингсгаузена. Это явление может быть применено для увеличения эффективности холодильников, основанных на эффекте Эттингсгаузена.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
21 июня 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коленко Е. А. — Термоэлектрические охлаждающие приборы. Изд-во «Наука», Л., 1967.
2. New cooler uses thermomagnetic effects—Electronics, 36, 84, 1963.
3. Goldsmid H. J. — «G—E. C. Journal», 31, 3, 110, 1964.

УДК 548.73.

А. Аширов
А. С. Василевская

РЕНТГЕНОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИКЛОГЕКСИЛ-ОРТО-КРЕЗИЛКЕТОНА

Настоящее сообщение является результатом предварительного рентгенографического исследования циклогексил-орто-крезилкетона.

Кристаллы циклогексил-орто-крезилкетона $\text{C}_{14}\text{H}_{18}\text{O}_2$ были синтезированы в Институте химии АН ТССР и предоставлены нам для кристаллоструктурного исследования А. М. Ниязовым.

При наблюдении под микроскопом кристаллы соединения $\text{C}_{14}\text{H}_{18}\text{O}_2$ имеют удлиненную форму, часто в виде прямой шестиугольной призмы с хорошо развитыми боковыми гранями. Циклогексил-орто-крезилкетон кристаллизуется в основном в виде совершенных одиночных кристаллов, удлиненных в одном направлении и слегка уплощенных в перпендикулярном направлении. Наблюдаются косые, перпендикулярные и субпараллельные сростки.

Кристаллы соединения $\text{C}_{14}\text{H}_{18}\text{O}_2$ бесцветные, прозрачные, при раздавливании распадаются на мельчайшие осколки неправильной формы. Плоскостей спайности однозначно установить не удалось. Плотность кристалла определялась пикнометрическим методом в дистиллированной воде. Первое определение плотности производилось с насыщением образца водой при температуре 103°C (температура плавления образца $127-128^\circ\text{C}$). При этом кристаллы, сохраняя свою внешнюю форму, теряют прозрачность. Во избежание возможного разложения кристаллов, второе определение было произведено без насыщения образца. Удовлетворительное совпадение результата третьего определения, произведенного с насыщением образца при температуре 50°C , с результатами двух первых определений позволило записать значение плотности циклогексил-орто-крезилкетона с двумя знаками после запятой: $\rho = 1,12 \text{ г/см}^3$.

Наблюдение внешней формы большого числа кристаллов циклогексил-орто-крезилкетона не привело к определенному заключению об их симметрии.

Для рентгеновского исследования отбирались осколки кристаллов циклогексил-орто-крезилкетона с линейными размерами $\sim 0,2 \times 0,3 \times 0,4$ мм (более мелкие кристаллы не дают хороших снимков).

Отбор образцов для съемки производился по лауэграммам. Съемка лауэграмм и рентгенограмм качания проводилась в камере РК ОП с использованием медного излучения. Экспозиция 2—5 часов.

Ориентировка неограниченных образцов соединения $C_{14}H_{18}O_2$ была произведена методом М. М. Уманского и С. С. Квитки [1]. В процессе съемки рентгенограмм выяснилось, что монокристаллы циклогексил-орто-крезилкетона неустойчивы и разлагаются при комнатной температуре на воздухе. Поэтому в дальнейшем при съемке рентгенограмм исследуемые образцы покрывались тонким слоем раствора целлулоида в ацетоне. Анализ сводной стереографической проекции, построенной по лауэграммам, и симметрия пятен на рентгенограммах качаний показали, что циклогексил-орто-крезилкетон относится к ромбической сингонии. Однородность исследованных кристаллов и ромбическая симметрия циклогексил-орто-крезилкетона очевидна из лауэграммы, приведенной на рис. 1. Она получена в камере РКВ-86 при совмещении кристаллографического направления $[100]$ кристалла с осью вращения гониометрической головки; ось $[010]$ совмещалась с направлением первичного пучка. Симметрия лауэграммы C_{2v} определяет дифракционный класс кристалла $D_{2h} = mmm$.

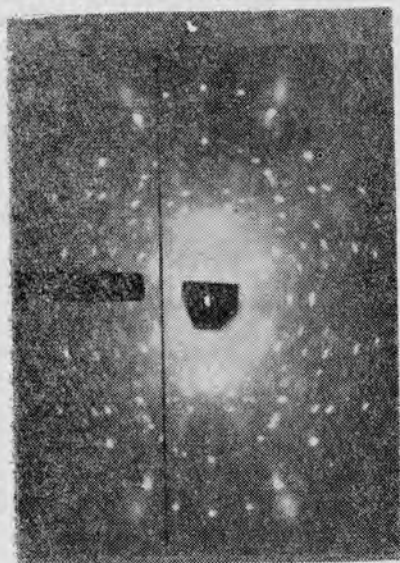


Рис. 1. Лауэграмма циклогексил-орто-крезилкетона.

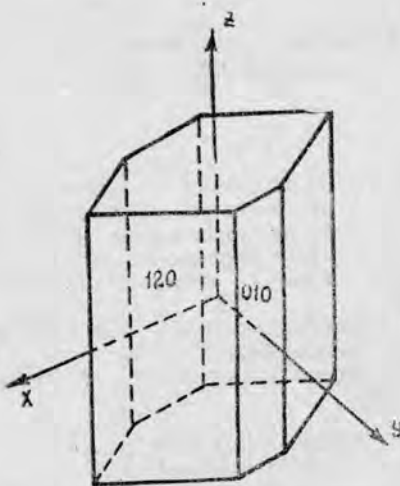


Рис. 2. Ориентировка кристаллографических осей циклогексил-орто-крезилкетона.

Таким образом, кристаллы циклогексил-орто-крезилкетона имеют ромбическую решетку, которая ориентирована относительно граней кристалла так, как показано на рис. 2. Хорошо развитыми гранями кристалла являются грани ромбической призмы $\{120\}$ и пинаконда $\{010\}$. Для определения параметров элементарной ячейки в камере РКВ-86 были сняты рентгенограммы вращения по трем основным направлениям a , b и c с использованием Cu -излучения (с примесью Fe -излучения). При промере рентгенограмм использовались слоевые линии, полученные от $CuK\alpha$, $CuK\beta$ и $FeK\alpha$ -излучений. Промерены слоевые линии на рентгенограммах вращения вокруг осей a , b , c , которые соответствуют дифракционным конусам с углами полураствора в $70-50^\circ$, $74-46^\circ$ и соответственно $71-45^\circ$. При вычислении параметров ячейки использовались длины волн 1,539, 1,389 и 1,934 Å.

Результаты определения параметров: $a=11,96 \pm 0,02$; $b=24,57 \pm 0,03$ и $c=8,65 \pm 0,01$ Å. Объем элементарной ячейки $2541,86$ Å³. Отношение осей $a:b:c=0,487:1:0,352$ (ось c совпадает с направлением удлинения кристалла). Исходя из формулы $C_{14}H_{18}O_2$ и значения экспериментальной плотности $\rho=1,12$ г/см³, определена величина $Z=7,87 \approx 8$ —число формульных единиц циклогексил-орто-крезилкетона, приходящихся на элементарную ячейку. Рентгеновская плотность $\rho=1,13$ г/см³ близка к экспериментальной.

Для определения пространственной группы кристалла получены развертки нулевой и последующих двух (1, 2) слоевых линий вращения вокруг осей a и c (съемка проводилась на рентгеногониометре РГИК на медном излучении; экспозиция 25—30 час.). После индифференцирования рентгенограмм по методу обратной решетки проанализированы погасания отражений всех типов.

Среди отражений общего типа hkl погасаний нет, среди отражений okl присутствуют лишь те, для которых индекс l есть четное число, среди отражений hol — лишь отражения с h четным, среди отражений hko — лишь отражения с k четным, среди отражений hoo , oko , ool — отражения с четными индексами. Последние три условия не являются, очевидно, самостоятельными.

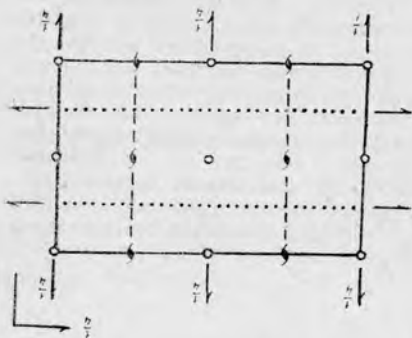


Рис. 3. Пространственная группа симметрии $D_{2h}^{15} = Pcab$.

Таким образом, пространственная группа кристалла должна удовлетворять трем условиям: $l=2n$ среди отражений okl , $h=2n$ среди отражений hol и $k=2n$ среди отражений hko . Отсюда, для циклогексил-орто-крезилкетона однозначно определяется пространственная группа симметрии $D_{2h}^{15} = Pcab$. Чтобы перейти от установки $Pcab$ к общепринятой $Pbca$ [2, 3], необходимо в установке $Pcab$ изменить названия двух координатных осей (либо x на y , либо x на z , либо y на z и наоборот). Все элементы симметрии группы D_{2h}^{15} в установке $Pcab$ приведены на рис. 3 (ось x направлена вертикально, y — горизонтально).

Выводы

1. На основании проведенного рентгенографического исследования установлены:
 - а) параметры элементарной ячейки;
 - б) пространственная группа симметрии циклогексил-орто-крезилкетона.
2. Пикнометрическим методом определена плотность кристалла и вычислено число молекул циклогексил-орто-крезилкетона, приходящихся на элементарную ячейку.

Авторы выражают благодарность А. М. Ниязову за образцы циклогексил-орто-крезилкетона, Х. Атлыеву за повторное выращивание качественных монокристаллов для исследования и Г. Назарову за техническую помощь при оформлении работы.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
9 сентября 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Уманский М. М., Квитка С. С. — Известия АН СССР, сер. физ., 15, 147, 1951.
2. Бокний Г. Б., Порай-Кошиц М. А. — Рентгеноструктурный анализ, 1. Изд-во МГУ, 1964.
3. International Tables for X-ray Crystallography. Birmingham, 1952.

УДК 537.311

О. П. Астахов
Л. И. Бергер
К. Довлетов

ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ И ТЕРМОЭДС ТРОЙНЫХ ПОЛУПРОВОДНИКОВЫХ СПЛАВОВ СОСТАВА Ag_2GeSe_3 и Ag_2SnSe_3 В ТВЕРДОМ И ЖИДКОМ СОСТОЯНИЯХ

С целью изучения возможностей использования веществ типа $A_2^I B_4^3 C_6^3$ в термоэлектрических устройствах, нами исследованы электропроводность и термоЭДС сплавов состава Ag_2GeSe_3 и Ag_2SnSe_3 в интервале температур от 150 до 750°C. Сплавы синтезировались обычными методами полупроводниковой металлургии — сплавлением элементарных компонентов в вакуумированных и отпаянных кварцевых ампулах. По данным термического анализа, образцы были неоднородными, скорей всего эвтектического типа, на рентгенограммах обнаружены сложные системы линий, расшифровать которые до настоящего времени не удалось. Измерения электропроводности и термоЭДС проводились на установке, описанной в [1].

Результаты измерений, проведенных на образцах Ag_2GeSe_3 представлены на рис. 1. Как видно из кривых, электропроводность Ag_2GeSe_3 растет с ростом температуры и в твердом, и в жидком состояниях. При плавлении обнаруживается изменение энергии активации проводимости. В жидком состоянии энергия активации проводимости оказалась близкой к 1,2 эв. Температурная зависимость термоЭДС Ag_2GeSe_3 в твердом состоянии характерна для примесного полупроводника с электронами носителями заряда. В жидком состоянии термоЭДС падает с ростом температуры.

Как в твердом, так и в жидком состоянии сплавы Ag_2GeSe_3 обладают высокими значениями термоЭДС, что представляет несомненный практический интерес. Перемена знака носителей заряда на фронте кристаллизации может найти применение для направленной кристаллизации этого сплава, а также для создания гетерофазного высокотемпературного диода.

Результаты измерений электропроводности и термоЭДС образцов Ag_2SnSe_3 приведены на рис. 2. При нагреве в твердом состоянии электропроводность почти не изменялась с температурой. В области плавления она скачкообразно снижается, а при дальнейшем росте температуры — возрастает по экспоненциальному закону. Энергия активации проводимости расплава оказалась близкой к 1,4 эв.

Изменение термоЭДС образцов Ag_2SnSe_3 с температурой в твердом состоянии характерно для примесного (сильно выраженного) полупроводника. При плавлении скачкообразно возрастает термоЭДС и быстро растет с дальнейшим повышением температуры.

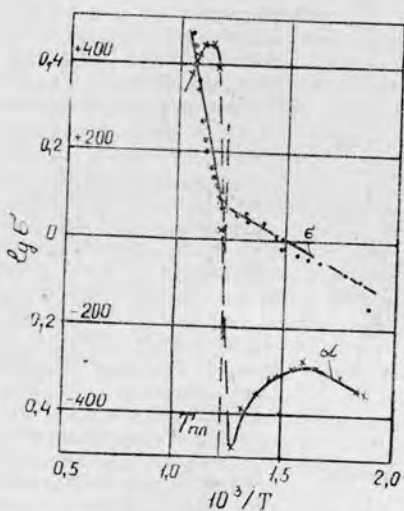


Рис. 1. Температурная зависимость электропроводности (σ) и термоЭДС (α) сплавов состава Ag_2GeSe_3 .

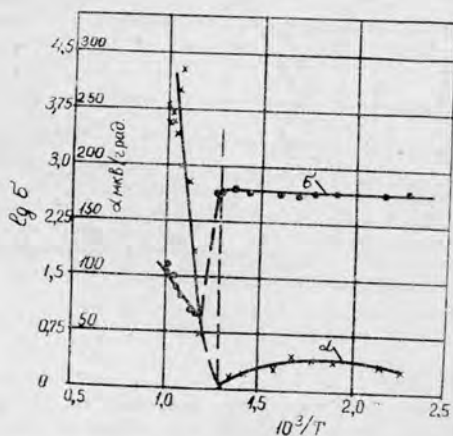


Рис. 2. Температурная зависимость электропроводности (σ) и термоЭДС (α) сплавов состава Ag_2SnSe_3 .

Согласно имеющимся теоретическим представлениям, энергия активации проводимости в однопольных соединениях должна падать с ростом молекулярного веса. На рассмотренных сплавах обнаружена обратная картина, объяснить которую можно увеличением ионной проводимости Ag_2SnSe_3 в жидком состоянии, что подтверждается ростом термоЭДС в жидкой фазе.

Выводы

Исследование температурной зависимости электропроводности и термоЭДС сплавов состава Ag_2GeSe_3 и Ag_2SnSe_3 свидетельствует о полупроводниковом характере проводимости этих веществ в твердой и жидкой фазах. Высокие значения термоЭДС и перемена знака основных носителей заряда в Ag_2GeSe_3 представляет практический интерес. Температурная зависимость термоЭДС расплава Ag_2SnSe_3 свидетельствует о наличии в нем заметной ионной составляющей проводимости.

Всесоюзный научно-исследовательский институт химических реактивов и особо чистых химических веществ «ИРЕА»

Поступило
17 ноября 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов О. П., Лобанков В. В. — Измерительная техника, № 9, 22, 1965.

К. Довлетов
О. П. Астахов
Л. И. Бергер
Э. И. Ковалева

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ И ТЕРМОЭДС ТРОЙНЫХ ПОЛУПРОВОДНИКОВ Cu_2GeSe_3 и Cu_2SnSe_3 В ТВЕРДОМ И ЖИДКОМ СОСТОЯНИЯХ

С целью выяснения характера плавления, специфики изменения различных составляющих сил межатомной связи при переходе из твердого состояния в жидкое и оценки возможностей практического использования, исследованы электропроводность и термоЭДС образцов тройных полупроводниковых соединений Cu_2GeSe_3 и Cu_2SnSe_3 в интервале температур 200—850°C.

Однофазные поликристаллические образцы соединений получены сплавлением элементарных компонентов чистотой не хуже 99,999%, взятых в стехиометрическом

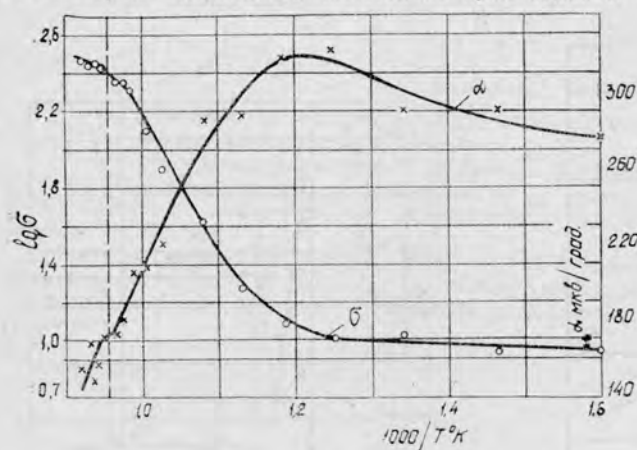


Рис. 1 Температурная зависимость электропроводности (σ) и термоЭДС (α) образцов Cu_2GeSe_3 .

что согласуется с температурной зависимостью термоЭДС. Дальнейшее повышение температуры сопровождается экспоненциальным возрастанием электропроводности.

Однако определенная по наклону кривой $\ln \sigma - \frac{1}{T}$ энергия активации проводимости (2,8 эв) в области температур 600—750°C оказалась существенно больше величины, приведенной в [2]. Температурный ход термоЭДС в этой области характеризуется наличием перегибов, наблюдавшихся на всех исследованных образцах Cu_2GeSe_3 . Можно полагать, что в этом интервале температур имеют место переходы, связанные с катонным и анионным разупорядочением.

При нагревании выше 750°C наклон кривой $\ln \sigma - \frac{1}{T}$ остается неизменным, соответствующим энергии активации проводимости, примерно равной 1 эв в удовлетворительном согласии со значением ширины запрещенной зоны [2]. Вблизи температуры начала кристаллизации (вертикальный пункт на рис. 1) обнаружен слабый перегиб кривой термоЭДС, однако не сопровождающийся каким-либо эффектом на кривой электропроводности.

При нагреве до 450°C температурный ход электропроводности и термоЭДС Cu_2SnSe_3 (рис. 2) характерен для слабо вырожденного полупроводника.

Образцы обладали дырочной проводимостью. В области температур 500—560°C резко возрастает электропроводность с температурой (соответствующей энергии акти-

соотношении, в эвакуированных и отпаянных кварцевых ампулах. Фазовый состав образцов определялся методами рентгеновского, термического и металлографического анализов.

Измерения электропроводности и термоЭДС проводились на установке, описанной в работе [1]. Результаты измерений электропроводности и термоЭДС образцов Cu_2GeSe_3 приведены на рис. 1. Образцы обладали дырочной проводимостью. Как видно из кривой температурной зависимости электропроводности, при нагревании до 530°C имеет место примесная проводимость. Дальнейшее повышение

вадии проводимости 1,76 эв), сопровождающаяся быстрым ростом термоЭДС. Это явление, по-видимому, также следует отнести за счет процессов, связанных со структурными изменениями. Дальнейший рост температуры ведет к экспоненциальному возрастанию электропроводности ($\Delta E = 0,64$ эв) и падению термоЭДС. Как и в случае Cu_2GeSe_3 , в области перехода в жидкое состояние наблюдается непрерывное изменение электропроводности и слабый перегиб кривой температурной зависимости термоЭДС.

Итак, изученные вещества плавятся по типу полупроводник—полупроводник [3] и в жидком состоянии сохраняет преимущественно ковалентный характер сил межатомной связи. Обнаруженные относительно высокие значения термоЭДС и электропроводности образцов исследованных соединений в жидкой фазе при сохранении полупроводникового характера проводимости представляют известный интерес с точки зрения практического использования этих веществ.

Выводы

Исследования электропроводности и термоЭДС Cu_2GeSe_3 и Cu_2SnSe_3 в интервале температур 200—850°C показали, что они плавятся по типу полупроводник—полупроводник. В твердом состоянии вблизи области плавления обнаружен аномальный ход термоЭДС и электропроводности, по-видимому, обусловленный процессами упорядочения. Оценена энергия активации проводимости. Характер изменения свойств с температурой может служить свидетельством преобладания в жидкой фазе ковалентной составляющей сил межатомного взаимодействия в исследованных веществах.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
химических реактивов и особо чистых химических веществ
«ИРЕА»

Поступило
17 ноября 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Астахов О. П., Лобанков В. В. — Измерительная техника, № 9, 22, 1965
2. Баланевская А. Э., Бергер Л. И., Петров В. М. — Известия АН СССР. Неорганические материалы, 2, 810, 1966.
3. Глазов В. М., Чижевская С. Н., Глаголева Н. Н. — Жидкие полупроводники. Изд-во «Наука», 1967.

УДК 621.38

Б. А. Базаров

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРОЛИТИЧЕСКИХ КОНТАКТОВ ДЛЯ ФОТОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАТЕЛЕЙ

Исследованию кремниевых фотопреобразователей и солнечных батарей посвящено большое число теоретических и экспериментальных работ [1—5]. В [6] указывается теоретический предел эффективности преобразования света в электричество для кремниевого преобразователя, который составляет 21%, а в промышленных условиях фотопреобразователи имеют среднее КПД порядка 10—12%. Отмечается также [6, 7, 8], что $R_{\text{ш}}$ фотопреобразователя является одним из основных пара-

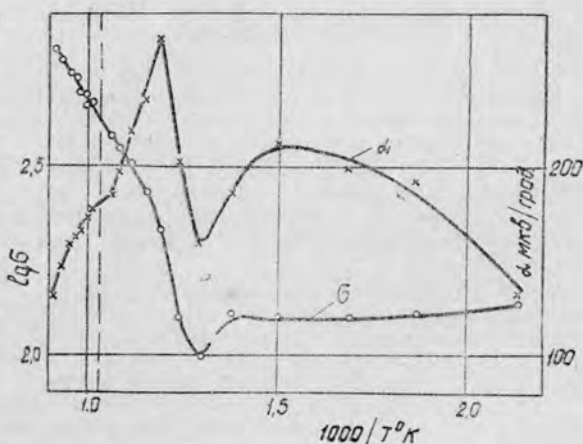


Рис. 2. Температурная зависимость электропроводности (σ) и термоЭДС (α) образцов Cu_2SnSe_3 .

метров, влияющим на эффективность преобразования, которое складывается из нескольких составляющих. Главное из них — это сопротивление верхнего легированного слоя $R_{л.сл.}$ и тыльное сопротивление R_T . Снизить $R_{л.сл.}$, увеличивая толщину легированного слоя, нецелесообразно, так как фотоны, не доходя до $p-n$ перехода, могут быть поглощены в слое (нефотоактивное поглощение). Кроме того, для увеличения тока короткого замыкания кремниевых фотоэлементов, имеющих большие скорости поверхности рекомбинации и малые длины диффузии неосновных носителей в легированном слое, следует уменьшать $R_{л.сл.}$, то есть глубину залегания $p-n$ перехода [9, 10]. Однако в фотоэлементах с мелкими $p-n$ переходами сильно возрастает сопротивление верхнего легированного слоя, что в конечном итоге приводит к снижению КПД.

Для уменьшения $R_{л.сл.}$ предлагается на его поверхности наносить контактные сетки оптимальных размеров [11, 12]. Но это приводит к сокращению рабочей поверхности фотоэлемента, так как закрытая контактами область не дает вклада в фототок и ток под контактом может привести к шунтированию тока нагрузки. Приходится искать другие пути решения данной задачи.

Одним из возможных путей может являться применение в качестве токосъемных контактов второго рода проводников. Такая идея впервые была предложена советскими учеными В. А. Баумом, М. Масимовым и Б. А. Гарфом.

Поверхность раздела металл—электролит широко изучалась. Граница полупроводник—электролит исследована недостаточно полно, хотя попытки применения такой системы делались неоднократно [13, 14, 15].

Данная работа посвящена экспериментальному изучению электрофизических характеристик фотопреобразователей с жидкостными токосъемными контактами на рабочей поверхности, освещаемыми высокими интенсивностями светового потока. В этом случае электролит, участвуя в проводимости со всей освещаемой поверхностью фотопреобразователя, должен значительно уменьшить $R_{л.сл.}$ и существенно увеличить КПД, а чувствительность ее увеличивается почти в десять раз. Это объясняется значениями низких токов обмена в системе полупроводник—электролит и малой величиной омического сопротивления электролита, по сравнению с сопротивлением тонкого легированного фоточувствительного слоя в солнечных батареях.

Исследованные фотопреобразователи были изготовлены из моно- и поликристаллического кремния с удельным сопротивлением порядка $1,0 \div 2,5$ ом·см; $p-n$ переход создавался диффузией фосфора в Р-кремний.

Глубина залегания перехода у готовых образцов составляла в среднем 2—3 мк.

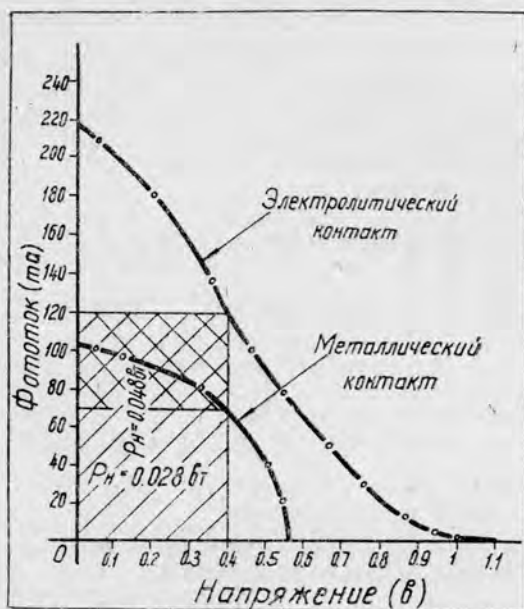


Рис. 1. Нагрузочная характеристика кремниевых фотоэлементов.

ниевых солнечных элементов с применением второго рода проводника. Для сравнения была снята нагрузочная характеристика с металлического и электрического токосъем-

Измерения проводились на круглых и прямоугольных образцах при облучении лампой накаливания, скорректированной светофильтром толщиной под спектр солнечного излучения, снабженной водяным фильтром толщиной 5 см. Мощность излучения, определяемая с помощью кремниевых эталонных фотоэлементов, характеристика которых определялась под освещением естественного солнечного света известной интенсивности, 80 мвт/см². Исследуемые фотопреобразователи помещались в специальные устройства. Все измерения проводились при постоянной температуре, равной 20°C. Образцы охлаждались с тыльной стороны проточной водой и электролитом, протекающим по верхнему тонкому слою в холодильнике, и контролировались термомпарой. Исследования показали, что электролит может сам регулировать температуру образца, участвуя при этом в проводимости со всей освещаемой поверхностью фотопреобразователя.

На рис. 1 показана световая нагрузочная характеристика крем-

ного контакта. Из рисунка видно, что жидкостный контакт не улучшает вида нагрузочной кривой, которая должна стремиться к прямоугольной форме в случае идеального $p-n$ перехода, а образует подобие треугольника. Но, несмотря на это, мощность которую генерирует фотопреобразователь, увеличивается почти вдвое при одной и той же постоянной освещенности. Характер такой кривой можно, по-видимому, объяснить наличием на поверхности кремния толстого окисного слоя. Кроме того, на электроде принципиально могут протекать и другие электрохимические реакции и, следовательно, термодинамическое равновесие не достигается.

Были исследованы зависимости $I_{к.з.} = f(\Phi_{осв.})$ и $V_{х.х.} = f(\Phi_{осв.})$ для фотопреобразователя с обычным металлическим и жидкостным контактом. Как видно, при применении электролитов в качестве верхнего контакта для фотопреобразователя ток короткого замыкания и фотоЭДС увеличиваются по сравнению с $I_{к.з.}$ и $V_{х.х.}$ снимаемыми при наличии металлических контактов. С увеличением интенсивности светового потока это расхождение увеличивается. Как уже указывалось, величина мощности, отдаваемая фотопреобразователем, в значительной степени зависит от величины последовательного сопротивления — $R_{п.}$ Интересно было выяснить оптимальную толщину верхнего легированного слоя для жидкостных контактов. Для этого дополнительно исследованы световые нагрузочные характеристики по мере стравливания верхнего слоя $R_{л.с.}$ фотопреобразователя.

Измерения проводились на прямоугольных образцах размерами 10×10 , 10×20 , 10×30 мм, с расположением верхних контактов на легированном слое. В данном случае выгодно то, что $p-n$ переход является изолирующей плоскостью и ток в легированном образце будет проходить не через всю толщину образца, а лишь по тонкому поверхностному слою. Тонкие слои снимались травлением верхней рабочей поверхности образца в смеси азотной и фтористоводородной кислот.

Все участки, за исключением рабочей поверхности образца, покрывались кислотостойким лаком. По мере стравливания тонких слоев снимались также зависимости $I_{к.з.}$ и $V_{х.х.}$ от толщины верхнего легированного слоя.

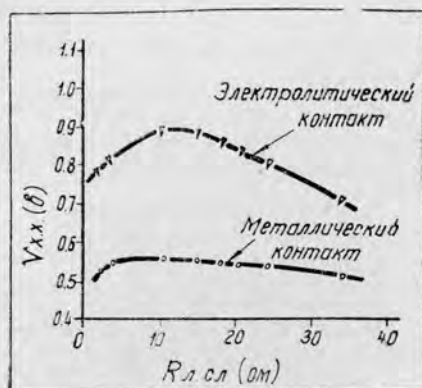
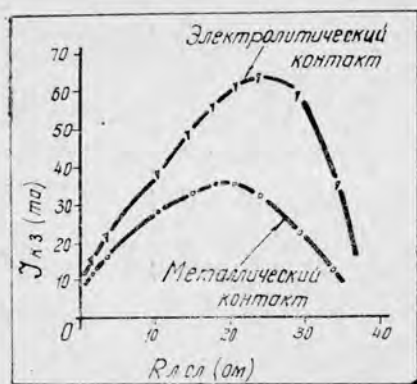


Рис. 2. Зависимость фототока от толщины верхнего легированного слоя фотоэлемента.

Рис. 3. Зависимость фотоЭДС от толщины верхнего легированного слоя фотоэлемента.

Были исследованы нагрузочные характеристики при различных величинах $R_{л.с.}$ (по мере стравливания толщины $R_{л.с.}$ увеличивается его сопротивление) для фотопреобразователя с металлическими контактами. Как видно, для обычных контактов существует оптимальная толщина $R_{л.с.}$, незначительное превышение которой ведет к резкому уменьшению КПД преобразователя. При определенных величинах $R_{л.с.}$ были зафиксированы фототоки короткого замыкания и фотоЭДС холостого хода преобразователя с металлического и электролитического контактов. Из рис. 2 и 3 видно, что $I_{к.з.}$ и $V_{х.х.}$ достигают максимального значения по мере уменьшения $R_{л.с.}$, тогда как у обычных контактов падают. Интересен тот факт, что для всех измеренных образцов с электролитическим контактом на рис. 2 наблюдается максимальное нарастание и резкий спад тока короткого замыкания $I_{к.з.}$ Причиной этого являются закорачивания p и n слоев фотопреобразователя, так как стравливания тонкого легированного слоя происходят неравномерно из-за неравномерной диффузии при-меси при создании $p-n$ перехода.

При исследовании фотопреобразователей из поликристаллического кремния с жидкостным контактом также были получены положительные результаты.

Как известно, поликристалл состоит из монокристаллических зерен с различной ориентацией кристаллографических осей [16], где границы зерен могут действовать как области с высоким сопротивлением. Вредное действие повышенного сопротивления межкристаллических слоев можно устранить и в данном случае электролитом, имеющим хороший контакт со всей освещаемой поверхностью фотопреобразователя. Фототок короткого замыкания $I_{к.з.}$ при жидкостных контактах у поликристаллических фотопреобразователей получался больше, чем у монокристаллических, вследствие значительного уменьшения $R_{л.с.}$.

Выводы

1. Мощность фотопреобразователя увеличивается при применении электролитических токосъемных контактов.

2. Электролит может регулировать температуру образца, отдавая избыток тепла в теплообменник при высоких концентрациях светового потока и участвует в проводимости со всей освещаемой поверхностью фотопреобразователя; может исключать использование специальных просветляющих покрытий для уменьшения потери на отражения.

3. Уменьшение толщины верхнего легированного слоя $R_{л.с.}$ способствует более полному использованию энергии фотонов солнечного спектра. Чувствительность фотопреобразователя увеличивается в 5—8 раз.

4. Фототок $I_{к.з.}$ при жидкостных контактах у поликристаллических фотопреобразователей получается больше, чем у монокристаллических, вследствие значительного уменьшения сопротивления межкристаллических слоев на поверхностном слое.

5. При применении электролитических контактов перспективно изготавливать фотопреобразователи с большой площадью.

Физико-технический институт
АН Туркменской ССР

Поступило
12 января 1968 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Субашиев В. К. Фотоэлектрические преобразователи солнечной энергии. ЛДНТП, 1957.
2. Chapin, Fuller and Pearson — I. Appl. Phys. — 25, 676, 1954.
3. Вавилов В. С., Галкин Г. Н., Маловецкая В. М. — Тр. совещания фотоэл. и оптические явления в полупроводниках. Изд-во АН УССР, 1959.
4. Глиberman А. Н., Зайцева А. К. — Кремниевые солнечные батареи, 1961.
5. Shockly W., Queisser H. I. — I. Appl. Phys. — 32, 3, 1961.
6. Prince M. — I. Appl. Phys. — 26 (5), 1955.
7. Глиberman А. Я., Федосеева О. П. — Теплоэнергетика, вып. 3, 1961.
8. Глиberman А. Я., Федосеева О. П. — Электротехника, № 12, 1965.
9. Dale B., Smith F. — I. Appl. Phys. — № 7, 32, 1961.
10. Вавилов В. С., Галкин Г. Н., Маловецкая В. М. — Атомная энергия, т. 4, вып. 6, 571—575, 1958.
11. Бородин Н. М., Васильев М. М., Зайцева А. К., Ландсман А. П. — Радиотехника и электроника, № 4, 1965.
12. Smith K. D., Cummel H. K., Bode I. D., Cuttriss D. B. — Bell System Tech. J. — № 4, 42, 23, 1963.
13. Carret C. G., Brattain W. H. — Physica — 20, 885, 1954.
14. Electronics, № 18, 11, 1961.
15. Plain K. E., Bube R. H. — I. Electrochem Soc. — 111, 751, 1964.
16. Глиberman А. Я., Зайцева А. К., Ландсман А. П. — Теплоэнергетика, вып. 3, 1961.

УДК 665.592.55.

А. А. Бобылева
М. Г. Гуревич
Л. П. Колесникова

ОБ ИНДИВИДУАЛЬНОМ СОСТАВЕ АРОМАТИЧЕСКИХ УГЛЕВОДОРОДОВ КОНДЕНСАТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМАН-ТЕПЕ

В статьях [1—4] опубликованы данные по исследованию углеводородного состава конденсатов различных месторождений Советского Союза. Настоящее сообщение представляет собой результат работы по изучению методом капиллярной хроматографии индивидуального состава ароматических углеводородов трех конденсатов, отобранных с разных глубин залегания скважины № 5 и конденсата из скважины № 3 месторождения Саман-Тепе.

Конденсат № 1 скважины № 5 соответствует интервалу перфорации 2473—2467 м, конденсат № 2 скважины № 5 — 2419—2413 м, конденсат № 3 скважины № 5 — 2391—2385 м и конденсат № 4 скважины № 3 — 2378—2345 м. Исследуемые конденсаты рассматриваются в порядке уменьшения глубины их залегания, которая соответствует оксфорд-келловейскому ярусу верхней юры.

Состав ароматических углеводородов изучался в фракции н. к. — 200°C по методике, описанной ранее [2].

В табл. 1 приведен фракционный состав исследуемых конденсатов и содержание ароматических углеводородов в фракциях н. к. — 125° и н. к. — 200°C.

Рассматриваемые конденсаты имеют близкие температуры начала кипения (41—48°C). Содержание в конденсатах этих фракций увеличивается с увеличением глубины залегания (от 3 до 22% фракции н.к. — 125°C и от 28 до 63% фракции н. к. — 200°C).

Таблица 1

Фракционный состав и содержание ароматических углеводородов в конденсатах месторождения Саман-Тепе

Номер конденсата	1	2	3	4
Номер скважины	5	5	5	3
Интервал перфорации, м	2473—2417	2419—2413	2391—2385	2378—2345
Начало кипения °C	46	48	43	41
Фракционный состав, %/н. вес.				
Н. к. — 125°C	22	7	3	8
Н. к. — 200°C	63	44	28	49
Содержание ароматических углеводородов, %/н				
в фракции н. к. — 125°C	41	35	20	9
в фракции н. к. — 200°C	38	35	33	25

В табл. 2 приведен состав ароматических углеводородов в названных конденсатах.

Во всех этих конденсатах содержание ароматических углеводородов в фракции н.к.—200° с уменьшением глубины залегания снижается от 37,9 до 33,0% веса.

Повышение содержания ароматики с глубиной происходит, в основном, за счет бензола, толуола и ксилолов (табл. 2). Изменение термодинамических условий залегания с глубиной способствует образованию более стабильной низкомолекулярной ароматики при разрушении сложных молекул. В частности, увеличение давления благоприятствует более полному переходу в газовую фазу низкокипящих ароматических углеводородов.

Кроме того, происходит изменение отношений $\frac{C_9}{C_8}$ и $\frac{C_8}{C_7}$ ароматических углеводородов, по которому в какой-то мере можно судить о степени метаморфизации конденсатов. Причем с уменьшением глубины залегания это соотношение возрастает (табл. 3).

Самые низкие соотношения $\frac{C_9}{C_8}=0,51$ и $\frac{C_8}{C_7}=1,14$ выявлены в конденсате, отобранном с наибольшей глубины. Соотношения тех же углеводородов для конденсата верхнего интервала перфорации соответственно равны 1,26 и 4,36, что указывает на увеличение степени превращенности конденсатов с глубиной залегания. Этим и объясняется повышенное содержание бензола, толуола, ксилолов и монозамещенных ароматических углеводородов в конденсате № 1 нижнего интервала перфорации.

В конденсатах № 2 и 3, расположенных несколько выше конденсата № 1, распределение ароматических углеводородов более равномерное. Содержание бензола и толуола уменьшается, а относительное содержание гомологов бензола несколько повышается. Абсолютное же содержание этих углеводородов в конденсате уменьшается, так как уменьшается фракция, выкипающая до 200°C.

Распределение монозамещенных ароматических углеводородов во всех конденсатах различно за счет изменения содержания толуола (табл. 4). Если в конденсате № 1 верхнего интервала перфорации среди монозамещенных ароматических углеводородов 90,39% приходится на толуол, то в конденсате № 3 толуол составляет 60,80% от суммарного содержания монозамещенных гомологов бензола.

Таблица 2

Индивидуальный углеводородный состав ароматических углеводородов
конденсатов месторождения Саман-Тепе

Углеводороды	На фракцию ароматических углеводородов				На конденсат			
	Номер конденсата							
	1	2	3	4	1	2	3	4
Бензол	4,459	1,916	0,282	0,058	1,064	0,292	0,026	0,007
Метилбензол	33,288	13,921	7,106	5,422	7,940	2,120	0,664	0,671
Этилбензол	2,062	1,629	1,459	1,548	0,492	0,248	0,136	0,191
1,3-диметилбензол	19,872	17,633	15,849	15,325	4,740	2,685	1,480	1,895
1,4-диметилбензол	6,311	5,374	4,890	5,160	1,506	0,818	0,457	0,638
1,2-диметилбензол	9,600	10,213	8,806	7,487	2,290	1,555	0,823	0,926
Изопропилбензол	0,300	0,380	0,365	0,437	0,072	0,058	0,034	0,054
Н. пропилбензол	0,590	0,847	1,007	1,074	0,140	0,129	0,094	0,133
1-метил-3-этилбензол	2,637	4,043	4,814	5,002	0,629	0,615	0,450	0,618
1-метил-4-этилбензол	0,986	1,501	1,856	2,102	0,236	0,229	0,174	0,260
1-метил-2-этилбензол	1,218	1,829	2,371	2,442	0,290	0,279	0,221	0,302
1,3,5-триметилбензол	4,210	6,438	8,072	8,000	1,004	0,980	0,754	0,989
1,2,4-триметилбензол	7,096	11,526	15,384	13,912	1,693	1,755	1,437	1,720
1,2,3-триметилбензол	2,234	3,574	5,079	3,951	0,533	0,544	0,475	0,489
Изобутилбензол	0	0,054	0,067	0,061	0	0,008	0,006	0,008
Вторичный бутилбензол	0,168	0,283	0,308	0,301	0,064	0,043	0,029	0,037
1-метил-3-изопропил-бензол	0,411	0,591	0,798	0,803	0,098	0,090	0,075	0,099
1-метил-4-изопропил-бензол	0,190	0,270	0,382	0,440	0,045	0,041	0,036	0,054
1-метил-4- н. пропил-бензол	0,369	0,547	0,844	0,880	0,088	0,083	0,079	0,109
1-метил-3-н. пропилбен-зол	0,592	1,258	1,660	1,857	0,141	0,192	0,115	0,230
Н. бутилбензол	0,419	0,981	1,371	1,528	0,100	0,149	0,128	0,189
1,2-диэтилбензол	0,089	0,184	0,267	0,390	0,021	0,028	0,025	0,048
1-этил-4-изопропил-бензол	0,552	1,184	1,588	1,826	0,132	0,180	0,148	0,226
1,2-диметил-3-этил-бензол	—	0,682	0,832	1,070	—	0,104	0,078	0,132
1,2,4,5-тетраметил-бензол	—	0,892	1,667	1,233	—	0,136	0,156	0,152
*Неидентифицирован-ные пики	2,347	12,250	12,876	18,924	0,539	1,867	1,201	2,340
Итого	100,000	100,000	100,000	100,000	23,853	15,228	9,341	12,365

Таблица 3

Соотношения между C_7 , C_8 и C_9 - ароматическими углеводородами
в конденсатах месторождения Саман-Тепе

Соотношение	Номер конденсата			
	1	2	3	4
$\frac{C_9}{C_8}$	0,51	0,86	1,26	0,80
$\frac{C_8}{C_7}$	1,14	2,50	4,36	5,44

Таблица 4

**Распределение монозамещенных ароматических углеводородов
в конденсатах месторождения Саман-Тепе**

Углеводороды	Номер конденсата			
	1	2	3	4
Толуол	90,39	76,93	60,82	52,28
Этилбензол	5,60	9,00	12,49	14,93
Изопропилбензол	0,81	2,10	3,12	4,21
Н. пропилбензол	1,60	4,68	8,62	10,36
Изобутилбензол	—	0,30	0,58	0,59
Вторичный бутилбензол	0,46	1,57	2,64	2,90
Н. бутилбензол	1,14	5,42	11,73	14,73
	100,00	100,00	100,00	100,00

В распределении изомеров ксилола, метилэтилбензола и триметилбензола заметных изменений не наблюдается.

Конденсат № 4 из скважины № 3 по сравнению с конденсатами из скважины № 5 содержит меньшее количество ароматических углеводородов в фракции н.к.—200°C (25,48% вес.). Он характеризуется меньшим содержанием бензола, толуола и ксилолов, но более богат метилэтилбензолами и триметилбензолами. Среди монозамещенных бензолов наблюдается дальнейшее уменьшение содержания толуола. В распределении ксилолов, метилэтилбензолов и триметилбензолов отклонений не наблюдается.

Во всех изученных конденсатах распределение ароматических углеводородов внутри групп C₈ и C₉ близко к равновесному при 600—800°K (табл. 5 и 6).

Все данные по углеводородному составу говорят о том, что конденсат из скважины № 3 генетически связан с конденсатами, отобранными из скважины № 5.

Таблица 5

**Распределение C₈-ароматических углеводородов
в конденсатах месторождения Саман-Тепе**

Углеводороды	Номер конденсата				Равновесные концентрации при 600—800°K
	1	2	3	4	
Этилбензол	5,5	4,7	4,7	5,2	5,9—10,8
1,2-диметилбензол	25,4	29,3	28,4	25,4	21,6—22,8
1,3-диметилбензол	52,5	50,6	51,1	51,9	50,1—45,8
1,4-диметилбензол	16,7	15,4	15,8	17,5	22,4—28,6

Таблица 6

**Распределение C₉-ароматических углеводородов
в конденсатах месторождения Саман-Тепе**

Углеводороды	Номер конденсата				Равновесные концентрации при 600—800°K
	1	2	3	4	
Н. пропилбензол	3,1	2,8	2,6	2,9	1,2—3,1
Изопропилбензол	1,6	1,3	0,9	1,2	0,6—1,3
1-метил-2-этилбензол	6,3	6,1	6,1	6,6	4,0—7,6
1-метил-3-этилбензол	13,7	13,4	12,4	13,6	12,3—18,9
1-метил-4-этилбензол	5,1	5,0	4,8	5,7	8,2—11,4
1,2,3-триметилбензол	11,6	11,9	13,0	10,7	10,1—9,7
1,2,4-триметилбензол	36,8	38,2	39,5	37,7	45,9—35,9
1,3,5-триметилбензол	21,9	21,4	20,7	21,7	16,7—12,1

Выводы

1. Методом капиллярной хроматографии изучен индивидуальный состав ароматических углеводородов (фракция н.к.—200°C) четырех конденсатов месторождения Саман-Тепе (скважин № 3 и 5), отобранных на различных глубинах.

2. Изученные конденсаты богаты ароматическими углеводородами (32,9—37,9% вес. на фракцию н. к.—200°C). Содержание ароматических углеводородов возрастает с глубиной залегания конденсата.

3. На основе исследования состава ароматических углеводородов установлена генетическая общность конденсатов из скважин № 3 и 5.

Московский институт нефтехимической
и газовой промышленности им. И. М. Губкина

Поступило
24 ноября 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуревич М. Г., Колесникова Л. П., Самозванцева М. С., Бобылева А. А., Брянская Э. К. — Химия и технология топлив и масел, № 12, 1966.

2. Гуревич М. Г., Колесникова Л. П., Самозванцева М. С., Бобылева А. А., Салимова Э. Р. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 6, 1966.

3. Сергиенко С. Р., Самозванцева М. С., Колесникова Л. П., Гукасова Р. Т., Бобылева А. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1967.

4. Бобылева А. А., Гуревич М. Г., Задора Г. И., Колесникова Л. П., Самозванцева М. С., Требин Ф. А. — Газовое дело, № 10, 1967.

УДК 551.24

Р. А. Маляев

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ЧАШДЕПИНСКОЙ И КИЗЫЛКАИНСКОЙ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО КОПЕТ-ДАГА

Анализ распределения трещин в горных породах и условий их образования позволяет наметить пути внедрения рудоносных растворов, объяснить форму рудных тел и прогнозировать их строение на глубине. В этом отношении собранный материал, характеризующий трещиноватость пород, слагающих Чашдепинскую и Кизылкаинскую структуры, несомненно представляет большой интерес.

Настоящая статья является одной из первых попыток описания трещин Центрального Копет-Дага.

Нами исследованы Чашдепинская и Кизылкаинская антиклинальные структуры, слагающиеся преимущественно известняками и мергелями нижнего и верхнего баррема. Складки асимметричные, с более крутым (10—15°) северным крылом и пологим (6—9°) южным. Ориентированы они на северо-запад.

В отличие от трещин другого происхождения (выветривания, оползней, обвалов, откосов, напластований и др.) тектонические трещины района характеризуются рядом признаков.

1. Трещины группируются по определенным направлениям (по отношению к магнитному меридиану).

2. Рассекают разные слои данного разреза, независимо от состава и возраста.

3. Поверхности трещин гладкие (последний признак характерен для трещин сжатия).

Для изучения трещин была принята следующая методика: после общего осмотра обнажения выбирались 1—2 характерных участка протяжением 30—50 м. Затем из комплекса крупных и мелких, пересекающих породы в обнажении, «отбирались» тектонические трещины.

Для полноценности наблюдений на каждом участке проводили не менее 40 замеров. Осмотр пространственного размещения трещин в изучаемых обнажениях и систематическая обработка собранного материала позволили выделить определенные системы трещин, пересекающих породы разного возраста. В районе работ трещиноватость настолько хорошо выражена, что закономерности в размещении легко выводятся и без статистической обработки замеров (последняя только подтверждает выводы непосредственных наблюдений).

Господствуют здесь два направления трещиноватости: трещины, выраженные более резко и обладающие самым широким распространением, расположены в пределах северо-западного сектора — $270-285^\circ$, $300-315^\circ$. В большинстве случаев они почти вертикальны ($80-88^\circ$). Наклонные трещины данного простирания падают к юго-западу, как правило, под крутым углом ($65-80^\circ$).

Сравнительно реже встречаются трещины другой системы. Их направления почти перпендикулярны первому — $20-35^\circ$, $60-75^\circ$. Они обладают наклоном к юго-востоку. Здесь редко встречаются трещины, имеющие вертикальное или близкое к вертикальному падение. Обычно оно не превышает 60° . Эта система трещин выражена менее отчетливо, чем первая.

При построении роз-диаграмм трещиноватости использовано 516 замеров, из них 246 — в районе Кизылкаинской антиклинали и 270 — Чашдепинской.

В пределах Чашдепинской структуры преобладают трещины с направлением, близким к широтному — $270-280^\circ$, $290-300^\circ$, а в Кизылкаинской они тяготеют к меридиональному $300-315^\circ$, $325-335^\circ$, $335-350^\circ$. В обеих структурах интенсивность трещиноватости увеличивается при приближении к крупным разрывным нарушениям. У разрывных нарушений имеются также следы дробления. Плоскости простираний трещин становятся извилистыми.

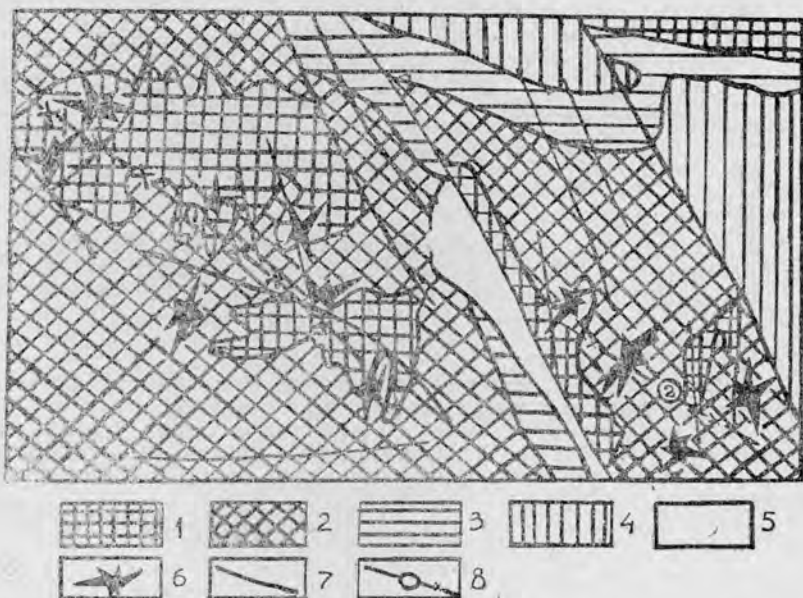


Рис. 1. Схематическая карта трещиноватости Чашдепинской и Кизылкаинской антиклиналей Центрального Копет-Дага. 1—Нижний баррем; 2—верхний баррем; 3—нижний апт; 4—верхний апт; 5—четвертичные отложения; 6—роза-диаграмма трещиноватости; 7—разрывные нарушения; 8—оси антиклинальных структур: а—Чашдепинской, б—Кизылкаинской.

При построении роз- и круговых диаграмм трещин (рис. 1, 2) приняты методические указания Е. Н. Пермякова [1], А. Е. Михайлова [2], А. В. Королева [3]. Составлена также схематическая карта трещиноватости территории (рис. 1), из которой видно, что система определенных тектонических трещин зависит от положения вышеуказанных структур. Главные лучи роз-диаграмм ориентированы продольно к линиям простираний слоев. Значительно меньше случаев, когда направления главных лучей диагональны к линиям простираний*.

На описываемой территории основные направления тектонических трещин и разрывных нарушений почти всегда совпадают. Например, на территории Чашдепинской антиклинали среди крупных разрывных нарушений преобладают нарушения с простиранием $270-275^\circ$, $280-300^\circ$. На участке Кизылкаинской преобладают нарушения с простиранием $290-300^\circ$, $310-320^\circ$.

Многие тектонические трещины минерализованы. Проведенные работы показали, что гидротермальные жилы встречаются как в нижнебарремских известняках, так и в верхнебарремских мергелях. Только в Чашдепе в нижнем барреме эти жилы рас-

* В нашем примере розы-диаграммы построены с учетом азимутов падений трещин.

пространены значительно шире, чем в верхнем. Здесь из девяти минерализованных трещин шесть сосредоточены в нижнебарремских известняках. В районе Кизылкай из 13 минерализованных трещин семь расположены в нижнем барреме, а шесть — в верхнем. Во многих минерализованных трещинах наблюдается рудное проявление меди, железа. Характерная их особенность — большая приуроченность минерализации к трещинам, имеющим пологое падение ($50-80^\circ$), несмотря на то, что в целом преобладают вертикальные трещины или трещины, имеющие падение, близкое к вертикальному.

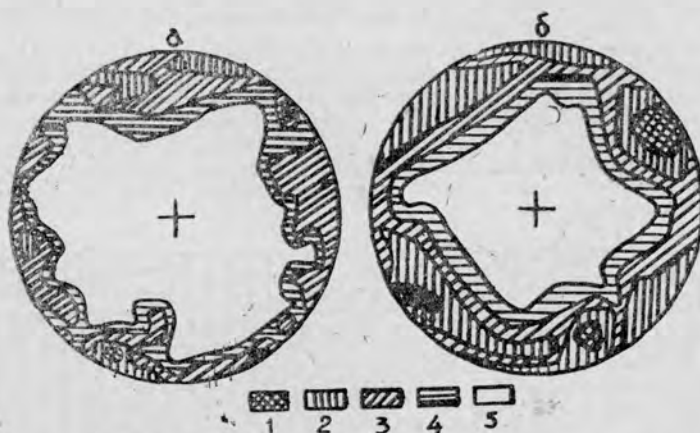


Рис. 2. Круговые диаграммы трещиноватости. а—Чашдепинской (270 замеров) и б—Кизылкаинской (246 замеров) антиклинальных структур в изолиниях. Количество замеров, %: 1—более 10; 2—10—7,5; 3—7,5—5; 4—5—2,5; 5—2,5—0.

По составу жилы преимущественно карбонатные. Отмечается тонкая вкрапленность сульфидов. В некоторых жилах обнаружены идеоморфные кристаллы кварца. Контакты жил с вмещающими породами большей частью резкие, встречаются зеркала горизонтального скольжения. В морфологическом отношении для них характерна относительно слабая выраженность по простиранию. Элементы залегания сильно изменяются.

В ы в о д ы

1. В Центральном Копет-Даге в пределах Чашдепинской и Кизылкаинской антиклинальных структур развиты различные системы тектонических трещин, группирующихся по определенным направлениям — $270-280^\circ$, $290-300^\circ$, $300-315^\circ$, $325-335^\circ$.
2. Простирания преобладающих систем трещиноватости и направление крупных разрывных нарушений в большинстве случаев совпадают.
3. Гидротермальные жилы в основном кварцкарбонатные. Они большей частью связаны с трещинами, имеющими сравнительно пологие углы падения ($50-75^\circ$). Неминерализованные трещины чаще вертикального и крутого падения ($60-90^\circ$).

Институт физики Земли и атмосферы
АН Туркменской ССР

Поступило
24 ноября 1967 г.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Пермяков В. Н. — Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Изд-во МОИП, нов. сер., вып. 12 (16), 1949.
2. Михайлов А. Е. — Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.
3. Королев А. В. — Структурные условия размещения послемагматических руд. Изд-во «Недра», 1965.

БЕУРМЕ-КИЗЫЛАРВАТСКИЙ ШАРНИРНЫЙ СБРОС

Беурме-Кизыларватское разрывное нарушение прослеживается в пределах внутреннего борта Предкопетдагского прогиба (несколько юго-западнее его оси) от ст. Кизыл-Арват на северо-западе до ст. Арчман на юго-востоке. Здесь он сливается с Главным надвигом Центрального Копет-Дага. В рельефе разрыву соответствует зона узких линейно вытянутых складок, в сводовых частях которых обнажен палеоген.

Разрыв выявлен при геологической съемке А. Я. Архиповым, В. Н. Крымусом, позже был более детально изучен В. Ф. Карташевым при проведении структурного бурения.

Беурме-Кизыларватское разрывное нарушение представляет собой шарнирный сброс северо-западного простирания; плоскость сбрасывателя наклонена к юго-западу под углом $60-80^\circ$. Амплитуда разрыва в районе ст. Баи составляет около 2000 м. Здесь скважиной № 11 на глубине 786 м от поверхности земли под известняками маастрихта встречены известняки сарматского яруса. Взброшено юго-западное крыло разрыва. В северо-западном направлении амплитуда разрыва постепенно сокращается и у пос. Кодж приближается к нулю. Здесь скважинами № 56 и 57, пробуренными соответственно на северо-восточном и юго-западном крыльях разрыва в 500 м друг от друга, вскрыты алевролиты котурской свиты на абсолютных глубинах — 440 (скважина № 57) и 640 м (скважина № 56). Учитывая элементы залегания, можно предположить, что на контакте в зоне разрыва сколи этого пласта соприкасаются, то есть амплитуда разрыва приближается к нулю. Однако наличие между скважинами разрывного нарушения подтверждается не только визуальными наблюдениями (зоной акчагыльской складчатости), но и различиями разрезов, пройденных скважинами. Так, в скважине № 56 под шестисотметровой толщей акчагыла встречен морской сармат, залегающий на размытых до кровли котурской свиты палеогеновых отложениях.

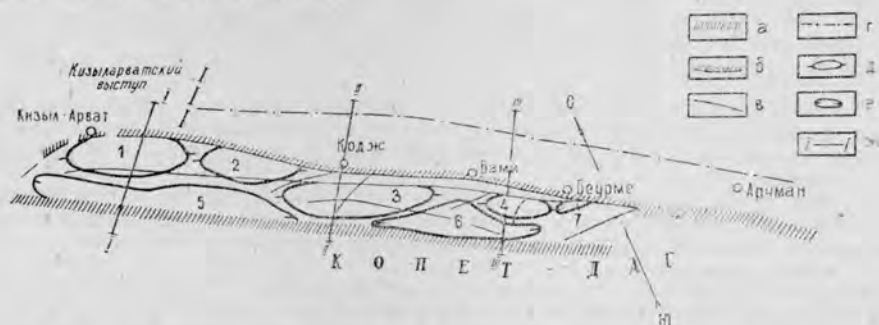


Рис. 1. Схема тектоники Беурме-Диоджинской тектонической ступени. а—Главный Копетдагский разлом; б—Беурме-Кизыларватский шарнирный сброс; в—прочие разрывные нарушения; г—осевая линия прогиба; д—антиклинальные складки: 1—Диоджинская, 2—Акдагская, 3—Баи-Коджинская, 4—Западно-Беурминская; е—синклинальные понижения: 5—Пырнуарское, 6—Балаваз-Керское, 7—сулягызское; жс—линии геологических профилей разрезов.

В скважине № 57, напротив, палеогеновые отложения сохранены до олигоцена, однако полностью отсутствует сарматский ярус, а акчагыл, общей мощностью в 290 м, представлен лишь верхней частью (которая, кстати, широко распространена в районе предгорий, где нижнеакчагыльские образования отсутствуют).

Далее на северо-западе амплитуда разрыва приобретает обратный знак и приподнятым оказывается его северо-восточное крыло, то есть область Кизыларватского выступа. Юго-западное складчатое крыло опущено приблизительно на 1000 м и более. Это подтверждается следующими материалами: по данным бурения и сейсмических исследований на Кизыларватском выступе палеогеновые отложения полностью или почти полностью отсутствуют, а абсолютная глубина залегания кровли верхнемеловых отложений — 800—1000 м. В зоне разрыва с учетом угла падения пород кровля верхнемеловых отложений залегает на абсолютной глубине 300—500 м. Контактующее (по разрыву) с Кизыларватским выступом северное крыло Диоджинской антиклинали сложено с поверхности миоценом и палеогеном и, следовательно, кровля верхнемеловых пород залегает на абсолютной глубине около

1500 м (с учетом мощности палеогена в данном районе). Следовательно, разрыв здесь имеет характер сброса амплитудой свыше 1000 м с опущенным южным крылом.

Таим образом, Беурме-Кизыларватское разрывное нарушение есть шарнирный сброс. Беурме-Диоджинский тектонический блок — часть территории внутреннего борта Предкопетдагского прогиба, заключенная между Беурме-Кизыларватским шарнирным сбросом и Главным разрывом (взбросом амплитудой до 6000 м). Западного Копет-Дага, имеет по простиранию неоднозначное тектоническое строение. Ее юго-восточная взброшенная часть является промежуточной ступенью от приосевой части прогиба к передовой зоне Копетдагского мегантиклинория, а северо-западная, напротив, опущена относительно Кизыларватского выступа и северных отрогов Копет-Дага и представляется в форме грабена (заключенного между отмеченными выше элементами). Отсутствие в приосевой части прогиба верхов верхнего эоцена и олигоцена (скважина № 56) и в то же время наличие этих образований в пределах Беурме-Диоджинской тектонической ступени (обнажения, скважина № 57) свидетельствуют о том, что в послеолигоценовое время вся территория последней была опущена относительно приосевой части прогиба по Беурме-Кизыларватскому разрыву. Интенсивные тектонические движения испытывала полоса предгорий на границе нижнего и среднего миоцена. С движениями этого времени связано формирование целого ряда складок предгорий и, в частности, Келятинской и Кешенынбаирской надразломных структур. Это подтверждается следующими материалами: буровыми работами установлено, что на южном крыле Келятинской складки полностью отсутствуют морские отложения миоцена (сармат и тортон), хотя на северном крыле их мощность превышает 200 м. Фронт их распространения соответствует линии Келятинского разрывного нарушения, проходящего по осевой линии складки. Значительного различия в литологии и мощностях подстилающих и перекрывающих их отложений не наблюдается. Аналогичная картина установлена и на Кешенынбарской складке, где также (по устному сообщению И. М. Кубасова) отсутствует морской миоцен, встреченный в приосевой части прогиба (Изагант) и, возможно, слагающий северное крыло Кешенынбарской антиклинали. И, наконец, в скважине № 2-Г (Фирюза) под взбросом (надвигом?) встречен именно карагаудан, подстилаемый палеогеном.

Юрский покров Келятинской гряды также перекрывает карагауданскую свиту.

Сейсмическими работами (метод РНП) установлено, что осевой линии Кешенынбарской складки на глубине от 1200 м и ниже соответствует крупноамплитудное разрывное нарушение, резко затухающее на границе карагауданской и казганчайской свит.

Таим образом, на границе нижнего и среднего миоцена происходили интенсивные движения, сопровождающиеся взбросами с надвигами и складкообразовательными процессами. По-видимому, они составили основной этап в формировании предгорий.

К сожалению, до настоящего времени его последствия на описываемой площади не обнаружены, хотя и не исключено, что и здесь происходили крупные перемещения осадочных масс, сопровождавшиеся разрывами и надвигами.

К началу среднего миоцена на Беурме-Диоджинском блоке так же, как и в приосевой части прогиба, отлагаются морские образования тортонского и сарматского ярусов. Крупного углового и стратиграфического несогласия между этими отложениями и подстилающими их породами палеогена не наблюдается.

В конце сарматского времени (верхний сармат на рассматриваемой территории отсутствует) в результате значительных тектонических движений и, возможно, в связи с погружением приосевой части прогиба, восточная часть блока приподымается.

В это же время в связи со значительными боковыми давлениями формируется близкий современному структурный план Беурме-Диоджинского блока. В его пределах на северо-восточной окраине возникает зона антиклинальных складок и ограничивающая ее с юга зона синклиналильных понижений. В числе первой выделяется Западно-Беурминская, Бами-Коджинская, Акдагская и Диоджинская брахиантиклинали; в составе второй — Пырнаульская, Балаваз-Керская и Сулыагызская синклинали. Сводные части вновь сформированных складок интенсивно разрушились.

Трансгрессирующее акчагыльское море на первых порах покрывает опущенную по Беурме-Кизыларватскому разрыву приосевую часть прогиба, где накапливается нижняя толща акчагыла (в разрезах скважин № 56 Кодж и 12 Западное Беурме) и лишь в дальнейшем под уровнем моря оказывается вся территория, включая Беурме-Диоджинскую тектоническую ступень.

Тектонические движения конца акчагыльского века привели к дальнейшему погружению приосевой части прогиба; пластичные глины палеогена в зоне Беурме-Кизыларватского разрыва в результате дробления и, возможно, проникновения вод проявляют способность к диапиризму. Они вспучивают, приподымают и прорывают перекрывающие их породы акчагыла, придавая им форму узкой, линейно вытянутой антиклинальной складки.

С конца позднего плиоцена и по настоящее время наблюдается стабильное спокойное погружение приосевой части прогиба. Об этом свидетельствуют относительно горизонтальное залегание апшеронских континентальных образований в пределах предгорий и накопление в приосевой части прогиба мощной толщи (до 500 м в скважине № 12) четвертичных пролювиальных отложений.

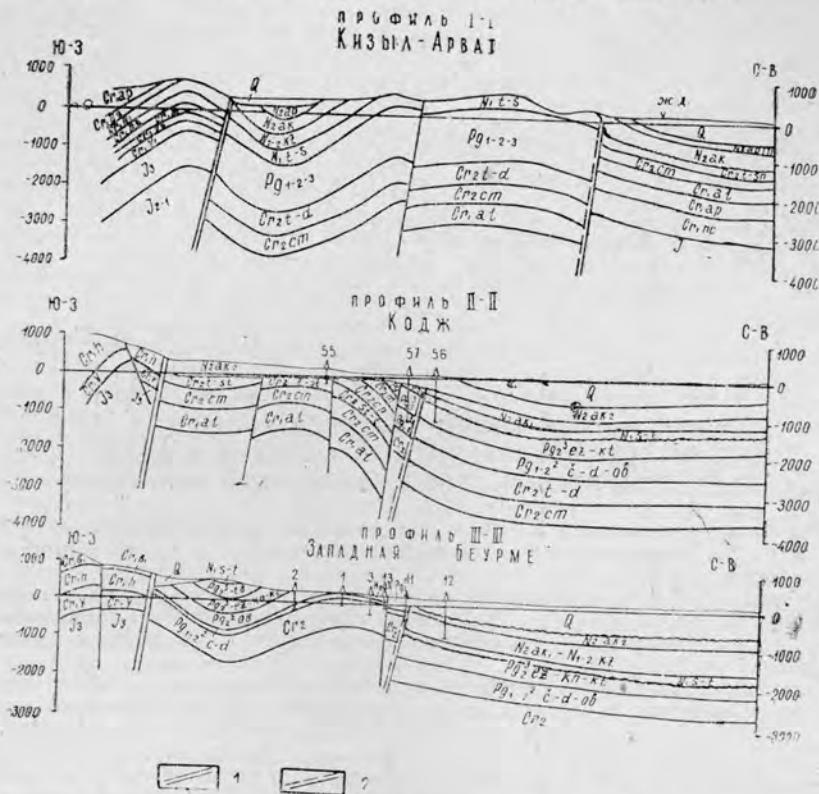


Рис. 2. Геологические профильные разрезы. 1—Главный Копетдагский разлом. 2—Бурме-Кизыларватский шарнирный сброс.

Беурме-Диоджинская тектоническая ступень на наш взгляд высокоперспективна в газонефтеносном отношении. Свидетельством этому являются благоприятные литолого-тектонические предпосылки и прямые признаки — проявления в пробуренных в зоне разрыва скважинах № 13 и 22 метанового газа с небольшой примесью тяжелых углеводородов. Значительную роль в формировании возможных залежей играет Беурме-Кизыларватское разрывное нарушение. Этот дизъюнктив мог способствовать миграции нефти и газа из погруженной приосевой части прогиба в приподнятую юго-восточную часть Беурме-Диоджинской тектонической ступени. В то же время глины палеогена, слагающие до глубины порядка 2300 м приразломную зону приосевой части прогиба, являются прекрасным экраном контактирующих с ними терригенных, возможно газосодержащих, образований ссымана и нижнего мела, залегающих в Западно-Беурминской складке на глубинах от 850 (в своде) до 1300 м (в зоне разрыва).

Выводы

1. Беурме-Кызыларватское разрывное нарушение представляет собой типичный шарнирный сброс северо-западного направления; юго-западное его крыло в своей восточной части взброшено над приосевой частью прогиба, а в западной — опущено относительно Кызыларватского выступа.

2. Тектоническое развитие Беурме-Диоджинского блока связано с движениями по Беурме-Кизыларватскому разрыву: в досарматское время он является грабеном, в конце сарматского времени приобрел характер промежуточной (между приосевой частью прогиба и передовыми складками Копет-Дага) ступени с четко выраженной линейной складчатостью.

3. Газопроявления в скважинах, пробуренных в зоне этого разрыва, свидетельствуют о наличии газа на больших глубинах. В благоприятных структурных формах предгорий Копет-Дага возможны как сводовые, так и тектонически экранированные залежи.

Управление геологии
СМ Туркменской ССР

Поступило
22 июля 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов А. Я. — Нефтегазовая геология и геофизика, № 10, 1963.
2. Мирзаханов М. К. — КЮГЭ, вып. 8, 1962.
3. Резанов И. А. — Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор, 1959.
4. Семенович В. В. — Советская геология, № 5, 1964.

УДК 551.781.43

Ю. В. Тимофеев

СВОЕОБРАЗНЫЕ ФАЦИИ ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА НА ЦЕНТРАЛЬНО-КАРАКУМСКОМ СВОДЕ И В ЗОНЕ ДОНГУЗСЫРТ-ЕРБЕНТСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

Своеобразные отложения верхнего эоцена впервые были обнаружены А. Г. Блискавкой и Г. А. Габриэлянцем на Центральном-Каракумском своде и выделены в сернозаводскую свиту [1, 2].

Площадь распространения отложений сернозаводской свиты составляет примерно 170 км² [3]. Эти отложения выполняют глубокую (до 450 м) Камышлинскую впадину, а также развиты в рукавообразном ответвлении, отходящем от впадины в юго-восточном направлении.

Камышлинская впадина состоит из отдельных блоков, среди которых наиболее опущенными являются центральные. На центральных блоках отложения сернозаводской свиты залегают на туронских, а на прилегающих блоках — на более молодых образованиях. В центральной части Камышлинской впадины рассматриваемые отложения перекрыты верхним плиоценом, а по периферии — миоценом (рис. 1).

Сернозаводская свита расчленяется на три пачки [3]. Нижняя пачка сложена темно-серыми глинами с прослоями разнозернистых песчаников, мощностью 130 м. Средняя пачка представлена коричневыми алевролитами с прослоями зеленовато-серых глин и мелкозернистых песчаников. Мощность до 140 м. Верхняя пачка сложена брекчиевидными породами с зеркалами скольжения, состоящими из обломков зеленовато-серых и черных глин, песчаников, мергелей, сцементированных песчано-глинистым материалом, прослоев зеленовато-серых глин, зеленовато-серых и темно-серых алевролитов и песчаников. Мощность до 170 м. В отложениях сернозаводской свиты встречаются фораминиферы из верхнего мела, палеоцена, нижнего, среднего и верхнего эоцена.

Наличие в сернозаводской свите переотложенного материала из верхнемеловых и палеогеновых пород, а также значительного объема песчанистых слюдистых отложений, которые в нормальном разрезе палеогена и мела Центрально-Каракумского свода появляются (сверху вниз) начиная лишь с турона, условия залегания

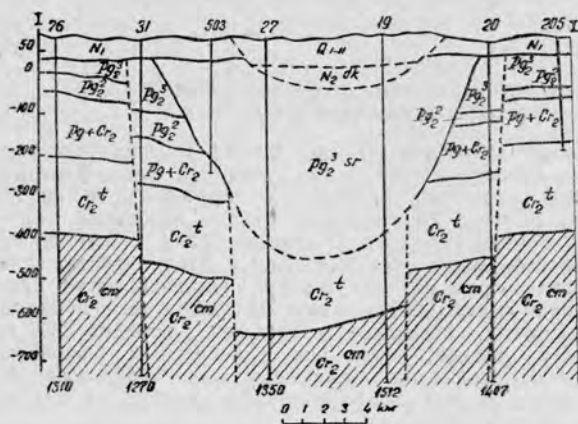


Рис. 1. Геологический разрез через Камышлинскую впадину по линии 1—1 (Составил А. Г. Блискавка и др.)

песчаников, мергелей, сцементированных песчано-глинистым материалом, прослоев зеленовато-серых глин, зеленовато-серых и темно-серых алевролитов и песчаников. Мощность до 170 м. В отложениях сернозаводской свиты встречаются фораминиферы из верхнего мела, палеоцена, нижнего, среднего и верхнего эоцена.

отложений свиты и морфологии Камышлинской впадины по мнению А. Г. Блискавки, П. П. Иванчука и И. М. Кубасова [3] позволяют сделать следующие выводы о формировании свиты.

В середине позднеэоценового времени в фундаменте Центрально-Каракумского свода происходили блоковые движения, которые вызвали образование нарушений в мезо-кайнозойском осадочном чехле и создали повышенные напоры в водоносных комплексах. По разрывным нарушениям стали прорываться подземные воды (гидровулканизм), вследствие чего был уничтожен комплекс сенон-палеогеновых отложений и создана глубокая впадина. В дальнейшем впадина заполнилась отложениями сернозаводской свиты. Нижняя ее пачка отлагалась в локальном участке позднеэоцевого морского бассейна; средняя — образовалась вследствие проявления гидровулканизма по периферийной части впадины, где по каналам выносился материал из туронского водоносного комплекса; верхняя — накапливалась за счет разрушения краевых частей впадины, привноса материала с востока по рукаву, а также, возможно, за счет гидровулканизма.

При проведении автором геологической съемки в восточной части Низменных Кара-Кумов в 1964—1966 гг., а также на основании изучения всех керновых материалов по этому району было установлено, что своеобразные отложения верхнего эоцена широко развиты в осевой части зоны Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома (скважины № 18, 19, 23, 269, 272 и др.). Они залегают на глубине 900—1300 м на различных горизонтах верхнего мела, выполняя нижнюю часть узкого (до 5 км) грабенообразного понижения. Представлены эти своеобразные отложения в нижней части толщ серых конгломератов, состоящих из угловато-окатанных, диаметром 0,5—4 см, галек магматических и метаморфических пород (кварцевых альбитофиров, гранитов, порфиров, кварцитов и др.), сцементированных песчаноглинистым материалом, с прослоями голубовато-серых глин, алевролитов, серых слюдястых разнотернистых песков и песчаников; а в верхней — пестроцветной конгломерато-брекчий, сложенной неокатанными и слабоокатанными обломками, диаметром 1—8 см, с зеркалами скольжения, состоящими из меловых и палеогеновых пород, сцементированных глинистым веществом, с прослоями серых и коричневатых слюдястых алевролитов. Суммарная мощность достигает 90 м. Перекрываются рассматриваемые отложения голубовато-серыми мергелями, мощностью до 60 м, с богатой и разнообразной фауной фораминифер, характерной для белоглинского горизонта верхнего эоцена Крыма и Кавказа (скважина № 23), и серыми разнотернистыми песками, розоватыми и серыми глинами ербентской свиты среднего плиоцена (скважины № 18, 19, 269 и др.).

В середине позднего эоцена зона Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома испытала поднятие [4, 5]. Особенно резко была приподнята приосевая часть зоны шириной до 5 км, в результате чего здесь были полностью размыты палеогеновые и, частично, верхнемеловые отложения, а в поле развития соляных куполов — и нижнемеловые образования. Возникшее поднятие протягивалось от территории Северного Афганистана, где на дневную поверхность выходили отложения кристаллического фундамента, через Кара-Кумы до нынешнего Каспия. Это обстоятельство привело к тому, что с образованием поднятия вдоль него в волноприбойной зоне стал передвигаться обломочный материал в северо-западном направлении. В конце позднего эоцена приосевая часть зоны Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома стала опускаться — образовался узкий грабенообразный прогиб. На первом этапе развития в прогибе отлагался, в основном, транзитный материал (галечка, гравий и слюдястые пески из метаморфических и магматических пород). На втором этапе скорость опуска-

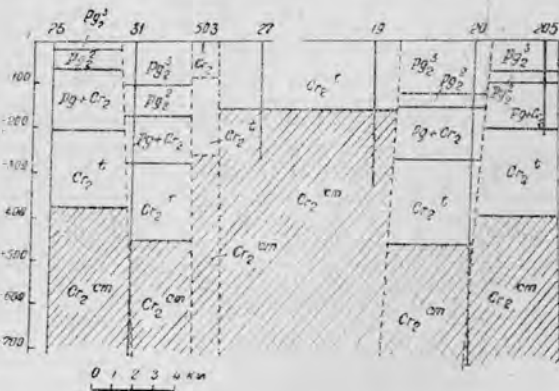


Рис. 2. Строение района Камышлинской впадины в середине позднеэоценового времени. (Составил Ю. В. Тимофеев).

ния прогиба возросла и он стал заполняться, преимущественно, местным материалом за счет разрушения крутых бортов. На третьем этапе, в связи с опусканием всей зоны Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома, в грабенообразном прогибе происходит накопление нормального разреза аналогов белоглинского горизонта.

Несмотря на наличие многочисленных тектонических нарушений в зоне

Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома, напорные воды не играли существенной роли ни при выработке рельефа в середине позднего эоцена, ни при заполнении в приосевой части зоны узкого прогиба обломочным материалом в конце позднеэоценового времени.

Поскольку рассмотренные своеобразные верхнеэоценовые отложения зоны Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома мало отличаются от пород сернозаводской свиты, развитых на Центрально-Каракумском своде, логично считать, что условия их образования были сходными.

В середине позднего эоцена Центрально-Каракумский свод испытал поднятие. В это время в районе Камышлинской впадины (рис. 2) стало расти и размываться морем горстообразное поднятие, состоящее из целого ряда блоков, среди которых наиболее приподнятыми оказались центральные (здесь размыв дошел до туронских отложений). В конце позднего эоцена знак движений блоков сменился — начала формироваться Камышлинская впадина. Как и в зоне Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома, при заполнении впадины четко выделяются два этапа. На первом этапе (период формирования нижней и средней пачек сернозаводской свиты) основное место в осадках принадлежит транзитному алевро-песчаному материалу, который приносился не из нижележащих горизонтов подземными водами [3], а поверхностными водами из Северного Афганистана по волноприбойной полосе вдоль зоны Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома и ее ответвлений. На втором этапе — при увеличении скорости прогибания — основное место в разрезе стало принадлежать обломкам пород, развитых по бортам впадины.

Выводы

1. Накопление своеобразных фаций верхнего эоцена на Центрально-Каракумском своде и в зоне Донгузсырт-Ербентского глубинного разлома связано с блоковыми движениями.

2. Значительная часть разреза своеобразных отложений верхнего эоцена образовалась за счет привноса материала по волноприбойной зоне из Северного Афганистана.

Юго-Восточная гидрогеологическая экспедиция
Туркменской ССР

Поступило
19 апреля 1967 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блискавка А. Г., Габриэлянц Г. А. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1963.
2. Габриэлянц Г. А. — Тр. ГПГК ТССР, вып. 3, 1965.
3. Блискавка А. Г., Иванчук П. П., Кубасов И. М. — Известия АН СССР, сер. геолог., № 8, 1966.
4. Тимофеев Ю. В. — Нефтяная и газовая промышленность Средней Азии, вып. 3, 1966.
5. Тимофеев Ю. В. — Известия АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1966.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ
САРЫКАМЫШСКОГО РАЙОНА

Сарыкамышская впадина и прилегающие к ней районы относятся к слабо изученным территориям. В настоящее время имеется ряд тектонических и структурных схем, составленных как для фундамента, так и для платформенного чехла этого района [1—3, 5]. В результате бурения, проведенного Приаральской экспедицией треста «Союзбургаз» на территории Южного Приаралья, по отложениям верхнего мела и палеогена выявлены основные структурные элементы, в том числе Южно-Шорджинское и северная периклиналь Центрально-Сарыкамышского поднятия [4].

Тектонике района также посвящены работы О. А. Кузьминой [3], Г. Ф. Пантелеева и Н. Г. Попова [4]. Однако эти работы основывались на незначительном фактическом материале и содержат много схематичных, не всегда обоснованных, положений.

В этой статье дается характеристика тектонического строения крупного района по последним данным всего комплекса геолого-разведочных работ, включая результаты глубокого бурения.

Рассматриваемая территория охватывает часть Айбугиро-Шорджинского выступа в фундаменте. Складчатое основание района, как и всей эпигерцинской платформы, неоднородно и представлено комплексом палеозойских метаморфических пород (сланцев, аргиллитов, гранитов и т. д.). Оно разбито региональными разломами и имеет блоковое строение, что находит свое отражение в платформенном чехле. Складкообразование в осадочном комплексе происходило одновременно или почти одновременно с развитием разрывных нарушений, ограничивающих блоки фундамента. Движение блоков по вертикали привело к образованию в осадочном чехле локальных поднятий. В пределах рассматриваемого района выделяются следующие структурные элементы.

Центрально-Сарыкамышское поднятие с поверхности не выражено, так как широко развитые здесь четвертичные и плиоценовые образования маскируют строение складки по более древним отложениям. Отчетливо поднятие выражается на схематической геологической карте со снятием неоген-четвертичных отложений (рис. 1) по выходам кампанского яруса, обрамленным полосой маастрихта, палеоцена, нижнего, среднего и верхнего эоцена. По подошве сенонских отложений (рис. 2) Центрально-Сарыкамышское поднятие представляет собой брахиантиклиналь почти меридионального простирания, причем северная периклиналь с пологим восточным и более крутым западным крылом имеет тенденцию к повороту на северо-запад. Падение слоев на пологом крыле составляет около 48° , на крутом — $1^\circ 12'$. Размер структуры по стратозогипсе — 260, составляет 25×10 км, амплитуда поднятия около 115 м, свод поднятия плоский, вытянутый. В его пределах намечается две вершины: одна в районе скважин № 20, 58, 41, 56, другая в районе скважины № 49. Наивысшее залегание подошвы сенонских отложений отмечается на первой вершине, где в скважинах № 20, 58 абсолютная высота соответственно равна —146 и —150 м. Южная часть поднятия более расширена, чем северо-западная. О соотношении структурных форм по более древним стратиграфическим горизонтам в пределах складки в настоящее время имеется мало данных. По результатам электроразведки складка имеет изометрическую, несколько вытянутую в меридиональном направлении форму. По отложениям юры свод поднятия несколько смещается на северо-запад. Крылья палеозоя в сводовой части структуры залегают на глубинах около 2100 м. Предположительная амплитуда структуры по отложениям юры 250—300 м. По гравиметрическим данным Центрально-Сарыкамышскому поднятию отвечает максимум силы тяжести.

Бутентауское поднятие расположено северо-восточнее Центрально-Сарыкамышской складки, отделяясь от нее неглубоким прогибом. На схематической геологической карте со снятием неоген-четвертичных отложений поднятие (рис. 1) четко фиксируется по выходам пород кампанского яруса. Крылья складки, ее периклинали образованы маастрихтскими отложениями, которые на погружениях перекрываются палеогеном. Бутентауское поднятие представляет собой брахиантиклиналь меридионального простирания, с пологими крыльями, углы падения измеряются минутами. В длину, по стратозогипсе — 250 м складка имеет 6,5 км, в ширину 4 км, амплитуда около 30 м. По отношению к Центрально-Сарыкамышской брахиантиклинали Бутентауское поднятие погружено на 70 м.

Южно-Шорджинское поднятие. В пределах рассматриваемой территории расположена южная периклиналь поднятия. Это брахиантиклиналь северо-западного простирания. Глубина залегания подошвы сенона в сводовой части структуры равна

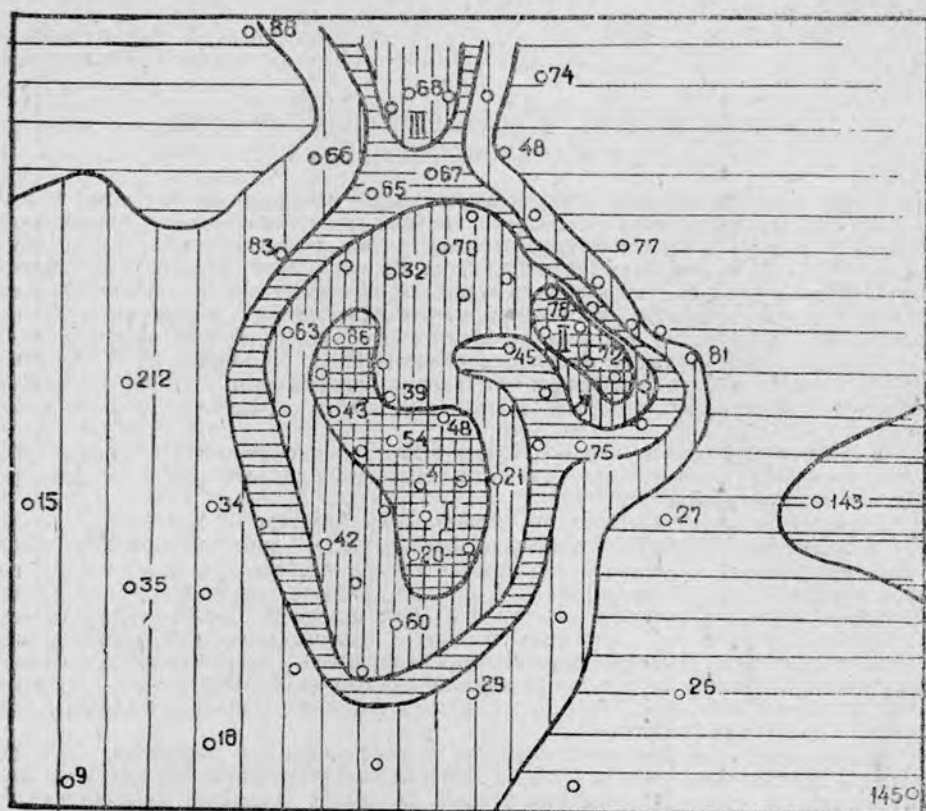


Рис. 1. Схематическая геологическая карта со снятием неоген-четвертичных отложений. 1—Дарьялыкская свита (средний, верхний олигоцен и нижний миоцен—объединение); 2—нижний олигоцен; 3—верхний эоцен; 4—палеоцен, нижний эоцен и средний эоцен (объединенные); 5—маастрихтский и датский ярусы (объединенные); 6—кампанский ярус; 7—геологические границы; 8—скважины.

207 м. Под плиоцен-четвертичными образованиями свод сложен маастрихтскими отложениями, которые на крыльях сменяются породами палеогенового возраста. Юго-западное крыло пологое, северо-восточное более крутое, углы падения соответственно составляют 1 и 3°. Южно-Шорджинское поднятие отделяется от Центрально-Сарыкамышской структуры неглубоким прогибом.

Скважины № 66, 68, 69, 76, пробуренные вдоль русла Дарьялыка, не подтверждают наличия сброса, показанного на структурной карте, составленной Г. Ф. Пантелеевым [4]. Так, скважины № 61, 68, 69 под плиоцен-четвертичными образованиями вскрыли маастрихт, скважины № 66 и 76, расположенные на крыльях поднятия, — палеоген, то есть в своде древние породы, а на крыльях — более молодые. Кроме того, детальный анализ карт изопакит по различным стратиграфическим горизонтам показывает, что Южно-Шорджинское поднятие в своем геологическом развитии не испытывало разрывных нарушений. Можно предположить, что в русле Дарьялыка контактируют плиоценовые глины и оползневые блоки чинков плато Устюрт, представленные мергелями и известняками миоценового возраста.

Верхне-Узбойский прогиб расположен к юго-востоку от Центрально-Сарыкамышского и Бутентауского поднятий. Прогиб имеет северо-восточное простирание, про-

тягивается более чем на 200 км при ширине около 50 км. На северо-востоке он сливается с Дарьялык-Дауданским прогибом. Прогиб выполнен мощной толщей мезокайнозой. Современный структурный план его окончательно сформировался в кайнозое.

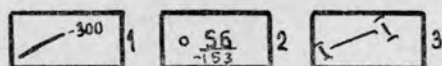
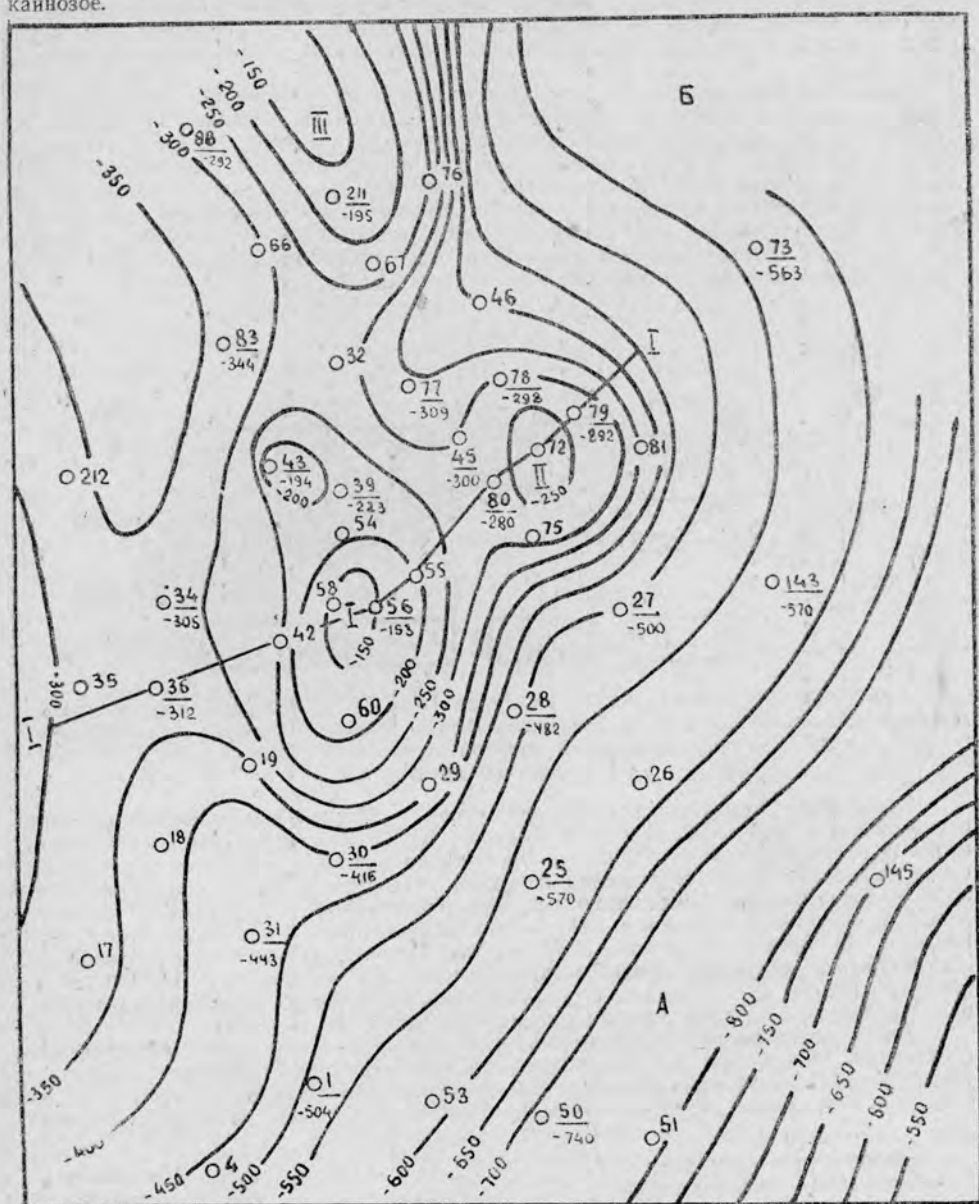


Рис. 2. — Структурная карта по подошве сенонских отложений (составили В. А. Кручинин и А. Н. Кручинина, 1966 г.). 1 — Стратоизогипсы по подошве сенонских отложений; 2 — структурные скважины, пробуренные трестом «Союзбургаз» (в числителе — номер скважины, в знаменателе — абсолютная глубина залегания подошвы сенонских отложений); 3 — линия геологического разреза. Структурно-тектонические элементы: I — Центрально-Сарыкамьшское поднятие; II — Бутентаузское поднятие; III — Южно-Шорджинское поднятие. Прогибы: А — Верхне-Узбойский прогиб; Б — Дарьялык-Дауданский прогиб; В — Ассак-Ауданский прогиб.

Дарьялык-Дауданский прогиб имеет северо-западное простирание. Ось прогиба ундулирует, образуя две впадины, разделенные перемычкой. Прогиб без явно выраженной асимметрии имеет неровные борта, образующие многочисленные структурные заливы. С поверхности прогиб перекрыт четвертичными образованиями и выполнен толщей осадочного чехла, мощностью до 4000 м. В пределы рассматриваемого района он заходит одним из своих ответвлений — Балыклинским локальным прогибом.

Ассаке-Ауданский прогиб примыкает с запада к Айбугиро-Шорджинскому выступу в фундаменте. Он представляет собой продолжение Южно-Мангышлакского прогиба, от которого отделен небольшим пережимом и является, по всей видимости, более погруженным. В структурном отношении прогиб отделяет Центрально-Устьюртскую зону поднятий от Туаркырской. По данным сейсмических работ он имеет асимметричное строение с крутым, нарушенным разломом, северным бортом и пологим южным. На протяжении мезо-кайнозоя в пределах прогиба преобладали нисходящие движения, которые привели в основном к образованию крупных впадин, среди них локальные поднятия имеют подчиненное значение.

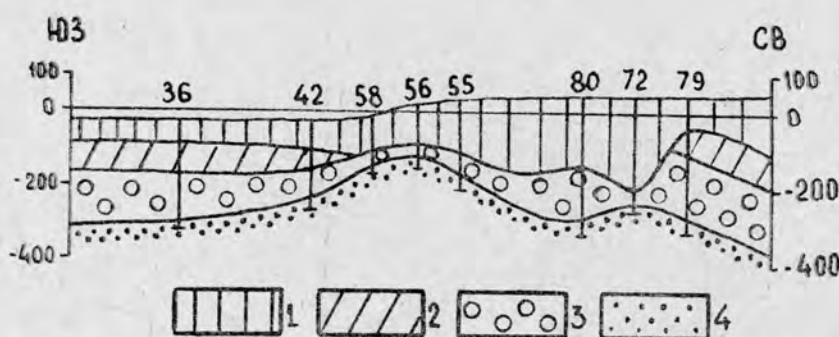


Рис. 3. Геологический профиль по линии 1—1. 1 — Плиоцен-четвертичные отложения (объединенные); 2 — палеоцен, эоцен и нижний олигоцен (объединенные); 3 — сантонский, кампанский, маастрихтский и датский ярусы (объединенные); 4 — туронский ярус.

Центрально-Сарыкамышское, Бутентауское и Южно-Шорджинское поднятия расположены в зоне сочленения трех прогибов: Верхне-Узбойского, Дарьялык-Дауданского и Ассаке-Ауданского. Складки относительно прогибов занимают довольно высокое положение и характеризуются наличием осадочного покрова мощностью более 2000 м. Разведочными скважинами вскрыты терригенные толщи юрских, нижнемеловых отложений, региональная нефтегазоносность которых в настоящее время установлена. Из юрских отложений получены на Зеагли-Дарвазинском месторождении, Шахнахтинской структуре промышленные притоки газа, на южном Мангышлаке — нефть. В 1965 г. на Центрально-Сарыкамышском поднятии из келловейских отложений верхней юры получен непромышленный приток нефти.

Таким образом, можно заключить, что рассматриваемый район является перспективным на нефть и газ. Необходимо на этой территории, особенно в пределах Верхне-Узбойского прогиба, широко развернуть геолого-поисковое бурение с целью выявления локальных структур, а также продолжить глубокое разведочное бурение.

Приаральская экспедиция
Объединения «Туркменгазпром»

Поступило
8 июня 1966 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Годин Ю. Н., Луппов Н. П., Сытин Ю. И., Чихаев П. К. — Советская геология, № 1, 1958.
2. Касаткин Д. П. — Советская геология № 1, 1960.
3. Кузьмина О. А. — Тр. треста «Союзбургаз», вып. 4, «Недра», 1964.
4. Пантелеев Г. Ф., Попов Н. Г. — Тр. треста «Союзбургаз», вып. 2. Гостоптехиздат, 1961.
5. Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под редакцией Г. Х. Дикенштейна. Гостоптехиздат, 1963.

М А З М У Н Ы

Төрәев А. — Үчүнжи дережели чызыклы дифференциал деңлемәниң чөзүлишиниң дурнуксызлыгы барада	3
Байрамов С. Б., Шарипов Ш. Р. — Айратын тапавутлы угурларың билелиги барада	9
Суханов С. — Концентраторсыз совадыяң Холл датчикли говшак мейданлар магнитометрини дөретмек мүмкинчилиги барада	14
Атабаев Х., Газаков О., Слободчиков С. В. — Иңне гөрнүшли кристаллардакы диффузион <i>p-n</i> гечишиң сыгымы	21
Аннаев Р. Г., Язлыев С., Оразсәхедов А., Розыев М. — Сувук азот температура-сында никель-палладий системасындакы сплавларың чызыклы магнитострикциясы	26
Аннаев Р. Г., Али-Заде М. З. — Угурдаш магнит мейданында никель-германий сплавлар системасында термомагнит эффектнң температура багылыгыны дернемек	31
Сергиенко С. Р., Атамередова К. Р., Гулжаев Б. А., Медведева В. Д. — Ожаклы газының конденсатының дүзүми, хәсиетлери ве пейдаланып болжак тараплары	35
Сергиенко С. Р., Гулжаев Б. А., Талалаев Е. И. — Ожаклының конденсатының хусусы углеводород дүзүми	40
Седельников Г. С., Баймуратов Р. — Үч дүзүмли $MgSO_4 - Rb_2SO_4 - H_2O$, $MgCl_2 - RbCl - H_2O$ ве $Rb_2SO_4 - RbCl - H_2O$ системаларда 50°C-да дузларың эрейжилигини дернемек	50
Ныязов А. Н., Ныязбердиева Е. Ф., Моллаков Б. М. — ЭДЭ-10П аннионитнң көмеги билең небит кислоталарыны арассаламак	54
Иващенко Г. А., Медовый М. М. — Өврүмли микросейсмокаротажың берйән мағлуматлары боюнча среданың ёкары гатлақларында сейсмик толқунларың яйрайшыны өврнемек мүмкинчилиги барада	58
Алехин С. Н. — Түркменистан шертлеринде сульфидли ерлери гөзлемекде гидрогеохимики методын критерилериниң такыклығы барадакы меселе хакда	63
Блисковка А. Г., Рубан В. И., Семенов А. Ф., Халлыев С. П. — Доңузсырт-Гарашорун чуңлукдакы жайрықлар зонасындакы чөкүнди гатлақларың аномал кувватының тебигаты барада	69
Рубан В. И., Өдәев К. Е., Халлыев С. П. — Туран плитасының гүнорта энцидиниң сенон чөкүндилериниң характеристикасы	77
Пашаев М. С. — Амыдеря районының Күкүртли галындысының геологик гурлушы барада тәзелик	82
Худайназаров Г. — Улы Балкан антиклиналисиниң орта юра чөкүндилеринде битумлы маддаларың пайланышы	88
Калугин П. И. — Гүнорта Түркменистаның ве Демиргазык-Гүндогар Эйраның тектоник өсүшиниң эсасы этаплары	93

ГЫСГАЧА ХАБАРЛАР

- Агаев Я., Ысмайылов О., Мосанов О. — Эттинсгаузенің хемишелігини уалат-
магың усулы (100). Ашыров А., Василевская А. С. — Циклогексил-орта-
крезилкетоны рентенографик дернемек (102). Дөвлетов К., Аста-
хов О. П., Бергер Л. И., Ковалева Э. И. — Гаты ве сувук халдакы
үч дүзүмли CuGeSe_3 ве Cu_2InSe_3 ярым гечирижи сплавларың электрик
гечирижилігини ве термоЭХГ-сини дернемек (104). Дөвлетов К., Аста-
хов О. П., Бергер Л. И., Ковалева Э. И. — Үч дүзүмли Ag_2GeSe_3 ве
 Ag_2SnSe_3 ярым гечирижи сплавларың электрик гечирижиліги ве термо-
ЭХГ-си (106). Базаров Б. А. — Фотоэлектрик өврүжилерде электролитик
контактлары уланмак мүмкинчилигини экспериментал дернемек (107).
Бобылева А. А., Гуревич М. Г., Колесникова Л. П. — Самандепе кон-
денсатының ароматик углеводородларының хусусы дүзүми бара-
да (110). Майлян Р. А. — Меркези Көпетдагың Чашдепе ве Гызылга-
я структурасының тектоник жайрыклылыгы барада (114). Карта-
шов В. Ф. — Бөрме-Гызыларбат шарнир зыңындысы (117). Тимофе-
ев Ю. В. — Меркези Гарагум гүммезиниң ве Доңузсырт-Ербентиң
чуңлукдакы жайрыклар зонасының ёкары эоцениниң өзболушлы фа-
циси (120). Кручинин В. А., Кручинина А. Н. — Сарыгамыш районының
тектоник гурлушы барада тәзе мағлуматлар (122).

Ученый секретарь редколлегии С. П. Хрипунова
Техредактор Р. Санатулова
Корректор И. Петрикина

Сдано в набор 2/IV-68 г. Подписано к печати 28/V-68 г. Формат 70×108^{1/16}.

Уч.-издат. л. 10,4. Физ. печ. л. 8. Привед. л. 11,2, Заказ 83.

Тираж 700. Цена 60 коп. И—01216.

Гипография издательства «Ылым» АН ТССР: Ашхабад, Энгельса, 2:

Продолжается подписка
на журнал
**„ИЗВЕСТИЯ
АКАДЕМИИ НАУК
ТУРКМЕНСКОЙ ССР“**
на 1968 год

ПО СЕРИЯМ:
физико-технических, химических
и геологических наук
биологических наук
общественных наук
и журнал „Проблемы освоения пустынь“

Периодичность каждой серии
6 номеров в год

Подписная плата

серия физико-технических,
химических и геологиче-
ских наук

на год 3 р. 60 к.

на 6 месяцев 1 р. 80 к.

цена отдельного
номера 60 к.

серии биологических,
общественных наук
и журнал „Проблемы
освоения пустынь“

3 р.

1 р. 50 к.

50 к.

Подписка принимается
во всех отделениях
„СОЮЗПЕЧАТИ“