

ГЕОЛОГИЯ
нефтегазоносных областей
Юга СССР

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР

МОСКОВСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕХИМИЧЕСКОЙ И ГАЗОВОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ
им. И. М. ГУБКИНА

Труды

Выпуск 103

ГЕОЛОГИЯ
НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ
ЮГА СССР

№ 103/11



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
Москва 1973

Геология нефтегазоносных областей Юга СССР. Труды МИНХ и ГП. Вып. 103. М., «Недра», 1973. 248 с.

Монография состоит из двух частей: «Геология и нефтегазоносность Прикаспийской синеклизы и смежных районов Оренбургского свода» и «Геология и нефтегазоносность эпипалеозойских плит СССР».

В работе описана стратиграфия, литология, тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской синеклизы и смежных районов Оренбургского свода. Особое внимание уделено сравнительной характеристике геологии и нефтегазоносности Примексиканской и Прикаспийской синеклиз.

Сравнительный анализ геологического строения Прикаспийской и Примексиканской синеклиз показал, что в пределах первой как в надсолевых, так и в подсолевых отложениях могут содержаться гигантские скопления углеводородов. Наиболее перспективна в этом отношении бортовая зона синеклизы, в пределах которой установлены крупные сводовые поднятия — Троицкое, Казахстанское и др.

Рассмотрена проблема освоения глубоко погруженных нефтегазоносных комплексов молодых платформ, решение которой должно способствовать повышению эффективности поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Важное место занимают вопросы разрывной тектоники. Крупным разломам эпипалеозойских плит СССР отведена ведущая роль. Указано влияние разломов на формирование структурных и неструктурных ловушек, на гидродинамический режим подземных вод нефтегазовых комплексов, на геотермическое поле и в конечном итоге на формирование зон нефтегазоаккумуляции.

Монография рассчитана на широкий круг геологов-нефтяников и может быть полезна студентам нефтяных вузов и техникумов.

Таблиц 15, иллюстраций 74, список литературы — 222 назв.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Проф. *В. Н. Виноградов* (отв. редактор), проф. *Ю. М. Васильев*, доц. *П. А. Хвастунов*, проф. *Т. А. Лапинская*, проф. *В. Н. Дахнов*, проф. *Е. М. Кузмак*, проф. *Г. К. Шрейбер*, проф. *Г. М. Панченков*, член-корр. АН СССР *Н. С. Наметкин*, проф. *Ф. Ф. Дунаев*, проф. *Л. А. Рябинкин*, проф. *М. А. Гусейн-Заде*, доц. *В. И. Егоров*, доц. *Р. Я. Исакович*, доц. *Н. А. Алмазов*, доц. *Р. О. Карапетян*, старший научный сотрудник *В. М. Гуревич*.

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ ОРЕНБУРГСКОГО СВОДА

Стратиграфия и литология

ОСТРАКОДЫ ИЗ ОТЛОЖЕНИЙ ТРИАСА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучение триасовых остракод Прикаспийской впадины было начато сравнительно недавно (Шнейдер, 1956, 1957, 1960), а более систематическое исследование проводилось в последние годы (Шлейфер, 1965, 1966, 1969; Липатова, Старожилова, 1968), когда скважинами, пробуренными в межкупольных мульдах, были обнаружены более мощные, чем вскрытые ранее

на куполах, толщи триаса. Возможность изучения состава и распределения остракод — основной группы ископаемых — была получена после вскрытия отложений триаса сверхглубокой Аралсорской скважиной мощностью 2843 м.

Исследование остракод из образцов керна этой скважины с привлечением керна с привлекением керна из большинства глубоких разведочных и картировочных скважин других участ-

ков Прикаспийской впадины позволило выделить в разрезе триаса биостратиграфические зоны (Шлейфер, 1965, 1966, 1969), отражающие развитие остракод триасового периода (рис. 1). В результате изучения отложений триаса в Прикаспийской впадине за последние годы накоплен новый материал, в значительной мере пополняющий систематический состав остракод из баскунчакской серии нижнего триаса и остракод из зоны *Gemmanella parva* верхнего — среднего триаса новыми видами, а также расширяющий сведения о вертикальном и площадном распространении видов, выделенных раньше.

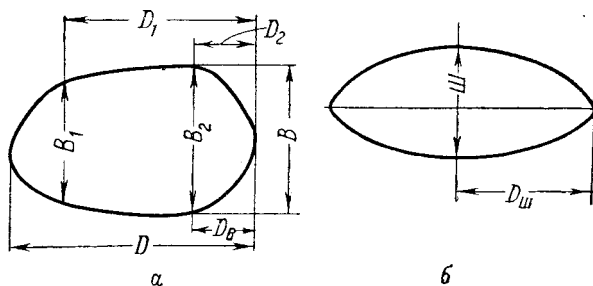


Рис. 2. Параметры, характеризующие размеры раковин остракод.

а — вид раковины со стороны правой створки; б — вид раковины со спинной стороны.

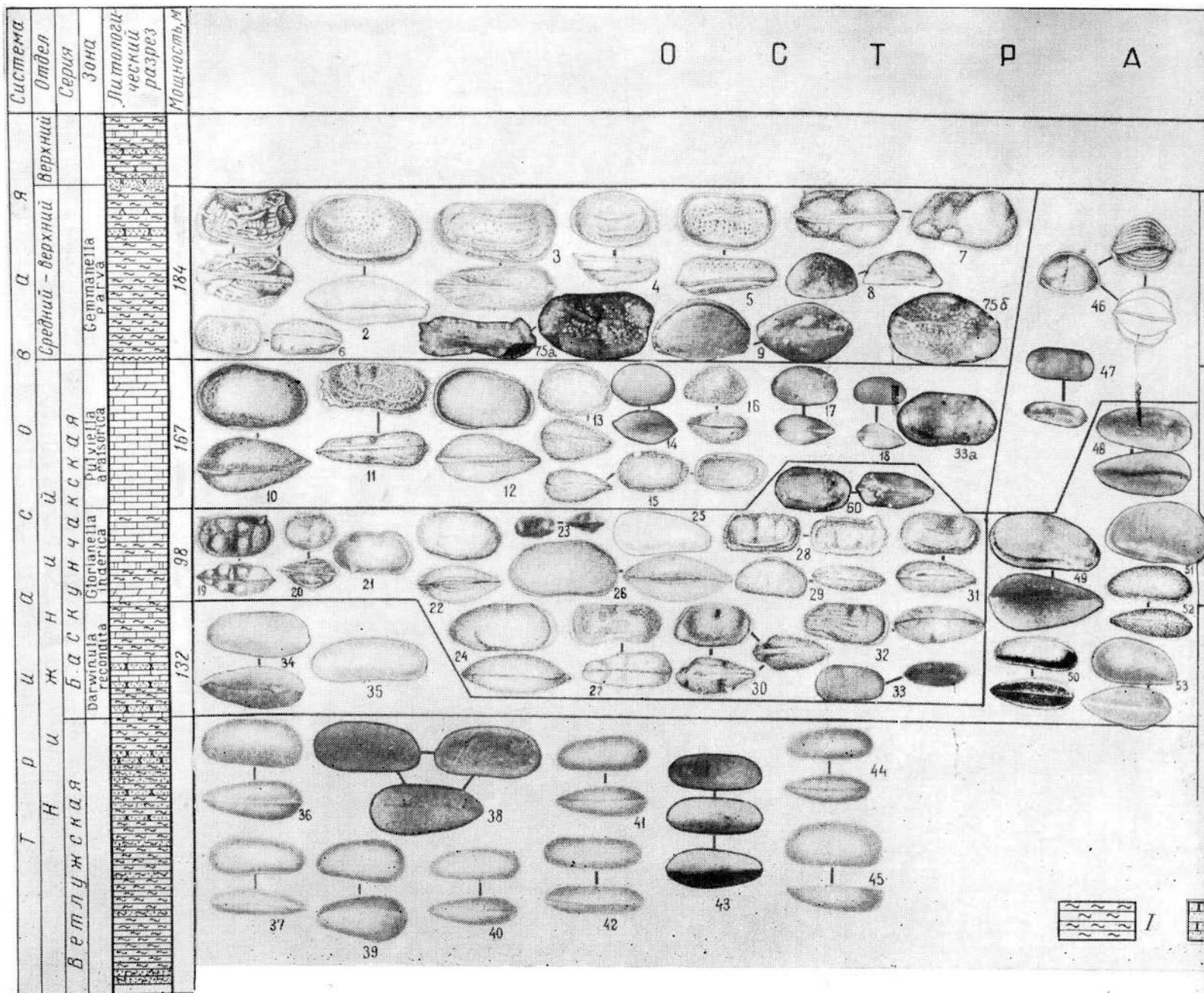


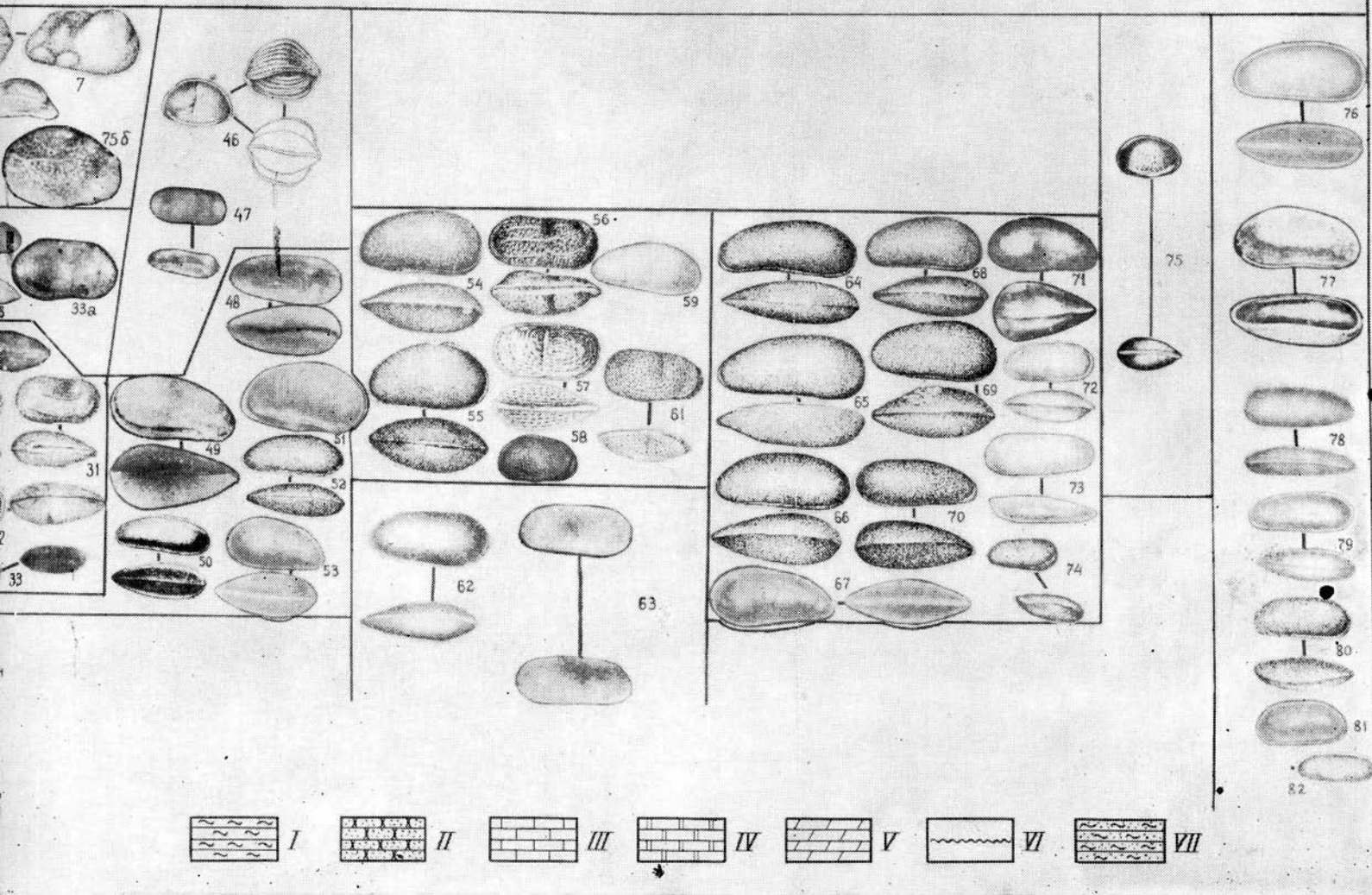
Рис. 1. Схема стратиграфического расчленения отложений баскунчакской серии нижнего триаса При

Породы: I — аргиллиты; II — песчаники; III — известняки; IV — доломиты; V — мергели; VI — граница размыва; VII — алевролиты.

Виды: 1 — *Glorianella efforta* (Glebowsk.), × 64; 2 — *Gemmanella schweyeri* Schneid., × 64; 3 — *Glorianella mirtovae* Schneid., × 64; 4 — *Gemmanella parva* Schneid., × 40; 5 — *Cytherissinella okrajaneci* Schneid., × 40; 6 — *C. sokolovae* Schneid., × 64; 7 — *Casachstanella schungayica* Schleif., × 60; 8 — *Speluncella schulpta* Starozh.; 9 — *Sp. ascendens* Diebel; 10 — *Pulviella lubimovae* Schleif., × 50; 11 — *Lutkevichinella tscharigini* Schleif., × 60; 12 — *Pulviella obola* Schleif., × 50; 13 — *P. aralsorica* Schleif., × 60; 14 — *P. ersehoviensis* Starozh.; 15 — *Indrella usunica* Schleif., × 60; 16 — *Clinocypris? lil* (Schleif.), × 60; 17 — *Speluncella auebachi* Schleif., × 50; 18 — *Sp. schneiderae* Schleif., × 50; 19 — *Triassinella astrachanicus* Schleif., × 50; 20 — *Glorianella nderica* Schleif., × 50; 21 — *Triassinella chramovi* (Schneid.), × 84; 22 — *Gemmanella? pygmaea* Schleif., × 50; 23 — *Aralsorella usjenica* Schleif., × 60; 24 — *Triassinella bogdoana* Schleif., × 50; 25 — *Darwinula nota* Schneid.; 26 — *Triassinella aralsorica* Schleif., × 50; 27 — *Cytherissinella tercobayica* Schleif.; 28 — *Renngartenella auebachi* Schleif., × 60; 29 — *Clinocypris avrovi* Schleif., × 60; 30 — *Aralsorella uralika* Schleif., × 60; 31 — *Glorianella philippitschuki* Schleif., × 60; 32 — *Triassinella gubkini* Schleif., × 50; 33 — *Cytherissinella caspia* Schleif., × 50; 33 a — *Cytherissinella composita* Starozh., × 75; 34 — *Darwinula adventa* Starozh.; 35 — *D. obruchevi* Schneid., × 45; 36 — *D. pseudoobliqua* Belous., × 60; 37 — *Gerdalia rara* Belous., × 60; 38 — *Darwinula activa* Starozh.; 39 — *D. acuminata* Belous.,

× 60; 40 — *Gerdalia lous.*, × 60; 43 — *Belous.*; 46 — *Gerdalia minuta* Starozh., × 60; 51 — *Clinocypris triassica* (Schleif.), × 60; 58 — *Speluncella oblonga* Belous., × 60; 68 — *Darwinula k...* Schleif., × 60; 73 — *D. d...* Schleif., × 75; 74 — *Gerdalia noimskyi* Schleif.

Р А К О Д Ы



Гачакской серии нижнего триаса Прикаспийской впадины по остракодам. Составила А. Г. Шлейфер, 1971.

— мергели; VI —
Schneid., × 64;
× 40; 5 — *Cytheri-*
stanella chungayica
el.; 10 — *Pulviella*
— *Pulviella obola*
rozh.; 15 — *Inde-*
peluncella auerbachi-
anicus Schleif., × 84; 22 —
; 24 — *Triassinella*
alsorica Schleif.,
Schleif., × 60;
60; 31 — *Glorianella*
Cytherissinella caspia
Darwinula adventa
ous., × 60; 37 —
iminata Belous.,

× 60; 40 — *Gerdalia wellugensis* Belous., × 60; 41 — *G. longa* Belous., × 60; 42 — *G. dactyla* Be-
lous., × 60; 43 — *G. secunda* Starozh.; 44 — *Darwinula triassiana* Belous.; 45 — *D. pseudoinornata*
Belous.; 46 — *Speluncella spinosa* Schneid.; 47 — *Cytherissinella elongata* Schleif.; 48 — *Ger-*
dalia minuta Starozh.; 49 — *Suchonella flexuosa* Starozh.; 50 — *Darwinula sedecentis* Mand.,
× 60; 51 — *Clinocypris lata* (Schneid.); 52 — *Darwinula miseranda* Schleif., × 60; 53 — *Clino-*
cypris triassica (Schneid.), × 50; 54 — *Darwinula obesa* Schleif., × 60; 55 — *Clinocypris vasiljevi*
Schleif., × 60; 56 — *Cytherissinella crispa* (Schleif.), × 60; 57 — *Luthevichinella bruttanae* Schneid.,
× 60; 58 — *Speluncella masaroviitschi* Schleif., × 50; 59 — *Darwinula gerdae* Glebowski., × 60;
60 — *Glorianella culta* Starozh., × 75; 61 — *L. involuta* Schneid., × 64; 62 — *Darwinula pseudo-*
oblonga Belous.; 63 — *D. lacrima* Starozh.; 64 — *D. lenta* Schleif., × 60; 65 — *D. festa*
Schleif., × 60; 66 — *D. infera* Schleif., × 60; 67 — *Clinocypris elongata* (Schneid.), × 50;
68 — *Darwinula kiptschakensis* Schleif., × 60; 69 — *D. lauta* Schleif., × 60; 70 — *D. acmayica*
Schleif., × 60; 71 — *Suchonella stelmachovi* Spizh., × 50; 72 — *Darwinula rotundata* Lubim.,
× 60; 73 — *D. designata* Schneid., × 40; 74 — *D. recondita* Schleif., × 60; 75 — *Pulviella ova-*
lis Schneid., × 40; 75a — *Glorianella telsuensis* Schleif., × 75; 75b — *Gemmanella tuberculata*
Schleif., × 75; 76 — *Darwinula oblonga* Schneid.; 77 — *D. fragilis* Schneid., × 50; 78 —
Gerdalia noinskyi Belous., × 60; 79 — *Darwinula triassiana* Belous., × 60; 80 — *Gerdalia defecta*
Schleif., × 60; 81 — *Darwinula parva* Schneid.; 82 — *D. adducta* Lubim.

Опубликованные монографии по остракодам триаса Прикаспийской впадины, в том числе и работа А. Г. Шлейфер (1966), носят описательный характер.

Значительное увеличение видового состава триасовых остракод, отличающихся повышенной внутривидовой изменчивостью, затрудняет систематизацию новых и ранее описанных видов. Для разрешения этих трудностей были применены метод биометрии и изготовление продольных и поперечных шлифов из раковин остракод с целью получения дополнительных морфологических признаков.

Контуры створок зарисованы с помощью рисовального аппарата при увеличении 100 и 200. Измерялись следующие параметры: максимальная длина (D), максимальная высота (B), максимальная ширина ($Ш$), высота у заднего конца (B_1), высота у переднего конца (B_2), расстояние от B_1 до переднего конца (D_1), расстояние от B_2 до переднего конца (D_2), расстояние от переднего конца до максимальной высоты (D_s), расстояние от переднего конца до максимальной ширины (D_w) (рис. 2).

КЛАСС CRUSTACEA BRONGNIART ET DESMAREST, 1822

Подкласс Ostracoda Latreille, 1806

ОТРЯД PODOCOPIDA MULLER, 1894

Подотряд PODOCOPA SARS, 1865

СЕМЕЙСТВО DARWINULIDAE BRADY ET NORMANN, 1889

Род *Darwinula* Brady et Robertson, 1885

1870. *Argilleocia* G. S. Brady et Robertson in: Ann. nat. Hist., серия 4, т. 6, стр. 10.
1870. *Polycheles* (non P. Heller, 1862) G. S. Brady et D. Robertson, серия 4, т. 6, стр. 25.
1872. *Darwinella* (non D. F. Müller, 1865), G. S. Brady et D. A. Robertson in: Ann. nat. Hist., серия 4, т. 9, стр. 50.
1885. *Darwinula* T. R. Jones. Quarterly Journ. of geol. Soc. of London, т. 41, стр. 346—347.
1885. *Cyprione* T. R. Jones. Quarterly Journ. of geol. Soc. of London, т. 41, стр. 343.
1889. *Darwinula* G. S. Brady et A. M. Norman in: Trans. Roy. Dublin Soc., серия 2, т. 4, стр. 121—123.
1900. *Darwinula* G. W. Müller in: Zool., т. 30, стр. 96.
1937. *Suchonellina* Т. Н. Спижарский. Палеонтология и стратиграфия Кузбасса. Тр. ЦНИГРИ, вып. 97, стр. 139—169.
1939. *Darwinula* Г. Ф. Шнейдер. Проблемы палеонтологии, т. V, стр. 177.
1947. *Darwinula* З. С. Бронштейн. ЗИН. Фауна СССР, вып. 31, стр. 267—268.
1948. *Darwinula* Г. Ф. Шнейдер. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 31, стр. 22.
1949. *Darwinula* Г. Ф. Шнейдер. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 34, стр. 123—124.
1955. *Darwinula* П. С. Любимова. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 84, стр. 26—27.
1956. *Darwinula* П. С. Любимова. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 93, стр. 116—117.
1956. *Darwinula* М. И. Мандельштам. Атлас руководящих форм ископаемых фауны и флоры пермских отложений Кузнецкого бассейна. Госгеолтехиздат.
1960. *Darwinula* Г. Ф. Шнейдер. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ, вып. 5, стр. 290. Гостоптехиздат.
1960. *Darwinula* Н. П. Кашеварова. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные, стр. 339. Госгеолтехиздат.

Darwinula obesa Schleifer

Табл. I, фиг. 1а—в; 2а, б; 3а, б

1966. *Darwinula obesa* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 118, 119, табл. I, фиг. 1а—в; 2а, б; 3а, б. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина, Индерский район.

Darwinula kiptschakensis Schleifer

Табл. II, фиг. 1а—в; 2а, б

1966. *Darwinula kiptschakensis* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 119—120, табл. I, фиг. 4а—в; 5а, б. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны — *Darwinula recondita*, *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Индерский, Акмайский, Джамбайский, Болганмолинский.

Darwinula lenta Schleifer

Табл. II, фиг. 3а—в; 4а, б

1966. *Darwinula lenta* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 120, 121, табл. I, рис. 6а—в. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны — *Darwinula recondita*, *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Индерский, Джамбайский, Райгородский, Тегеньский, Западно-Баксайский, Захатсорский, Теркабайский, Кулагинский, Мастексайский, Болганмолинский; Владимирский купол; Бугринская площадь.

Darwinula miseranda Schleifer

Табл. III, фиг. 1а—в; 2а, б; 3

1966. *Darwinula miseranda* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 122—123, табл. II, фиг. 3а—в; 4а, б; 5. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны — *Darwinula recondita*, *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Захатсорский район; Бугринская площадь; Владимирский купол, обнажение горы Большой Богдо.

Darwinula festa Schleifer

Табл. III, фиг. 5а, б

1966. *Darwinula festa* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 123, 124, табл. II, фиг. 6а, б. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны — *Darwinula recondita*, *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Индерский, Кулагинский, обнажение Коктау.

Darwinula infera Schleifer

Табл. III, фиг. 4а, б

1966. *Darwinula infera* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 124, табл. II, фиг. 7а, б. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны — *Darwinula recondita*, *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Мастексайский, Индерский, Западно-Баксайский; Владимирский купол.

Darwinula lauta Schleifer

Табл. III, фиг. 6а—в

1966. *Darwinula lauta* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 124, 125, табл. II, фиг. 8а—в. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны — *Darwinula recondita*, *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Жетыбайский, Аюбский, Индерский, Теркобайский, Акмайский, Кулагинский, Мартышинский, Граньский, Райгородский; обнажения гор Большой Богдо, Коктау.

Darwinula actayica Schleifer

Табл. IV, фиг. 1а—в; 2а, б; 3а, б; 4а, б

1966. *Darwinula actayica* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 125, 126, табл. III, фиг. 1а—в; 2а, б; 3а, б. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны — *Darwinula recondita*, *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Акмамьский, Жетыбайский, Акмай-Ушкультасский, Болганмолинский, Кулагинский, Индерский, Граньский, Райгородский; Шаджинская, Шар-Царынская площади; Владимирский купол.

Darwinula recondita Schleifer

Табл. II, фиг. 4а—в

1966. *Darwinula recondita* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 121, 122, табл. I, фиг. 6а—в. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны — *Darwinula recondita*, *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Жетыбайский, Аралсорский, Акмайский, Ушкультасский, Захатсорский, Болганмолинский, Индерский, Кулагинский, Западно-Баксайский, Теркобайский, Тегеньский, Райгородский, Джамбайский, Владимирский купол, Бугринская площадь, обнажение Коктау.

Darwinula postinornata sp. n.

Табл. X, фиг. 6а, б

Голотип № 5—52 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Индерский район, скв. 97-к, глубина 186—188 м.

Материал. Описание составлено на основании наблюдения над 20 раковинами хорошей сохранности из двух местонахождений.

Описание. Раковина сравнительно крупная, неравностворчатая, неправильно-трапециевидного очертания, с толстым сильно вздутым задним

концом. Спинной край прямой, заметно наклоненный к переднему концу, с которым связан дугообразным переходом, а с задним концом образует тупой угол. Брюшной край слабоогнутый, круто закругляется при переходе к заднему и переднему концам. Передний конец ниже заднего, округленно-приостренный, сильно скошенный к спинному краю. Задний конец тупо закругленный, также скошенный к спинному краю. Правая створка больше левой и охватывает последнюю на брюшной стороне, в переднебрюшной и заднебрюшной частях. Наибольшей вышуклости раковина достигает у заднего конца, на котором, особенно у левой створки, наблюдается очень крутой наклон. К переднему концу толщина створки уменьшается постепенно. Стенка сравнительно тонкая, гладкая, блестящая.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,957	0,500	0,425	0,725	0,500	0,425	0,725	0,300	0,725

Пределы изменения размеров у 20 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,795— 1,075	0,500— 0,625	0,425— 0,500	0,725— 0,775	0,500— 0,625	0,425— 0,500	0,725— 0,775	0,275— 0,300	0,725— 0,875

Изменчивость. Как видно из приведенной выше таблицы, размеры раковин варьируют незначительно. Изменяются очертания переднего конца. У одних раковин он более узкий, сильнее приостренный, у других менее приостренный.

Сравнение. По общему очертанию створок и наибольшей толщине на заднем конце раковины *Darwinula postinornata* sp. n. сходны с *D. inornata* (Spizh.) и *D. spizharskyi* Rosn. из отложений верхней перми Русской платформы. От первого рассматриваемый вид отличается скошенным к спинному краю задним концом, сильнее приостренным передним и наклоненным к переднему концу спинным краем, от второго — толстым сильно вздутым задним концом.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны *Darwinula recondita* и *Pulviella aralgorica*. Районы: Индерский, Аралсорский; Прикаспийская впадина.

Род *Gerdalia* Belousova, 1961

Gerdalia defecta Schleifer

Табл. IV, фиг. 5а, б; 6а, б; табл. XIV

1961. *Gerdalia* З. Д. Белоусова. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV (1).

1966. *Gerdalia defecta* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 126, 127, табл. III, фиг. 5а, б; 6а, б. «Недра».

Замечания. Этот вид, выделенный из отложений баскунчакской серии на горе Большой Богдо и описанный автором (Шлейфер, 1966), условно

был отнесен к роду *Gerdalia*. Изготовление поперечных шлифов из раковин вида, изображение одного из которых приведено в табл. XIV, фиг. 10, показывает, что по характеру охвата створок данный вид принадлежит к роду *Gerdalia*.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, ветлужская серия, зона разнообразных ископаемых; баскунчакская серия, зона *Darwinula recondita* и нижняя часть зоны *Glorianella nderica*. Прикаспийская впадина. Джамбайский район, Бугринская площадь, обнажение горы Большой Богдо.

СЕМЕЙСТВО СУПРИДИДЫ BAIRD, 1845

Род *Clinocypris* Mandelstam, 1956

1956. *Clinocypris* М. И. Мандельштам. Материалы по палеонтологии (новые роды и семейства). Изд. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 12, стр. 113.
1956. *Clinocypris* П. С. Любимова. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 93, стр. 102, 103. Гостоптехиздат.
1960. *Clinocypris* М. И. Мандельштам. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. Госгеолтехиздат, стр. 356.
1963. *Clinocypris* М. И. Мандельштам. Ископаемые остракоды СССР. Семейство Cyprididae. Тр. ВНИГРИ, вып. 203, стр. 138. Гостоптехиздат.

Clinocypris vasiljevi Schleifer

Табл. V, фиг. 4а, б; 5а, б; табл. XIV

1966. *Clinocypris vasiljevi* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 129, 130, табл. III, фиг. 12а, б; 13а, б. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зоны *Glorianella nderica*, *Pulviella aralso-rica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Акмай-Ушкультасский, Индерский, Коктауский, Шунгайский; обнажение горы Большого Богдо; Бугринская площадь.

Clinocypris? lii (Schleifer)

Табл. IV, фиг. 7а, б; 8а, б; табл. XIV

1966. *Darwinuloides lii* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 127, 128, табл. III, фиг. 7а, б; 8а, б. «Недра».

З а м е ч а н и я. Первоначальное описание (Шлейфер, 1966) этого вида было проведено на основании изучения закрытых раковин удовлетворительной сохранности, у которых мускульные отпечатки не были видны. Очертания створок и характер их выпуклости позволяют отнести вид с большой долей условности к роду *Darwinuloides*. Проведенное изготовление поперечных шлифов из раковин типичных представителей рода *Darwinuloides* (*D. dobrinkaensis* K a s h e v.) и раковин рассматриваемого вида и сравнение полученных поперечных сечений позволило уточнить определение родовой принадлежности описываемого вида.

Овальный контур поперечного сечения *Clinocypris? lii* (Schleifer) и характер охвата створок на брюшной стороне наиболее сходны с указанными чертами поперечного сечения раковин типичных представителей рода *Clinocypris*, а именно *Cl. elongata* (S c h n e i d.) и *Cl. triassica* (S c h n e i d.) (табл. XIV, рис. 1, 2, 7). Отсутствие раковин с различимыми мускульными отпечатками не позволяет точно определить семейство, а следовательно, и родовую

принадлежность рассматриваемого вида, в связи с чем вид отнесен к роду *Clinocypris* условно.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Акмай-Ушкультасский.

Clinocypris avrovi (Schleifer)

Табл. V, фиг. 1а, б; 2а, б; 3; табл. XIV

1966. *Darwinuloides* (?) *avrovi* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 128, 129, табл. III, фиг. 9а, б; 10а, б; 11. «Недра».

З а м е ч а н и я. Вид был выделен (Шлейфер, 1966) на основании изучения небольшого количества закрытых раковин, у которых мускульные отпечатки и замок наблюдать не удалось. На основании сходства раковин по очертанию створок и характеру их выпуклости, а также перегибу на спинном крае с раковинами *Darwinuloides djurtuliensis* Palant вид сугубо условно был отнесен к роду *Darwinuloides*. Наблюдение над значительно большим количеством раковин и изучение поперечных шлифов, изготовленных из раковин рассматриваемого вида, позволили уточнить его родовую принадлежность и получить дополнительные сведения о его изменчивости. Прежде всего на одной из раковин удалось рассмотреть мускульные отпечатки, характерные для семейства Cypridae.

Овальный контур поперечного сечения, характер охвата створок на брюшной стороне и смыкание на спинной стороне у рассматриваемого вида весьма сходны с теми же признаками, наблюдавшимися в поперечных шлифах, изготовленных из раковин видов, относящихся к роду *Clinocypris*. Полученные дополнительные данные позволяют отнести рассмотренный вид к роду *Clinocypris*. Очертания створок *Clinocypris avrovi* меняются от широко-полулунных до почти серповидных.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, нижняя часть зоны *Glorianella inderica*. Прикаспийская впадина, Аралсор, обнажение Коктау.

СЕМЕЙСТВО CYNHERIDAE BAIRD, 1850

ПОДСЕМЕЙСТВО SPELUNCELLINAE SCHNEIDER, 1957

Род *Speluncella* Schneider, 1956

1956. *Speluncella* Г. Ф. Шнейдер. Материалы по палеонтологии (Новые семейства и роды), нов. серия, вып. 12, стр. 120, 121. Изд. ВСЕГЕИ.
1960. *Speluncella* Г. Ф. Шнейдер. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ, вып. 5, стр. 292. Гостоптехиздат.
1960. *Speluncella* Г. Ф. Шнейдер. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. Стр. 368, рис. 1006а—в. Гостоптехиздат.

Speluncella auerbachi sp. n.

Табл. XIII, фиг. 3а—в; табл. XV

Голотип № 5—53 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Индерский район, скв. 97-к, глубина 157,1—162,1 м.

Оригинал № 5—54 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Из того же образца.

Оригинал № 5—55 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Из того же образца.

М а т е р и а л. Описание составлено на основании изучения более чем 100 раковин и отдельных створок хорошей сохранности из четырех местонахождений.

Д и а г н о з. Раковина средних размеров, удлинненно-овальная, с приостренными концами, с сильно вздутым уплощенным брюшным краем. Левая створка больше правой. На поверхности створок тонкая сетчатая скульптура.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, имеет очертания удлиненного овала, сжатого с концов (отношение длины к высоте 1,46—1,90). Сравнительно толстая, с вздутыми створками, достигающими наибольшей толщины немного ближе к заднему концу. К переднему концу створка выполаживается постепенно, к заднему падает круто. Левая створка больше правой, охватывает последнюю с заднего конца и брюшного края, а на спинном крае левая створка немного выше правой. Характер охвата левой створки на брюшном крае и степень ее превышения над правой на спинном очень хорошо видны на поперечном шлифе (табл. XIV, рис. 5). Спинной край дугообразный, слегка наклоненный к заднему концу, постепенно переходящий в передний и задний концы. Брюшной край слабовыпуклый, дугообразно переходящий в передний и задний концы. Наибольшей выпуклости раковина достигает в месте соединения боковой и брюшной поверхностей створки. Как видно на поперечном шлифе (табл. XIV, рис. 5), плоская брюшная часть створки образует с боковой поверхностью прямой угол, на вершине которого помещается слаборазвитое ребро. Брюшная часть раковины данного вида, как и у всех представителей рода *Speluncella*, имеет форму овальной, чуть-чуть вогнутой площадки, покрытой тонкими струйчатыми продольными ребрышками, параллельными на каждой створке внешнему краю полуовала. Количество ребрышек на каждой створке достигает пяти-шести штук. Передний конец немного выше заднего или равен последнему, округленный, наклоненный к брюшному краю и слабо нависающий над ним, окаймленный неширокой уплощенной порово-канальной зоной с прямыми поровыми каналцами. Задний конец приостренно-округленный, сильнее, чем передний, скошенный к брюшному краю. Поверхность створок покрыта тонкой сетчатой скульптурой. Замок типичный для рода *Speluncella*, на левой створке четкий валик с краевыми ямками на концах, на правой створке — желобок с овальными слаборазвитыми зубами на концах. Отпечатки замыкающих мускулов наблюдаются в средней части створки, ближе к переднему концу и брюшному краю. Они имеют вид четырех бугорков неправильно-овальной и вытянуто-овальной форм, расположенных в ряд, косо протягивающийся поперек створки к заднему концу. Выше располагаются два округлых бугорка для прикрепления мандибулярных мышц.

Р а з м е р ы (мм)

	Д	В	Ш	Д _в	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,450	0,270	0,255	0,250	0,212	0,273	0,325	0,125	0,252
Оригинал	0,425	0,262	0,250	0,250	0,212	0,225	0,300	0,112	0,257
»	0,450	0,262	0,250	0,250	0,225	0,220	0,325	0,125	0,237

Пределы изменения величин (мм) у 83 экземпляров

Д	В	Ш	Д _о	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,350— 0,512	0,212— 0,300	0,200— 0,300	0,175— 0,300	0,175— 0,262	0,175— 0,262	0,250— 0,405	0,075— 0,175	0,175— 0,300

Изменчивость. Наблюдается различная степень развития угловатого ребра на перегибе в брюшной части раковины, вследствие чего у одних брюшная часть сильнее нависает над брюшным краем и брюшная поверхность раковины сильнее вогнута; у других ребро развито слабо и брюшная поверхность почти плоская. Имеются экземпляры, более удлиненные, с сильнее вздутыми в задней части створками и более округлым задним концом, и экземпляры менее удлиненные, более высокие с приостренным задним концом. Это, по-видимому, связано с проявлением полового диморфизма, и первые экземпляры являются раковинами гетероморф, а вторые — текноморф.

Сравнение. Раковины рассматриваемого вида по общей форме уплощенной брюшной части, снабженной ребром и покрытой мелкими ребрышками, а также по характеру скульптуры обнаруживают большее или меньшее сходство с другими видами, относящимися к роду *Speluncella*. От *Speluncella spinosa* Schneid. из триаса Прикаспийской впадины раковины *Sp. auerbachi* sp. n. отличаются удлиненно-овальным контуром, более широким передним концом, снабженным уплощенной порово-канальной зоной, слабее выпуклым спинным краем, очень слабо развитым ребром и скульптурированной стенкой раковины. Более близкое сходство *Speluncella auerbachi* sp. n. имеет со *Sp. schneiderae* sp. n., встречающимся вместе с рассматриваемым видом, и отличается от последней более высокой и широкой и менее вытянутой раковиной, дугообразно изогнутым коротким спинным краем и сильнее развитым брюшным ребром. По характеру выпуклости створок и очертанию уплощенной покрытой ребрышками площадки на брюшной стороне раковины *Sp. auerbachi* sp. n. сходны с раковинами *Sp. tenuistriata* Kozig из нижнего рэта ГДР. Первый вид отличается от второго выпуклым спинным краем, более высоким округленным передним концом и наличием сетчатой скульптуры на поверхности створок.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsolica*. Прикаспийская впадина. Районы: Индерский, Аралсорский, Малоузенский, Захатсорский, Порт-Артурский, Балганмолинский, Коктауский, Карагайский.

Speluncella schneiderae sp. n.

Табл. XII, фиг. 3а—в, 4; табл. XV

Голотип № 5—56 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsolica*. Индерский район, скв. 112-к, глубина 134—139 м.

Материал. Описание проведено в результате изучения больше чем 100 целых раковин и отдельных створок хорошей и удовлетворительной сохранности, принадлежащих взрослым особям и личинкам из шести местонахождений, а также изучения продольных и поперечных шлифов.

Диагноз. Раковина небольшая, удлиненно-овальная, умеренной ширины, с почти параллельными краями и одинаковыми по высоте концами,

с уплощенной покрытой тонкими ребрышками брюшной частью, снабженной брюшным ребром. Поверхность створок несет тонкую сетчатую скульптуру.

О п и с а н и е. Раковина небольшая, удлинненно-овальная (отношение длины к высоте изменяется в пределах от 1,67 до 2,11), неравностворчатая, достигающая наибольшей толщины в задней трети, более круто спадающая к заднему концу и постепенно к переднему. Левая створка больше правой и охватывает последнюю с заднего конца и брюшной стороны, а на спинной стороне край левой створки немного выше правой. Спинной край прямой, почти параллельный брюшному, постепенно закругляясь, переходит в задний конец, а с передним концом образует неясно выраженный тупой угол. Брюшной край

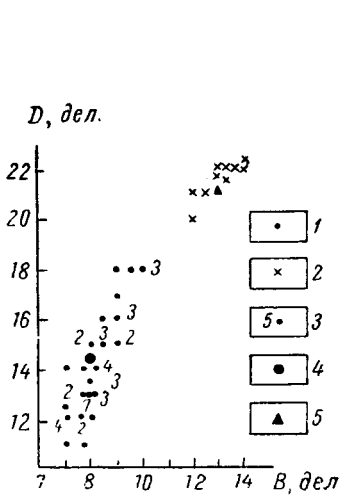


Рис. 3. Сопоставление видов *Speluncella schneiderae* Schleif и *Speluncella masaroviitchi* Schleif. по отношению D к B .

Одно деление — 0,025 мм.
 1 — *Speluncella schneiderae* Schleif.; 2 — *Sp. masaroviitchi* Schleif.; 3 — количество раковин с одинаковыми параметрами; 4 — среднее значение параметров D и B у *Speluncella schneiderae*; 5 — среднее значение параметров B и D у *Speluncella masaroviitchi*.
 Одно деление — 0,025 мм.

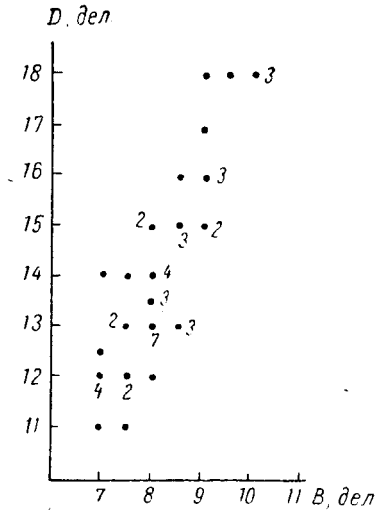


Рис. 4. Изменчивость признаков у раковин вида *Speluncella Schneiderae*. Условные обозначения см. рис. 3.

очень слабовыпуклый. Брюшная часть каждой створки плоская или слабо-вогнутая, образует с боковой поверхностью прямой угол, на вершине которого помещается слабо развитое ребро. С брюшной стороны раковины видна площадка удлинненно-яйцевидного очертания, слегка вогнутая в середине, покрытая тонкими продольными струйчатыми ребрышками. Задний конец округленный, у различных экземпляров в неодинаковой степени приоткрытый, скошенный к спинному краю. Передний конец немного выше заднего, широко-округленный, слегка нависающий над брюшным краем, окаймленный неширокой уплощенной порово-канальной зоной. Поверхность раковины сетчатая. Замок характерный для рода *Speluncella*. Мускульные отпечатки типичные для семейства Cytheridae.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _е	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,475	0,250	0,225	0,250	0,225	0,250	0,325	0,125	0,275

Пределы изменения величины (мм) у 50 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _е	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,275— 0,600	0,175— 0,250	0,150— 0,225	0,100— 0,200	0,150— 0,225	0,175— 0,300	0,175— 0,325	0,100— 0,162	0,150— 0,250

Изменчивость. Как видно из рис. 3 и 4, форма раковин данного вида отличается постоянством, так как линейные размеры раковин и их отношения изменяются весьма незначительно. Наблюдается изменчивость, видимо, связанная с половым диморфизмом: раковины текноморф более узкие, с приостренным задним концом, раковины гетероморф отличаются большими размерами и широко-округленным вздутым задним концом.

Сравнение. Наиболее близка к рассматриваемому виду *Speluncella auerbachi* sp. n., отличительные признаки которой приведены при ее описании.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella agalsorica*. Индерский впадина. Районы: Индерский, Аралсорский, Захатсорский, Ершовский, юго-восточный Порт-Артур, Карагайский, Коктауский; Малоузеньская площадь.

Speluncella masarovitschi sp. n

Табл. XIII, фиг. 2а—в; табл. XV

Голотип № 5—57 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella agalsorica*. Индерский район, скв. 112-к, глубина 158—163 м.

Оригинал № 5—58 в коллекции МИНХ и ГП. Из того же образца.

Материал. Описание составлено на основании изучения 10 раковин и отдельных створок хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина средних размеров, округленно-трапециевидная, левоперекрывающая, вздутая в задней части, с крыловидным брюшным ребром и сетчатой скульптурой на поверхности створок.

Описание. Раковина средних размеров, округленно-трапециевидных очертаний ($D/B = 1,57 \div 1,75$), наиболее сильно вздутая в заднеспинной части, круто спадающая к заднему концу, постепенно понижающаяся к переднему. Левая створка больше правой и охватывает последнюю на заднем конце и брюшном крае. Спинной край прямой, наклоненный в сторону переднего конца, в который переходит, постепенно закругляясь, а с задним концом образует тупой угол. Брюшной край слабовогнутый, постепенно закругляясь, переходит в передний конец и более круто в задний. Передний конец правильно закругленный, окаймленный порово-канальной зоной с еле заметными прямыми каналами. Задний конец выше переднего, тупо закругленный, скошенный

к спинному краю, слабо нависающий над брюшным краем. В брюшной части створки имеется характерное для рода соединение брюшной и боковой поверхностей под острым углом, увенчанное треугольным ребром, которое у данного вида не доходит до заднего конца на $\frac{1}{3}$ длины створки. При рассмотрении раковины со стороны брюшного края видна сердцевидная слегка вогнутая площадка, покрытая тонкими продольными ребрышками, параллельными брюшному краю раковины. Поверхность створок сетчатая. Сетчатость располагается концентрическими рядами по отношению к наиболее вздутой части створки. Замок характерный для рода *Speluncella*. В левой створке он представлен хорошо развитым срединным валиком с небольшими продолговатыми лунками на концах. В правой створке соответственно желобок и два овальных зуба. Мускульные отпечатки типичные для семейства Cytheridae.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,575	0,325	0,300	0,400	0,350	0,275	0,375	0,150	0,412
Оригинал	0,575	0,350	0,300	0,400	0,350	0,275	0,412	0,150	0,387

Пределы изменения величин (мм) у десяти измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,500— 0,550	0,300— 0,350	0,225— 0,312	0,275— 0,325	0,262— 0,312	0,225— 0,275	0,375— 0,425	0,112— 0,150	0,325— 0,387

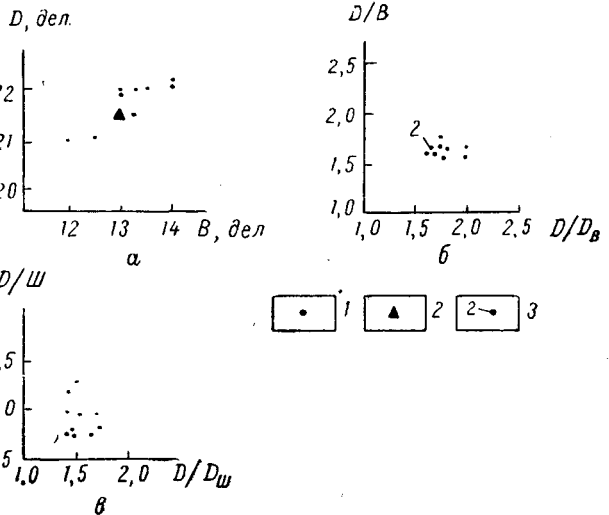


Рис. 5. Изменчивость признаков у раковин *Speluncella masarovitschi* Schleich.

По отношению: а — Д/В; б — Д/В к Д/Д_с; в — Д/Ш к Д/Д_ш.
 1 — *Speluncella masarovitschi* Schleich.; 2 — среднее значение параметров (Д/В); 3 — количество раковин с одинаковыми параметрами.
 Одно деление — 0,025 мм.

Изменчивость. Отмеченные в описании морфологические признаки рассматриваемого вида отличаются сравнительным постоянством (рис. 5).

С р а в н е н и е. Раковины *Speluncella masarovitsci* sp. n. в значительной степени отличаются от других представителей этого рода округленно-трапециевидным очертанием створок, не доходящими до заднего конца крыловидными ребрами, которые образуют сердцевидную площадку на брюшной стороне раковины, в то время как у других представителей рода площадка на брюшной стороне имеет очертания овала, сжатого с концов.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Индерский, Карагайский.

Род *Pulviella* Schneider, 1957

1957. *Pulviella* Г. Ф. Ш н е й д е р. Ежегодник Всесоюзного палеонтологического общества, т. 17, стр. 182, табл. III, рис. 3. Гостоптехиздат.
1960. *Pulviella* Г. Ф. Ш н е й д е р. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Труды КЮГЭ, вып. 5, стр. 293, табл. I, рис. 7. Гостоптехиздат.
1960. *Pulviella* Г. Ф. Ш н е й д е р. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные, стр. 368, рис. 107а, б. Госгеолтехиздат.
- Генотип *Pulviella ovalis* S c h n e i d., 1956. Нижний триас. Южная Эмба.

О п и с а н и е. Раковины малой или средней величины с очертанием створок от широко-овальных до удлинненно-неправильно-овальных, неравностворчатые, достигающие максимальной ширины в задней трети. Левая створка больше правой и охватывает последнюю с заднего конца и брюшного края. Спинной край прямой или слабовыпуклый, брюшной слабовыпуклый. Передний конец ниже заднего. Очертания его изменяются от правильно округленного до слабо скошенного к спинному краю. Задний конец тупой, широко-округленный или слегка приостренный, скошенный к спинному краю. Порово-канальная зона с прямыми канальцами более ярко выраженная на переднем конце. Брюшная часть створки слегка вздутая и слабо нависает над брюшным краем. Стенка раковины сравнительно толстая, гладкая или несущая тонкую сетчатую скульптуру, расположенную концентрическими рядами по отношению к середине створки. На брюшной стороне тонкие струйчатые ребрышки, параллельные брюшному краю, одно из них у некоторых экземпляров развито более других. Замок раковины представлен на левой створке хорошо выраженным валиком, которому на правой створке соответствует желобок. На брюшной стороне створки смыкаются кулисообразно. Характер смыкания створок на брюшной и спинной сторонах хорошо виден на поперечных шлифах (табл. XV, рис. 9—16). Мускульные отпечатки типичны для семейства Cytheridae.

З а м е ч а н и я. Представители рода *Pulviella* по общей форме раковины обнаруживают сходство с раковинами из рода *Laevicythere*, которые обнаружены в отложениях кайнера ГДР [12]. Основное отличие указанных родов в строении замков. Замок *Laevicythere* по описанию и зарисовкам И. Грюнделя и нашему наблюдению над раковинами представлен тремя валиками, разделенными двумя желобками на левой створке, и двумя валиками с одним желобком между ними на правой створке. Кроме того, характер охвата створок у представителей этих родов различный (табл. XV, рис. 9—16). Поэтому определение раковин рода *Pulviella* из Прикаспийской впадины как *Laevicythere*, допущенное Н. Н. Старожиловой (В. В. Липатова, 1967), является ошибочным. В связи с тем, что наличие раковин *Laevicythere* положено в основу выделения средне-триасового комплекса пород в Прикаспийской впадине, указанный вопрос приобретает исключительную принципиальность.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Болганмолинский, Акмай-Ушкультасский, Порт-Артурский, юго-восточный Порт-Артур, Мастексайский, Карагайский, Акмамыкский, Захатсорский, Коктауский, Индерский, Акобский, Шунгайский.

Pulviella aralsorica Schleifer

Табл. V, фиг. 6а, б; 7; табл. XV

1966. *Pulviella aralsorica* А. Г. Шлейфера. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 130, 131, табл. IV, фиг. 1а, б; 2. «Недра».

Пределы изменения величин (мм) у 59 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,437— 0,537	0,287— 0,362	0,225— 0,280	0,237— 0,325	0,275— 0,600	0,262— 0,325	0,280— 0,400	0,125— 0,237	0,250— 0,375

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Акмай-Ушкультасский, Болганмолинский, Порт-Артурский, юго-восточный Порт-Артур, Мастексайский, Карагайский, Акмамыкский, Захатсорский, Индерский, Акобский, Коктауский; Бугринская площадь.

Pulviella obola Schleifer sp. n.

Табл. VI, фиг. 1а—в; 2а—в; табл. XV

Голотип № 5—59 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Индерский район, скв. 97-к, глубина 157—162 м.

Оригинал № 5—60 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Индерский район, скв. 112-к, глубина 129—134 м.

Оригинал № 5—61 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Индерский район, скв. 112-к, глубина 157—162 м.

Материал. Описание проведено на основании изучения 50 закрытых раковин и отдельных створок удовлетворительной и хорошей сохранности из шести местонахождений.

Диагноз. Раковина средней величины, удлиненная, неправильно-овальная, достигающая наибольшей толщины ближе к заднему концу, с равномерно закругленным высоким задним и низким передним концами, с почти прямым спинным и слабовыпуклым брюшным краями. Створки несут слабо-заметную тонкую ячеистую скульптуру.

Описание. Раковина средней величины, удлиненная ($D/V = 1,49 \div 1,73$), неправильно-овальная, достигающая наибольшей толщины ближе к заднему концу и постепенно выполаживающаяся к переднему. Левая створка больше правой и слегка охватывает последнюю по свободному краю. Спинной

202
40599

край прямой, слегка наклоненный к переднему концу, брюшной край слегка выпуклый в задней части и слабоогнутый в передней трети створки. Задний конец широко-закругленный, тупой, передний округленный, ниже заднего, слегка ассиметричный. Порово-канальная зона на переднем и заднем концах раковины примерно одинаковой ширины с прямыми радиально расходящимися поровыми каналцами. Бесструктурная пластинка полулунной формы. Стенка раковины покрыта слабозаметной тончайшей сетчатой скульптурой, на брюшной стороне присутствуют струйчатые ребрышки, параллельные брюшному краю. Замок, характерный для рода *Pulviella*, на левой створке состоит из валика, которому в правой створке соответствует желобок.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,550	0,397	0,275	0,325	0,350	0,300	0,400	0,150	0,325
Оригинал	0,575	0,337	0,275	0,375	0,337	0,287	0,400	0,200	0,350
»	0,550	0,362	0,275	0,375	0,350	0,300	0,325	0,275	0,325

Пределы изменения величин (мм) у 30 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,475— 0,575	0,275— 0,350	0,200— 0,300	0,175— 0,225	0,262— 0,350	0,225— 0,300	0,300— 0,400	0,150— 0,200	0,250— 0,350

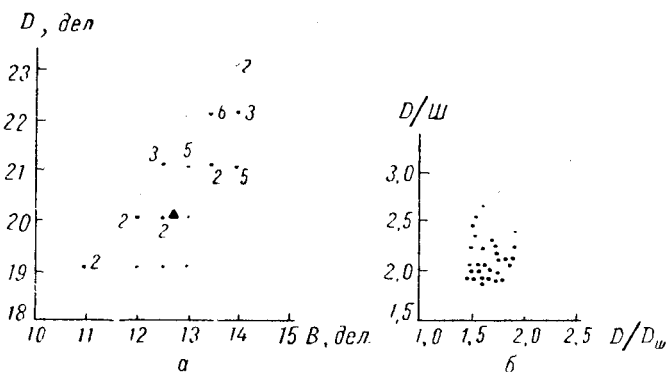


Рис. 6. Изменчивость признаков у раковин *Pulviella obola*.

По отношению: а — Д/В; б — Д/Ш к Д/Д_ш.

Условные обозначения см. рис. 5.

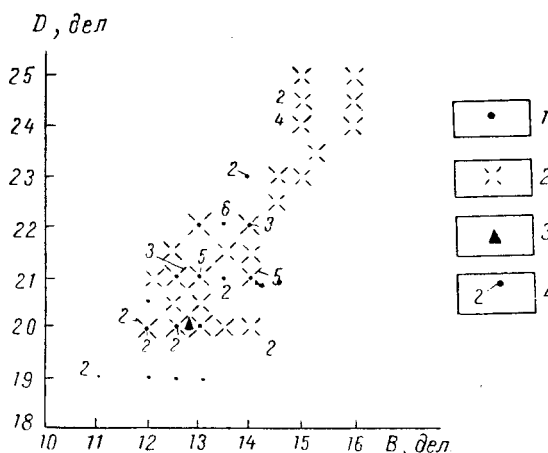
Изменчивость. Как видно из графиков индивидуальной изменчивости (рис. 6, 7), линейные размеры раковин рассматриваемого вида отличаются сравнительным постоянством. Высота раковин 0,275—0,350 мм, длина 0,475—0,575, а ширина 0,200—0,300 мм. Местоположение наибольшей ширины раковины по отношению к ее концам для данного вида не изменяется. На это указывает отношение Д/Д_ш, укладывающееся в пределы 1,49—1,90. Отношение Д/Ш, характеризующее выпуклость створок раковины, варьирует в более

широких пределах — 1,90—2,75. В данном случае у подавляющего большинства экземпляров вида это отношение колеблется в узких пределах (1,90—2,23), и только у отдельных более плоских раковин оно больше — 2,23 (рис. 6). Незначительно изменяются очертания заднего конца, который у одних раковин тупой, у других — слегка приостренный, чуть-чуть скошенный к спинному краю.

С р а в н е н и е. По общей форме, характеру скульптуры, наличию струйчатых ребрышек на брюшном крае раковины вида обнаруживают сходство с *Pulviella ovalis* Sch n e i d., известной из отложений баскунчакской серии нижнего триаса Прикаспийской впадины (Шнейдер, 1960, стр. 293, табл. 1), а также *Pulviella lubimovae* sp. n. и *Pulviella aralsorica* S c h l e i f., раковины которой встречаются в тех же отложениях, что и раковины описанного вида. От *Pulviella ovalis* S c h n e i d. рассматриваемый вид отличается более взду-

Рис. 7. Сопоставление видов *Pulviella obola* Schleif. и *Pulviella lubimovae* Schleif. по отношению D к B .

1 — *Pulviella obola* Schleif.; 2 — *Pulviella lubimovae* Schleif.; 3 — среднее значение параметров у *Pulviella obola* Schleif.; 4 — количество раковин с одинаковыми параметрами. Одно деление — 0,025 мм.



той раковинной, симметричным широко-закругленным задним концом и более узким передним, прямым, наклоненным к переднему концу спинным краем и отсутствием хорошо выраженных скосов при переходе от спинного края к переднему и заднему концам. Кроме того, брюшной край у *Pulviella ovalis* Sch n e i d. прямой, а у описываемого вида в задней части выпуклый, а в передней — вогнутый. От *Pulviella lubimovae* Schleif раковины *Pulviella obola* sp. n. отличаются очертанием тупого, широко-закругленного заднего конца, более узким симметричным передним концом, выпуклым в задней части и вогнутым в передней части брюшным краем. Сравнение *Pulviella obola* sp. n. с *Pulviella aralsorica* приведено при описании последней. По очертанию створок описываемый вид сходен с *Laevicythere pyriformis* Beutl. et Gr ü n d., выделенным из отложений нижнего кейпера Тюрингии (Beulter, Gründel, 1963), и отличается от последнего, помимо иного строения замка, наличием сетчатой скульптуры на створках и ребрышек на брюшном крае, более тупым, симметричным, сильнее вздутым задним концом и почти симметричным передним.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Индерский, Аралсорский, Болганмолинский, Акмай-Ушкультасский, Порт-Артурский, юго-восточный Порт-Артур, Акмамыкский, Коктаульский, Карагайский.

Pulviella lubimovae sp. n.

Табл. VI, фиг. 3, 4а—в; 5а, б; 6; табл. XV

Голотип № 5—62 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Индерский район, скв. 112-к, глубина 134—139 м.

Оригинал № 5—63 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Индерский район, скв. 112-к. Из того же образца.

М а т е р и а л. Описание составлено на основании изучения более чем 60 целых раковин и отдельных створок хорошей и удовлетворительной сохранности из шести местонахождений.

Д и а г н о з. Раковина неправильно-овальная средней величины, равномерно-выпуклая, с округлыми очертаниями переднего и заднего концов. Спинной край прямой, слабо наклоненный к переднему концу, брюшной прямой или слабовыпуклый. Поверхность створок тонкосетчатая.

О п и с а н и е. Раковина средней величины, неправильно-овального очертания. Спинной край слабовыпуклый, слегка наклоненный к переднему концу. Брюшной край чуть-чуть выпуклый, почти прямой.

Створки раковин у брюшного края слегка вздуты и слабо нависают над ним. Задний конец округленно-приостренный, скошенный к спинному краю. Передний конец немного ниже заднего, округленный, очень слабо скошенный к спинному краю. Наибольшая ширина раковины приурочена к задней трети. К переднему концу раковины ширина уменьшается постепенно, к заднему более быстро. Левая створка больше правой и охватывает последнюю с заднего конца и брюшной стороны. На спинной стороне и переднем конце край левой створки слегка высовывается из-за края правой. Порово-канальная зона на переднем конце неширокая, уплощенная, пронизанная прямыми каналцами, на заднем более узкая.

Стенка раковины сравнительно толстая, покрытая тонкосетчатой скульптурой, расположенной на створке концентрическими рядами, которые более явно выступают на периферии створки, чем в центре ее. На брюшной стороне створки имеются тонкие струйчатые, параллельные брюшному краю ребрышки, количество которых достигает четырех. Кроме того, на створках располагаются равномерно многочисленные поры. Замок характерный для рода *Pulviella*, мускульные отпечатки типичны для семейства Cytheridae.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,625	0,387	0,325	0,375	0,375	0,325	0,425	0,175	0,375
Оригинал	0,602	0,400	0,300	0,337	0,375	0,337	0,400	0,175	0,325

Пределы изменения размеров (мм) у 45 экземпляров

Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,500— 0,625	0,300— 0,400	0,250— 0,305	0,175— 0,255	0,275— 0,400	0,262— 0,350	0,325— 0,500	0,100— 0,225	0,275— 0,387

Изменчивость. Как видно из графиков (рис. 8, 9), длина и высота раковины рассматриваемого вида изменяются в немного больших пределах, чем ширина. Это прежде всего указывает на некоторое непостоянство размеров раковин и незначительную изменчивость очертаний створок от овальных до немного удлинненно-овальных. Расположение точек на графике отношений $\frac{D}{Ш}$ указывает на постоянство таких признаков, как выпуклость створок и положения наибольшей ширины раковины по отношению к ее концам. До некоторой степени изменяются очертания переднего и заднего концов раковин: у одних они сильнее приострены, скошены к спинному краю, чем у других.

Сравнение. По общей форме, характеру выпуклости створок, скульптуре раковины рассматриваемого вида обнаруживают сходство с *Pulviella ovalis* Schneid.

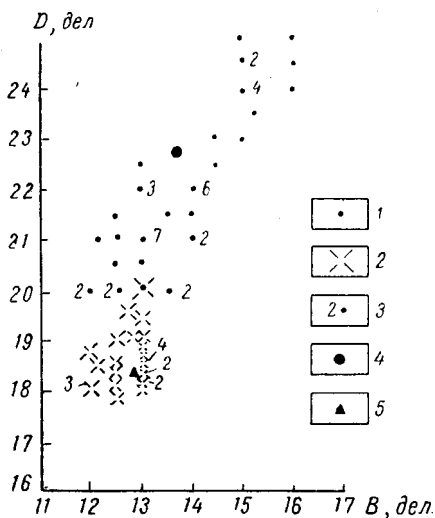


Рис. 8. Сопоставление видов *Pulviella lubimovae* Schleif. и *Pulviella ovalis* Schneid. по отношению D/B .

1 — *Pulviella lubimovae* Schleif.; 2 — *Pulviella ovalis* Schneid.; 3 — количество раковин с одинаковыми параметрами; 4 — среднее значение параметров (D/B) у *Pulviella lubimovae*; 5 — среднее значение параметров (D/B) у *Pulviella ovalis*.
Одно деление — 0,025 мм.

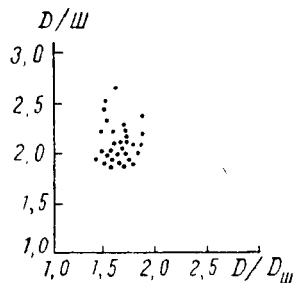


Рис. 9. Изменчивость признаков у *Pulviella lubimovae* Schleif. по отношению $D/Ш$ к $D/Дш$.
Условные обозначения см. рис. 8.

и *Pulviella obola* sp. n. От первого вида *P. lubimovae* sp. n. отличается несколько более вытянутой раковиной. У *P. ovalis* Schneid отношение D/B изменяется в пределах 1,46—1,78, а у *Pulviella lubimovae* sp. n. D/B изменяется в пределах 1,32—1,62. Кроме того, раковины описываемого вида имеют значительно менее выпуклый спинной край и более вздутые створки. Указанные отличия этих видов хорошо видны на совмещенных графиках (рис. 8). Сравнение с *P. obola* sp. n. проведено при описании последней.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Жетыбайский, Акмай-Ушкульгасский, Болганмолинский, Порт-Артурский, Индерский, Акмамыкский, Коктаусский; Бугринская площадь.

Род *Inderella* Schleifer, 1960

1966. *Inderella* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 130—131. «Недра».

Inderella usunica Schleifer

Табл. V, фиг. 8а, б; 9а, б; 10а, б; 11; табл. XVI

1966. *Inderella usunica* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, стр. 131, 132, табл. IV, фиг. 3а, б; 4а, б; 5а, б; 6. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Индерский, Мастексайский, Аралсорский.

Род *Casachstanella* Schleifer

1966. *Casachstanella* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 132. «Недра».

Casachstanella chungayica Schleifer

Табл. VII, фиг. 1а—в; 2а, б; 3а, б; 4а, б; табл. XIV

1966. *Casachstanella chungayica* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 132, 133, табл. IV, фиг. 7а—в; 8а, б; 9а, б; 10а, б. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Средний — верхний? триас, зона *Gemmanella parva*. Прикаспийская впадина. Район Шунгай. Верхняя часть верхнего раковинного известняка (средний триас, ГДР).

Род *Gemmanella* Schneider, 1956

1956. *Gemmanella* Г. Ф. Шнейдер. Материалы по палеонтологии. (Новые семейства и роды), нов. серия, вып. 12, стр. 124. Изд. ВСЕГЕИ.

1960. *Gemmanella* Г. Ф. Шнейдер. Геология и нефтегазосность Юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ, вып. 5, стр. 302. Гостоптехиздат.

1960. *Gemmanella* Г. Ф. Шнейдер. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. Стр. 368, рис. 108а, б. Гостеолтехиздат.

Gemmanella? pygmaea sp. n.

Табл. VII, фиг. 7а—в; табл. XVI

Голотип № 5—64 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Мастексай, скв. 28-п, глубина 2911—2914 м.

Оригинал № 5—65 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Из того же образца.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, удлиненно-овальная, умеренно выпуклая, с левой створкой, обнимающей правую по всему краю, с дугообразным спинным и слегка выпуклым брюшным краями, с округленными, почти одинаковой высоты и очертаний концами, с гладкой блестящей стенкой.

О п и с а н и е. Раковинка маленькая, вытянуто-овального очертания ($D/B = 1,33 \div 1,55$), умеренно выпуклая, достигающая наибольшей ширины в задней трети. Левая створка больше правой и охватывает последнюю по всему краю. На спинном и брюшном крае левая створка заметно выдается из-за правой. Спинной край дугообразный, постепенно переходит в задний и передний концы. Брюшной край слабовыпуклый в задней части и слегка выпуклый в передней трети, дугообразно переходит в задний и передний концы. Передний и задний концы почти одинаковой высоты и очертания: передний округленный,

слабо нависающий над брюшным краем, задний чуть-чуть ниже, очень слабо-приостренный. Замочный край располагается в спинном желобке. Брюшная часть створки слегка нависает над истинным брюшным краем. Порово-канальная зона на переднем конце полулунной формы, немного шире на левой створке, чем на правой. Стенка тонкая, гладкая, блестящая. Замок в левой створке представлен валиком с ямками на концах, в правой — краевыми зубами и серединным желобком. Мускульные отпечатки характерны для семейства Cytheridae.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,400	0,250	0,175	0,200	0,225	0,200	0,225	0,100	0,225
Оригинал	0,350	0,250	0,200	0,175	0,205	0,200	0,250	0,100	0,225

Пределы изменения величин (мм) у 67 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,300— 0,400	0,200— 0,250	0,150— 0,200	0,125— 0,225	0,175— 0,225	0,175— 0,250	0,200— 0,300	0,075— 0,125	0,150— 0,225

Изменчивость. Раковины *Gemmanella pygmaea* sp. n. отличаются постоянством видовых признаков.

Сравнение. По форме раковины, характеру охвата и выпуклости створок *Gemmanella pygmaea* sp. n. обнаруживает сходство с *Gemmanella schweyeri* Sch n e i d. из отложений, относимых в Прикаспийской впадине предположительно к среднему — верхнему триасу. Первый вид отличается от второго значительно меньшими размерами раковин (в 2 раза), более выпуклым за счет выдающейся вверх правой створки спинным краем и ярче выраженным валикообразным навесом брюшной части створки над истинным брюшным краем.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella nderica*, слои с *Triassinella*. Прикаспийская впадина. Районы: Мастексайский, Акмайский, Индерский, Захатеорский, Карагайский, Западно-Баксайский, Тегеньский; обнажение Коктау.

Gemmanella tuberculata sp. n.

Табл. IX, фиг. 4а—в, табл. VIII, фиг. 2

Голотип № 5—66 в коллекции МИНХ и ГП. Средний — верхний триас, зона *Gemmanella parva*. Телсуйский район, скв. 8-к, глубина 417—423 м.

Материал. Описание проведено на основании наблюдения над пятью раковинами хорошей сохранности из двух местонахождений.

Д и а г н о з. Раковина средних размеров, с овальным очертанием створок, умеренно выпуклая, с наибольшей выпуклостью в брюшной части створки, неравносторчатая, со структурным бугром в переднебрюшной части створки, с продольным ребром в середине створки, с ячеистой скульптурой и крупными порами на поверхности.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, с овальным очертанием створок, умеренно выпуклая в брюшной части створки, неравносторчатая. Левая створка обнимает правую по всему свободному краю. Спинной край слегка выпуклый. Брюшной край вогнутый в передней трети. Задний конец округленный, передний — округленный, слегка скошенный к спинному краю. Боковая и брюшная поверхности створок соединяются под острым углом, образуя в брюшной части створки выпуклость, нависающую над истинным брюшным краем, заканчивающуюся в переднебрюшной части правой створки структурным бугром и увенчанную на перегибе ребром. На левой створке структурный бугор отсутствует. В середине створки имеется продольное невысокое ребро, наиболее хорошо выраженное в средней части. Поверхность створок покрыта тонкоячеистой скульптурой и пронизана хорошо видными округлыми порами. Передний конец правой створки несет три небольших шипика. Замок, типичный для рода *Gemmanella*, в левой створке представлен узким высоким валиком с продолговатыми лунками на концах его, в правой — узким желобком с удлиненными зубами на концах. Мускульные отпечатки характерны для семейства Cytheridae.

Р а з м е р ы (мм)

	Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,675	0,425	0,400	0,300	0,400	0,400	0,500	0,200	0,375

Пределы измерения величин (мм) у пяти экземпляров

Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,675— 0,725	0,450— 0,500	0,425— 0,450	0,256— 0,375	0,400— 0,450	0,400— 0,425	0,475— 0,525	0,175— 0,200	0,100— 0,200

И з м е н ч и в о с т ь. Основные признаки вида у имеющихся экземпляров сохраняются без изменения. Незначительно варьирует величина структурного бугра. Кроме того, у некоторых экземпляров отсутствуют шипы на переднем конце, что, видимо, связано с сохранностью раковины.

С р а в н е н и е. Раковины описываемого вида обнаруживают наибольшее сходство с *Gemmanella parva* S c h n e i d. из отложений, относимых к среднему — верхнему триасу, и отличаются от последней наличием структурного бугра в переднебрюшной части и наличием только одного продольного ребра.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Средний — верхний триас, зона *Gemmanella parva*. Прикаспийская впадина. Районы: Телсуйский, Шунгайский.

ПОДСЕМЕЙСТВО GLORIANELLINA S C H N E I D E R, 1960

Род *Glorianella* S c h n e i d e r, 1956

1956. *Glorianella* Г. Ф. Ш н е й д е р. Материалы по палеонтологии (новые семейства и роды), нов. серия, вып. 12, стр. 121, рис. 39. Изд. ВСЕГЕИ.

1960. *Glorianella* Г. Ф. Ш н е й д е р. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ, вып. 5, стр. 295, рис. 2. Госоптехиздат.

1960. *Glorianella* Г. Ф. Ш н е й д е р. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. Стр. 368—370, рис. 1010, 1011. Госгеолтехиздат.

Glorianella philipptschuki S c h l e i f e r

Табл. VIII, фиг. 6а, б; 7а, б; 8а, б; табл. XVII

1966. *Glorianella philipptschuki* А. Г. Ш л е й ф е р. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 133, 134, табл. V, фиг. 1а, б; 2а, б; 3, 4. «Недра».

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Прикаспийская впадина. Районы: Индерский, Мастексайский, Тегеньский.

Glorianella inderica sp. n.

Табл. VIII, фиг. 1а—в; табл. XVII

Голотип № 5—67 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Индерский район, скв. 112-к, глубина 190—193 м.

Оригинал № 5—68 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Кулагинский район, скв. 71, глубина 217,5 м.

М а т е р и а л. Описание составлено на основании изучения более чем 100 закрытых раковин хорошей и удовлетворительной сохранности из шести местонахождений.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, неправильно-овальная, выпуклая с левой створкой немного больше правой, с крыловидным выступом в брюшной части створок. Передний конец выше заднего. Поверхность створки несет ребра: спинное вдоль спинного края, оканчивающееся бугорками, брюшное, венчающее крыловидный выступ, и ребро вдоль заднего конца с отростком, направленным к середине створки. Стенка гладкая.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, по очертанию приближающаяся к трапециевидной, неравностворчатая, выпуклая. Левая створка слабо охватывает правую с заднего конца и с брюшной стороны. На переднем конце левая створка слегка выдается из-за правой. Спинной край прямой или слабовыпуклый, наклоненный к заднему концу. При переходе к переднему концу он образует тупой угол, а к заднему — крутую дугу. Брюшной край выпуклый, круто дугообразно переходит в передний и задний концы. Передний конец выше

заднего, широко-округленный, нависающий над брюшным краем, окаймленный полулунной плоской порово-канальной зоной. Задний конец округленный, с более узкой порово-канальной зоной. В брюшной части створки развито крыловидное утолщение, образованное сходящимися под острым углом брюшной и боковой частями створки, нависающее над истинным брюшным краем (табл. XVII, рис. 2, 3). Крыловидное утолщение протягивается от переднего конца и заканчивается, не доходя до заднего конца на одну четверть длины раковины. С нижней стороны крыловидное утолщение покрыто тонкими ребрышками, параллельными истинному брюшному краю, одно из которых, крайнее, венчающее гребень крыловидного утолщения, развито лучше остальных. Вдоль спинного края протягивается угловатое спинное ребро, более развитое на правой створке, заканчивающееся в переднеспинной и заднеспинной частях бугорками. От заднеспинного бугорка вдоль заднего конца протягивается ребро, от которого отходит ветвь к середине створки. Стенка гладкая, сравнительно толстая. Замок в левой створке представлен срединным валиком с овальными ямками на концах, а в правой — соответственно желобком и овальными продолговатыми зубами.

Мускульные отпечатки обычные для семейства Cytheridae.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,425	0,275	0,275	0,250	0,225	0,250	0,350	0,100	0,250
Оригинал	0,400	0,275	0,225	0,225	0,200	0,250	0,325	0,075	0,225

Пределы изменения размеров (мм) у 31 измеренного экземпляра

Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,350— 0,425	0,225— 0,300	0,175— 0,275	0,150— 0,275	0,200— 0,275	0,200— 0,250	0,175— 0,350	0,075— 0,125	0,175— 0,250

Изменчивость. Видовые признаки у раковин *Glorianella inderica* sp. n. выдерживаются в основном хорошо. Изменяются очертания заднего конца, который у одних экземпляров округленный, у других становится немного скошенным к спинному краю. Наблюдается несколько различное развитие ребер на поверхности створки, особенно ветви, отходящей от ребра на заднем конце к середине створки. Последнее, возможно, связано с сохранностью раковин.

Сравнение. Из всех видов, относящихся к рассматриваемому роду, *Glorianella inderica* обнаруживает наибольшее сходство с *Glorianella culta* Starozh., раковины которой встречаются в тех же отложениях, что и описываемый вид. От последней рассматриваемый вид отличается меньшей величиной раковины, овальным очертанием створок (у *Gl. culta* очертания удлиненно-овальные), отсутствием поперечного вдавливания, более сильно развитым брюшным крыловидным выступом и спинным валиком на правой створке (табл. XVII, рис. 2—6).

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Прикаспийская впадина. Районы: Индерский, Ушкультасский, Аралсорский, Захатсорский, Акмайский, Акмамыкский, Карагайский, Тегеньский, обнажение Коктау.

Glorianella telsuensis sp. n.

Табл. XIII, фиг. 1а—в

Голотип № 5—69 в коллекции МИНХ и ГП. Средний — верхний триас, зона *Gemmanella parva*. Телсуйский район, скв. 8-к, глубина 417—423 м.

М а т е р и а л. Описание проведено на основании изучения нескольких раковин хорошей и удовлетворительной сохранности из одного местонахождения.

Д и а г н о з. Раковина средних размеров, неравностворчатая, выпуклая, с сильно расчлененной поверхностью створок, округленными концами, с крыловидным вздутием в брюшной части, поперечным вдавлением в середине створки, бугорком в переднеспинной части и гребневидным ребром на заднем конце. Стенка сравнительно толстая с ячеистой скульптурой.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, удлиненная ($D/B = 1,82$), выпуклая, неравностворчатая. Левая створка немного больше правой и охватывает последнюю с заднего конца и с брюшной стороны. Спинной край слабо-выпуклый, протягивающийся через всю длину раковины и образующий с передним и задним концами тупые углы. Брюшной край выпуклый, дугообразно переходящий в передний и задний концы. Передний конец выше заднего ($B_2/B_1 = 1,33$), широко-округленный, окаймленный уплощенной порово-канальной зоной. Задний конец округленный. Поверхность раковины расчлененная. В брюшной части раковины имеется крыловидное вздутие, нависающее над истинным брюшным краем, образованное соединением под острым углом боковой и брюшной поверхностей створки. Крыловидное вздутие начинается в переднебрюшной части, протягивается вдоль створки и заканчивается, не доходя до заднего конца на $1/4$ длины створки. На перегибе крыловидное вздутие увенчано ребром. Более мелкие продольные ребрышки располагаются между указанным выше ребром и истинным брюшным краем. Середину створки от спинного края до крыловидного ребра пересекает поперечное вдавление. На вздутом заднем конце размещается гребневидное ребро, начинающееся в заднебрюшной части, идущее почти параллельно заднему концу и спинному краю и поворачивающееся под прямым углом к середине створки. Часть ребра, параллельная заднему концу, увенчана зубчиками, высота которых увеличивается по направлению к заднебрюшной части. В переднеспинной части створок помещается овальный, вытянутый вдоль переднего конца бугорок, увенчанный гребневидным ребром. Поверхность створки между ребрами и бугорок покрыты сравнительно грубой ячеистой скульптурой.

Замок, характерный для рода, представлен в левой створке валиком с ямками на концах и в правой — желобком с продолговатыми зубами. Отпечатки замыкающих мускулов располагаются в середине створки, ближе к брюшному краю и имеют вид четырех удлинено-овальных бугорков, помещающихся в ряд друг под другом. Вперед, ниже отпечатков замыкающих мускулов, находятся по дуге два овальных отпечатка мандибулярных мышц.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,750	0,405	0,550	0,200	0,300	0,400	0,626	0,150	0,450

Изменчивость. У немногочисленных раковин вида отмечается постоянство видовых признаков.

Сравнение. Описываемый вид обнаруживает сходство с *Glorianella efforta* (Glebovsk.), встречающихся в тех же отложениях, и отличается меньшей величиной более сильно расчлененной раковины, более выраженным поперечным вдавлением и наличием переднеспинного бугорка, а также зубцов на ребре заднего конца.

Геологический возраст и распространение. Средний — верхний триас, зона *Gemmanella parva*. Прикаспийская впадина. Телсуйский район.

Род *Renngartenella* Schneider, 1957

1957. *Renngartenella* Г. Ф. Шнейдер. Ежегодник Всесоюзного палеонтологического об-ва, т. 16, стр. 182, табл. III, рис. 4. Гостоптехиздат.
 1960. *Renngartenella* Г. Ф. Шнейдер. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Турк-менстан и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ, вып. 5, стр. 297, рис. 3. Гостоптехиздат.
 1960. *Renngartenella* Г. Ф. Шнейдер. Основы палеонтологии. Членистоногие, ракообразные и трилобитообразные. Стр. 370, рис. 1012. Госгеолтехиздат.

Renngartenella auerbachii Schleifer

Табл. VII, фиг. 5а, б; табл. XVII

1966. *Renngartenella auerbachii* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 134, 135, табл. IV, фиг. 11а, б; 12. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Прикаспийская впадина. Районы: Кулагинский, Индерский, Мастексайский, Западно-Баксайский.

Род *Aralsorella* Schleifer, 1966

1966. *Aralsorella* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 138. «Недра».

Aralsorella uralica Schleifer

Табл. VIII, фиг. 3а—в; 4а, б; табл. XVII

1966. *Aralsorella uralica* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 138, 139, табл. V, рис. 11а—в, 12; 13. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Прикаспийская впадина. Районы: Кулагинский, Мастексайский.

Aralsorella usjenica sp. n.

Табл. VIII, фиг. 5а, б; табл. XVII

Голотип № 5—70 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Мастексайский район, скв. 28-II, глубина 2911—2914 м.

М а т е р и а л. Описание проведено на основании наблюдения над 15 экземплярами данного вида, представленными целыми раковинами и отдельными створками хорошей и удовлетворительной сохранности из одного местонахождения.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, удлиненная, округленно-прямоугольного очертания, неравностворчатая, вздутая в задней трети, с поперечным вдавлением в середине створки и бугорком в переднебрюшной части, с гладкой стенкой.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, удлиненная ($D/B = 1,6 \div 1,9$), приближающаяся по очертанию створок к округленно-прямоугольной, неравностворчатая, сильно вздутая в задней трети створки. Левая створка немного больше правой и слабо охватывает последнюю с заднего конца и брюшной стороны.

Спинной край прямой, снабженный спинным выступом, постепенно переходит в задний конец и образует тупой угол при сочленении с передним концом. Брюшной край прямой, дугообразно переходит в передний и задний концы. Передний конец выше заднего, широко-округленный, окаймленный узкой порово-канальной зоной; задний — округленный, сильно скошенный к спинному краю. В задней трети створки наблюдается выпуклость, которая нависает над брюшным краем, а у спинного края ограничивается неглубоким поперечным вдавлением, приуроченным к середине спинной части створки. В заднебрюшной части створки помещается небольшой округлый бугорок.

Стенка раковины сравнительно толстая, гладкая, блестящая.

Замок, характерный для рода, на левой створке состоит из узкого округлого валика с ямками на концах, а на правой — из желобка и зубов.

Р а з м е р ы (мм)

	Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,425	0,250	0,237	0,100	0,187	0,250	0,337	0,250	0,237

Пределы изменения размеров (мм) у 13 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,375— 0,432	0,200— 0,262	0,182— 0,237	0,175— 0,125	0,200— 0,212	0,200— 0,250	0,275— 0,350	0,075— 0,100	0,180— 0,237

И з м е н ч и в о с т ь. Основные признаки вида у имеющихся экземпляров сохраняются. Отмечается неодинаковое развитие заднебрюшного бугорка вплоть до полного исчезновения.

С р а в н е н и е. По очертанию створок, характеру выпуклости раковины *Aralsorella usjenica* Schleich. обнаруживает сходство с *Aralsorella wralica* Schleich. и отличается от последних округлым задним концом, более выраженной выпуклостью и отсутствием брюшного ребра.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Прикаспийская впадина. Мастексайский район.

ПОДСЕМЕЙСТВО CYTHERISSINELLINA SCHNEIDER, 1960

Род *Cytherissinella* Schneider, 1957

1956. *Cytherissinella* Г. Ф. Шнейдер. Материалы по палеонтологии (новые семейства и роды), нов. серия, вып. 12, стр. 126. Изд. ВСЕГЕИ.
1960. *Cytherissinella* Г. Ф. Шнейдер. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ, вып. 5, стр. 299. Гостоптехиздат.
1960. *Cytherissinella* Г. Ф. Шнейдер. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. Стр. 370. Госгеолтехиздат.

Cytherissinella (?) *crispa* (Schleifer)

Табл. IX, фиг. 1а, б; 2а, б; 3а, б; табл. XVIII

1966. *Lutkevichinella crispa* А. Г. Шлеифер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 137, табл. V, фиг. 8а, б; 9а, б; 10а, б. «Недра».

З а м е ч а н и я. Раковины этого вида по форме створок, наличию поперечного вдавления, ячеистой скульптуре были условно отнесены к роду *Lutkevichinella*. Изготовление поперечных шлифов из раковин *Cytherissinella*? *crispa* и сравнение их со шлифами представителей *Lutkevichinella* и *Cytherissinella* (табл. XXI, фиг. 7; табл. XVII, фиг. 10) показали, что по контуру поперечного сечения, смыканию створок на спинной стороне и охвату на брюшной рассматриваемый вид ближе к роду *Cytherissinella*.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас; баскунчакская серия, зоны *Glorianella inderica*, *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Акмай-Ушкультасский, Мастексайский, Индерский, Болганмолинский, Кулагинский, Захатсорский, Карагайский, Коктауский, Акмамыкский, Малоузенская площадь.

Cytherissinella (?) *caspia* sp. n

Табл. XIII, фиг. 4а—в; табл. XVIII

Голотип № 5—71 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Кулагинский район, скв. 71, глубина 207 м.

Оригинал № 5—72 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Акмамыкский район, скв. 1, глубина 2782—2788 м.

М а т е р и а л. Описание составлено на основании изучения 40 раковин и отдельных створок, отобранных из шести местонахождений, а также поперечных и продольных шлифов, изготовленных из раковин хорошей сохранности.

Д и а г н о з. Раковина средней величины, округленно-квадратного очертания, неравносторочатая, равномерно-выпуклая, с уплощенной, покрытой струйчатыми ребрышками брюшной частью и слабо намечающимся валикообразным ребром на брюшной стороне. Поверхность раковины ячеистая, со слабо-заметным поперечным вдавлением в средней части створки у спинного края.

О п и с а н и е. Раковина средних размеров, удлинённая ($D/B = 1,38 \div 2,09$), приближающаяся по очертанию створок к прямоугольнику с округленными углами. Створки умеренно выпуклые, достигающие максимальной ширины в средней части у брюшного края. Левая створка немного больше правой и охватывает последнюю с задней стороны и брюшного края.

Спинной край прямой, при переходе к переднему и заднему концам образует тупые углы с закругленными вершинами. Брюшной край слабовогнутый, постепенно закругляясь, переходит в задний конец и более круто — в передний. Передний конец немного выше заднего ($B_1/B_2 = 1,0 \div 1,14$), широкоокругленный, окаймленный узкой уплотненной порово-канальной зоной примерно такой же ширины, как на переднем конце. Наибольшей выпуклости раковина достигает в брюшной части створок, где намечается валикообразное ребро. В средней части каждой створки у спинного края имеется слабо выраженное поперечное вдавление. Поверхность створок ячеистая. Замок, характерный для рода, состоит в левой створке из узкого срединного валика и краевых ямок, которым в правой стороне соответствует желобок с зубами по краям.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0.600	0.337	0.250	0.237	0.275	0.300	0.450	0.125	0.275
Оригинал	0.437	0.275	0.212	0.107	0.250	0.250	0.300	0.087	0.250

Пределы изменения размеров (мм) у 33 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0.387— 0.612	0.200— 0.362	0.200— 0.262	0.100— 0.257	0.200— 0.325	0.200— 0.362	0.275— 0.475	0.075— 0.150	0.150— 0.312

И з м е н ч и в о с т ь. Прежде всего обращает на себя внимание изменчивость, видимо, связанная с половым диморфизмом. Раковины гетероморф больше по величине, более вытянутые, приближающиеся по очертанию к округленно-квадратным, с ярче выраженными углами при переходе от спинного края к переднему и заднему концам, с более широким, сильнее вздутым задним концом.

Раковины текноморф меньших размеров, менее вытянуты, с сильнее приостренным, менее вздутым задним концом.

С р а в н е н и е. Раковина *Cytherissinella* (?) *caspia* sp. n. по очертанию створок, наличию поперечного вдавления, скульптуре сходна с типичными представителями рода, а именно *Cytherissinella okrajanci* Schneider и *Cytherissinella sokolovae* Sch neid., встреченными в отложениях, относимых в Прикаспийской впадине предположительно к верхнему—среднему триасу. Но в то же время у описываемого вида обнаруживаются значительные отличия. От *Cytherissinella okrajanci* Sch neid. раковины вида отличаются отсутствием валикообразных возвышений в передней и заднеспинной частях створки и складкообразного ребра в середине створки; от *Cytherissinella sokolovae* Sch neid. —

менее округленными угловатыми концами, менее толстой раковиной, у которой наибольшая толщина приурочена к середине створки, наличием валикообразного утолщения в брюшной части.

По общей форме, наличию валикообразного ребра в брюшной части, поперечного вдавления и по характеру скульптуры *Cytherissinella caspia* sp. n. обнаруживает сходство с *Lutkevichinella lata* K o z u r, встречающейся в ГДР в отложениях от рёта до верхнего раковинного известняка (нижний — средний триас). Первый вид отличается от второго в 2 раза большей величиной сильно вздутых раковин, округленными концами, очень слабо развитым ребром, едва намечающимся в средней части брюшной створки, слабее выделенным одним поперечным вдавлением и отсутствием второго поперечного вдавления.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Прикаспийская впадина. Районы: Кулагинский, Акмайский, Захатсорский, Акмамыкский, Каленый, Западно-Баксайский.

Cytherissinella tercobayica sp. n.

Табл. IX, фиг. 5а—в; 6а, б; табл. XVIII

Голотип № 5—73 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*. Аралсорский район, скв. 101-к, глубина 550—555 м.

Оригинал № 5—74 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*. Район и скважина те же.

М а т е р и л. Описание проведено на основании наблюдения над 50 экземплярами хорошей и удовлетворительной сохранности.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, равностворчатая, округленно-прямоугольных очертаний, с наибольшей выпуклостью у заднего конца. Спинной край прямой, брюшной слабоогнутый. Передний конец широко-округленный, выше заднего, слегка приостренный. Поверхность створки сетчатая, с двумя поперечными вдавлениями и продольным ребром.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, неравностворчатая, с округленно-прямоугольным очертанием створки (длина больше высоты в 1,86—2,3 раза), с наибольшей выпуклостью у заднего конца. Левая створка больше правой и охватывает последнюю с заднего конца и брюшного края. Спинной край прямой, снабженный спинными ребрами, из которых ребро на правой створке сильнее развито. С передним концом спинной край образует тупой угол, а с задним концом соединяется дугообразно.

Брюшной край слабоогнутый, короче спинного, переходит в передний и задний концы, плавно закругляясь. Передний конец выше заднего, тупой, широко-закругленный, сильнее, чем задний, нависающий над брюшным краем, окаймленный узкой порово-канальной зоной. Задний конец округлый, приостренный, слегка нависающий над брюшным краем. На каждой створке имеется два поперечных вдавления: одно — у переднего конца створки в виде неглубокого желобка, идущего от спинного края к середине, другое, более глубокое, протягивается параллельно первому в средней части створки и заканчивается, не доходя до брюшного края. Это вдавление разделено в центральной части створки перемычкой, на которой помещается ребрышко, протягивающееся вдоль створки. В брюшной части створки имеется валикообразное ребро, слегка нависающее над брюшным краем. В заднебрюшной части намечается слабо развитый бугорок.

Поверхность раковины сетчатая, со слабо выраженным продольным ребром в середине створки.

Замок, судя по шлифам, характерен для рода *Cytherissinella*.

Мускульные отпечатки типичные для семейства *Gytheridae*.

Р а з м е р ы (мм)

	Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,475	0,225	0,175	0,125	0,225	0,225	0,375	0,125	0,375
Оригинал	0,525	0,250	0,200	0,100	0,230	0,250	0,400	0,100	0,400
»	0,450	0,250	0,175	0,112	0,225	0,250	0,375	0,112	0,362

Пределы изменения размеров (мм) у 37 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,400— 0,475	0,187— 0,250	0,150— 0,207	Не пока- зательны	0,162— 0,237	0,175— 0,237	0,292— 0,387	0,062— 0,125	0,150— 0,375

И з м е н ч и в о с т ь. Отношение длины раковины к высоте изменяется в довольно широких пределах (от 1,86 до 2,30), т. е. наряду с раковинами вытянутыми встречаются менее вытянутые, более высокие. У вытянутых раковин задний конец обычно вздут сильнее, чем у раковин, характеризующихся меньшим отношением длины к высоте. Возможно, указанная изменчивость связана с половым диморфизмом. Изменяется характер поперечных вдавлений, брюшного ребра, бугорка и скульптуры створок. У одних раковин эти признаки выражены сильнее, у других слабее. Продольное ребро на створке у некоторых экземпляров отсутствует, несмотря на сравнительно хорошо развитую сетчатую скульптуру.

С р а в н е н и е. По очертанию створок, наличию поперечных вдавлений и наибольшей толщины на заднем конце раковины *Gytherissinella tercobayica* sp. n. сходна с *Gytherissinella? crispa* (Schleif.), от которой отличается значительно меньшими размерами и характером скульптуры. У описанного вида основная скульптура ячеистая, а у *Gytherissinella? crispa* (Schleif.) основу скульптуры составляют струйчатые ребра. *Gytherissinella tercobayica* sp. n. обнаруживает сходство с *Lutkevichinella lata lata* Kozur, *L. lata minuta* Kozur и *L. reniformis* Kozur из триаса ГДР. Первый вид широко распространен в триасе, последние два вида встречены в среднем триасе. От первого вида *Gyth. tercobayica* sp. n. отличается сильно вздутым задним концом, к которому приурочена максимальная ширина раковины, сильнее выраженным поперечным вдавлением у переднего конца и наличием продольного ребра в середине высоты створки.

От *Lutkevichinella lata minuta* Kozur и *L. reniformis* Kozur описываемый вид разнится большими размерами, наличием продольного ребра в середине высоты створки и поперечного вдавления у переднего конца и, кроме того, от первого вида — более высоким задним концом и вогнутым брюшным краем, а от второго — наличием наибольшей ширины в конце раковины.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слой с *Triassinella*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Балганмолинский, Теркобайский, Захатсорский, Индерский, Бугринский.

Gytherissinella elongata sp. n.

Табл. XII, фиг. 1а—в; 2 а—в, 5; табл. XVIII

Голотип № 5—75 в коллекции МИНХ и ГП. Средний — верхний триас, зона *Gemmanella parva*. Порт-Артурский район, скв. 17, глубина 3369—3373 м.

Оригинал № 5—76 в коллекции МИНХ и ГП. Средний — верхний триас, зона *Gemmanella parva*. Из того же образца.

М а т е р и а л. Описание проведено в результате наблюдения над 25 раковинами хорошей и удовлетворительной сохранности.

Д и а г н о з. Раковина средней величины, вытянутая в длину, с почти параллельными спинным и брюшным краями, с одинаково закругленными концами, приближающаяся по очертанию к вытянутому прямоугольнику. Створки равномерно слабовыпуклые, снабженные двумя поперечными вдавлениями у спинного края и продольными ребрами.

О п и с а н и е. Раковина имеет очертание вытянутого прямоугольника с закругленными углами. Длина ее в 2,2 раза превышает ширину. Левая створка немного больше правой и слегка охватывает последнюю со стороны заднего конца и брюшного края. Спинной край прямой, плавно соединяющийся с задним концом и образующий тупой угол со сглаженной вершиной с передним. Брюшной край слабоогнутый, почти параллельный спинному, плавно закругляясь, соединяется с передним и задним концами. Створки равномерно слабо-выпуклые. Наибольшая выпуклость у заднего конца. В передней половине каждой створки у спинного края имеются два небольших поперечных вдавления, разделенных полукруглым бугорком. Поверхность створки несет три продольных ребра, из которых нижнее расположено немного выше перегиба створки на брюшном крае, среднее приурочено к середине створки и верхнее — между средним ребром и спинным краем. Нижнее и среднее ребра протягиваются через всю створку, закругляются у переднего конца и параллельно ему доходят до спинного края. Верхнее ребро заканчивается на середине створки, у ближнего к середине поперечного вдавления.

Спинной край створки увенчан невысоким спинным ребром. Передний конец створки окаймлен неширокой уплощенной порово-канальной зоной.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,525	0,262	0,175	0,125	0,225	0,262	0,400	0,125	0,375
Оригинал	0,552	0,250	0,175	0,125	0,250	0,250	0,425	0,125	0,425

Пределы изменения размеров (мм) у 25 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,500— 0,587	0,225— 0,300	0,150— 0,225	0,100— 0,137	0,200— 0,275	0,225— 0,300	0,375— 0,475	0,100— 0,137	0,275— 0,475

Изменчивость. Изменчивость описанного вида связана с половым диморфизмом. Раковины гетероморф отличаются округлым, несколько вздутым задним концом и имеют бóльшие размеры. Раковины текноморф меньших размеров, с приостренным задним концом и наибольшей шириной в середине створки.

Сравнение. Наибольшее сходство раковины вида обнаруживают с *Cytherissinella* (?) *crispa* (Schleif.), описанной из отложений баскунчакской серии нижнего триаса Прикаспийской впадины. От раковин последнего вида рассматриваемый вид отличается меньшими размерами, более плоской раковиной, отсутствием ячеистой скульптуры, прямыми неветвящимися ребрами.

Геологический возраст и распространение. Средний — верхний триас; зона *Gemmanella parva*. Прикаспийская впадина. Районы: Порт-Артурский, Шунгайский.

Род *Lutkevichinella* Schneider, 1956

1956. *Lutkevichinella* Г. Ф. Шнейдер. Материалы по палеонтологии (новые семейства и роды), нов. серия, вып. 12, стр. 125. Изд. ВСЕГЕИ.
1960. *Lutkevichinella* Г. Ф. Шнейдер. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ, вып. 5, стр. 300. Гостоптехиздат.
1960. *Lutkevichinella* Г. Ф. Шнейдер. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные. Стр. 370. Госгеолтехиздат.

Lutkevichinella tscharigini Schleifer

Табл. X, фиг. 1а, б; 2; 3а, б; табл. XIX

1966. *Lutkevichinella tscharigini* А. Г. Шлейфер. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61, стр. 135, табл. V, фиг. 5а, б; 6; 7а, б. «Недра».

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*. Прикаспийская впадина. Районы: Индерский, Мастексайский; Грачинская площадь.

Lutkevichinella archangelskyi sp. n.

Табл. X, фиг. 4а—в; 5а, б; табл. XIX

Голотип № 5—77 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, зона *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*. Акмайский район, скв. 35-к, глубина 522—530 м.

Оригинал № 5—78 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, зона с *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*. Акмайский район, скв. 35-к, глубина 522—530 м.

Материал. Описание составлено на основании наблюдения над 100 раковинами удовлетворительной и хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина маленькая, неравностворчатая, имеющая очертания удлинённого овала, умеренно выпуклая, с наибольшей выпуклостью в середине створки, тонкостенная, с продольными, очень тонкими струйчатыми ребрышками на поверхности. Передний конец немного выше заднего, округленно-приостренный, задний — приостренный, скошенный к спинному краю. Спинной край параллелен брюшному. Левая створка обнимает правую на заднем конце и брюшном крае.

Описание. Раковина маленькая, удлинённо-овального очертания (отношение длины к высоте изменяется в пределах от 1,65 до 2,25), умеренно

выпуклая, достигающая наибольшей толщины в середине створки. Левая створка немного больше правой и слегка охватывает последнюю с заднего конца и немного больше — с брюшной стороны. Спинной край прямой, дугообразно изгибаясь, переходит в передний и задний концы. На правой створке спинной край снабжен небольшим ребром, выступающим за край левой створки.

Брюшной край прямой, параллельный спинному, дугообразно переходящий в передний и задний концы. Передний конец немного выше заднего, округленный, слабоприостренный, окаймленный узкой порово-канальной зоной. Задний конец сильнее приостренный, скошенный к спинному краю. В средней части створки, ближе к переднему концу, намечается слабо выраженная, не у всех раковин заметная, поперечная вдавленность. На брюшной стороне каждой створки намечается очень слабое вздутие, чуть-чуть нависающее над брюшным краем.

Стенка тонкая, у большинства раковин гладкая прозрачная, полупрозрачная или матовая. У некоторых экземпляров имеются тонкие продольные, очень слабозаметные ребрышки.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,425	0,225	0,175	Не показаны	0,225	0,225	0,325	0,112	0,250
Оригинал	0,350	0,175	0,175	0,100	0,175	0,187	0,275	0,112	0,200

Пределы изменения величин (мм) у 26 измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _г	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,325— 0,450	0,150— 0,225	0,150— 0,212	Не показаны	0,150— 0,200	0,150— 0,212	0,225— 0,362	0,075— 0,150	0,225— 0,325

Изменчивость. Поверхность створок у одних экземпляров гладкая, у других тонкорребристая.

Переход от спинного края к переднему и заднему концам у одних экземпляров округленно-угловатый, у других — дугообразный, в связи с чем форма раковины в первом случае приближается к округленно-трапециевидной, во втором — к вытянуто-овальной. У молодых экземпляров раковина почти овальная.

Сравнение. По форме раковины представители *Lutkevichinella archangelskyi* sp. n. обнаруживают отдаленное сходство с раковинами мужских особей *Cytherissinella* (?) *crispa* (Schleif), но отличаются от последних весьма малыми размерами, отсутствием ярко выраженного поперечного вдавления и характером скульптуры.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слой с *Triassinella*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Акмайский, Индерский; обнажения Коктау, Захатсор; Бугринская площадь.

Род *Triassinella* Schneider, 1955

1956. *Triassinella* Г. Ф. Шнейдер. Материалы по палеонтологии (новые семейства и роды), нов. серия, вып. 12, стр. 124. Изд. ВСЕГЕИ.
1960. *Triassinella* Г. Ф. Шнейдер. Геология и нефтегазоносность Юга СССР. Туркменистан и Западный Казахстан. Тр. КЮГЭ, вып. 5, стр. 302. Гостоптехиздат.
1960. *Triassinella* Г. Ф. Шнейдер. Основы палеонтологии. Членистоногие, трилобитообразные и ракообразные, стр. 370. Госгеолтехиздат.

Генотип *Triassinella chramovi* (Schneider) в коллекции ВНИГРИ № 72—31, нижний триас, гора Большой Богдо, западная часть Прикаспийской впадины.

Описание. Раковины маленькие, почти равносторчатые, умеренно выпуклые. Форма у отдельных представителей рода меняется от округленно-прямоугольной до округленно-клиновидной и округленно-трапециевидной. Левая створка незначительно больше правой и слабо охватывает последнюю с заднего конца и брюшного края. Спинной край прямой, в той или иной степени наклоненный к заднему концу. С передним концом он образует тупой угол, а при переходе к заднему концу у одних раковин имеется тупой угол, у других переход дугообразный. Брюшной край вогнутый. Передний конец в разной степени выше заднего, широко-закругленный, скошенный к спинному краю, слабо нависающий над брюшным краем, окаймленный полулунной, уплощенной порово-канальной зоной.

Задний конец округленно-приостренный или асимметричный, скошенный к спинному краю.

У некоторых представителей этого рода в середине створки у спинного края имеются одна или две неглубокие поперечные вдавленности. Брюшная часть створки снабжена валикообразным ребром, нависающим над брюшным краем. Ребро начинается в переднебрюшной части створки, протягивается под углом к брюшному краю и заканчивается шипиком или бугорком, не доходя до заднего конца на одну треть длины створки.

Стенки раковин тонкие, гладкие или несущие на внешней поверхности сетчатую скульптуру.

Замок очень тонкий, представленный в левой створке тонким пластинчатым валиком с ямками на концах и в правой створке соответственно желобком.

По строению очень тонкого меродонтного замка, боковому очертанию, прямому спинному краю, характеру выпуклости створок, форме и ширине внутренней пластинки раковины рода *Triassinella* весьма сходны с представителями рода *Judahella* и, возможно, являются предками последних в связи с тем, что триассинеллы в Прикаспийской впадине обнаружены в более древних отложениях нижнего триаса — в слоях с *Triassinella* зоны *Glorianella inderica*, которые на горе Большой Богдо по фауне аммонитов отнесены к колумбитовой зоне оленекского яруса. Наиболее древние представители *Judahella*, а именно *Judahella pulchra* (Knüpferr, Kozur), (Kozur, 19686), появляются в отложениях рёта (верхи нижнего триаса, ГДР). К среднему триасу ГДР, помимо продолжающих здесь существовать редких *Judahella pulchra*, приурочены *Judahella reticulata* (Knüpferr und Kozur), а в среднем триасе Франции, по данным И. Зона, встречена *Judahella tsorfatica* Sohn. Самые молодые представители рода, к которым относятся раковины *Judahella gerryi* Sohn, обнаружены в карнийском ярусе верхнего триаса Израиля (Sohn, 1968). Развитие двух разбираемых родов проходило по линии усиления расчле-

ненности боковой поверхности створок. Три основных бугра у спинной стороны *Judahella* развиваются на базе трех бугорков, отделяющих поперечные вдавления у *Triassinella* — *Triassinella chramovi* (S c h n e i d.), *T. astrachanica* sp. n. Валикообразное брюшное ребро у *Triassinella* и *Judahella* развито примерно одинаково, а бугорки в заднеспинной и переднеспинной частях раковин, присутствующие только у представителей *Judahella*, наблюдаются у различных видов этого рода далеко не одинаково.

Мускульные отпечатки, типичные для семейства Cytheridae.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слой с *Triassinella*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Индерский, Акобский, Мастексайский, Коктауский, Владимирский, Южно-Бугринский, Бугринский, Захатсорский, гора Большой Богдо, обнажение Коктау.

Triassinella bogdoana sp. n.

Табл. X, фиг. 7a—в; табл. XIX

Голотип № 5—79 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слой с *Triassinella*, район Владимирского купола, скв. 7, глубина 916—923 м.

М а т е р и а л. Описание проведено на основании изучения девяти закрытых раковин хорошей сохранности.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, почти равносторчатая, округленно-клиновидного очертания, равномерно выпуклая, достигающая наибольшей толщины в середине створки, с тонкой гладкой стенкой. Спинной край прямой, наклоненный к заднему концу, брюшной слабовогнутый, образующий с широко-округленным передним концом тупой угол. Порово-канальная зона на переднем конце полулунная, уплощенная. Брюшной край снабжен валикообразным ребром, заканчивающимся в задней трети створки открытым бугорком.

О п и с а н и е. Раковина маленькая округленно-клиновидного очертания (отношение длины к высоте изменяется в пределах 2,25—2,70), с равномерно выпуклыми, почти равными створками, с тонкой прозрачной гладкой стенкой. Левая створка немного больше правой, слегка охватывает последнюю на заднем конце и несколько сильнее в середине брюшной стороны. Выпуклость раковины равномерно увеличивается по мере удаления от переднего и заднего концов к середине створки, где достигает максимума.

Спинной край прямой, наклоненный к заднему концу. Брюшной край короче спинного, слабовогнутый в передней трети.

Передний конец в 1,3 раза выше заднего, широко закругленный, косо срезанный к спинному краю, с которым образует тупой угол. При переходе к брюшному краю передний конец круто закругляется.

Порово-канальная зона на переднем конце сравнительно широкая, уплощенная, полулунной формы.

Задний конец узкий, клювовидно приостренный, скошенный к спинному краю, с которым образует тупой угол. Он окаймлен узкой порово-канальной зоной.

В брюшной части створки имеется валикообразное ребро, нависающее над брюшным краем, протягивающееся под углом к нему и оканчивающееся в задней трети створки бугорком.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,550	0,250	0,212	0,150	0,237	0,250	0,400	0,150	0,300
Оригинал	0,475	0,225	0,162	0,225	0,182	0,225	0,325	0,125	0,262

Пределы изменения величин (мм) у восьми измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _с	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,425— 0,550	0,175— 0,212	0,162— 0,212	0,100— 0,137	0,150— 0,200	0,175— 0,225	0,075— 0,125	0,325— 0,425	0,225— 0,300

Изменчивость. Среди имеющихся в коллекции экземпляров наблюдаются раковины, более вытянутые и менее высокие, с сильнее скошенным передним и приостренным клювовидным задним концами, с ярче выраженными углами при переходе от спинного края к концам. Очертания таких раковин приближаются к неправильно-трапециевидным. Другие раковины более высокие, характеризуются округлыми, менее скошенными передним и задним концами, и очертания их приближаются к округленно-клиновидным.

С р а в н е н и е. От единственного, известного в литературе вида *Triassinella chramovi* (S c h n e i d.) описанный вид отличается клиновидным очертанием створки, гладкой стенкой, отсутствием поперечного вдавления на створках и шипа в задней части брюшного валикообразного ребра. Сходная, судя по фотографии, форма описана Н. Козур (Kozur, 1968a) из нижнего триаса (рѳта) и низов среднего триаса ГДР под названием *Cultella* (?) *levis* К о з у р.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слои *Triassinella*. Прикаспийская впадина, Владимирский купол, Южно-Бугринская площадь.

Triassinella aralsorica sp. n.

Табл. XI, фиг. 1а—в; 2а—в

Голотип № 5—80 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*. Джамбайский район, скв. 36-к, глубина 642—646 м.

Оригинал № 5—81 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*, из того же образца.

Оригинал № 5—82 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*. Теркобай, скв. 11-к, глубина 405—411 м.

М а т е р и а л. Описание составлено на основании изучения 30 целых раковин и отдельных створок хорошей и удовлетворительной сохранности.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, округленно-трапециевидного очертания, умеренно выпуклая, неравностворчатая, с более высоким асимметричным передним концом и округленно-приостренным задним, со слабо выраженным валикообразным утолщением на брюшной стороне.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, вытянутая в длину ($D/B = 2,7 \div 1,95$), с округленно-трапециевидным очертанием створок, умеренно выпуклая, с гладкой стенкой. Левая створка немного больше правой и охватывает последнюю с брюшной стороны и заднего конца. Спинной край прямой, наклоненный к заднему концу, с которым соединяется дугообразно, а при переходе к переднему образует тупой угол. Спинной край на каждой створке снабжен спинным выступом. Брюшной край слегка вогнутый, круто закругляется при переходе к переднему и заднему концам. Передний конец немного выше заднего ($B_1/B_2 = 1,00 \div 1,17$), широко-округленный, сильно скошенный к спинному краю, окаймленный узкой порово-канальной зоной. Задний конец округленно-приостренный, слабее, чем передний, скошенный к спинному краю. Максимальной толщины раковина достигает в средней части створки, у брюшного края, где намечается валикообразное утолщение, слабо нависающее над брюшным краем.

Стенка раковины тонкая, гладкая, блестящая.

Замок тонкий, в левой створке состоит из валика со слабо выраженными ямками на концах, которым в правой створке отвечают желобок и слаборазвитые зубы.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	D_e	B_1	B_2	D_1	D_2	$D_{ш}$
Голотип	0,487	0,250	0,250	0,132	0,225	0,250	0,400	0,132	0,275
Оригинал	0,475	0,237	0,200	0,112	0,225	0,237	0,355	0,112	0,262
»	0,537	0,225	0,200	0,125	0,212	0,225	0,412	0,125	0,325

Пределы изменения величин (мм) у 27 экземпляров

Д	В	Ш	D_e	B_1	B_2	D_1	D_2	$D_{ш}$
0,350— 0,535	0,150— 0,250	0,137— 0,212	0,075— 0,157	0,150— 0,225	0,150— 0,250	0,250— 0,387	0,075— 0,175	0,175— 0,350

И з м е н ч и в о с т ь. Среди раковин вида отмечаются экземпляры более низкие, вытянутые ($D/B = 1,95 \div 2,00$), характеризующиеся сильнее приостренным задним и сильнее скошенным к спинному краю передним концами и экземпляры более высокие, короткие, у которых концы округленные. Валикообразное ребро на брюшной стороне у одних экземпляров слабо развито, у других отсутствует.

С р а в н е н и е. Раковины *Triassinella aralsorica* sp. n. по форме и отсутствию на створках поперечных вдавлений близки к *Triassinella bogdoana* sp. n. и отличаются от последней менее вздутыми створками и отсутствием хорошо развитого валикообразного утолщения в брюшной части.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glogianella inderica*, слои с *Triassinella*. Прикаспийская впадина. Районы: Джамбайский, Аюбский, Захатсорский, Аралсорский, Теркобайский, обнажение Коктау; Южно-Бугринская площадь.

Triassinella gubkini sp. n.

Табл. XI, фиг. 3а—в; 4а—в; табл. XIX

Голотип № 5—83 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*. Индерский район, скв. 101-к, глубина 414,3—417,3 м.

Оригинал № 5—84 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*, слои с *Triassinella*. Из того же образца.

М а т е р и а л. Описание проведено на основании наблюдения над 62 раковинами удовлетворительной и хорошей сохранности.

Д и а г н о з. Раковина маленькая, округленно-трапецевидного очертания, равномерно выпуклая, с прямым спинным и параллельным ему брюшным краями, с тупым округленным передним и клювовидным задним концами. На брюшной стороне слабо развитое валикообразное ребро и небольшой бугорок в заднебрюшной части, отделенный от ребра понижением. Стенка тонкая, с продольными струйчатыми тонкими ребрышками.

О п и с а н и е. Раковина маленькая, с округленно-трапецевидным очертанием створок (отношение длины к высоте изменяется в пределах 1,77—2,02), равномерно выпуклая, достигающая максимальной толщины в середине створки. Левая створка незначительно больше правой и слабо охватывает последнюю с заднего конца и брюшного края.

Спинной край прямой, дугообразно переходит в задний конец и образует тупой угол с закругленной вершиной при сочленении с передним концом. Брюшной край параллелен спинному, слабоогнутый в задней трети створки. Передний конец почти равен по высоте заднему или незначительно выше последнего, широко-закругленный, окаймленный узкой уплощенной порово-канальной зоной. Задний конец округленно-приостренный, скошенный к спинному краю, клювовидно нависающий над брюшным краем, окаймленный узкой порово-канальной зоной.

Брюшная часть каждой створки снабжена валикообразным ребром, слабо нависающим над брюшным краем, протягивающимся от переднего конца под углом к брюшному краю и оканчивающимся в задней трети створки. Заднебрюшная часть раковины снабжена маленьким бугорком, развитым в различной степени у разных экземпляров.

Стенка раковины тонкая, покрытая тончайшими струйчатыми ветвящимися продольными ребрышками.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	D_e	V_1	V_2	D_1	D_2	$D_{ш}$
Голотип	0,375	0,200	0,175	Не показателен	0,175	0,200	0,300	0,100	0,225
Оригинал	0,375	0,200	0,175	»	0,200	0,200	0,300	0,087	0,225

Пределы изменения величин (мм) у 35 экземпляров

Д	В	Ш	D_e	V_1	V_2	D_1	D_2	$D_{ш}$
0,350—	0,175—	0,132—	Не показателен	0,150—	0,162—	0,250—	0,055—	0,162—
0,405	0,212	0,175	То же	0,200	0,212	0,350	0,112	0,287

Изменчивость. Варьируют высота, клювовидность заднего конца и степень развития бугорка на заднем конце. У одних раковин задний конец менее высокий, клювовидно нависающий над брюшным краем, снабженный бугорком. У других экземпляров, характеризующихся более высоким задним концом, клювовидность и бугорок выражены значительно слабее.

Сравнение. Раковины *Triassinella gubkini* sp. n. по общему очертанию створок, величине, характеру выпуклости створок, наличию валикообразного ребра на брюшном крае обнаруживают сходство с *Triassinella chramovi* (Schneid.) и *Triassinella bogdoana* sp. n. и отличаются от указанных видов ребристой скульптурой, менее выпуклыми створками, слабее развитым ребром на брюшной стороне и клювовидным задним концом, снабженным бугорком.

Геологический возраст и распространение. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glogianella inderica*, слои с *Triassinella*. Прикаспийская впадина. Районы: Аралсорский, Индерский, Мастексайский; Захатсорский; Коктауский, гора Большой Богдо; Владимирский купол.

Triassinella astrachanica sp. n.

Табл. XI, фиг. 5а—в; 6а, б; табл. XIX

Голотип № 5—85 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glogianella inderica*. Владимирский купол, скв. 7-к, глубина 923—931 м.

Оригинал № 5—86 в коллекции МИНХ и ГП. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glogianella inderica*. Из того же образца.

Материал. Описание проведено на основании изучения 12 раковин хорошей сохранности.

Диагноз. Раковина маленькая, округленно-прямоугольных очертаний, почти равностворчатая, с параллельными спинным и брюшным краями, с двумя поперечными вдавлениями, с шипиками в заднебрюшной и переднебрюшной частях створок, с сетчатой скульптурой на поверхности раковины.

Описание. Раковина маленькая, удлиненная, округленно-прямоугольного очертания (отношение длины к ширине меняется в пределах 1,9—2,2), с равномерно умеренно выпуклыми створками. Раковина почти равностворчатая, очень слабый охват имеется на брюшной стороне (см. поперечный шлиф).

Спинной край прямой, параллельный брюшному, снабжен спинным ребром, сильнее развитым на правой створке. В брюшной части слабо развитое валикообразное ребро, протягивающееся под углом к брюшному краю, слегка нависающее над ним.

Передний конец тупой, широко-закругленный, окаймленный узкой плоской порово-канальной зоной. При переходе к спинному краю он образует тупой угол, а в брюшной край переходит, круто закругляясь. На поверхности створки имеются две поперечные вдавленности: одна, более глубокая, в передней трети створки; другая, меньших размеров, у переднего конца. Обе они протягиваются от спинного края к середине створки.

Задний конец чуть-чуть ниже переднего, округленно-приостренный, круто закругляющийся при переходе к спинному и брюшному краям. В заднебрюшной и переднебрюшной частях створка несет шипики, из которых задний несколько больше переднего.

Поверхность створок тонкосетчатая.

Размеры (мм)

	Д	В	Ш	Д _о	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
Голотип	0,450	0,225	0,175	0,075	0,225	0,225	0,320	0,075	0,230
Оригинал	0,475	0,180	0,175	0,075	0,175	0,180	0,380	0,075	0,250
»	0,380	0,200	0,187	0,100	0,200	0,200	0,325	0,100	0,300

Пределы изменения величины (мм) у девяти измеренных экземпляров

Д	В	Ш	Д _о	В ₁	В ₂	Д ₁	Д ₂	Д _ш
0,380— 0,500	0,180— 0,250	0,150— 0,200	0,050— 0,100	0,175— 0,250	0,180— 0,250	0,320— 0,425	0,070— 0,100	0,225— 0,275

Изменчивость. Видовые признаки у имеющихся экземпляров изменяются весьма незначительно.

С р а в н е н и е. По очертанию створок, характеру скульптуры, наличию брюшного ребра и поперечных вдавлений описанный вид близок к *Triassinella chratovi* (S c h n e i d.) и отличается от последнего более ярко выраженными поперечными вдавлениями, более слабо развитым брюшным ребром, лишенным шипа, и наличием шипов в переднебрюшной и заднебрюшной частях створки.

Г е о л о г и ч е с к и й в о з р а с т и р а с п р о с т р а н е н и е. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*. Прикаспийская впадина, Владимирский купол.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО БОРТА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины в последнее время связывают с подсолевыми палеозойскими отложениями. Нефтегазопоявления обнаружены в отложениях нижней перми и карбона в пределах западного и северного обрамлений впадины. Было открыто крупное Оренбургское газоконденсатное месторождение. В связи с этим значительно расширилось глубокое разведочное бурение на территории северного борта впадины. В пределах этой территории отложения палеозоя пользуются повсеместным распространением. Они залегают под мощной (более 2500 м) толщей терригенных и сульфатно-галогенных пород и доступны изучению только в результате глубокого бурения.

Авторами настоящей работы по ряду скважин, пробуренных трестом Уральскнефтегазразведка в районе северного борта Прикаспийской впадины, было проведено детальное изучение состава пород и определение фауны фораминифер. Эти исследования позволили выявить комплекс стратиграфических признаков и на их основании расчленить отложения карбона и нижней перми на ярусы, согласно унифицированной стратиграфической схеме палеозоя 1962 г. Ограниченное количество кернового материала не всегда позволяло точно установить положение границ между отдельными стратиграфическими комплексами. Наиболее полно были изучены разрезы Щучкинской скв. 1, Тепловской скв. 1-п, Усовской скв. 2 и Чинаревской скв. 2-п (рис. 10).

Девонские отложения были вскрыты Щучкинской скв. 1 в интервале 4058—4318 м и Чинаревской скв. 2-п в интервале 4426—4529 м. В Щучкинской скв. 1 — это известняки светлые плотные микрозернистые и доломиты светлые и

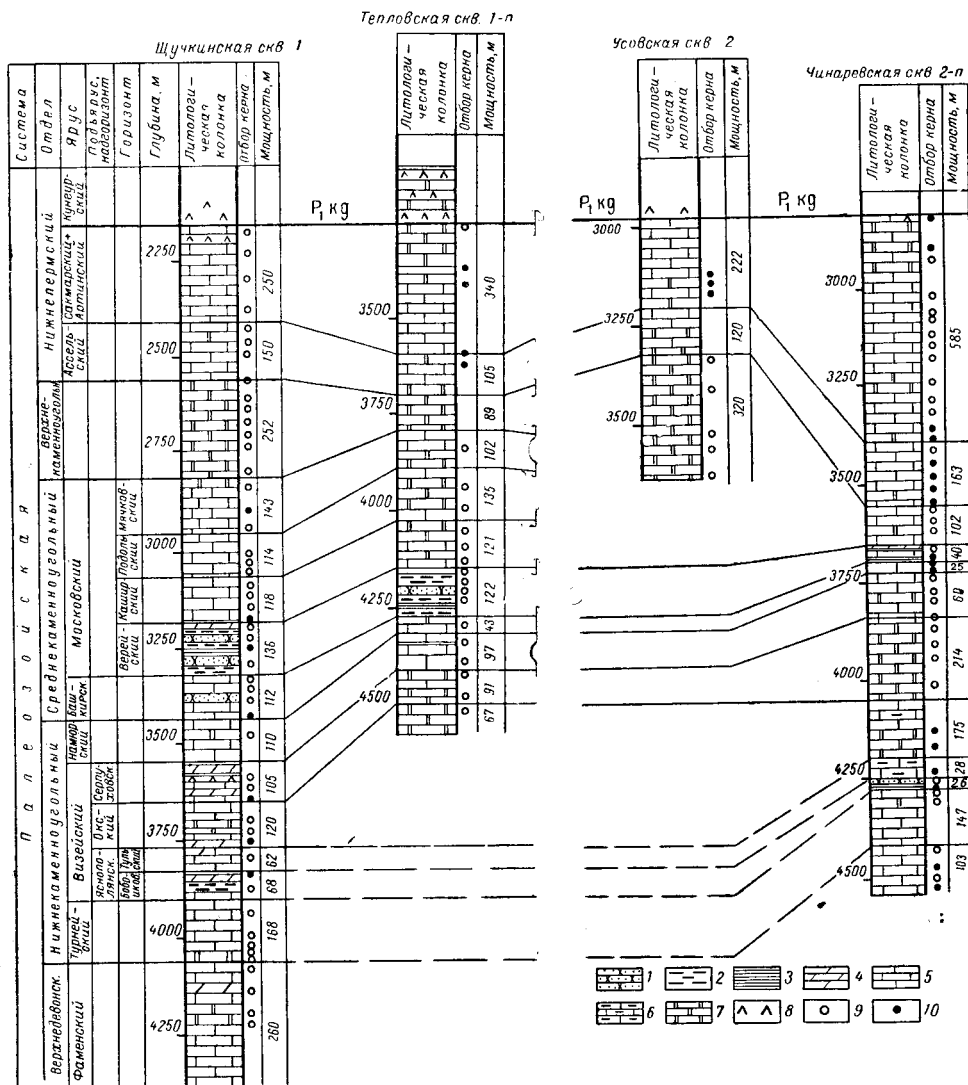


Рис. 10. Сопоставление разрезов верхнепалеозойских отложений северного борта Прикаспийской впадины.

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — аргиллиты; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — известняки глинистые; 7 — доломиты; 8 — ангидриты; 9 — ядра без фауны; 10 — ядра с фауной.

темные среднезернистые с редкими прослоями темных мергелей. В Чинаревской скв. 2-п обнаружены известняки светлые органогенные водорослевые и водорослево-комковатые. В нижней части разреза появляются темные глинистые известняки. В породах Чинаревской скв. 2-п в интервалах 4522—4529 и 4473—4477 м встречена фауна фораминифер *Archaeosphaera minima* S u l., *A. grandis*

Li p., *Auroria ferganensis* P o j a r k., *Parathuramina papilaefromis* P o j a r k., *Eotuberitina* sp., *Eovolutina elementa* A n t r., *Hyperammina* sp., *Cribrosphaeroides turcmenica* M. — M a c l a y?, *Parastegnammina?* sp. *Endothyra* ex gr. *communis* R a u s., *E. communis* R a u s., *E. konensis* L e b e d e v a, *Quasiendothyra kobeitusana* (R a u s.).

Приведенный комплекс распределяется по разрезу неравномерно. В нижней части (4522—4529 м) преобладают *Endothyra* ex gr. *communis* R a u s., *End. communis* R a u s., архесферы, паратураммины, в верхней — *Quasiendothyra kobeitusana* (R a u s.). Предварительно вся толща отнесена к фаменскому ярусу, поскольку комплекс паратураммин и архесфер не изменяется. Однако верхняя часть, содержащая *Quasiendothyra kobeitusana* (R a u s.), возможно, соответствует низам турнейского яруса.

Вскрытая мощность фаменских отложений в Щучкинской скв. 1 260 м, в Чинаревской скв. 2-п 103 м.

Каменноугольные отложения представлены нижним, средним и верхним подотделами. Нижний карбон состоит из турнейского, визейского и намюрского ярусов.

Турнейский ярус вскрыт Щучкинской скв. 1 в интервале 3890—4058 м и Чинаревской скв. 2-п в интервале 4279—4426 м. В Щучкинской скв. 1 в подошве яруса залегают доломиты светлые мелко- и крупнозернистые, вверх по разрезу они сменяются известняками серыми плотными комковатыми и микрозернистыми. В Чинаревской скв. 2-п разрез турнейского яруса сложен известняками светлыми органогенными фораминиферо-водорослевыми и водорослевыми с брахиоподами, переслаивающимися с известняками темными до черных глинистыми битуминозными.

В породах указанных выше скважин был встречен комплекс фораминифер, характерных для разных стратиграфических уровней турнейского яруса. В Щучкинской скв. 1 в нижней части толщи были определены *Eovolutina tuimasensis* Li p., *Bisphaera irregularis* V i r i n a, *Baituganella chernyshinensis* Li p., *Parathuramina* sp. В Чинаревской скв. 2-п в верхней части интервала были определены *Hyperammina vulgaris* var. *minor* R a u s., *Brunsiina uralica* Li p., *Glomospirella irregularis* (M o e l l e r), *Tournayella discoidea* D a i n forma *maxima*, *Carbonella spectabilis* D a i n, *Endothyra* ex gr. *recta* Li p., *E. spinosa* T c h e r n., *E. paracostifera* Li p., *E. sp. sp.* В указанном комплексе преобладают турнейелиды и эндотириды, среди которых *Endothyra* ex gr. *recta* встречается в массовом количестве. Полностью отсутствуют паратураммины, бисферы, архесферы. В комплексе фораминифер из Щучкинской скв. 1 доминируют бисферы, паратураммины, отсутствуют эндотириды.

Состав фораминифер Щучкинской скв. 1 позволяет установить верхнетурнейский (кизеловский горизонт) возраст вмещающих пород, комплекс фораминифер Чинаревской скв. 2-п — нижнетурнейский возраст.

Вскрытая мощность турнейского яруса в Щучкинской скв. 1 168 м, а в Чинаревской скв. 2-п 147 м.

Визейский ярус выделен в объеме средне- и верхневизейского подъярусов. Отложений, сопоставимых с нижневизейскими, пока не встречено. Граница с нижележащими отложениями турнейского яруса четкая и фиксируется разрывом, сменой карбонатных пород на терригенные а также изменением состава фораминифер. Почти полностью изменяется видовой состав эндотирит. Среди фузулинид появляются эшштафеллы и псевдоштафеллы.

Средневизейский подъярус представлен бобриковским и тульским горизонтами.

Бобриковский горизонт в Щучкинской скв. 1 выделен в интервале 3822—3890 м и в Чинаревской скв. 2-п в интервале 4253—4279 м. Разрез, вскрытый обеими скважинами, имеет примерно однотипную литологическую характеристику. Это темные плотные алевролиты и аргиллиты с маломощными прослоями темных мергелей, известняков микрозернистых и песчаников кварцево-полевошпатовых. Мощность бобриковского горизонта в Щучкинской скв. 1 68 м, в Чинаревской скв. 2-п 26 м.

Тульский горизонт пройден Щучкинской скв. 1 в интервале 3760—3822 м и Чинаревской скв. 2-п в интервале 4225—4253 м. Граница с бобриковским горизонтом фиксируется сменой терригенных пород на карбонатные.

В указанных скважинах к тульскому горизонту относятся известняки темно-серые, плотные, глинистые, детритового состава. Фаунистические остатки представлены криноидеями, брахиоподами, кораллами, остракодами и фораминиферами. Среди фораминифер встречены единичные мелкие формы *Archaeodiscus karreri* В г а д у, *A. krestovnikovi* R a u s. и единичные *Endothyra prisca* R e i t l., *E. ex gr. omphalota*, *Palaeotextularia longiseptata* L i p.

Мощность тульского горизонта в Чинаревской скв. 2-п 28 м, в Щучкинской скв. 1 62 м.

Верхневизейский подъярус выделен в объеме окского и серпуховского надгоризонтов. Граница с нижележащими отложениями четкая. Она фиксируется обильной фауной фораминифер. Широко развиты *Archaeodiscus ex gr. moelleri*, *Endothyra ex gr. omphalota*, округлые эоштафеллы и тетратаксии.

Окский надгоризонт в Щучкинской скв. 1 вскрыт в интервале 3640—3760 м и в Чинаревской скв. 2-п в интервале 4050—4225 м. Разрез обеих скважин имеет однотипную характеристику и сложен преимущественно известняками. Однако керн наиболее полно представлен в Щучкинской скв. 1. Здесь нижняя часть разреза является переходной из темных глинистых известняков к светлым, представленным серыми плотными водорослево-фораминиферовыми разностями с прослоями мергелей и аргиллитов. Вверх по разрезу они сменяются известняками кристаллическими, доломитовыми, пористо-кавернозными и известняками органогенными.

В породах встречен обильный и разнообразный комплекс фораминифер, содержащий следующие виды: *Hyperammia* sp., *Lituotubella* sp., *Archaeodiscus moelleri* R a u s., *A. krestovnikovi* R a u s., *Permodiscus rotundus* N. T c h e r n., *P. vetustus* D u t k., *Endothyra samarica* R a u s., *E. globulus* var. *numerabilis* V i s s., *E. ex gr. omphalota* R a u s. et R e i t l., *E. exilis* R a u s., *Plectogyra similis* (R a u s. et R e i t l.), *Globoendothyra inconstans* (G r o z d. et L e b e d e v a), *Criborespira* sp., *C. michailovi* R a u s.), *Eostaffella ex gr. prisca* R a u s., *E. mediocris* V i s s., *Tetrataxis angusta* V i s s., *Pseudoendothyra struvei* (M o e l l.).

Мощность окского надгоризонта в Чинаревской скв. 2-п 175 м, в Щучкинской скв. 1 120 м.

Серпуховский надгоризонт вскрыт Щучкинской скв. 1 в интервале 3535—3640 м и Чинаревской скв. 2-п в интервале 3836—4050 м. Выделение этой толщи проведено исключительно по литологической характеристике. Фауны фораминифер, которая обосновала бы возраст пород, не обнаружено. Поэтому возраст толщи определен по стратиграфическому положению и сопоставлению с аналогичными отложениями на Русской платформе.

В Щучкинской скв. 1 отложения, относимые к серпуховскому надгоризонту, представлены в нижней части разреза известняками светлыми, органогенными водорослево-фораминиферовыми с криноидеями. Верхняя часть раз-

реза сложена мергелями черными плотными слоистыми с прослоями известняков шламowych, аргиллитов известковистых и ангидритов.

В Чинаревской скв. 2-п толща пород, относимая к серпуховскому надгоризонту, в нижней части разреза состоит из доломитов серых крепких среднезернистых. Вверх по разрезу доломиты переходят в известняки светлые плотные органогенные криноидно-брахиоподовые, доломитовые.

Мощность серпуховского надгоризонта в Щучкинской скв. 1 105 м и в Чинаревской скв. 2-п 214 м.

Намюрский ярус слабо охарактеризован керном. Поэтому его выделение проводится по положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными толщами.

В Щучкинской скв. 1 отложения, относимые к намюрскому ярусу, выделяются в интервале 3425—3535 м, в Тепловской скв. 1-п в интервале 4307—4404 м и в Чинаревской скв. 2-п в интервале 3720—3836 м. В разрезах всех скважин отложения представлены известняками — от серых до белых — плотными, крепкими, массивными, прослоями пористо-кавернозными, с включениями сульфатов и аргиллитов голубовато-серых. Известняки сложены перекристаллизованными фрагментами криноидей, брахиопод, фораминифер, сцементированными мелкозернистым кальцитом.

Основанием для отнесения выделяемой толщи к намюрскому ярусу послужила четкая литологическая обособленность, которая заключается в смене доломитов и мергелей, характерных для серпуховского надгоризонта, на чистые известняки, типичные для намюрского яруса. Положение верхней границы подтверждено изменением фауны (рис. 10).

Мощность намюрского яруса в Щучкинской скв. 1 110 м, в Тепловской скв. 1-п 97 м и в Чинаревской скв. 2-п 60 м.

В разрезах Чинаревской скв. 2-п, Щучкинской скв. 1 и Тепловской скв. 1-п средний карбон представлен башкирским и московским ярусами.

Башкирский ярус охарактеризован фаунистически в Щучкинской скв. 1, в других разрезах он выделяется на основе сопоставления литологических и промыслово-геофизических данных.

В Щучкинской скв. 1 разрез башкирского яруса (интервал 3313—3425 м) включает известняки светлые, плотные, однородные, органогенные, криноидно-фораминиферовые с брахиоподами. В средней части разреза (рис. 10) обнаружен прослой песчаника светло-серого, мелкозернистого, кварцево-полевошпатового, известковистого, кавернозного. В Тепловской скв. 1-п (4264—4307 м) башкирский ярус сложен доломитами серыми, плотными, среднезернистыми, в Чинаревской скв. 2-п (3695—3720 м) — известняком светлым, кавернозным, оолитовой структуры.

В Тепловской скв. 1-п и Чинаревской скв. 2-п мощность яруса сокращена.

Состав комплекса фораминифер, определенных в интервале 3418—3423 м Щучкинской скв. 1, изменяется по отношению к нижележащим отложениям незначительно, однако их видовой состав существенно обновляется. В комплексе преобладают архедисциды, по-прежнему присутствуют эоштафеллы и псевдоэндоциты. Среди мелких фораминифер появляются гломоспиры и туберитины. Комплекс содержит следующие виды: *Archaeodiscus variabilis* Reitl., *A. pseudomoelleri* Reitl., *A. gregorii* Dain, *A. baschkiricus* Krest. et Teod., *A. ovoides* Raus., *Glomospira pusilliformis* Reitl., *Tuberitina maljavkini* Mikh. var. *grandis* Reitl., *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Beljaev) var. *chomatifera*, *E. postmosquensis* Kir.

Необходимо отметить, что не все виды указанного комплекса имеют одинаковое вертикальное распространение в башкирском ярусе. Большое количество звездчатых архедисид характерно для нижнебашкирского подъяруса Русской платформы, Оренбуржья, Верхоянья и других районов. Появление прикрепленных форм мелких фораминифер отмечено в верхнебашкирском подъярусе. Можно ожидать, что при дальнейшем накоплении фактического материала представится возможность расчленить башкирский ярус на подъярусы.

Мощность башкирского яруса в Щучкинской скв. 1 составляет 112 м, в Тепловской скв. 2-п 43 м, в Чинаревской скв. 2-п 25 м.

Московский ярус наиболее полно охарактеризован керном и фауной в разрезе Щучкинской скв. 1 в интервале 2802—3313 м. По литологическим особенностям и составу фаунистического комплекса обособляются ниже- и верхне-московский подъярусы. В нижнем подъярусе выделяются верейский и каширский горизонты.

Терригенные отложения верейского горизонта лежат на размытой поверхности башкирских осадков. Они представлены почти нацело карбонатными породами. В Щучкинской скв. 1 верейский горизонт выделен в интервале 3177—3313 м. Разрез горизонта можно разделить на две почти равные по мощности толщи: нижнюю — терригенную и верхнюю — терригенно-карбонатную. Терригенная толща включает серые и темно-серые кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов черных слоистых слюдистых. Терригенно-карбонатная толща, помимо песчаников и алевролитов, содержит прослой мергелей темно-серых слоистых, известняков темных глинистых и доломитов мелкозернистых.

Фаунистический комплекс представлен мшанками, брахиоподами, криноидеями и фораминиферами. Среди фораминифер преобладают шубертеллы, псевдоштафеллы и редкие псевдоэндоциты. В частности, были определены следующие виды: *Schubertella gracilis* R a u s., *Sch. borealis* R a u s., *Sch. acuta* (R a u s.), *Sch. magna* L e e et C h e n, *Textularia* sp., *Pseudoendothyra bradyi* (M o e l l.).

Мощность верейского горизонта в этой скважине составляет 136 м.

В Тепловской скв. 1-п верейский горизонт выделен в интервале 4142—4264 м; он включает монотонную толщу чередующихся прослоев алевролитов и аргиллитов. Мощность этого горизонта составляет 122 м.

Каширские отложения в Щучкинской скв. 1 выделяются в интервале 3059—3177 м. К ним отнесены известняки серые и темно-серые плотные детритовые, шламовые и микрозернистые доломитовые с прослоями доломитов темно-серых мелкозернистых, кавернозных. В детритовых известняках преобладают обломки брахиопод, членики криноидей, мелкие фораминиферы, створки остракод.

Среди фораминифер, как и в верейское время, преобладают шубертеллы, но появляются эоштафеллы и крупные фузулиниды. Полный комплекс содержит следующие виды: *Schubertella* ex gr. *obscura* L e e et C h e n, *Sch. obscura* L e e et C h e n, *Sch. pausiseptata* R a u s., *Eostaffella kashirica* R a u s., *Fusulina* sp. *indet.*, *Ozawainella* sp., *Tuberitina collosa* R e i t l., *T. maljavkini* M i k h.

Мощность каширского горизонта 188 м.

В Тепловской скв. 1-п этому горизонту соответствует некая толща в интервале 4021—4142 м, состоящая в основном из доломитов темно-серых, черных плотных мелкозернистых пористо-кавернозных. В подошве горизонта залегают известняки темно-серые, глинистые, детритовые, битуминозные. Мощность горизонта 121 м.

В верхнем подъярусе московского яруса выделяются подольский и мячковский горизонты.

Подольский горизонт наиболее полный в Щучкинской скв. 1 (интервал 2945—3059 м). Здесь отложения этого горизонта сложены известняками серыми плотными микрозернистыми и органогенно-детритовыми трещиноватыми, с примесью зерен терригенного кварца.

Фаунистические остатки представлены разрушенными неопределимыми крупными фузулинидами, а также *Schubertella minima* Sosn. (msc), *Sch. acuta* Ra u s., *Glomospira duplicata* Li p., *Tuberitina maljavkini* Mi k h.

Мощность подольского горизонта 114 м.

Мячковский горизонт в Щучкинской скв. 1 выделен в интервале 2802—2945 м и включает известняки светло-серые до темных, плотные, с прослоями доломитов. Среди известняков встречены органогенные доломитизированные разности — фораминиферовые с криноидеями и брахиоподами, сгустково-фораминиферовые, водорослево-фораминиферовые и органогенно-детритовые.

Доломиты мелкокристаллические с включениями фаунистических остатков и углефицированного растительного детрита. Органические остатки представлены брахиоподами, иглами брахиопод и фораминиферами. Среди фораминифер определены *Schubertella mjachkovensis* Ra u s., *Sch. obscura* var. *compressa* Ra u s., *Sch. gracilis* Ra u s., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mo e ll., *Hemigordius* sp., *H. discoides* Bra z n. et Pot., *H. simplex* Re it l., *Palaeonubecularia uniserialis* Re it l., *Textularia* sp., *Pseudobradyna primitiva* Re it l.

Мощность мячковского горизонта 143 м.

Верхний карбон выделяется по стратиграфическому положению в разрезе и литологическим особенностям.

В Щучкинской скв. 1 верхнему карбону соответствует немая толща в интервале 2550—2802 м. Разрез сложен доломитами серыми и коричневато-серыми массивными, крепкими, с углефицированным растительным детритом и пиритом. Мощность верхнекаменноугольных отложений в этой скважине составляет 252 м.

В Тепловской скв. 1-п к верхнему карбону отнесена сходная по литологическим и промыслово-геофизическим данным толща темных доломитов. Керн поднят только из кровли толщи и представлен доломитом темно-серым, мелкозернистым, пористо-кавернозным. Мощность верхнекаменноугольных отложений 89 м.

В Чинаревской скв. 2-п каширскому, подольскому и мячковскому горизонтам московского яруса среднего карбона и верхнему карбону соответствует немая толща в интервале 3553—3655 м, представленная известняками серыми плотными крепкими микрозернистыми и органогенными (водорослево-фораминиферовыми) с прослоями доломитов темно-серых глинистых трещиноватых. Мощность средне-верхнекаменноугольных отложений 102 м.

Усовская скв. 2 вскрыла верхнекаменноугольные отложения в интервале 3320—3640 м. Здесь они представлены доломитами серыми с реликтами криноидей, водорослей, неопределимых фораминифер и комочками микрозернистого кальцита. Встречаются стилолитовые швы. Вскрытая мощность верхнекаменноугольной толщи 320 м.

Граница между каменноугольными и пермскими отложениями проводится по кровле пласта доломита, который заканчивает разрез карбона.

Выше доломита лежат фаунистически охарактеризованные отложения нижней перми. Аналогичный характер имеет эта граница и в разрезах, вскрытых

Соболевской скв. 100 и Новосергиевской скв. 1-к к северо-востоку от района исследования.

Пермские отложения выделены в объеме трех (подсолевых) ярусов — ассельского, сакмарского, артинского. Они вскрыты Щучкинской скв. 1, Тепловской скв. 1-п, Усовской скв. 2 и Чинаревской скв. 2-п.

Ассельский ярус вскрыт Щучкинской скв. 1 (2400—2550 м), Тепловской скв. 1-п (3590—3695 м), Усовской скв. 2 (3200—3320 м), Чинаревской скв. 2-п (3390—3553 м). В этих скважинах отложения, относимые к ассельскому ярусу, сложены известняками, прослоями слабодолмитизированными. Известняки светлые плотные по составу органогенные (водорослево-фораминиферовые, сгустково-фораминиферовые и фораминиферовые). Фаунистические остатки представлены иглокожими, брахиоподами, остракодами, часто в виде мелкого детрита и шлама.

В Тепловской скв. 1-п среди органогенных известняков преобладают биоморфные разности, в которых породообразующими являются водоросли, мшанки, брахиоподы, а цементом служит кальцит кристаллической структуры. Эти породы аналогичны одновозрастным образованиям юго-западного борта Предуралья в зоне распространения рифовых фаций ассельского времени.

В Щучкинской скв. 1 среди известняков преобладают полидетритовые (иглокожие, мшанки, брахиоподы, фораминиферы) и микрозернистые разности. Породы содержат примесь (до 10%) глинистого материала, долмитизированы.

В Чинаревской скв. 2-п в нижней части разреза описаны серые плотные органогенные (фораминиферовые и водорослево-фораминиферовые) разности известняков. В верхней части разреза преобладают органогенно-детритовые доломитовые известняки.

В Усовской скв. 2 к ассельскому ярусу можно отнести светло-серые органогенные известняки.

Из всех перечисленных выше скважин наиболее обильный комплекс фауны, представленный иглокожими, мшанками, остракодами, фораминиферами, был встречен в породах Чинаревской скв. 2-п. Среди фораминифер определены следующие формы: *Tuberitina maljavkini* Mikh., *T. collosa* Reittl., *T. sp.*, *Glomospira sp. 1*, *G. sp.*, *Schubertella ex gr. sphaerica* Sul., *Schwagerina vulgaris var. aktjubensis* Scherb., *Sch. ex gr. constans* Scherb., *Pseudofusulina gregaria* (Lee), *Ps. paragregaria* Rauss., *Ps. lutuginiformis* Rauss., *Ps. fecunda* Rauss. Указанный комплекс распределяется по разрезу ассельского яруса неравномерно. В верхней части разреза преобладают гломоспиры, туберитины и шубертеллы. В нижней части развито большое количество фузулинид, приобретающих значение породообразующих.

В отложениях, вскрытых Тепловской скв. 1-п, Р. А. Ганелина обнаружила комплекс фораминифер, также подтверждающий ассельский возраст вмещающих пород.

Мощность ассельского яруса в Щучкинской скв. 1 150 м, в Тепловской скв. 1-п 105 м, в Усовской скв. 2 120 м, в Чинаревской скв. 2-п 163 м.

Сакмарский и артинский ярусы в описанных скважинах на данном этапе исследования самостоятельно не выделяются. К ним отнесена толща пород, залегающая между фаунистически охарактеризованными известняками ассельского яруса и ангидритами кунгурского.

В Щучкинской скв. 1 описываемые отложения установлены в интервале 2150—2400 м и представлены известняками светлыми плотными, участками тонкослоистыми. По составу известняки органогенно-детритовые (водорослевые

и микрозернистые, с примесью (до 30%) органогенного детрита. В этих породах встречаются зерна терригенного кварца алевритовой размерности. В толще известняков описаны прослои светлых доломитов.

В Тепловской скв. 1-п к отложениям сакмарско-артинского возраста отнесена толща, залегающая в интервале 3250—3590 м. Она представлена известняками серыми плотными массивными, участками тонкопористыми. Среди известняков встречаются ступково-фораминиферовые, биоморфные, водорослево-мшанковые разности и раковинные песчаники. Породообразующими организмами являются водоросли, мшанки, кораллы, брахиоподы, фораминиферы, иглокожие.

В Чинаревской скв. 2-п описываемые отложения вскрыты в интервале 2802—3390 м. Нижняя часть толщи сложена известняками серыми плотными однородными, по составу органогенными, ступково-фораминиферовыми, с прослоями доломитов мелкокристаллических. Верхняя часть состоит из известняков серых до темно-серых детритовых и шламовых микропористых. В кровле описываемой толщи лежит пачка светлых фораминиферовых доломитизированных известняков.

Из всех описанных разрезов наиболее интересный комплекс фораминифер был обнаружен в породах, вскрытых Чинаревской скв. 2-п. В нижней части разреза комплекс фораминифер состоит преимущественно из гломоспир и туберитин. Здесь определены *Tuberitina maljavkini* M i k h., *T. collosa* var. *plana* R e i t l., *T. rotundata* R e i t l., *Glomospira* sp., *G. pusilliformis* R e i t l., *G. elegans* L i p., *G. ovalis* K o n o v a l o v a, *G. evoluta* Z a m i l a t s k., *G. vulgaris* L i p., *Schubertella sphaerica* S u l., *Sch. ex gr. paramelonica* S u l., *Palaeonubecularia* sp. В этой же части разреза Р. А. Ганелиной были обнаружены *Pseudofusulina lutuginiformis* var. *pointeli* R a u s., *Ps. postsulcata* K i r., *Ps. ex gr. postsulcata* K i r.

Состав комплекса фораминифер и особенно присутствие фузулинид позволяет отнести вмещающие их породы к тастубскому горизонту.

В верхней части разреза комплекс фораминифер значительно изменяется. Появляется большое количество псевдоэндопир, являющихся породообразующими, и шубертелл. По-прежнему присутствуют гломоспиры и туберитины. В частности, определены *Tuberitina collosa* var. *plana* R e i t l., *Glomospira pusilliformis* R e i t l., *G. elegans* L i p., *Ammovertella* sp., *Bradyina* ex gr. *major* M o r o z., *Pseudoendothyra preobrajenskyi* (D u t k.), *Ps. leei* (D u t k.), *Ps. mathildae* (D u t k.), *Ps. pseudosphaeroidea* (D u t k.), *Ps. dagmarae* (D u t k.), *Schubertella* ex gr. *sphaerica* S u l., *Climacammina* sp., *Globivalvulina* ex gr. *celebrata* Z a m i l a t s k., *Nodosaria netchajevi* T c h e r d. Общий состав комплекса, а также большое количество псевдоэндопир позволяют относить эту толщу к верхней части сакмарского яруса — стерлитамакскому горизонту. Граница между тастубским и стерлитамакским горизонтами проходит внутри толщи, не содержащей фауны.

Мощность сакмарско-артинской толщи в Щучкинской скв. 1 составляет 250 м, в Тепловской скв. 1-п 340 м, в Чинаревской скв. 2-п 585 м.

Таким образом, проведенные исследования свидетельствуют о том, что в пределах центральной части северного борта Прикаспийской впадины верхнепалеозойские отложения имеют строение и состав, характерные для Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и особенно районов Оренбуржья. Большие мощности палеозоя, полный стратиграфический разрез и наличие возможных коллекторов позволяют относить и эту часть северного борта Прикаспийской впадины к высокоперспективной в отношении нефтегазоносности.

НАННОПЛАНКТОН В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В пределах центральной части Прикаспийской впадины меловая система представлена нижним и верхним отделами. Меловые отложения залегают на юрских трансгрессивно и отличаются от последних литологическими и фаунистическими особенностями. Нижнемеловые и сеноманские отложения включают преимущественно глины слабокарбонатные и некарбонатные, верхнемеловые отложения — мергелистые глины, мергели, мел и известняки. Деление нижнемеловой системы на ярусы основано на находках аммонитов, пелеципод и фораминифер, однако не всегда степень достоверности такого деления равномерна. Не везде указанные группы фауны дают возможность выделить ярусы неокома. Верхнемеловые отложения гораздо лучше охарактеризованы фауной. Сеноманские отложения распространены ограниченно и отсутствуют в юго-восточной и восточной частях Урало-Волжского междуречья. Ввиду литологического сходства и редких находок фауны, отложения коньякского яруса чаще всего не отделяются от туронских. Породы остальных ярусов верхнего мела имеют четкую литологическую и фаунистическую характеристику, достаточную в отдельных случаях для выделения зон и литолого-фауциальных комплексов.

Изученный нами разрез меловых отложений представлен ярусами, начиная от верхнего альба до маастрихта. Он вскрыт структурно-поисковой скважиной 7-к на Каракалпакской площади, расположенной в западной части Урало-Волжского междуречья. Скважина глубиной 739 м вскрыла отложения меловой системы в интервале 342,0—695,6 м. По предварительной разбивке нижнемеловому отделу отводились глубины от 351 до 695,6 м, верхнемеловому — от 342 до 351 м.

По данным лаборатории микробиостратиграфии МИНХ и ГП ярусная разбивка разреза скважины по комплексам фораминифер имеет следующий вид: 341,0—398,5 м — маастрихт; 398,5—432,8 м — возраст неясен; 432,8—442,6 м — возраст неясен, встречаются виды, характерные для сантонского, коньякского и маастрихтского ярусов; 476,3—513,8 м — сеноман; 513,8—589,0 м — альб.

Дальнейшее изучение этого разреза проводилось с целью определения видового состава и характера вертикального распространения известкового наннопланктона, представленного в основном кокколитами. Для района Прикаспийской впадины такая работа проводится впервые, а для отложений, подобных изученным, литературные данные отсутствуют и по другим районам. Этот разрез включает терригенные отложения, преимущественно глины и в небольшой степени алевриты и песчаники.

В разрезе можно выделить три литологические пачки: нижнюю — алевритоглинистую (467,7—580 м), среднюю — песчаниковую (450,3—467,7 м) и верхнюю — глинистую (341—450,3 м). Глины зеленовато-серые, реже темно-серые, в верхней пачке светло-серые. Глины нижней пачки в разной степени слюдястые, верхней — преимущественно не слюдястые и сильно засоленные. В нижней пачке глины некарбонатные или слабокарбонатные, в верхней — карбонатные с прослоем сильно карбонатных глин в подошве.

Алевриты серые, глинистые, слюдястые, слабокарбонатные в нижней части нижней пачки, карбонатные — в верхней части.

Песчаники средней пачки серые слюдястые карбонатные мелкозернистые.

До настоящего времени кокколиты изучались из карбонатных осадков мелов, мелоподобных мергелей, реже сильно карбонатных глин, карбонатность

которых, как правило, превышала 30%. Такое положение не случайно и обусловлено массовым присутствием кокколлитов в осадках названных типов, где они зачастую являются породообразующими.

Карбонатность изученных пород колеблется в пределах 0,22—24,2%, достигая максимума 29% в образце 25, интервал 442,8—450,3 м. Количество кокколлитов в 1 г породы находится в пределах 2 000 000—3 000 000, а максимальное в образце 25 составляет 3 919 600. В связи с таким относительно низким содержанием кокколлитов из исследованных 27 образцов под электронным микроскопом удалось изучить только один, остальные исследованы в световом микроскопе МБИ-6 в проходящем обычном и поляризованном свете с фазово-контрастной насадкой при увеличении в 1500 раз.

Неоднородность вертикального распределения кокколлитов дала возможность выделить шесть интервалов (табл. 1).

Интервал I (541,7—580 м) мощностью 38,3 м представлен глинами некарбонатными, в верхней части (541,7—551 м) иногда слабокарбонатными. Кокколлиты встречаются редко, среди них определены ex gr. *Lithastrinus*; *Marthasterites bramlettei* В р ö н н., Str.; *Zygodiscus* sp. * Возраст интервала по фораминиферам альбский.

Интервал II (467,7—541,7 м) мощностью 74 м включает глины серые и зеленовато-серые слюdistые, слабокарбонатные и алевролиты глинистые, слюdistые, карбонатные. Интервал характеризуется богатым комплексом кокколлитов, содержащим 36 видов. Нижняя граница определяется одновременным появлением пяти видов, наиболее многочисленных и распространенных по всему разрезу: *Coccolithus barnesae* (Black) В r a m., M a r t.; *Staurolithites cruciatus* (Noël) R e i n h.; *Tetralithus gothicus* D e f l.; *Zygodiscus bijugatus* D e f l.; *Z. crux* (D e f l., F e r t) В r a m., S u l l.

Немного выше появляются не менее многочисленные *Micula staurophora* (G a r d.) S t r.; *Zygodiscus ponticulus* D e f l. Большинство остальных видов прослеживается по всему разрезу: *Brachiolithus quadratus* N o ë l.; * *Ceratolithus* sp.; *Cretarhabdus regularis* (G o r k a) L y u l ' e v a; *C. crenulatus* В r a m., M a r t.; *Coccolithus bidens* В r a m., S u l l. *; *C. helis* S t r.; *C. parvidentatus* (D e f l., F e r t) R e i n h.; *Cyclolithus* sp.; *Cycloplacolithella simplex* H a q.; *Deflandrius cretaci* (A r k.) В r a m., M a r t.; *Discolithus quadriarculus* N o ë l.; *Lithastrinus floralis* S t r.; *Lithraphidites carniolensis* D e f l.; *Lucianorhabdus cayeuxi* D e f l.; *Marthasterites flos* D e f l. *; *M. furcatus* (D e f l.) S t r.; *M. inconspicuus* D e f l., *Nannoconus steinmanni* K a m p t.; *Tetralithus obscurus* D e f l. *Zygodiscus? pseudantophorus* В r a m., M a r t. *; *Zygodiscus biramiculatus* S t o v. *; *Z. concinnus* M a r t., *Z. diplogrammus* D e f l.; *Z. dubius* D e f l.; *Z. erectus* D e f l.; *Z. variatus* (C a r a t.) S h.; *Zygrhablithus octoradiatus* (G ö r k a) L y u l ' e v a; *Z. sp.*; *Genus* sp. 1.

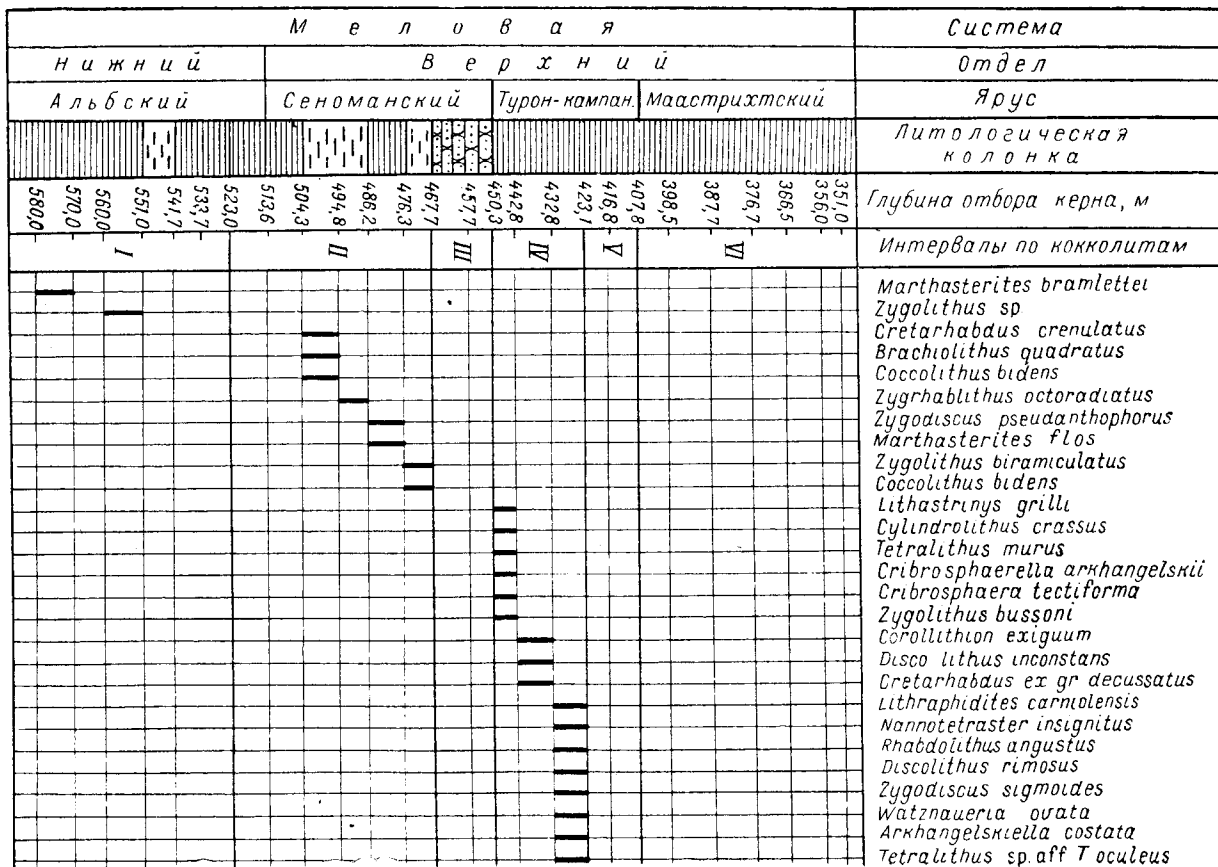
По фораминиферам возраст нижней части интервала альбский (до глубины 513,6 м), верхней части — сеноманский.

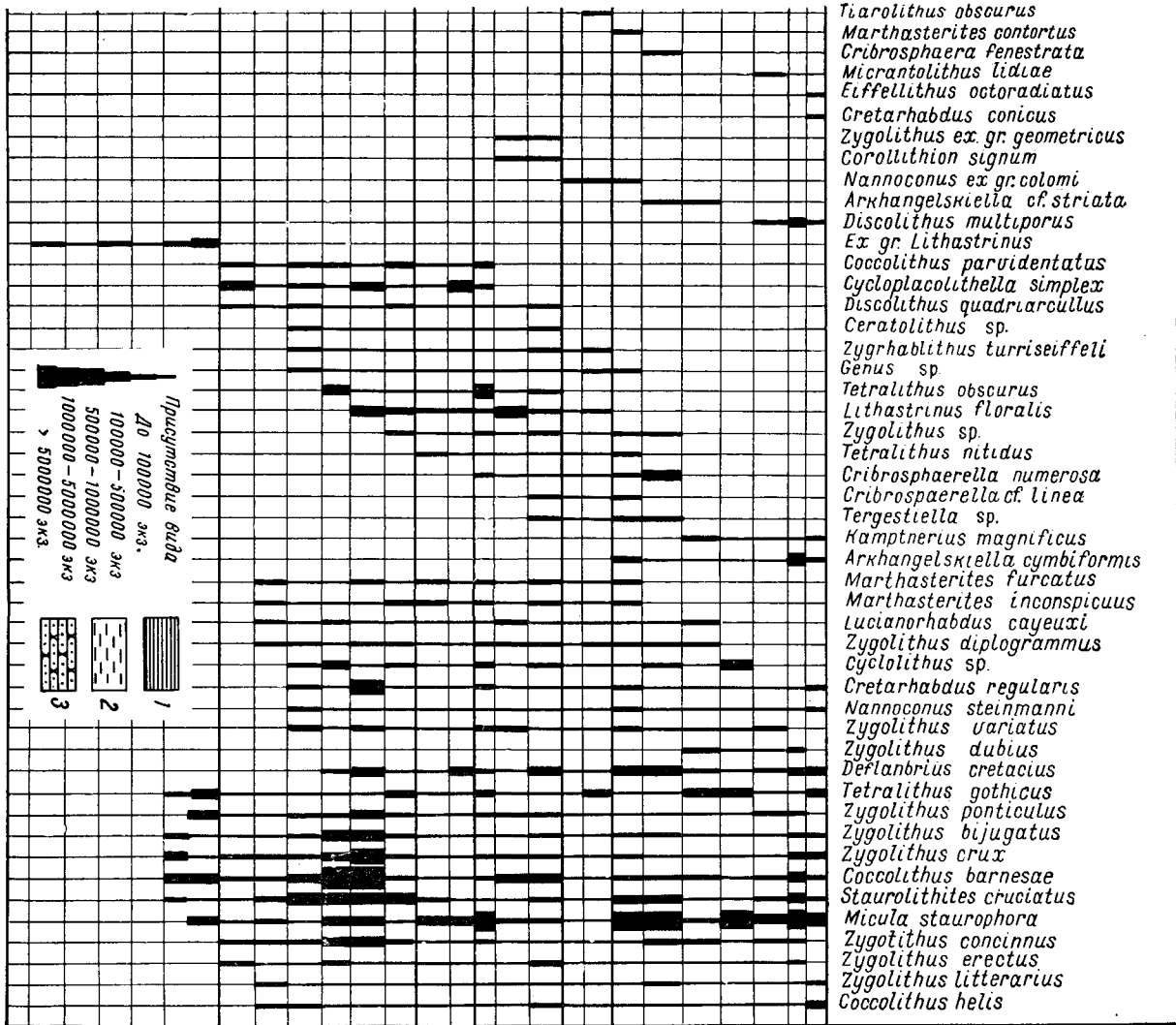
Интервал III (450,3—467,7 м) мощностью 17,4 м значительно отличается от смежных и представлен песчаниками серыми карбонатными слюdistыми мелкозернистыми. Присутствие обедненного комплекса кокколлитов, видимо, связано с погрубением материала. Встречены следующие семь видов: *Cycloplacolithella simplex* H a q.; *Deflandrius cretaci* (A r k.) В r a m., M a r t.;

* Здесь и далее звездочками отмечаются виды, характерные только для описываемых интервалов.

Таблица 1

Распределение известкового наннопланктона в меловых отложениях Каракалпакской площади Прикаспийской впадины
1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — песчаники.





Marthasterites furcatus (Defl.) Str.; *M. inconspicuus* Defl.; *Micula staurophora* (Gard.) Str.; *Staurolithites cruciatus* (Noël) Reinh.; *Tetralithus nitidus* Mart. Особенностью этого комплекса является полное отсутствие видов, принадлежащих только этой части разреза. Возраст по фораминиферам неясный.

Интервал IV (423,1—450,3 м) мощностью 27,2 м сложен глинами светло-серыми, зеленовато-серыми карбонатными. Из этого интервала определен самый богатый комплекс кокколлитов, содержащий 47 видов: *Arkhangelskiella costata* Gartn.*; *Ceratolithus* sp.; *Coccolithus barnesae* (Black) Bram., Mart.; *C. helis* Str.; *C. parvidentatus* (Defl., Fert) Reinh.; *Corollithion exiguum* Str.*; *C. signum* Str.; *Cretarhabdus* ex gr. *decussatus* (Maniv.) Lyul'eva*; *Cr. regularis* (Görka); *Cribrosphaerella arkhangelskii* (Shum.) Reinh., Görka; *Cr. cf. linea* Gartn.; *Cr. numerosa* (Reinh.) Görka; *Cribrosphaera* (al. *Cribrosphaerella*) *tectifforma* Reinh.*; *Cycloolithus* sp.; *Cycloplacolithella simplex* Haq.; *Cylindrolithus crassus* Stov.*; *Deflandrius cretaci* (Ark.) Bram., Mart.; *Discolithus inconstans* Görka; *D. quadriarcullus* Noël; *Lithastrinus floralis* Str.; *L. grilli* Str.*; *Lithraphidites carniolensis* Defl.; *Lucianorhabdus* sp.; *Marthasterites furcatus* Defl.; *M. inconspicuus* Defl.; *Micula staurophora* (Gard.) Str.; *Nannotraster insignitus* Mart.*; *Rhabdolithus angustus* Str.*; *Staurolithites cruciatus* (Noël) Reinh.; *Tergestiella* sp.; *Tetralithus* sp. aff. *T. aculeus* (Str.) Gartn.*; *T. gothicus* Defl.; *T. murus* Mart.*; *T. obscurus* Defl.; *Watznaueria ovata* Bukry*; *Zygodiscus sigmoides* Bram.*; *Zycolithus bijugatus* Defl.; *Z. bussoni* Noël*; *Z. cruz* (Defl., Fert) Bram., Sull.; *Z. concinnus* Mart.; *Z. diplogrammus* Defl.; *Z. erectus* Defl.; *Z. ex gr. geometricus* (Görka) Str.*; *Z. ponticulus* Defl.; *Z. variatus* (Carat.) Sh.; *Z. sp. 2*; *Zygrhablithus turriseiffeli* Defl.

Для этого интервала характерны 16 видов, представленных небольшим количеством экземпляров. Виды, развитые по всему разрезу, не меняются количественно, за исключением *Micula staurophora* (Gard.) Str., для которого наблюдается первый количественный максимум (> 2 млн. экземпляров, табл. 1). Имеющиеся фораминиферы не дают возможности выделить отдельные стратиграфические единицы. Встречаются виды трех ярусов: турона, сантона, коньяка. Вполне возможно, что наблюдающиеся комплексы образовались при переотложении.

Интервал V (407,8—423,1 м) мощностью 15,3 м отличается от смежных преимущественно меньшей карбонатностью. В нижней части располагаются светло-серые и зеленовато-серые некарбонатные глины, в верхней — слабокарбонатные.

Комплекс кокколлитов обедненный и насчитывает шесть видов: *Lithastrinus floralis* Str.; *Nannoconus* ex gr. *colomi* (Lapp.); *Tetralithus gothicus* Defl.; *Tiarolithus obscurus* (Defl., Fert) Haug et Towe*; *Zygrhablithus turriseiffeli* Defl., Genus sp. 1.

Только один вид оказался характерным для этого интервала.

Возраст по фораминиферам неясен.

VI интервал (341—407,8 м) мощностью 66,8 м сложен глинами светло-серыми, серыми алевритистыми карбонатными. К ним приурочен богатый кокколлитовый комплекс, включающий сорок один вид. Среди них виды, прослеживающиеся по всему разрезу: *Micula staurophora* (Gard.) Str.; *Tetralithus gothicus* Defl.; *Staurolithites cruciatus* (Noël) Reinh.; *Arkhangelskiella cymbiformis* Veks.

Виды, приуроченные только к этой части разреза: *Arkhangelskiella* cf. *striata* Str.; *Discolithus multiporus* K a m p t n., *Eiffelithus octoradiatus* (G ò r k a) G a r t n.; *Marthasterites contortus* (Str.) D e f l.; *Micrantholithus lidiae* G ò r k a; *Zycolithus litterarius* (G ò r k a) T r e x l e r.

Остальную часть комплекса составляют следующие виды: *Coccolithus barnesae* (Black) B r a m., M a r t.; *C. helis* Str.; *Cretarhabdus conicus* B r a m., M a r t.; *Cr. regularis* (G ò r k a) L y u l' e v a; *Cribrosphaerella* cf. *linea* G a r t n.; *Cr. numerosa* (Reinh.) G ò r k a; *Deflandrius cretacijs* (Ark.) B r a m., M a r t.; *Lucianorhabdus cayeuxi* D e f l.; *Marthasterites furcatus* (D e f l.) S t r.; *M. inconspicuus* D e f l.; *Nannoconus steinmanni* K a m p t n.; *Tergestiella* sp.; *Tetralithus nitidus* M a r t.; *Zycolithus bijugatus* D e f l.; *Z. concinnus* M a r t.; *Z. cruz* (D e f l., F e r t) B r a m., S u l l.; *Z. diplogrammus* D e f l.; *Z. dubius* D e f l.; *Z. erectus* D e f l.; *Z. ponticulus* (D e f l.) S t o v.; *Z. variatus* (C a r a t.) S h.: Z. sp. 2.

Возраст интервала по фораминиферам определяется как маастрихтский.

Таким образом, шесть интервалов, выделенных в разрезе, характеризуются разнообразным качественным и количественным составом комплекса кокколитоидов, что, очевидно, соответствует изменению как физико-географических условий бассейна, так и смене состава осаждающегося материала. Вверх по разрезу наблюдается постепенное улучшение условий для развития кокколитофорид, что выражается в увеличении видового состава и общей массы остатков кокколитоидов. Условия отложения верхней глинистой пачки наиболее благоприятны в этом отношении, что связано с существованием в этот момент глубокого бассейна и отложением более тонкого глинистого материала по сравнению с нижней алевролитоглинистой и особенно со средней песчаниковой пачками. В средней песчаниковой пачке кокколитоиды почти не отлагались ввиду отсутствия необходимых для их развития условий открытого моря, чистой и теплой воды.

Сопоставление кокколитоидовых и фораминиферовых комплексов показывает следующее: I соответствует альбу; II — верхней части альба — сеномана; III, IV, V — возраст неясен, VI — в нижней части комплекса (398,5—407,8 м) — возраст неясен, в верхней (341—398,5 м) — маастрихтский.

Нижняя граница комплекса II была проведена по пяти видам, характерным для всего верхнего мела. Таким образом, появление кокколитофорид верхнего мела фиксируется на 24,1 м ниже появления верхнемеловых фораминифер. Маастрихтский ярус по кокколитоидам определенно устанавливается с 398,5 м, в то время как по фораминиферам надежный маастрихт фиксируется на глубине 387,7 м.

Относительно интервалов III, IV, V, приуроченных к турон-коньяк-сантон-кампанскому времени, можно высказать два предположения.

1. Каждый из интервалов относится к определенному ярусу.

Интервал III приходится на турон-коньякское время. Отложения этого возраста в центральном междуречье характеризуются сходной литологией и бедной фауной, что часто не дает возможности их расчленять. Этот интервал содержит бедный кокколитоидный комплекс и литологически отличается от вышележащих отложений. Состав пород внутри интервала не меняется.

Интервал IV соответствует сантону.

Интервал V — кампану.

2. Отложения коньяк-сантон-кампанского, низов маастрихтского ярусов переотложены, в связи с чем встречена фораминиферная фауна смешанного типа (сантон-кампан-маастрихтского). Кокколитоиды подтверждают больше это

предположение, так как кокколитовый комплекс V характеризуется самым большим разнообразием, в то время как количество экземпляров каждого вида остается незначительным.

Анализируя видовой состав кокколитов, присутствующих в разрезе, можно наметить три группы по характеру вертикального распространения.

Первую группу составляют транзитные виды, прослеженные по всему разрезу, реагирующие на смену условий осадконакопления количественными изменениями: *Coccolithus barnesae* (Black) Bram., Mart.; *Micula staurophora* (Gard.) Str.; *Zycolithus crux* Defl., и ряд видов, количественно не меняющихся по разрезу: *Cretarhabdus regularis* (Görka) Lyul'eva; виды рода *Cyclolithus*; *Deflandrius cretaci* (Ark.) Bram., Mart.; *Staurolithites cruciatus* (Noël) Reinh.; *Tetralithus gothicus* Defl.; *Zycolithus bijugatus* Defl.; *Z. concinnus* Mart.; *Z. diplogrammus* Defl.; *Z. dubius* Defl.; *Z. erectus* Defl.; *Z. ponticulus* (Defl.) Stov.; *Z. variatus* (Carat.) Sh. Вторая группа включает *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh., *Ceratolithus* sp.; *Coccolithus parvidentatus* (Defl., Fert) Reinh.; *Cribrosphaerella* cf. *linea* Gart.; *Cr. numerosa* (Reinh.) Görka; *Cycloplacolithella simplex* Haq.; *Discolithus multiporus* Kamptn.; *D. quadricollis* Noël; *Kamptnerius magnificus* Defl., ex gr. *Lithastrinus*; *Lucianorhabdus cayeuxi* Defl.; *Marthasterites furcatus* (Defl.) Str.; *L. floralis* Str.; *M. inconspicuus* Defl., *Nannoconus* ex gr. *colomi* (Lapp.) Kamptn., *Tergestiella* sp.; *Tetralithus nitidus* Mart.; *T. obscurus* Defl.; *Zycolithus* ex gr. *geometricus* (Görka) Str.; *Z. sp. 2*. Перечисленные виды приурочены к определенным частям разреза. Третью группу составляют виды, которые представлены единичными формами и присутствуют в одном-двух образцах: *Arkhangelskiella costata* Gart.; *A. cf. striata* Str.; *Brachiolithus quadratus* Noël; *Coccolithus bidens* Bram., Sull.; *Corolithion exiguum* Str.; *C. signum* Str.; *Cretarhabdus crenulatus* Bram., Mart.; *Cr. conicus* Bram., Mart.; *Cr. ex gr. decussatus* (Maniv.) Lyul'eva; *Cribrosphaerella arkhangelskii* (Shum.) Reinh., Görka; *Cribrosphaera* (al. *Cribrosphaerella*) *fenestrata* (Defl., Fert) Defl., Rigaud; *Cr.* (al. *Cribrosphaerella*) *tectiforma* Reinh.; *Cylindrolithus crassus* Stov.; *Discolithus inconstans* Görka; *Eiffellithus octoradiatus* (Görka) Gartn.; *Lithraphidites carniolensis* Defl.; *Lithastrinus grilli* Str.; *Marthasterites bramlettei* Brönn., Str.; *M. contortus* (Str.) Defl.; *M. flos* Defl.; *Micrantolithus lidiae* Görka; *Nannotetraster insignitus* Mart.; *Rhabdolithus angustus* Str.; *Tetralithus* sp. aff. *T. aculeus* (Str.) Gartn.; *T. murus* Mart.; *Tiarolithus obscurus* (Defl., Fert.) Hay., Towe; *Watznaueria ovata* Bukry; *Zygodiscus sigmoides* Bram.; *Z. pseudantophorus* Bram., Mart.; *Zycolithus biramiculatus* Stov.; *Z. bussoni* Noël; *Z. ex gr. geometricus* (Görka) Str.; *Z. sp. 1*; *Zyghrablithus octoradiatus* (Görka).

Большинство видов пользуется широким распространением, из них 15 отмечены в различных районах Европы и Северной Америки: *Coccolithus barnesae* (Black) Bram., Mart.; *C. bidens* Bram., Sull.; *Arkhangelskiella cymbiformis* Gartn.; *Cretarhabdus conicus* Bram., Mart.; *Cr. crenulatus* Bram., Mart.; *Kamptnerius magnificus* Defl.; *Lithastrinus floralis* Str.; *Lucianorhabdus cayeuxi* Defl.; *Marthasterites bramlettei* Brönn., Str.; *M. furcatus* (Str.); *M. inconspicuus* Defl.; *Tetralithus gothicus* Defl.; *T. nitidus* Mart.; *Zygodiscus sigmoides* Bram., Sull.; *Zycolithus pseudantophorus* Bram., Mart.

В изученном разрезе присутствует ряд эндемичных видов, не прослеженных до сих пор вне указанных ниже регионов.

<i>Arkhangelskiella costata</i> G art n.	Техас, Арканзас
<i>Brachiolithus quadratus</i> Noë l	Алжир
<i>Cribrosphaerella</i> cf. <i>linea</i> G art n.	Техас, Арканзас
<i>Eiffelithus octoradiatus</i> (G ò r k a) G art n.	То же
<i>Marthasterites flos</i> Defl.	Франция
<i>Nannoconus</i> ex gr. <i>colomi</i> (L app.) K am p t.	Польша, ГДР
<i>Nannotetraster insignitus</i> Mart.	Техас, Арканзас
<i>Rhabdolithus angustus</i> Str.	То же
<i>Tetralithus</i> sp. aff. <i>T. aculeus</i> (Str.) Bukry, Kenn.	Франция
<i>Tiarolithus obscurus</i> (Defl., Fert) Hay, Towe.	»
<i>Watznaueria ovata</i> Bukry	Техас
<i>Zygo lithus</i> <i>bijugatus</i> Defl.	Франция
<i>Zygo lithus</i> <i>bussoni</i> Noë l	Алжир
<i>Zygo lithus</i> <i>litterarius</i> (G ò r k a) Trexler	Нидерланды
<i>Zygo lithus</i> <i>variatus</i> (Carat.) Sh.	Франция
<i>Zygrhablithus turriseifeli</i> Defl.	»

Остальные виды довольно широко распространены в Евразии, известны в Северной Африке (Алжир), но, судя по литературным данным, отсутствуют в Америке.

В связи с переотложением значительной части осадков в изученном разрезе достоверному сопоставлению со стратиграфическими единицами поддаются только комплексы, соответствующие сеноману и маастрихту (табл. 2). Сведений по сеноманским кокколитам очень немного, можно указать два вида, обнаруженных в юго-западной Швеции (Forchheimer, 1968): *Discolithus quadriarcullus* Noë l; *Zygo lithus concinnus* Mart.; два в США (Gartner, 1968): *Coccolithus barnesae* (Black) Bram., Mart.; *Lithastrinus grilli* Str., один вид во Франции и Нидерландах (Stover, 1966); *Deflandrius cretaci* (Ark.) Bram., Mart.; два вида в Польше (G ò r k a, 1957; Radomski, 1967); *Zygo lithus diplogrammus* Defl., *Lithastrinus floralis* Str.

Более обширные материалы по маастрихту позволили выделить значительно больше общих видов в разных районах мира. В маастрихте имеется восемь видов, характерных для Днепровско-Донецкой впадины (Льюлева, 1968): *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh.; *Cretarhabdus conicus* Bram., Mart.; *Cr. regularis* (G ò r k a) Lyul'eva; *Deflandrius cretaci* (Ark.) Bram., Mart.; *Kamptnerius magnificus* Defl.; *Marthasterites inconspicuus* Defl.; *Micula staurophora* (Gard.) Str., *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh. известна также из отложений Западно-Сибирской низменности (Векшина, 1959). Одиннадцать видов известны из Польши и частично из ГДР (отмечены звездочками) (G ò r k a, 1957; Reinhardt, G ò r k a, 1967) *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh., *Cribrosphaerella numerosa* (Reinh.) G ò r k a, Reinh.*; *Deflandrius cretaci* (Ark.) Bram., Mart.*; *Kamptnerius magnificus* Defl.*; *Lucianorhabdus cayeuxi* Defl.; *Micrantholithus lidiae* G ò r k a; *Micula staurophora* (Gard.) Str.*; *Zygo lithus crux* (Defl., Fert) Bram., Sull.*; *Z. diplogrammus* Defl.; *Z. dubius* Defl.; *Z. litterarius* (G ò r k a) Trexler.*

В маастрихте Швеции описаны 12 из найденных нами видов (Bramlette, Martini, 1964): *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh.; *Coccolithus barnesae* (Black) Bram., Mart.; *C. helis* Str.; *Cretarhabdus conicus* Bram., Mart.; *Deflandrius cretaci* (Ark.) Bram., Mart.; *Kamptnerius magnificus* Defl.; *Lucianorhabdus cayeuxi* Defl.; *Marthasterites inconspicuus*

Стратиграфическое распространение кокколитов
в меловых отложениях Евразии и Америки

Кокколиты	Мел													
	Юра	Валанжин	Готерив	Баррем	Апт	Альб	Сеноман	Турон	Коньяк	Сантон	Кампан	Маастрихт	Даний	Палеоген — неоген
<i>Arkhangelskiella costata</i>						+	+	+	+	+	+	+		
<i>A. cymbiformis</i>						+	+	+	+	+	+	+		
<i>A. cf. striata</i>						+	+	+	+	+	+	+		
<i>Brachiolithus quadratus</i>	+	+												
<i>Coccolithus barnesae</i>						+	+	+	+	+	+	+		
<i>C. bidens</i>												+		+
<i>C. helis</i>												+	+	
<i>C. parvidentatus</i>						+								
<i>Corollithion exiguum</i>									+					
<i>C. signum</i>											+	+		
<i>Cretarhabdus conicus</i>					+									
<i>Cr. crenulatus</i>					+	+					+	+		
<i>Cr. ex gr. decussatus</i>					+	+					+	+		
<i>Cr. ? regularis</i>											+	+		
<i>Cribrosphaera</i> (al. <i>Cribrosphaerella</i>) <i>fenestrata</i>														+
<i>C.</i> (al. <i>C.</i>) <i>tectiforma</i>												+		
<i>Cribrosphaerella arkhangelskii</i>												+	+	
<i>C. cf. linea</i>												+		
<i>C. numerosa</i>												+		
<i>Cycloplacolithella simplex</i>														+
<i>Cylindrolithus crassus</i>							+	+	+	+	+			
<i>Deflandrius cretaci</i>														
<i>Discolithus inconstans</i>												+		
<i>D. multiporus</i>	+													+
<i>D. quadriarcellus</i>														
<i>Eiffellithus octoradiatus</i>												+		
<i>Kamptnerius magnificus</i>					+	+	+	+	+	+	+	+		+
<i>Lithastrinus floralis</i>					+	+	+	+	+	+	+	+		
<i>L. grilli</i>								+						
<i>Lithraphidites carniolensis</i>					+	+								
<i>Lucianorhabdus cayeuxi</i>									+	+	+	+		
<i>Marthasterites bramlettei</i>														+
<i>M. contortus</i>														+
<i>M. flos</i>														+
<i>M. furcatus</i>													+	+
<i>M. inconspicuus</i>									+	+	+	+	+	+
<i>Micrantholithus lidiae</i>												+	+	
<i>Micula starophora</i>										+	+	+	+	
<i>Nannoconus ex gr. colomi</i>	+													
<i>N. steinmanni</i>	+	+												
<i>Nannotetraster insignitus</i>														+
<i>Rhabdolithus angustus</i>												+		
<i>Staurolithites cruciatus</i>	+						+							
<i>Tetralithus sp. aff. T. aculeus</i>												+		
<i>T. gothicus</i>					+	+			+	+		+		+
<i>T. murus</i>												+		+
<i>T. nitidus</i>											+			+

Кокколиты	Мел													
	Юра	Валанжин	Готерив	Баррем	Апт	Альб	Сеноман	Турон	Коньяк	Сантон	Кампан	Маастрихт	Даний	Палеоген — неоген
<i>T. obscurus</i>								+						
<i>Tiarolithus obscurus</i>														+
<i>Watznaueria ovata</i>										+				
<i>Zygodiscus? pseudantophorus</i>												+		
<i>Z. sigmoides</i>														+
<i>Zycolithus bijugatus</i>														+
<i>Z. biraniculatus</i>						+	+							+
<i>Z. bussoni</i>	+													
<i>Z. diplogrammus</i>					+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Z. dubius</i>						+	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Z. concinnus</i>					+	+	+					+	+	+
<i>Z. crux</i>		+	+	+	+	+	+					+	+	+
<i>Z. erectus</i>	+	+	+	+	+	+	+					+	+	+
<i>Z. geometricus</i>							+					+		
<i>Z. litterarius</i>						+	+							
<i>Z. ponticulus</i>			+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Z. variatus</i>			+			+	+							
<i>Zygrhablithus octoradiatus</i>											+			
<i>Z. turriseiffeli</i>									+					

Defl.; *Micula staurophora* (Gard.) Str.; *Zycolithus crux* (Defl., Fert) Bram., Sull.; *Z. concinnus* Mart.; *Z. diplogrammus* Defl.

Девять видов в маастрихте Израйля (Moshkovitz, 1967): *Arkhangelskiella cymbiformis* Veksh.; *Coccolithus barnesae* (Black) Bram., Mart.; *Kamptnerius magnificus* Defl.; *Lithraphidites carniolensis* Defl.; *Lucianorhabdus cayeuxi* Defl.; *Micula staurophora* (Gard.) Str.; *Tetralithus gothicus* Defl.; *Zycolithus crux* (Defl., Fert) Bram., Sull.; *Z. diplogrammus* Defl. В США (Техас, Арканзас) распространены семь из найденных видов (Gartner, 1968): *Coccolithus barnesae* (Black) Bram., Mart.; *Cretarhabdus conicus* Bram., Mart.; *Cribrosphaerella linea* Gart.; *Kamptnerius magnificus* Defl.; *Marthasterites furcatus* (Defl.) Str.; *M. inconspicuous* Defl.; *Tetralithus gothicus* Defl. В Канаде известны семь видов (Barbieri, Mediol, 1969); *Cretarhabdus conicus* Bram., Mart.; *Marthasterites furcatus* (Defl.) Str.; *Micula staurophora* (Gard.) Str.; *Zycolithus crux* (Defl., Fert) Bram., Sull.; *Z. diplogrammus* Defl.; *Z. dubius* Defl.; *Z. ponticulus* (Defl.) Stov.

Полученные данные о значительном видовом разнообразии кокколитов в изученном разрезе верхнего мела представляют интерес, указывая на возможность расчленения отложений, содержащих малое количество этих ископаемых остатков.

Значительная количественная и видовая вертикальная изменчивость кокколитов позволила выделить шесть комплексов.

В разрезе наблюдается большое количество видов, широко распространенных в смежных и значительно удаленных от изученного регионах.

Верхнемеловой комплекс кокколитов появляется в разрезе несколько раньше верхнемелового фораминиферового комплекса.

Большинство найденных видов не имеет ярусной приуроченности, что вытекает из анализа литературного материала (табл. 2) и наших данных. Распространенность ряда видов в довольно узком стратиграфическом интервале требует дальнейшей проверки путем прослеживания их в пределах смежных районов Прикаспийской впадины.

ФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРАТИГРАФИЯ МИХАЙЛОВСКОГО ГОРИЗОНТА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

Отложения михайловского горизонта широко развиты на всей территории Оренбургской области. Ввиду слабой изученности эти образования не имели собственной литолого-палеонтологической характеристики и рассматривались в составе окского надгоризонта.

В последние годы получены новые данные, расширяющие палеонтологическую характеристику и уточняющие стратификацию этих отложений.

Нижняя граница, т. е. граница между алексинским и михайловским горизонтами, на большей части области проводится довольно четко по появлению фораминифер: *Bradyina rotula* Eichw., *Endothyranopsis crassus* var. *sphaerica* (Raus. et Reitl.); водорослей *Calcifolium okense* (Schwetz. et Bir.); брахиопод: *Punctospirifer pectinoides* (Kon.), *Cleiothyridina royssii* (Ev.), *Davidsonina septosa* (Phill.), *Athyris variabilis* Moll. Эта граница выражена не повсеместно. Например, на востоке области, в пределах Магнитогорского синклиория, нижняя граница горизонта очень четкая. На западном крыле этого синклиория темно-серые до черного известняки с обилием крупных брахиопод *Punctospirifer pectinoides* (Kon.), *Cleiothyridina royssii* (Ev.), *Davidsonina septosa* (Phill.) и другие с разрывом залегают на эффузивных породах. В подошве горизонта отмечаются гальки эффузивных пород с многочисленными полуокатанными обломками раковин брахиопод. Участками отложения горизонта без видимых следов размыва покрывают черные плотные известняки с нижневизейским комплексом фауны.

На западе области, в пределах юго-восточного окончания Русской платформы, эта граница выражена нечетко. Проходит она в однообразной толще карбонатных пород. На каротажных диаграммах ей соответствует подошва небольшой положительной аномалии ПС, принимаемой нами за репер михайловский.

Верхняя граница горизонта на западе области в какой-то мере условная, так как ввиду недостаточности кернового материала из пограничных михайловско-веневских отложений палеонтологическая характеристика их неполная. Обобщая имеющиеся материалы, можно заключить, что наступление веневского времени характеризуется появлением фораминифер: *Eostaffella schwetzeri* Ganel., *E. ikensis* var. *tenebrosa* Viss., *Cribrostomum recurrens* Lip., *Archaeodiscus* ex gr. *baschkiricus* Theod., частых *Endothyranopsis crassus* var. *sphaerica* (Raus. et Reitl.). Верхняя граница проходит в однородной толще карбонатных пород. На каротажных диаграммах этому рубежу соответствуют спад кривой КС и небольшая положительная аномалия ПС.

На крайнем востоке области верхняя граница михайловского горизонта выражена сменой темно-серых известняков серыми и пепельно-серыми, органогенно-обломочными известняками. Комплекс фауны на этом рубеже заметно обновляется появлением *Laevipustula laevis* Maxwell, *Gigantoproductus*

latipriscus S a r., *Striatifera lata* J a n., *Productus concinnus* S o w., значительно чаще встречаются появившиеся в конце михайловского времени *Gigantoproductus gigantus* (M a r t.), *G. ikensis* S a r., *Camarotoechia pleurodon* (P h i l l.).

Отложения михайловского горизонта содержат богатый и разнообразный комплекс фораминифер, в который входят крупные *Lituotubella glomospiroides* var. *magna* R a u s., *Endothyranopsis crassus* (B r a d y), разнообразные эоштаффеллы — *Eostaffella ikensis* V i s s., *E. irenae* G a n e l. и другие, палеотекстулярииды, представленные тремя родами — *Climacammina*, *Cribrostomum*, *Palaeotextularia*. Из архедискусов присутствуют *Archaediscus moelleri* var. *gigas* R a u s., *A. moelleri* R a u s., *A. mellitus* S c h l. Среди водорослей характерно появление и широкое распространение сифониковых водорослей типа *Calcifolium okense* (S c h w e t z. et B i r.).

Брахиоподовый комплекс михайловского горизонта отличается богатством и разнообразием видового состава. Многочисленны семипланусы, представленные тремя видами: *Semiplanus semiplanus* (S c h w e t z.), *S. mikhailovensis* S a r., *S. sp. nov.* Широко развиты стриатиферы — *Striatifera striata* F i s c h., *Str. tsnensis* S a r., *Str. coraesimilis* S a r., *angusta* J a n. Характерны для горизонта первые появившиеся *Punctospirifer pectinoides* (K o n.), *Davidsonina septosa* (P h i l l.), встречающиеся иногда банками.

Крупные *Cleiothyridina royssii* (E v.) и грубоскладчатые *Athyris variabilis* M o e l l. обычно встречаются с сочлененными створками, типичными для горизонта. Интересно отметить, что иногда у последней складки очень слабо выражены и раковина очень похожа на *Cleiothyridina royssii* (E v.). Гигантопродуктусов много, но обычно плохо сохранившихся — это *Gigantoproductus moderatus* (S c h w e t z.), *G. ex gr. striatosulcata* (S c h w e t z.), *G. elongatus* S a r. Обращает на себя внимание явное преобладание в брахиоподовом комплексе представителей продуктид. Среди кораллов встречены *Lonsdaleia* sp., *Lithostrotion junceum* F l e m., *Palaeosmilia* sp., *Dibunophyllum* sp.

Литологический состав и фаунистическая характеристика отложений михайловского горизонта, изученные нами на севере области (Байтуганская площадь), на южном склоне Большекинельского вала (Южно-Султангуловская площадь), на северном борту Камско-Кинельской впадины (Малокинельская площадь), а также в осевой части этой впадины (Ероховская площадь), имеют много общего. В западной части области породы горизонта, как правило, представлены светло-серыми и коричневато-серыми разностями известняков и реже доломитов. Карбонатные породы, слагающие горизонт на крайнем юго-западе области (Ташлинская площадь), отличаются более темной окраской и приближаются к южноуральским разрезам. Фаунистические остатки распределены в разрезе крайне неравномерно — прослоями они редкие, иногда породообразующие. При этом отмечается обилие представителей двух-трех видов, и, видимо, ввиду тесноты поселения некоторые раковины имеют уродливые формы.

На востоке области породы горизонта характеризуются более темной окраской, меньшим развитием доломитов, значительным содержанием примеси углисто-глинистого материала. Брахиоподовый комплекс заметно отличается богатством видового и родового состава. Основной фон составляют крупные толстостенные раковины, нередко грубоскладчатые (*Athyris variabilis*, *Davidsonina septosa*, *Cleiothyridina royssii*), и многочисленные обломки крупных гигантопродуктусов, приспособленных для жизни в непосредственной близости к береговой полосе.

Стратиграфическое распространение некоторых видов брахиопод (табл. 3) в Оренбургской области не совпадает с их развитием в Подмоскowie. Для восточных разрезов наряду с разнообразным составом брахиопод характерно отсутствие многих спириферид, развитых в Подмоскowie, и в то же время наличие эндемичных форм. Эти факты, видимо, свидетельствуют об имевшихся преградах (географических или климатических), препятствующих обмену фауной между центральными районами Русской платформы и Южным Уралом.

Таблица 3

Сравнение михайловского комплекса брахиопод Оренбургской области (западная часть — нефтяные районы, восточная часть — Магнитогорский синклиниорий), Подмоскowie и Северного Урала

Вид	Подмоскowie	Оренбургская область		Северный Урал
		западная часть	восточная часть	
<i>Megachonetes zimmermanni</i> (P а е с к.)	+	+	+	+
<i>Delepinea comoides</i> (S o w.)	+	+	+	+
<i>Striatifera striata</i> F i s c h.	+	+	+	+
<i>Str. angusta</i> J a n.	—	+	+	+
<i>Str. coraesimilis</i> S a r.	—	+	+	—
<i>Str. tsnensis</i> S a r.	—	+	—	—
<i>Semiplanus semiplanus</i> (S c h w e t z.)	+	+	+	+
<i>S. mikhailovensis</i> S a r.	+	+	+	—
<i>S. sp. nov. C.</i>	—	+	—	—
<i>Gigantoproductus moderatus</i> (S c h w e t z.)	+	—	+	+
<i>G. elongata</i> S a r.	+	—	+	+
<i>G. gigantus</i> (M a r t.)	+	—	+	+
<i>G. striato-sulcata</i> (S c h w e t z.)	+	—	—	+
<i>G. okensis</i> S a r.	+	—	+	+
<i>Linoproductus corrugatus</i> (M - C o y)	+	—	+	+
<i>Camarotoechia pleurodon</i> (P h i l l.)	—	+	+	—
<i>Composita ambigua</i> (S o w.)	+	+	—	—
<i>Punctospirifer pectinoides</i> (K o n.)	+	+	+	+
<i>Davidsonina septosa</i> (P h i l l.)	+	+	+	+
<i>Athyris variabilis</i> M o e l l.	+	+	+	+
<i>Actinoconchus expansus</i> (P h i l l.)	+	+	+	+
<i>Cleiothyridina royssii</i> (E v.)	+	+	+	+
<i>Cl. adpressiora</i> (E i n.)	+	+	+	+

Комплексы брахиопод михайловского горизонта восточной и западной частей Оренбургской области сходны с одновозрастным комплексом брахиопод Подмоскowie (Сарычева, Соколовская, 1952) и Северного Урала (Калашников, 1967). Это видно из табл. 3.

На основании изложенного нами сделаны следующие выводы.

1. Отложения михайловского горизонта Оренбургской области имеют своеобразную и четкую палеонтологическую характеристику, благодаря чему могут успешно коррелироваться со значительно удаленными разрезами.

2. Нижняя граница горизонта обосновывается появлением в разрезе фораминифер *Bradyina rotula* E i c h w., водорослей — *Calcifolium okense* (S c h w e t z. et V i r.), брахиопод — *Punctospirifer pectinoides* (K o n.), *Athyris variabilis* M o e l l.

3. Верхняя граница горизонта проводится по появлению фораминифер — *Eostaffella schwetzovi* G a n e l., *Cribrostomum recurrens* L i p., частых *Endothyranopsis crassus* var. *sphaerica* (R a u s. et R e i t l.), брахиопод — *Gigantoproductus latipriscus* S a r., *Striatifera lata* J a n.

4. Фаунистические комплексы западных и восточных районов Оренбургской области, Подмосквья и Северного Урала имеют много общего.

ФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОГРАНИЧНЫХ ДЕВОНСКО-КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТАТАРСКОГО СВОДА

Согласно унифицированной схеме 1962 г. граница между девонской и каменноугольной системами проводится в литологически однородной толще — в основании заволжского горизонта.

Из анализа развития различных групп фаун из пограничных девонско-каменноугольных отложений видно, что рубеж девонского и каменноугольного этапов развития проходит в конце заволжского времени.

На протяжении последних 10 лет нами изучалась брахиоподовая фауна из заволжских отложений юго-востока Татарии и прилегающих районов Оренбургской области. Обобщая сборы макрофауны по 30 скважинам, можно отметить, что видовой состав брахиопод нижней и верхней частей заволжского горизонта очень сходен и представляет по существу единый комплекс. Здесь были встречены *Schuchertella mathyrica* N a l., *Productella subaculeata* (M i r c h.), *Pr. cf. scyphuca* N a l., разнообразные каратотехии, составляющие основной фон, — *Camarotoechia zadonica* N a l., *C. otrada* L j a s c h., *C. laticostata* J u l m. sp. nov., *C. angusta* J u l m. sp. nov., а также *Crurithyris urei* (F l e m.), *Pyramidalia simplex* N a l., *Athyris concentrica* (B u c h.), Вместе с ними местами найдены многочисленные *Eridoconcha socialis* (B u c h.), *Serpula vipera* (W e n.).

Только в нижней части горизонта встречены *Productella multispinosa* S o k., *Camarotoechia cernosemica* N a l., *Posidonomia venusta* (M u n s t.). Только в верхней части горизонта встречены *Ziganella* sp. nov.

Приведенная выше фауна характерна для девонских отложений центральных областей Русской платформы и за исключением *Crurithyris urei* (F l e m.) в вышележащие отложения не переходит.

В малевско-ушинских отложениях встречены единичные *Camarotoechia panderi* (S e m. et M o e l l.), *Crurithyris urei* (F l e m.), *Eomartiniopsis helenae* S o k.

Таким образом, границу между девонской и каменноугольной системами целесообразно проводить в кровле заволжского горизонта.

По данным В. А. Чижовой (1967), на этом рубеже в районах Волго-Уральской области вымирают 20 родов и 51 вид остракод и появляются два новых рода и пять видов. На этом же рубеже происходит резкая смена спорово-пыльцевых комплексов. Заволжский комплекс спор очень близок к комплексам, выделенным из подстилающих отложений.

В центральных областях Волго-Уральской области малевский горизонт ложится местами трансгрессивно и с размывом (Бирина, 1959). Об этом же, видимо, свидетельствует и то, что на южном куполе Татарского свода известняки заволжского горизонта, перемятые, с примазками глин, имеют брекчиевидный облик, нередко содержат окатанные остатки брахиопод. Существенно отметить,

что мощность заволжского горизонта здесь испытывает значительные колебания — от 53 до 90 м, что, возможно, объясняется местным размывом. Мощность малевско-уинских отложений довольно выдержанна.

Наиболее значительные изменения физико-географических условий, вызвавшие смену большинства групп животного и растительного мира, произошли на грани заволжского и малевского времени, к которой и естественно приурочить границу между рассматриваемыми системами.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕПРЕССИОННЫХ ТИПОВ РАЗРЕЗОВ ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСА ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

В турнейских отложениях Оренбургской области, как и во всем карбонатном литолого-стратиграфическом комплексе верхнего девона — турне, заключенном между терригенными отложениями девона и нижнего карбона, по литологии, характеру фауны и мощностям отложений выделено три типа разрезов (Кузнецов, 1969): шельфовый мощностью 180—300 м, приуроченный к сводам и их склонам (Татарскому и Жигулевско-Пугачевскому); депрессионный мощностью 180—350 м*, развитый в осевой части Камско-Кинельской впадины, и бортовой мощностью 450—600 м, наблюдаемый на склонах. Эти три типа разреза отражают основные группы фаций: мелководных карбонатных отложений рифовых сооружений и темноцветных относительно глубоководных отложений некомпенсированной впадины¹ (рис. 11).

Разрезы депрессионного типа представлены толщей темноцветных, почти черных тонкослоистых кремнисто-битуминозных известняков, доломитов, мергелей и глинистых сланцев с редкой планктонной фауной.

Характеристике турнейских отложений этого типа посвящена настоящая работа. Керновый материал из осевой части Камско-Кинельской впадины изучен на Могутовской (скв. 102, 103, 104, 110), Гремячевской (скв. 51, 58), Твердиловской (скв. 1, 3, 4, 6) и Ероховской (скв. 1, 2, 3, 4) площадях. Периферийные районы впадины охарактеризованы керном в Бузулукской опорной скв. 1 и Петро-Херсонцевой скв. 351. Наиболее полно керном охарактеризованы чернышинские, в меньшей степени заволжские отложения. Лихвинский надгоризонт пройден с отбором керна только в Бузулукской скв. 1, на остальных площадях он представлен единичными образцами.

Литологическая характеристика пород наряду с детальным микроскопическим изучением включала исследование прозрачных шлифов, что позволило более точно установить минеральный состав пород, а главное — изучить их структуру и микротекстуру, наличие и характер микроскопических органических остатков, состав цемента и тип цементации, выяснить некоторые диагенетические и более поздние преобразования. Для более полной характеристики пород проводились химический, (карбонатный), спектральный, (полу-

* Мощность разрезов шельфового типа всего карбонатного комплекса верхнего девона — турне — 425—750 м, а депрессионных — 300—400 м. Одинаковая мощность турнейских отложений отражает некоторые особенности турнейской седиментации в отличие от позднефранской и фамельской.

¹ Выделение последних под названием доманиковых фаций представляется не совсем удачным. Комплексы темноцветных битуминозных отложений некомпенсированных впадин во многих районах имеют различный возраст. Вряд ли целесообразно к таким известным образованиям, как формации Чаттануга, Вудворд, Делавэр, мениллитовая свита и другие, применять термин, относящийся лишь к одному горизонту востока Русской платформы.

количественный) анализы, определение органического вещества (методом Вюрца-Штролейна) и люминесцентно-битуминологический анализ (определение хлороформенного и спирто-бензольного битумоида и гуминовых веществ).

В основу классификации пород положены состав и происхождение седиментационного материала. Для более дробного подразделения использованы данные о текстуре, структуре, минеральных и органических примесях и др. Общая схема подразделения пород турнейского яруса депрессионных разрезов дана в табл. 4, а химический состав — в табл. 5—9.

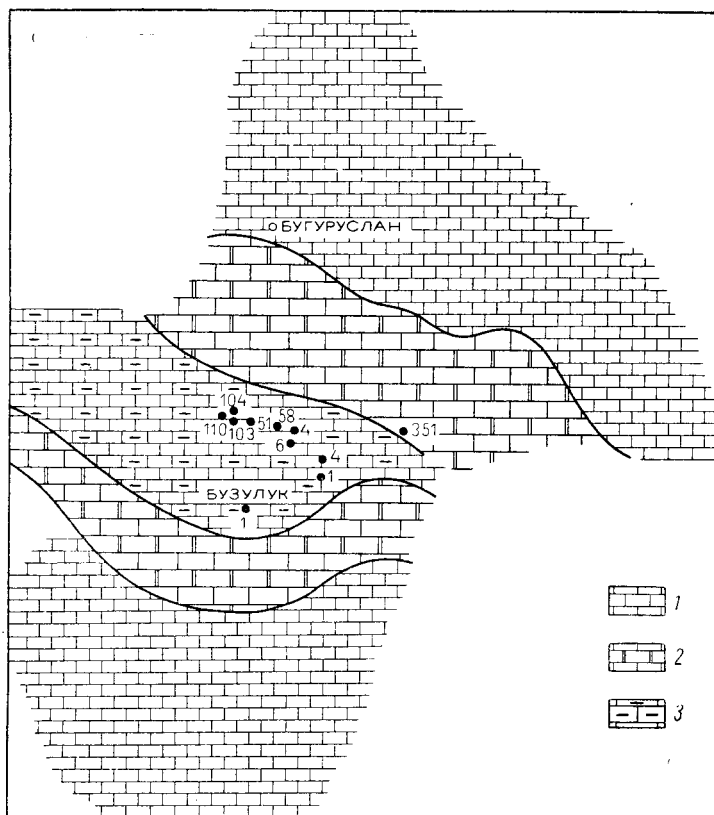


Рис. 11. Распространение основных типов разрезов.

1 — шельфовый; 2 — бортовой; 3 — депрессионный.

А р г и л л и т ы. По внешнему виду это черные плотные и крепкие породы с неровным матовым тонколистоватым, местами слегка искристым изломом, часто с характерной микрослоистой текстурой, выраженной чередованием тонких черных и темно-серых прослоев, причем толщина светлых — доли миллиметра, темных 1—2 мм. Слоистость эта очень правильная, поверхности наслоения ровные. Контакты аргиллитов с другими разностями, в частности со шламовыми известняками, также четкие и ровные. Достаточно часто наблюдается окремнение пород. Они становятся более хрупкими, имеют маслянистый блеск и раковистый излом. Иногда образуются линзочки черного кремня,

Схема подразделения пород турнейского яруса депрессионных разрезов

Происхождение седиментационного материала	Аргиллиты		Мергели		Известняки	Доломиты	Кремни	
Биогенное	—		—		Спикуловые			
Обломочное	Горючие сланцы	Кремнисто-карбонатные	Известняково-доломитовые	Доломитовые	Спикулово-шламово-суглистые	Шламовые	—	Кремни с кальцитом
	Микрослоистые карбонатные							
Хомогенное и криптогенное					Тонкокристаллические Мелкокристаллические Среднекристаллические		Кремни с доломитом	
					Песчаниковидные			

Таблица 5

Химический состав аргиллитов (%)

Площадь, скважина	Интервал отбора керна, м	Нерастворимый осадок	P ₂ O ₅	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	Влага	Потери при прокаливании
Аргиллит карбонатный							
Могутовская, скв. 104	2735—2739	58,7	0,3	24,88	10,52	0,4	3,3
	2739—2742	66,1	0,9	14,12	14,18	0,4	3,0
	2742—2745	58,1	1,0	30,71	5,49	0,7	2,9
Твердиловская, скв. 4	2785,3—2787	73,2	Сл.	5,9	12,8	0,4	6,0
	2761—2764	57,4	0,7	27,61	8,69	0,8	3,0
	2766—2769	60,0	1,0	23,42	10,98	1,0	1,9
Сланец горючий							
Могутовская, скв. 110	2906,9—2909	82,8	0,6	7,81	2,29	0,3	5,6
Гремячевская, скв. 51	2938,9—2942,1	64,2	0,5	21,84	6,86	0,5	6,7

Примечание. CaSO₄ отсутствует.

Таблица 6

Химический состав мергелей (%)

Площадь, скважина	Интервал, м	Нерастворимый осадок	P ₂ O ₅	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	Влага	Потери при прокаливании
Мергель известково-доломитовый							
Могутовская, скв. 104	2758—2761	24,0	0,7	42,19	31,21	0,8	—
Мергель доломитовый							
Ероховская, скв. 4	2795—2797,6	46,6	1,6	14,84	34,76	0,4	0,5
Примечание. CaSO ₄ отсутствует.							

Таблица 7

Химический состав известняков и доломитов (%)

Площадь, скважина	Интервал, м	Нерастворимый осадок	P ₂ O ₅	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	Влага	Потери при прокаливании	Наименование породы
Гремячевская, скв. 58	2771—2773,5	3,4	0,3	89,47	5,03	—	0,2	Известняк спилуловый
Твердиловская, скв. 6	2816—2820	7,7	0,6	85,91	5,49	—	0,2	Известняк спилулово-шламовый
Могутовская, скв. 104	2745—2747,8	26,9	0,9	40,59	32,01	—	0,2	Известняк шламовый первой разновидности
Гремячевская, скв. 58	2769—2771	35,3	0,7	43,84	16,46	0,6	1,7	Известняк шламовый второй разновидности
Могутовская, скв. 104	2865—2866	8,9	0,6	70,87	17,83	0,3	—	Известняк тонкокристаллический
То же	2869—2873	3,1	0,9	91,3	3,20	0,2	—	То же
Могутовская, скв. 110	2767,7—2769,7	15,5	0,9	35,7	47,1	—	0,5	Доломит мелкокристаллический

Примечание. CaSO₄ отсутствует.

Таблица 8

Химический состав кремней (%)

Площадь, скважина	Интервал, м	Нерастворимый осадок	P ₂ O ₅	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂	Влага	Потери при прокаливании
Гремячевская, скв. 58	2779,6—2782,9	72,4	0,4	0,19	25,61	—	0,2
Твердиловская, скв. 4	2793—2794	70,9	2,0	3,0	24,7	0,3	—

Примечание. CaSO₄ отсутствует.

Анализы газа депрессионных фаций

Площадь, скважина	Плотность по воздуху, г/см ³	Содержание, %								
		H ₂ S	CO ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂	воздуха в пробе
Твердилов- ская, скв. 3	1,216	0,0	0,9	0,7	8,9	31,3	40,5	13,4	4,3	3,3
То же	1,268	0,0	0,7	1,2	7,9	27,0	44,2	13,9	5,1	2,9
»	1,281	0,0	0,8	0,9	7,5	27,0	37,6	21,3	3,9	2,9
»	1,287	0,0	0,6	0,6	7,5	28,9	37,0	20,0	5,4	2,4
»	1,058	5,7	4,4	3,7	19,3	25,3	26,4	12,0	3,2	1,0
»	1,100	5,9	5,6	3,2	17,4	23,3	27,0	11,5	6,1	—
»	1,166	2,6	2,4	3,6	15,2	21,8	27,6	20,3	6,5	1,4
»	1,150	4,0	5,3	3,7	15,6	21,4	25,5	18,5	6,0	1,0
Гремячевская, скв. 52	1,020	0,00	0,60	46,99	23,80	12,65	9,98	3,32	2,66	0,5
То же	1,018	0,0	0,0	47,83	23,99	12,76	10,06	3,35	2,01	0,0

Примечание. C₆H₁₄ отсутствует.

ориентированные по слоистости. Длина линзочек достигает 1 см при толщине 2—3 мм. Отмечено, что к таким линзообразным зонам окремнения приурочены мелкие золотистые гнезда пирита.

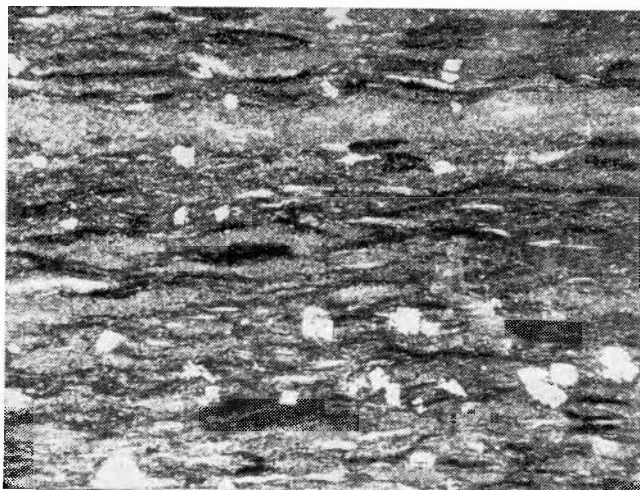


Рис. 12. Аргиллит карбонатный микрослоистый. Могутово, скв. 104, интервал 2739—2742 м, × 100.

По составу и текстуре выделяются две основные разновидности аргиллитов. В микрослоистых карбонатных аргиллитах (рис. 12) преобладающий компонент породы — битуминозно-глинистое вещество (50—75%), в шлифе темно-бурое, непрозрачное. Кроме того, присутствуют микрокриптокристаллические кальцит и доломит (20—30% от площади шлифа), слегка бурые от пропитывающего их битумного материала. Наконец, встре-

чаются более крупные зерна кальцита и доломита (обычно 5—10%, в переходных к мергелям породах до 20—30%). Микрокриптокристаллический карбонат образует или небольшие прослойки с относительно параллельными ограничениями мощностью от 0,1—0,2 до 1—2 мм, или чаще залегает в виде тонких (0,04—0,08 мм) четкообразных, с непараллельными границами прослоек, часто прерывающихся и образующих отдельные линзочки. Битуминозно-глинистый материал создает тонкие волнистые прослойки мощностью не более 0,01—0,02 мм. Такие волосяные слои соединяются, группируются и образуют значительно более толстые прослойки (до 0,1—0,2 мм). Среди микрокриптокристаллического кальцита и доломита встречаются мелкие округлые, слегка удлиненные или гишидиоморфные зерна карбонатов размером около 0,01—0,03 мм. Расположение их подчинено направлению слоистости.

Общее соотношение карбонатного и битуминозно-глинистого материала создает иногда очень тонкую ритмичность. Снизу залегает слоек тонкозернистого или микрокриптокристаллического известняка, обогащенного более крупными карбонатными зернами, затем этот известняк постепенно переходит в микрокриптокристаллический битуминозный и, наконец, постепенно сменяется темно-бурым или непрозрачным битуминозно-глинистым слойком. Мощность всего ритма обычно не превышает 0,2—0,4 мм.

Значительным развитием пользуется доломит, который присутствует в виде отдельных, разбросанных в породе ромбиков размером около 0,1 мм гишидиоморфной формы. Доломитовые кристаллы в ряде случаев четко связаны с глинисто-битуминозными прослойками. Под микроскопом видно, что доломитовые кристаллы развиваются вокруг слегка буроватых карбонатных зерен неправильной, округлой или «лапчатой» формы. Доломит нарастает на них чистой светлой каемкой или развивается сбоку от зерна. Органические остатки в этих сланцах очень редки. Иногда встречаются остатки спикул губок, несколько чаще радиолярии, выполненные кремнеземом.

К р е м н и с т о - к а р б о н а т н ы е а р г и л л и т ы состоят из тонкого глинистого материала пелитовой структуры, тонкого халцедонового материала, равномерно пропитывающего породу. Карбонаты в породе рассеяны равномерно. Эта разновидность имеет беспорядочную текстуру. Битуминозные компоненты, с одной стороны, рассеяны по породе, с другой — образуют небольшие (0,06—0,08 мм) гнезда. В обеих разновидностях аргиллитов встречается пирит в виде отдельных округлых или неправильных стяжений или, реже, гишидиоморфных кристалликов.

Близка к аргиллитам и сравнительно редко встречающаяся в разрезах разновидность пород, которую можно условно назвать горючими сланцами, поскольку по внешнему виду и структуре она близка к таковым доманика, описанным Н. М. Страховым (1939). Это черные, сравнительно непрочные породы с землистым матовым изломом, слабослоистые. По слоистости появляются серые включения, в ряде случаев имеющие правильный кристаллический облик. Некоторые образцы горят в огне, другие после нагрева издадут резкий запах горящего битума. Потери при прокаливании сравнительно высокие.

Микроскопическое изучение дает относительно немного, поскольку основной массой является или черное непрозрачное или буро-красное полупросвечивающее вещество, по-видимому, представляющее собой смесь микрозернистого карбоната с глиной, обильно насыщенной органическим материалом. Под микроскопом видны округлые или слегка вытянутые овальные образования местами с внешними зубчиками и своеобразной внутренней структурой. Размер их около 0,08—0,14 мм. В некоторых случаях они полупрозрачные, в других,

более частых прозрачные и выполнены халцедоном. Происхождение этих образований неясно, но, по мнению В. П. Маслова, вероятно их органиогенная природа (остатки планктонных организмов).

Чрезвычайно характерны разные формы окремнения. Сферические проблематические остатки имеют часто кремневые оторочки, толщина которых не превышает 0,01 мм, сложенные халцедоном и даже опалом; местами халцедон тонко пропитывает породу. Горючие сланцы — это единственный тип пород, где кремнезем обнаружен в виде кварца. Отдельные кристаллы его имеют размеры от 0,5 до 2 мм и более, гипидиоморфны и даже идиоморфны с хорошо развитыми гранями призмы и ромбоэдра (рис. 13). Внутри этих кристаллов сохраняются реликты вмещающей черной битуминозной карбонатно-глинистой

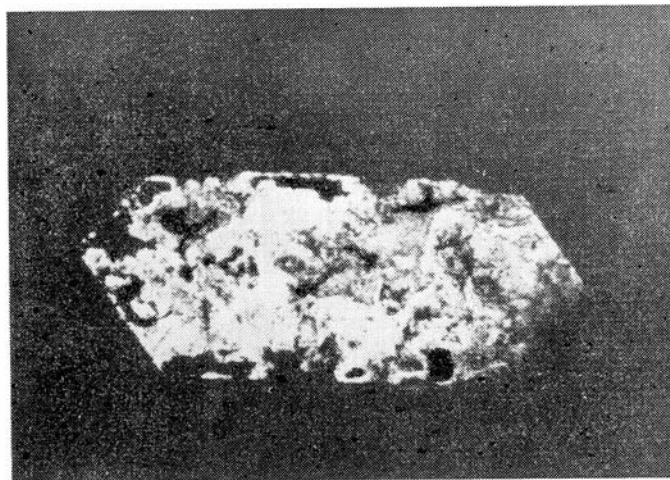


Рис. 13. Кристалл аутигенного кварца в горючем сланце. Видны включения черного битуминозного материала. Могутово, скв. 110, интервал 2906,7—2909 м, $\times 50$.

массы, появляются чистые ксеноморфные выделения кальцита и мелкие (0,01—0,02 мм) округлые образования пирита. Эти кристаллы ориентированы по слоистости. Текстура пород микрослоистая, но благодаря непрозрачной основной массе обнаруживается с трудом.

М е р г е л и. По внешнему виду это черные достаточно плотные породы с землистым или слабо мерцающим изломом. Под микроскопом можно различить мергели доломитовые и известково-доломитовые. Отдельные кристаллы карбонатных минералов размером около 0,04—0,12 мм, причем в пределах одного шлифа зерна близки по размеру. В доломитовых мергелях (рис. 14) эти зерна представлены ромбоэдрами доломита большей частью гипидиоморфными, с недоразвитыми одним или двумя углами. В известково-доломитовых мергелях наряду с гипидиоморфными ромбиками доломита присутствуют ксеноморфные, часто изрезанные «лапчатые» зерна кальцита. В породе карбонатные зерна либо разбросаны во вмещающей глинистой массе, либо группируются в стяжения и гнезда из нескольких отдельных кристаллов. Последние образования более часты в известково-доломитовых разностях. Общее содержание карбонатной части породы составляет 30—70%. Второй порообразующий

компонент — глинистое вещество. Чаще оно бурое, что связано со значительной обогащенностью битумом, реже зеленовато-серое. Глинистое вещество обычно целитовой структуры, неправильной, реже неправильно-слоистой микротекстуры, обусловленной параллельным расположением глинистых частичек и их агрегатов. Текстура породы в целом беспорядочная, редко слегка слоистая (по расположению карбонатных зерен, глинистых прослоек). Органические остатки чрезвычайно редки. Встречаются обломки спикул губок, остатки радиолярий. Кроме основных компонентов — карбонатов и глинистого материала — часты выделения халцедона и пирита.

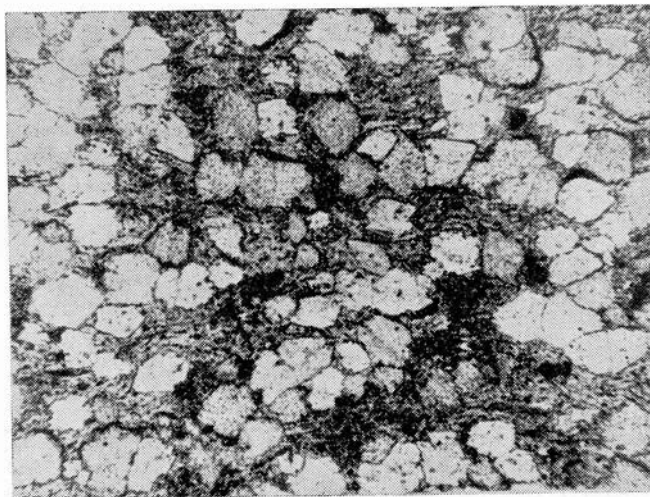


Рис. 14. Мергель доломитовый. Темное битуминозное вещество с разбросанными по нему кристаллами доломита. Могутово, скв. 102, интервал 2774,2—2778,3 м, $\times 50$.

Известняки и доломиты. Спикуловые известняки — темно-серые плотные породы с неровным матовым изломом. Текстура породы массивная, никаких органических остатков, неорганических включений не вооруженным взглядом наблюдать не удается.

Под микроскопом видно (рис. 15), что существенный элемент этих известняков — спикулы губок (20—70%). Здесь встречаются в основном макросклеры, реже микросклеры. Размеры макросклер достигают 0,8—1,2 мм при ширине 0,02—0,04 мм; микросклеры не превышают 0,1 мм по длинной оси. Абсолютное большинство склер относится к монактинам.

Спикулы в основном выполнены карбонатным материалом, значительно реже сохраняется первичный кремневый. Довольно часто наблюдается замещение спикул бурым битумным материалом, причем в этих случаях битумоид либо выполняет весь объем спикулы, либо ее канальце, а на периферии наблюдается очень тонкая ($\sim 0,01$ мм) каемочка чистого кальцита (рис. 16); имеются и обратные соотношения, когда битум располагается по краям спикулы. Наблюдалось, когда спикулы состоят из первичного кремнезема, вторичного кальцита и битума одновременно. Кроме спикул присутствует шламовый материал, причем

он раздроблен и переработан до неузнаваемости. При значительном содержании шлама известняки становятся спикулово-шламовыми. Попадают также мелкие (0,02—0,06 мм) сгусточки микрорезнистого кальцита с очень нечеткими

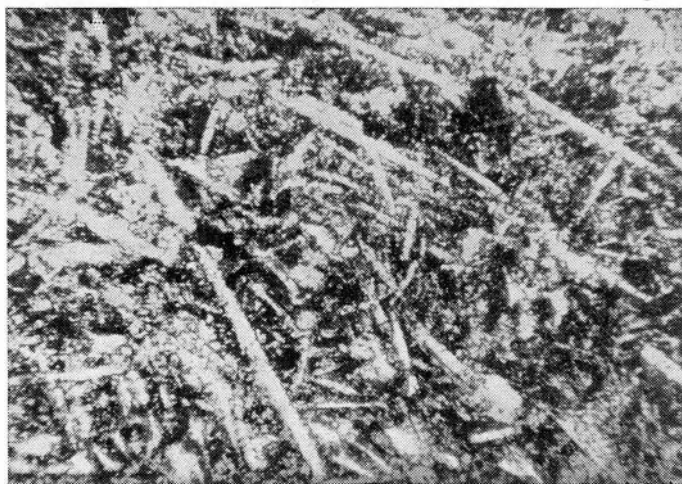


Рис. 15. Известняк спикуловый. Ероховка, скв. 1, интервал 2813—2815 м, $\times 100$.

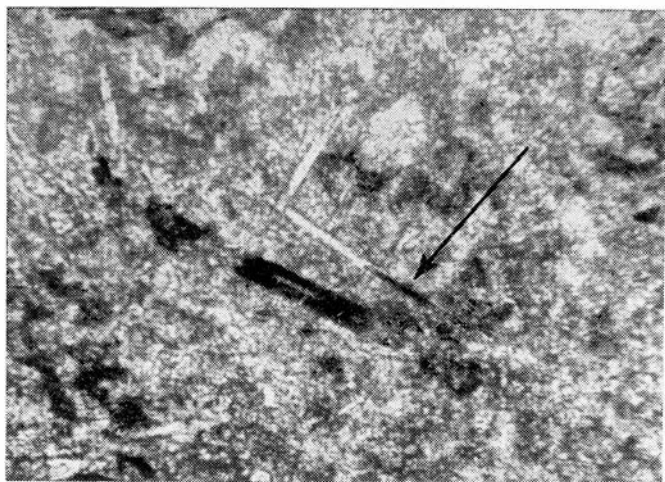


Рис. 16. Заполнение битумоидом осевого канала спикулы губок в спикуловом известняке Ероховка, скв. 2, интервал 2771—2772 м, $\times 100$.

расплывчатыми очертаниями. Спикулово-шламово-сгустковая разновидность известняков встречается сравнительно редко (Твердиловская скв. 4, интервал 2810—2811 м). В ней изредка обнаруживаются обломки или еще реже целые раковинки остракод.

Спикуловые известняки цементируются тонкокристаллическим кальцитом, размер отдельных кристалликов на площади одного шлифа весьма постоянен и колеблется, как правило, в пределах 0,02—0,04 мм, форма их резко ксеноморфная. Довольно часто присутствует кремнезем. Кроме нахождения его в спикулах губок он образует мелкие (~ 0,02 мм) скопления округлой, овальной или несколько более удлиненной формы, насыщающие и пропитывающие участки породы. Минералогически кремнезем представлен халцедоном. Иногда образуются халцедоновые сферолиты. Битум в породах обволакивает тонкими пленками отдельные зерна цемента, образует мелкие сгустки или выполняет остатки спикул. В химическом составе спикуловых и спикулово-шламовых известняков (табл. 7) обращает на себя внимание невысокое содержание нерастворимого остатка и доломита.

Текстура породы беспорядочная и микрослоистая, хотя слоистость выражена не четко.

Наиболее типичные спикуловые известняки встречены в чернышинском надгоризонте Ероховки, реже они встречаются в Гремячеве и Твердилове (рис. 11).

Шламовые известняки черные и темно-серые, плотные и очень крепкие. Излом их неровный, слегка мерцающий, в изломе иногда видна микрослоистость, обусловленная тончайшим переслаиванием темных и более светлых слоев. Некоторые участки

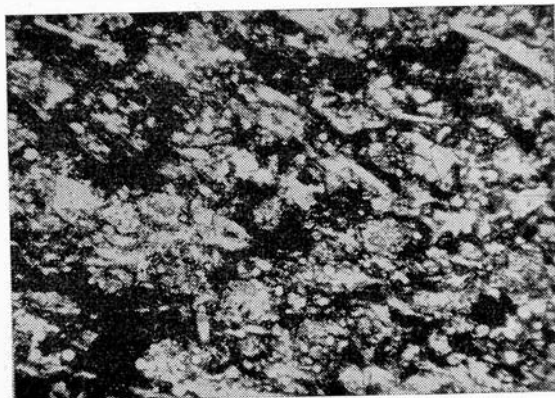


Рис. 17. Шламовый известняк (первая разновидность). Могутово, скв. 104, интервал 2745—2747,8 м, $\times 50$.

шламовых известняков окремнелые; в этом случае они хрупкие, часто разбиты трещинами; раскрытость их достигает 1—2 мм, все они залечены кальцитом. Органические остатки чрезвычайно редки — на плоскостях наложения встречаются обломки мелких тонкостенных брахиопод, а также неопределимые отпечатки, имеющие, по-видимому, органогенное происхождение.

Среди шламовых известняков по форме шлама и текстуре выделяются две разновидности.

Первая разновидность (рис. 17) собственно шламовая, на 50—70% состоит из обломков различных организмов настолько измененных, что они не позволяют в большинстве случаев определить состав первоначальной фауны. Размер обломков в пределах 0,08—0,16 мм, но встречаются как более мелкие, так и более крупные. По форме обломки в большинстве удлиненные, края их округлены. Часты зерна карбонатов с отчетливыми следами окатанности. Эти зерна являются обломками организмов или хемогенных известняков. Определимых остатков организмов чрезвычайно мало. Имеются только обломки спикул губок и остатки радиолярий. В исключительных случаях встречаются обломки брахиопод, фораминифер, остракод, криноидей. Содержание в породе шлама, карбонатных обломков и остатков фауны составляет от 40 до 80% с явным преобладанием шлама.

Цементом породы является битуминозный микрозернистый кальцит, часто глинистый. Глинистое вещество или равномерно распределено во всей массе

цемента, или образует небольшие линзочки и прожилки, толщина их — сотые доли миллиметра. Эти линзочки обогащены битумом в большей степени и выделяются темно-бурым, иногда почти черным цветом.

Характерна микроструктура пород. Весь шлам, спикулы и другие удлиненные фрагменты строго ориентированы по напластованию, образуя ясно-слоистую текстуру. Эта текстура подчеркивается таким же линейным и параллельным шламу расположением глинистых прослоек. Сами прослойки не являются строго прямолинейными, они слегка волнисты, изгибаются, иногда расщепляются.

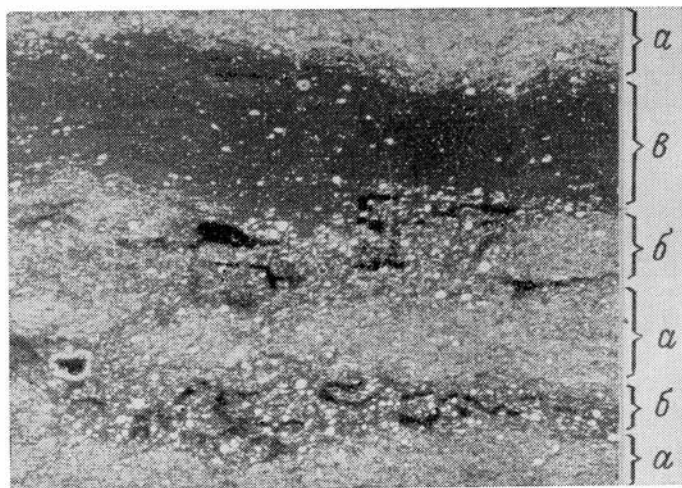


Рис. 18. Ритмическая слоистость в шламовом известняке (первая разновидность).

a — слой тонкозернистого перекристаллизованного известняка; *b* — слой, обогащенный радиоляриями; *в* — слой мелкозернистого битуминозно-глинистого известняка. Гремячево, скв. 58, интервал 2784,8 — 2786,1 м, $\times 10$.

Слоистость может иметь несколько иной облик; в этом случае она обусловлена закономерным чередованием слоев разной структуры и состава. Например, прослой тонкозернистого известняка, без битума и глины, покрывается слоем с частыми радиоляриями, где размер фрагментов слегка уменьшается, выше которого залегает слой мелкозернистого, сильно битуминозного и глинистого известняка; в последнем в свою очередь видна микрослоистость. Мощности отдельных слоев изменяются в пределах 0,5—2,5 мм (рис. 18).

Породы иногда содержат примесь доломита (отдельные стяжения, недоразвитые ромбоэдры). Обычно присутствие халцедона в спикулах, радиоляриях, стяжениях. Часто в шлифах виден пирит — черные непрозрачные округлые или неправильной формы образования.

Вторая разновидность отличается большим содержанием нерастворимого остатка (табл. 7) и может быть отнесена к шламовым довольно условно. По характеру обломков трудно судить даже о том, являются ли они остатками организмов или имеют иное происхождение. По форме они округлые, слегка удлиненные, овальные, хорошо окатанные. Часто при округлой, овальной форме границы некоторых кальцитовых обломков неровные, изрезанные, зерна

имеют «лапчатый» облик. Возможно, это указывает на их диагенетическое происхождение. Размер фрагментов в пределах 0,06—0,12 мм. Содержание их в породе в среднем 40—60%. Очень часто встречаются радиоларии.

Порода цементируется микрозернистым глинисто-битуминозным кальцитом. Битумный материал пропитывает весь цемент и вместе с глинистым образует темно-бурые волнистые прослойки. Простираение этих прослоек, расположение и ориентировка обломочного материала создают очень четко выраженную микрослоистую текстуру нередко с закономерным набором пород, образующим определенный ритм¹. В основании ритма (рис. 19) располагается

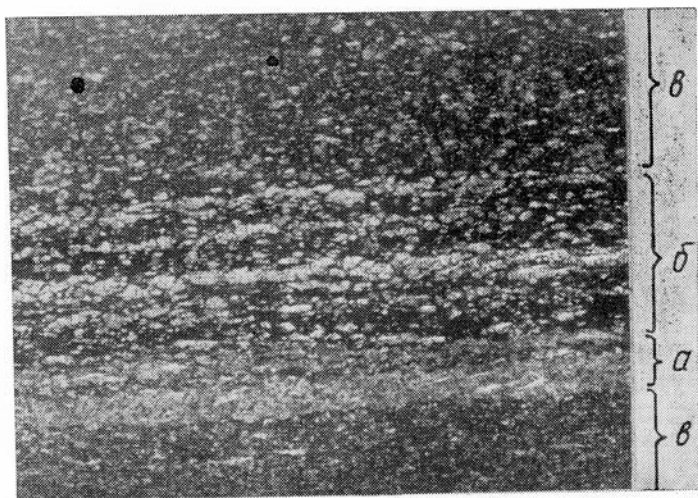


Рис. 19. Ритмическая слоистость в пламовом известняке (вторая разновидность).

a — слой обломочного перекристаллизованного известняка; *b* — слой обломочного известняка, сцементированного глинисто-битуминозным микрозернистым кальцитом; *a* — слой микрозернистого глинисто-битуминозного известняка. Гремячево, скв. 58, интервал 2769—2771 м, $\times 10$.

слой мощностью около 0,6—0,8 мм сравнительно чистого известняка, обломочного, суглинистого и перекристаллизованного, с размером отдельных кристаллов 0,06—0,1 мм. Примесь глинистого и битуминозного материала здесь не наблюдается. Затем следует слой мощностью до 2—2,2 мм, состоящий из описанных выше кальцитовых обломков, сцементированных глинисто-битуминозным микрозернистым кальцитом, в свою очередь имеющий микрослоистую текстуру, благодаря ориентированному расположению глинисто-битуминозного вещества. Завершает ритм слой мощностью 2,5—3 мм, состоящий в основном из микрозернистого кальцита, содержащего небольшое количество глинисто-битуминозного вещества; оно равномерно рассеяно в породе или образует редкие микропрослойки и микролинзочки. В этой основной массе рассеяны обломки кальцита; размер их меньше и содержание значительно ниже, чем в предыдущем слое. Границы между слойками внутри ритмов достаточно ясные, хотя и имеются

¹ Н. Б. Вассоевич считает более правильным называть эти наборы слойков разного состава не ритмом, а циклотемой (многослоем).

небольшие переходы. Границы между ритмами очень четкие, резкие, слегка волнистые. Чаще встречаются не все три элемента ритма, а выделяются только два; отсутствует обычно нижний.

Другой тип ритмичности связан с распространением радиолярий; в этом типе выделяются два элемента. В первом округлые обломочные фрагменты размера около 0,1 мм, во втором — 0,06—0,08 мм; фрагменты удлиненные, овальные, повышается содержание битуминозно-глинистого вещества. Второй элемент отличается массовым развитием радиолярий, содержание которых составляет 20—30%. Многие из них сохраняют кремневый состав. Мощность прослоев от 0,5 до 2,5 мм.

Кристаллические известняки и доломиты — это черные плотные и очень крепкие породы с неровным, слегка мерцающим изломом. При расколе породы издают резкий нефтяной запах. Текстура породы массивная, только изредка намечается некоторая слоистость. Местами порода окремнелая. В этом случае она чрезвычайно хрупкая, разбита сетью трещин толщиной порядка 1 мм, выполненных кальцитом. По плоскостям скола изредка видны отпечатки организмов, групповая принадлежность которых не может быть установлена.

По размеру кристаллов выделяются три разновидности.

Тонкокристаллические известняки и доломиты. Эти разновидности представляют собой сплошные зернистые массы с размером отдельных зерен 0,02—0,1 мм. В пределах одного шлифа размер зерен одинаковый и структура равномерно-зернистая, гранобластовая. Форма зерен округлая, ксеноморфная. Кроме кальцита присутствуют зерна доломита (20%). Порода пропитана битумом и окрашена в буроватый цвет. В некоторых случаях между зернами карбонатов располагается глинистый буровато-черный материал. Содержание его не превышает 10—15%. Иногда глина создает слегка слоистую текстуру, обычно же текстура беспорядочная.

Мелкокристаллические известняки и доломиты. Эти породы отличаются от предыдущих не только размером, но и формой зерен, а также большим содержанием глинистого вещества. Кальцитовые зерна с неровными изрезанными краями «лапчатой» формы. Около 15—25% площади шлифа занимает зеленоватый глинистый или буроватый битуминозно-глинистый материал. Эти известняки и доломиты являются переходными от карбонатов к мергелям.

Среднекристаллические известняки и доломиты. Эти породы встречаются весьма редко, 70—80% породы составляют крупные гипидиоморфные и ксеноморфные кристаллы доломита с изрезанными краями. Пространство между зернами заполнено буро-черным битумом; битум иногда проникает и в сами кристаллы.

Близки к этим породам доломиты с песчаниковидным изломом. Это темно-серые сравнительно непрочные породы. Излом их неровный, мерцающий; видны многочисленные отдельные кристаллики доломита размером в доли миллиметра, рельефно выступающие в изломе. Породы весьма пористые. По внешнему облику — зернистости, блеску, пористости — они похожи на песчаники. В соляной кислоте доломиты вскипают редко и слабо. Текстура их совершенно беспорядочная, массивная. Иногда видны небольшие, около 5 мм в поперечнике, округлые стяжения зеленоватой глины, образующей цемент. Часто доломиты содержат пирит, отдельные зерна которого размером в доли миллиметра видны микроскопически.

Основная масса породы (60—70%) сложена гипидиоморфными, реже идиоморфными кристаллами доломита размером 0,2—0,35 мм (рис. 20). Кристаллы

относительно чистые, иногда слегка окрашенные в буроватый цвет. Характерно, что зерна касаются одно другого только углами и реже отдельными гранями. Это создает ажурную губчатую структуру карбонатного каркаса, обладающую высокой пористостью. В большинстве случаев поры включают битумный, часто битуминозно-глинистый материал. Последний иногда обволакивает отдельные доломитовые кристаллы, и участками образуется подобие базального цемента. Встречаются также поры, не заполненные битумом. Поры крупные (около 0,1—0,2 мм), сообщаемость их высокая.

К р е м н и. При описании известняков и мергелей было отмечено присутствие кремнезема в спикулах губок, остатках радиолярий, линзочках, в порах

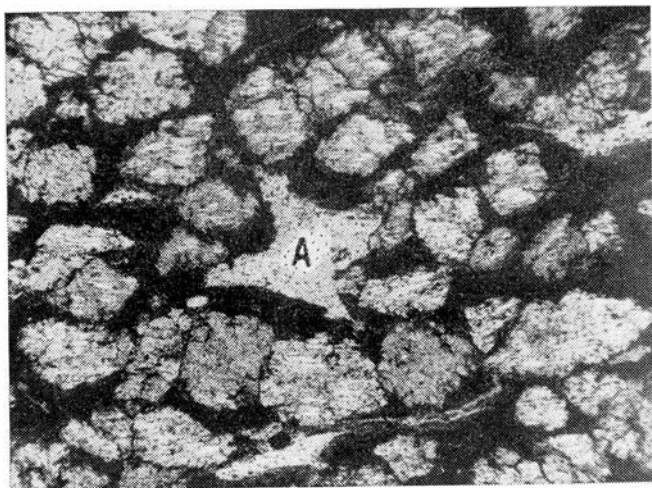


Рис. 20. Доломит мелкокристаллический песчаниковидный с глинисто-битуминозным цементом.

А — межгранулярные поры. Могутово, скв. 102, интервал 2756,3 — 2759,3 м, $\times 50$.

и пустотах, в участках неравномерного замещения кальцита слабонакристаллизованным микрозернистым халцедоном. Помимо этих микроскопических проявлений встречаются породы, в которых кремнезем играет более существенную роль. По внешнему виду это плотные и в то же время достаточно хрупкие породы с неровным, слабомерцающим изломом. Цвет их в массе темно-серый, но пятнистый — на черном фоне имеются более светлоокрашенные участки неправильной расплывчатой формы.

Микроструктура этих образований весьма своеобразна и обусловлена сочетанием основных компонентов этих пород — кремнекислоты, карбонатов и битуминозного вещества.

В первой разновидности кремнезем составляет 50—70% площади шлифа и образует равномерно-кристаллическую микротонкозернистую основную халцедоновую массу с агрегатным погасанием при скрещенных николях, в которой размещены отдельные гицидоморфные ромбоэдры доломита размером 0,2—0,4 мм или их сростки. Доломитовые ромбы мутные, загрязненные более светлым и битуминозным веществом; лишь по краям зерен отмечаются более светлые чистые каемки (рис. 21). Кремни в значительной степени обогащены органи-

ческим веществом. Оно прежде всего пигментирует основную кремневую массу. Буровато-желтая окраска видна только при одном николе. Далее органическое вещество образует неправильные пятна, сгустки, реже параллельные полоски и, наконец, окрашивает доломитовые кристаллы. Общая структура породы порфиробластовая.

Вторая разновидность кремней отличается несколько большим содержанием халцедона (60—80%) и существенно кальцитовым составом карбонатного материала. Последний образует стяжения и сгустки микро- и тонкокристаллического кальцита округлой, удлиненной или неправильной формы, плавающие в халцедоновой основной массе. Изредка сохраняются реликты неопределимых органогенных структур. Ромбоэдры доломита здесь встречаются



Рис. 21. Ромбоэдры доломита в кремне. Твердилово, скв. 4, интервал 2793—2794 м, $\times 50$. Никולי скрещены.

значительно реже. Как и предыдущая разновидность, они содержат битуминозное вещество в тех же формах. Текстура породы беспорядочная, иногда слабослоистая по расположению карбонатных включений. Из органических остатков в этих породах изредка сохраняются радиолярии.

При описании типа пород отмечалось высокое содержание органического вещества. Средняя концентрация его по данным 31 анализа составляет 3,15% при изменении от 0,13 до 6,37%. Характер распределения (рис. 22) показывает, что лишь в двух образцах содержание $S_{орг}$ не достигает 1%, но в пяти — превосходит 5%. Для сравнения можно указать, что по данным А. Б. Ронова (1958) в осадочных породах Русской платформы среднее содержание органического углерода составляет в глинах — 0,67%, в песчаниках — 0,24% и в карбонатных породах — 0,23%. По Н. Б. Вассовичу (1962), среднее содержание органического углерода в глинах 0,8%, в алевролитах 0,4%, в песчаниках и карбонатных породах 0,2%. Таким образом, содержание $S_{орг}$ в депрессионных фациях в 5—7 раз выше кларковых значений и близко к средней его концентрации в доманике Волго-Уральской провинции — примерно 3,60% (Гуляева, Завьялов, Поделько, 1961), а также в доманике Куйбышевской и Орен-

бургской областей — 3,73% (Родиопова, 1967). Содержание битумондов в этих породах составляет в среднем 0,137% при изменении концентраций от 0,03 до 0,28%, причем хлороформельная часть в них резко преобладает. Количество гуминовых веществ соответствует уровню чувствительности анализа $3,13 \times 10^{-4}$.

Формы выделения битумов, как видно из предыдущего описания, весьма различны. Во-первых, они пропитывают всю породу, в том числе и ее минеральные компоненты. В одних случаях это пропитывание достаточно равномерное, от чего порода окрашивается в проходящем свете в желтовато-бурый цвет, в других — она пятнистая, формируются сгущения, линзочки и образуется линзовидно-полосчатая микротекстура или микрослоистые текстуры. Во-вторых, органическое вещество заполняет межгранулярные пустоты. Размер и форма таких выделений определяются характером этих пустот. В-третьих, битумы заполняют пустоты внутри твердых остатков организмов — полости радиолярий, канальца в спикулах губок и др. Наконец, битумоиды находятся в многочисленных трещинках, заполняя их самостоятельно либо пропитывая выполняющие трещинки кальцит и кремнезем.

Высокие концентрации органического вещества в депрессионных фациях определили и повышенное относительно одновозрастных отложений содержание титана, хрома, ванадия, никеля, молибдена, бериллия, циркония, меди, урана, кобальта, неодима, лантана, германия, серебра (Данчев, Кузнецов, 1966; Кузнецов, 1969).

Таким образом, для пород описываемого типа разреза характерны черный и темно-серый цвета, тонкозернистый состав, обилие органического вещества, глинистость, кремнистость, отсутствие донной (кроме губок) и наличие планктонной фауны, частая и четкая тонкая правильная, нередко ритмическая слоистость.

Как было показано выше, установлены два основных типа ритмов, состоящих из элементов (снизу вверх).

I тип ритма: 1) тонкозернистый перекристаллизованный¹ известняк без глины и битума; 2) более тонкозернистый известняк с радиоляриями; 3) микрозернистый битуминозно-глинистый известняк. Мощность слоев-элементов 0,5—2,5 (рис. 18).

¹ Механизм, обусловивший избирательную и значительную перекристаллизацию карбонатов нижних элементов ритма, по-видимому, аналогичен механизму образования карбонатного цемента в песчаных пластах песчано-глинистых толщ, описанному Н. М. Страховым (1953). В раннем диагенезе органическое вещество разлагается, давая соединения, в том числе газовые, среди которых существенную роль занимает углекислота. Последняя, переводя карбонаты в бикарбонатную форму, растворяют их, повышая щелочной резерв (содержание карбонатов в растворе). На более поздних этапах, когда генерация CO_2 замедляется, ее парциальное давление снижается и растворенные бикарбонаты переходят в осадок в карбонатной форме. Поскольку дегазация осадка осуществляется по наиболее проницаемым пропласткам, а ими являются как раз нижние элементы ритмов, здесь происходит наибольшее растворение, а затем и выпадение карбонатов и их перекристаллизация.

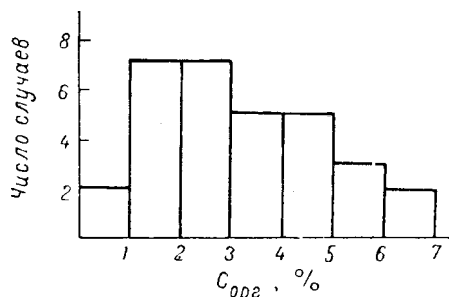


Рис. 22. Распределение $C_{\text{орг}}$ в депрессионных фациях турнейского яруса Оренбургской области.

II тип ритма: 1) известняк обломочный, сгустковый, тонкокристаллический перекристаллизованный без глины и битума, мощность 0,6—0,8 мм; 2) известняк обломочный с глинисто-битуминозным цементом, микрослоистый, мощность 2,0—2,2 мм. Поступление материала, особенно карбонатного, видимо, обусловлено главным образом приносом с более мелководных участков, при этом материал чрезвычайно сильно дробился и окатывался. Отмеченная ритмическая градационная слоистость объясняется приносом со склонов Камско-Кинельской впадины осадочного материала, периодическими течениями типа суспензионных потоков (турбитидов) и дифференциацией его при осаждении в водной толще¹. На подобный «флишoidalный» характер депрессионных фаций впервые обратил внимание М. М. Грачевский. По облику пород, характеру слоистости, повышенному содержанию органического вещества и типу фауны породы депрессионных разрезов подобны отложениям группы Делавер-Маунтин и Бон-Спринг Пермского бассейна США, подробно описанным Н. Д. Ньюэллом (Newell, 1953) и др.

Высокое содержание органического вещества и битумоидов нефтяного типа в депрессионных фациях позволило высказать предположение, что эти отложения, наряду с доманиковым горизонтом, которому они литологически и фа-

Таблица 10

Анализ конденсата из Долматовской скв. 102 (интервал 3004—3009 м)

Компонент	Единица измерения	H ₂ S	CO ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀		C ₅ H ₁₂		C ₆ H ₁₄ + высшие	Примечание
								i	n	i	n		
Газ	%	6,41	4,79	2,47	17,95	30,76	24,26	8,94		3,03		1,39	Плотность по воздуху 1,272 г/см ³
	мол. % вес.	6,0	5,8	1,9	7,9	25,4	29,4	14,3		6,0		3,3	
Жидкость	%	4,86	—	—	27,35	17,06	9,84	0,85	5,15	1,89	2,29	30,69	Молекулярный вес 189 Плотность 0,799 г/см ³ Вязкость 2,35 м ² /с
	мол. % вес.	2,07	—	—	5,47	6,41	5,42	0,62	3,74	1,70	2,06	72,51	
Смесь	%	6,23	4,21	2,17	19,09	29,08	22,51	8,59		3,17		4,95	—
	мол. % вес.	5,08	4,45	1,46	7,33	20,98	23,82	11,98		5,84		19,42	

¹ Закономерное уменьшение зернистости вверх по разрезу не позволяет считать эти ритмы в условиях относительно глубоководного и удаленного от источников питания морского бассейна сезонными. К тому же при сезонной слоистости должны существовать постепенные взаимные переходы как с ниже-, так и с вышележащими породами, чего в данном случае не наблюдается. Резко различное содержание C_{орг} в элементах ритма обусловлено дифференциацией материала при осаждении из суспензии. Нижние элементы ритмов с более крупными обломками формировались несравненно быстрее верхних, значительно более тонких. При относительно постоянных абсолютных массах C_{орг}, поступающих в осадок в единицу времени, относительное его содержание выше в породах с меньшей скоростью накопления. Это разделение могло усугубиться разрушением и окислением C_{орг} в диагенезе более проницаемых нижних прослояках.

циально близки, являются нефтепроизводящими (Белокрылова, Кузнецов, Можаяев, 1962; Грачевский, Кузнецов, 1962). Более детальное исследование битумоидов и подсчет их количества позволяют считать эти фации основными продуцентами нефти Волго-Уральской области (Кузнецов, 1963; Родинова, 1967).

Углеводороды могли не только генерироваться в этой толще, но и эмигрировать за ее пределы. Многочисленные факты перемещений битумоидов, получения промышленных и непромышленных притоков и данные о характере коллекторов приведены в работах Грачевского, Кузнецова (1962); Кузнецова (1963, 1964).

Следует подчеркнуть две особенности нефтегазоносности депрессионных отложений. Во-первых, пластовые давления в залежах значительно превосходят гидростатические, что вообще не характерно для месторождений Волго-Уральской области. Так, в Твердиловской скв. 3 пластовое давление составляет 359 кгс/см² в интервале 2818,5—2828 м. В Долматовской скв. 102 оно равно 350 кгс/см² на глубине 3001 м. Другая особенность — высокое качество нефтей — малая плотность (0,799—0,844 г/см³), низкое содержание серы (0,40—1,52%), смол (до 18,55%) и особенно асфальтенов (0,00—1,13%), высокий выход светлых фракций (46—68%) и значительное содержание газа, находящегося в ряде случаев в свободной фазе. Состав газов и конденсатов приведен в табл. 9, 10.

Газы, находящиеся здесь под большими давлениями, могли экстрагировать из пород жидкие углеводороды и способствовать их эмиграции из генерирующих толщ.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ СВЕРХГЛУБОКИХ СКВАЖИН

На территории Западного Казахстана заложены две сверхглубокие скважины проектной глубиной по 7000 м каждая. Первая скважина глубиной 6806 м уже пробурена в центральной части Прикаспийской впадины вблизи оз. Аралсор, вторая бурится на юго-восточной окраине впадины в пределах соляного купола Биикжал.

Аралсорская сверхглубокая скважина имела цель вскрыть и изучить мощную надсолевую толщу, включая почти неисследованный комплекс триаса и верхней перми. Эта скважина не только полностью прошла надсолевую толщу, но и на глубине 6630 м вскрыла нижнепермские отложения, пробуравив по ним около 200 м.

Вскрытая часть нижнепермских отложений представлена осадочной толщей, сложенной преимущественно известковистыми аргиллитами с включениями ангидрита и каменной соли. Минералогический анализ показал, что в тяжелой фракции всех проб из аргиллитовой толщи присутствует ангидрит. В нижней части толщи встречаются тонкие прослои серых и красновато-коричневых алевролитов. Петрографическими исследованиями установлено, что обломочные зерна сероцветного алевролита (например, из интервала 6780—6782 м) сцементированы также ангидритом.

В интервале 6725—6806 м, по-видимому, имеются линзы или тонкие прослои каменной соли. Об этом свидетельствует резкое засоление глинистого раствора в процессе бурения интервала и исключительно высокая (до 5—7 м/ч) скорость проходки некоторых его участков.

Характерно, что нижнепермская толща, вскрытая Аралсорской скв. 1-сг, характеризуется повышенным (до 25%) содержанием карбонатов.

Перед Биикжалской скв. 2-сг стоят совершенно иные задачи. Она заложена исключительно с целью изучения верхнепалеозойских, главным образом подсоловых, отложений.

В настоящее время Биикжалская скв. 2-сг еще не доведена до проектной глубины. На глубине 1338 м под красноцветами нижнего триаса эта скважина вскрыла соленосную толщу кунгура. Вначале была пройдена «каменная шляпа», сложенная перемьятыми гипсами и ангидритами с пачками пестроцветных карбонатно-глинистых пород. Мощность кепрока равна 36 м. Далее в интервале 1374—4670 м была обнаружена мощная соленосная толща, а в интервале 4670—4777 м — серия гидрохимических осадков, сложенная преимущественно ангидритами. На глубине 4777 м Биикжалская скв. 2-сг вошла в сероцветную терригенную толщу, представленную конгломератами, гравелитами, песками, песчаниками, алевролитами, алевролитами, аргиллитами и глинами.

Наибольший интерес представляют данные о строении подсолового комплекса, впервые вскрытого сверхглубокими скважинами внутри Прикаспийской впадины. Поэтому главное внимание целесообразно сосредоточить на характеристике именно этой части разреза.

В интервале 4598—4603 м обнаружен ангидрит серый слоистый. Порода сложена столбчатыми кристаллами ангидрита размером 0,2—0,5 мм. Встречаются мелкие (0,04—0,05 мм) кристаллы доломита часто ромбоэдрической формы. Они или рассеяны в породе, или образуют малопрозрачные скопления и тонкие прослой, в которых, видимо, присутствует глинистый материал. Эти прослой ориентированы по напластованию породы, имеют мощность от долей до нескольких миллиметров и хорошо видны макроскопически. К данным прослоям приурочены мелкие стяжения пирита и частицы углефицированных растительных остатков. Микрофауна не обнаружена.

В интервале 4695—4704 м встречен доломит темно-серый микрослоистый. В некоторых участках породы наблюдается смятие слоев и мелкая плейчатость. Порода имеет мелкокристаллическое строение. Размер кристаллов колеблется в пределах от 0,02 до 0,3 мм. Наиболее мелкие кристаллы приурочены к темным карбонатно-глинистым прослоям мощностью от 0,02 до 0,2 мм. Последние равномерно чередуются со светлыми чисто доломитовыми слоями мощностью 0,3—0,5 мм.

В темных прослоях помимо пелитоморфного доломита, кальцита и глинистого материала содержится примесь терригенных зерен кварца и мелкоалевритовой размерности, мелкокристаллический пирит и углефицированные растительные остатки. В доломитовых прослоях кристаллы минерала имеют желтоватую окраску, замутнены, что связано с присутствием глинистых примесей.

Порода в разных направлениях пронизана трещинами. Часто трещины секут прослой и выполняются крупными, неправильными по форме кристаллами гипса и кальцита, выделившимися в эпигенетическую стадию. Кроме того, в ряде образцов наблюдались трещины толщиной до 2 мм, выполненные изометричными кристаллами кварца и пирита. Микрофауна не обнаружена.

В интервале 4753—4758 м определен ангидрит темно-серый плотный тонкослоистый мелкокристаллический. Слоистость хорошо видна макроскопически и связана с присутствием карбонатно-глинистого материала, который концентрируется в отдельных прослоях мощностью не более нескольких милли-

метров. Под микроскопом в ангидрите заметна примесь ромбоэдрических кристаллов доломита, обогащающих отдельные микропрослой.

Интервал 4803—4808 м представлен чередующимися темно-серыми и тонкозернистыми алевроитовыми мергелями и грубоалевритовыми песчаниками. Породы полимиктовые. На контакте между мергелями и более грубообломочными разностями наблюдаются микроразмывы.

Кластическая часть алевролитов и песчаников включает обломки карбонатных пород, сланцев (хлоритовых и серицитовых), кремнево-халцедоновых и эффузивных образований. Среди обломочных минералов преобладает кварц, довольно обильны плагиоклазы, хлорит; в единичных зернах присутствует биотит. Рудные минералы представлены пиритом и марказитом.

Породы характеризуются очень плохой отсортированностью зерен по размеру, величина их колеблется от 0,04 до 0,6 мм. Преобладает угловатый и полукатанный материал. Обращает на себя внимание угловатость и малая измененность многих зерен плагиоклазов и обломков эффузивов. Общее содержание кластической части в песчаных и грубоалевритовых прослоях составляет до 80—90%. Отмечается плотная упаковка зерен. Цемент контактовый и поровый, по составу карбонатный и опалово-глинистый.

Мелкоалевритовые и мергелистые прослой составляют по мощности большую часть имеющегося керна. Состав обломочной части в мелкоалевритовых прослоях тот же, что и в песчаных, однако зерна минералов обычно сильно изменены процессами выветривания. Характерна довольно хорошая сортировка по размеру. Большая часть обломков имеет размер от 0,02 до 0,06 мм. Общее их содержание равно 60—70%.

В расположении зерен минералов заметна отчетливая субпараллельность, связанная с их отложением в движущейся водной среде.

В этих разностях пород встречается большое количество углефицированных растительных остатков, ориентированных по слоистости. Обнаружено довольно много пиритизированных ядер мелких фораминифер, личинок гастропод и сгустков водорослей. Наличие только ядер раковин фораминифер и гастропод не позволяет сделать точное их определение и дать заключение о возрасте вмещающих пород.

В некоторых прослоях наблюдается доломитизация. Мелкие ромбоэдрические доломита равномерно распределяются по всей породе и корродируют обломочные зерна. Доломитизация особенно часто проявляется в мергелисто-алевритовых породах.

В интервале 4831—4838 м обнаружены алевролиты зеленовато-серые полимиктовые мелкозернистые с опалово-глинистым цементом. Алевролиты прослоями переходят в аргиллиты с примесью алевроитового материала.

Интервал 4845—4856 м представлен в основном темно-серыми тонкослоистыми карбонатно-глинистыми породами с прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников. В обломочной части песчаников преобладают кремнево-халцедоновые (типа яшм) и эффузивные породы, глинистые сланцы, кварц, плагиоклазы, хлорит. Зерна различной степени окатанности — от угловатых до хорошо окатанных, размеры их колеблются от 0,02 до 1 мм. Содержание зерен — 60—70% всей породы. Цемент кальцитовый кристаллический, корродирующий обломки пород. На контакте с более тонкозернистыми прослоями наблюдаются обильные стяжения марказита. В шлифах обнаружены обломки криноидей и ядра фораминифер.

В этом же интервале описан доломит темно-серый плотный и микрокристаллический. Доломит разбит трещинками толщиной до 1—2 мм, выполненными

крупными кристаллами кальцита. В породе имеется много мелких кристаллов пирита и встречаются углефицированные растительные остатки. Спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в породах данного интервала, позволяет отнести их к кунгуру. Интервал 4889—4892,5 м представлен полимиктовыми песчаниками, аналогичными описанным выше.

В интервале 4935—4936,5 м залегают микроконгломераты, гравелиты и песчаники. Грубообломочные разности состоят в основном из обломков глинистых и серицитовых сланцев и кремнево-халцедоновых пород.

Обломки плохо отсортированы по размеру, окатанность различная, иногда довольно хорошая. Цемент породы составляет от 20 до 30% и представлен глинисто-кремневым материалом.

В песчаниках кластический материал более разнообразен. Помимо перечисленных выше пород присутствуют обломки эффузивных образований, зерна кварца, плагиоклазов, карбонатов. Цемент скрытокристаллический халцедоновый, с небольшой примесью карбонатного материала.

Описанный разрез подсолевых отложений четко расчленяется на две толщи. Верхняя, ангидритовая, толща с прослоями каменной соли, темных глин и доломитов залегает в интервале 4670—4777 м. Нижняя, терригенная, толща начинается с глубины 4777 м.

Верхняя толща может быть сопоставлена с ангидритовой серией низов кунгурского яруса разрезов Южной Эмбы. Нижняя толща сходна с толщиной переслаивания терригенных пород, вскрытой Тугаракчанской скв. 5 в основании кунгура и верхней части артинского яруса.

Особый интерес в разрезе Биикжальской скв. 2-сг представляют два факта: состав обломочной части песчано-алевритовых пород в интервалах 4803—4808, 4845—4856 и 4935—4936,5 м и формационный состав подсолевых верхнепалеозойских отложений. Эти данные уже сейчас, на первой стадии обработки фактического материала из разреза Биикжальской скв. 2-сг, позволяют сделать очень важные палеогеологические выводы.

Состав обломочной части песчано-алевритовых и грубообломочных пород нижней толщи в Биикжальской скв. 2-сг позволяет предполагать интенсивный размыв магматических и метаморфических образований. Это привело к формированию обломочных полимиктовых пород. Слабая сортировка, угловатость и малая измененность обломков процессами выветривания свидетельствуют о незначительной удаленности источников сноса. Эффузивные породы были представлены, по-видимому, порфиритами, метаморфические породы достаточно разнообразны. Среди них имелись глинистые, серицитовые сланцы и кремнево-халцедоновые породы типа яшм.

В период накопления рассматриваемых подсолевых отложений в непосредственной близости от района расположения Биикжальской скв. 2-сг находились обширные массивы магматических и метаморфических пород несомненно уральского типа. Разрушаясь, они поставляли исходный обломочный материал, который принимал активное участие в формировании подсолевой песчано-алевритовой толщи.

Неоднократное переслаивание песчаных и глинисто-алевритовых прослоев, обнаруженное в керне скважины, может быть связано с сезонным усилением деятельности текучих вод — появлением временных потоков. Этими потоками в область накопления тонких глинисто-алевритовых осадков периодически заносился более грубый, угловатый обломочный материал. Свежесть обломков, в особенности таких чувствительных к разрушению, как биотит и плагиоклазы, является бесспорным доказательством

того, что источник сноса находился достаточно близко к Биикжальской скв. 2-сг.

Таким образом, есть основания предположить, что по соседству с Биикжальской скв. 2-сг располагалось одно из звеньев Уральской складчатой системы, которое еще в артинско-кунгурское время было выражено в рельефе и, постепенно разрушаясь, служило источником обломочного материала для образования песчано-алевритовой толщи, вскрытой Биикжальской скв. 2-сг. Следовательно, верхнепалеозойские отложения типично геосинклинального типа были распространены не только в пределах Южно-Эмбенского кряжа и в окрестностях Кокпектов и Теректысай (Западное Примугоджарье), но и вблизи Биикжальской скважины. Таким образом, в Биикжальском районе намечается еще один верхнепалеозойский складчатый массив, который вместе с ранее установленными как обнаженными, так и погребенными ветвями Уральских и Южно-Эмбенских герцинид плавной дугой обрамляли Русскую платформу с юго-востока.

Не менее интересен и второй факт, заключающийся в том, что подсолевые артинские отложения выражены не известняками и доломитами, как это наблюдается повсюду на Русской платформе, а типичной сероцветной молассой, характерной для Предуральяского передового прогиба (Богданов, 1947; Шатский, 1945). Именно такая моласса распространена на восточном геосинклинальном склоне Предуральяского прогиба, на всем его тысячекилометровом протяжении от Печоры до Актюбинска. Следовательно, можно предполагать, что в районе Биикжальской скв. 2-сг также находится герцинский передовой прогиб, а именно его южный геосинклинальный борт.

Таким образом, подтверждается ранее высказывавшееся многими исследователями (Арабаджи и др., 1965; Архангельский и др., 1947; Васильев, Прошляков, 1957; Копелиович, Эвентов, 1956; Прошляков, Васильев, 1962; Хаин, 1958; Шатский, 1945) мнение о том, что Русская платформа на участке между Южным Уралом и Каспийским морем ограничивалась системой герцинских складчатых сооружений, остатки которых в виде погребенных палеозойских кристаллических массивов прослеживаются от окрестностей г. Актюбинска через ст. Эмба, Теректысай, Кокпекты и Южно-Эмбенский кряж до п-ова Бузачи. Далее эта система через Северо-Каспийское поднятие и кряж Карпинского сочленяется с Донбассом. С внутренней стороны герцинской дуги, обрамляющей с юго-востока Русскую платформу, на всем протяжении от Актюбинска через Биикжальский район до Астрахани, точно так же, как и в более северных районах, у подножий герцинских складчатых сооружений располагается сопряженный с ними передовой прогиб. В Актюбинском Приуралье выполняющие прогиб осадки верхнего палеозоя выходят на поверхность; в южных районах, и в частности в окрестностях Биикжальской скв. 2-сг, они перекрыты мощным чехлом мезозойских и кайнозойских осадков. По результатам бурения Биикжальской скв. 2-сг, верхнепалеозойские отложения представлены точно такими же сероцветными песчано-алевритовыми молассовыми образованиями, как и в Актюбинском Приуралье. Таким образом, не только герцинские складчатые сооружения, но и сопряженный с ними передовой прогиб в виде плавной дуги обрамляют Русскую платформу на всем протяжении от Актюбинска до Астрахани.

Установление герцинского передового прогиба на юго-востоке Прикаспийской впадины вносит существенные коррективы в оценку перспектив нефтегазоносности верхнепалеозойских подсолевых отложений этого региона. Нужно полагать, что по аналогии с Башкирским и Оренбургским Приуральем

в уплотненных отложениях верхнего палеозоя, развитых на геосинклинальном склоне передового прогиба, крупные месторождения нефти и газа вряд ли могут быть встречены. И, наоборот, платформенный склон передового прогиба представляется весьма перспективным для поисков богатых нефтегазовых месторождений.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАСТОВ-КОЛЛЕКТОРОВ ИЗ РАЗРЕЗА АРАЛСОРСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Одной из задач Аралсорской опытно-экспериментальной сверхглубокой скважины была оценка коллекторских свойств горных пород, залегающих на глубинах от 3000 до 7000 м. В этом интервале в Аралсорской скв. 1-ст были пройдены отложения триаса и верхней перми. Они представлены главным образом красноцветными терригенными отложениями — аргиллитами, алевролитами, песчаниками, глинами. Известняки были встречены лишь в баскунчакской серии нижнего триаса.

Все породы, вскрытые Аралсорской сверхглубокой скважиной, были подвергнуты тщательным петрографическим исследованиям. В частности, изучались гранулометрические свойства, минералогический состав, структура, степень отсортированности, соотношения цементирующей и обломочной частей породы, цветность и др. По всему разрезу определялись также коллекторские свойства горных пород — их пористость, плотность, проницаемость, степень насыщаемости водой и разбавленной соляной кислотой.

Изучение керна и шлама позволило выделить в разрезе Аралсорской сверхглубокой скважины два типа коллекторов — межгранулярные (в терригенных породах) и трещинные (в карбонатных осадках и аргиллитах). Наиболее распространены межгранулярные коллекторы, имеющие практическое значение. Трещинные коллекторы пластовой формы обнаружены на умеренных (порядка 3500 м) и больших глубинах, они связаны с известняками баскунчакского возраста. Поскольку пласты известняков небольшой мощности и низкой трещинной пористости чередуются с терригенными породами, по-видимому, как возможные коллекторские породы эти пласты практического значения не имеют.

На глубине свыше 4440 м большинство пород в разрезе Аралсорской скв. 1-ст становятся достаточно хрупкими, способными к растрескиванию. Вследствие этого трещины встречаются в осадочных образованиях различного состава, нередко переходя из одних в другие. В силу этих обстоятельств, а также в значительной степени из-за недостаточного количества каменного материала, извлеченного в процессе бурения из ствола Аралсорской скважины, пласты трещинных коллекторов здесь выделить не удалось.

Основные коллекторские параметры пород из разреза Аралсорской скв. 1-ст изменяются в широких пределах: объемный вес от 1,42 до 2,78 г/см³, общая пористость от 4 до 35%, а газопроницаемость — от долей до 1459 мД. Характер изменения величин этих параметров таков, что наблюдается отчетливое ухудшение качества коллекторов с глубиной, хотя на фоне такого общего изменения в ряде случаев даже на очень больших глубинах встречаются толщи с высокими коллекторскими свойствами. Последнее обстоятельство определяется процессами эпигенетического перераспределения вещества.

Ниже дано описание пластов пород, которые могут рассматриваться как возможные коллекторы нефти и газа.

Ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я. Пласт I (25—38 м) выделен по геофизическим данным, поскольку шлам и керн с этих глубин не отбирались.

Геофизические параметры свидетельствуют о том, что описываемый пласт обладает высокими коллекторскими свойствами. Мощность пласта 13 м.

Пласт II (57—73 м) обнаружен в результате геофизических исследований. По аналогии с соседними скважинами можно предполагать, что он сложен светлыми, серовато-бурыми песками и, с учетом геофизических данных, обладает высокими коллекторскими свойствами. Мощность пласта 16 м.

Палеоген-неогеновые отложения (апшеронский ярус). Пласт I (82—91 м) представлен светлыми, серовато-желтыми среднезернистыми песчаниками, очень слабо сцементированными известково-глинистым цементом. В составе обломочной части преобладает кварц, реже встречаются полевые шпаты и кремень. Форма обломков, как правило, полуокатанная.

При действии на породу капли воды последняя моментально впитывается, что является косвенным признаком высокой пористости и проницаемости. Мощность пласта 9 м.

Пласт II (138—150 м) сложен светлым, желтовато-серым мелкозернистым песчаником, несколько более плотным, чем в пласте I. Цементирующая часть состоит из глинисто-карбонатного цемента контактного и порового типа. Обломочная часть — в основном полуокатанные и полуугловатые зерна кварца.

Содержание цемента в породах здесь выше, чем в пласте III, вследствие чего порода менее интенсивно впитывает воду. Этот пласт в благоприятных структурных условиях может представлять интерес с точки зрения газонефтенности. Мощность пласта 12 м.

Пласт III (156—165 м), по данным геофизических исследований, сложен осадочными образованиями, аналогичными песчаникам пласта II. Образцы породы из шлама не выделены. Мощность пласта 9 м.

Пласт IV (174—188 м) представлен песчаником среднезернистым, светлым, серовато-желтым с известково-глинистым цементом контактного типа. Порода интенсивно впитывает воду.

Обломочный материал составляет около 70% породы. Размер частиц 0,2—0,5 мм, лишь отдельные частицы имеют размер до 0,8 мм. Форма их полуугловатая. В обломочной части преобладает кварц, в незначительном количестве присутствуют халцедон, глауконит, мусковит, плагиоклазы. Кроме того, изредка встречаются пирит, бурые окислы железа, псевдоморфозы лимонита по пириту. Последние возникли в результате окисляющего действия циркулирующих подземных вод, что в свою очередь подтверждает благоприятные коллекторские свойства породы. Мощность пласта 14 м.

Нижнемереловые отложения. Пласт I (1697—1702 м) сложен алевролитом светло-серым среднезернистым слабо сцементированным известковым, интенсивно впитывающим воду.

Обломочный материал, составляющий 70—80% породы, представлен угловатыми зернами кварца и реже — глауконитом. Размер обломков 0,03—0,08 мм. Цемент опаловый, в отдельных участках кальцитовый, порового, местами контактного типа.

Коллекторские свойства описываемых пород, в связи с их большей уплотненностью, несколько ниже, чем у палеоген-неогеновых образований. Мощность пласта 5 м.

Пласт II (1826—1852 м) включает песчаники и песчано-алевритовые породы, различные по своей структуре и с неодинаковыми коллекторскими свойствами.

Песчаник среднезернистый светло-серый с кальцитовым цементом базального типа. Обломочная часть составляет до 70% породы, представлена она

преимущественно обломками кварца окатанной и полукатанной формы с преимущественным размером 0,3—0,6 мм. Цемент кальцитовый крупнокристаллический, почти полностью замещающий пространства между обломочными частями. Порода такого типа как коллектор интереса не представляет.

Песчано-алевритовая сероцветная порода слабо сцементирована глинистым материалом. При смачивании породы водой последняя жадно поглощается. Обломочная часть составляет 70—80% породы, выполнена частицами песчаной и алевритовой размерности кварцевого и реже глауконитового состава. Цемент глинистый, порового типа, наблюдаются поровые каналы, сообщающиеся между собой. Порода в благоприятных геологических условиях может быть коллектором газа или нефти.

Песчано-алевритовая порода слагает верхнюю часть пласта, а песчаник — нижние 9—10 м (по данным геофизических исследований скважины). Мощность пласта 26 м.

Пласт III (1860—1876 м) — алевролит серый крупнозернистый с глинисто-известковым цементом. При смачивании породы водой последняя впитывается.

Обломочная часть представлена преимущественно зернами кварца полуугловатой формы размером 0,04—0,1 мм. Цементирующая часть порового, а в отдельных участках контактового типа. По имеющимся данным, породы пласта относятся к коллекторам невысокого класса. Мощность пласта 16 м.

Пласт IV (2038—2048 м) — алевролит серый среднезернистый слабо сцементированный глинистым материалом, слабоизвестковистый.

Обломочная часть хорошо отсортирована, составляет 70—80% породы, включает зерна кварца полуугловатой формы и несколько реже глауконит и мусковит. Цемент глинистый с примесью тонкокристаллического кальцита порового, местами контактового типа. Порода может быть коллектором невысокого класса. Мощность пласта 10 м.

Ю р с к и е о т л о ж е н и я (средний и нижний отделы).

В Прикаспийской впадине юрские песчано-алевритовые породы характеризуются наиболее высокими коллекторскими свойствами. На Южной Эмбе описываемые образования имеют проницаемость до 5000 мД. В Аралсорском районе юрские песчаники и алевролиты обладают газопроницаемостью до 1000 мД. Ниже приводится описание этих пластов из юрской части разреза — возможных коллекторов нефти и газа.

Пласт I (2526—2563 м) — комплекс переслаивающихся песчаных и глинистых прослоев мощностью 4—9 м. В пачке выделяются три прослоя песчаников и два прослоя глин. Суммарная мощность песчаников 21 м.

Из песчаных прослоев изучены две разновидности песчаников и одна — алевролита.

Алевролит серый среднезернистый, с известково-глинистым цементом, с невысокой пористостью. Вода впитывается породой слабо. Обломочный материал кварцево-глауконитового состава, угловатой формы, размером 0,01—0,06 мм. В породе присутствуют остатки обуглившихся растительных тканей размером до 0,25 мм и мелкие кристаллики пирита.

Песчаник светло-серый крупнозернистый слабо сцементированный, интенсивно впитывает воду. Обломочный материал составляет до 80% породы, представлен в основном слабо окатанными зернами кварца и полевых шпатов размером 0,5—1,0 мм. Цементирующая часть состоит из белого порошковатого кальцита пелитоморфной структуры. Тип цемента контактный.

Песчаник светло-серый мелкозернистый слабоизвестковый рыхлый пористый. Обломочная часть хорошо отсортирована, полуугловатая по форме.

В породе обломков свыше 80%. Минеральный состав обломков: кварц, глаукозит, полевые шпаты. Цемент присутствует в небольшом количестве и относится к контактному, реже поровому типу. Остатков органического вещества и сульфидов железа не наблюдается.

Таким образом, из трех разновидностей обломочных пород, относимых к описываемому интервалу, коллекторы возможны в двух последних, содержащих незначительное количество цемента и обладающих высокой пористостью.

Пласт II (2612—2648 м) — песчаники светло-серые, иногда с желтоватым оттенком. В нижней части пласта (примерно в 6 м от подошвы) залегает прослой глинистых пород мощностью около 8 м.

Песчаники мелкозернистые рыхлые пористые известковистые жадно впитывают воду. Обломочный материал составляет свыше 90% породы. Представлен он главным образом кварцем; в небольшом количестве присутствуют халцедон, плагиоклазы, полевые шпаты, мусковит, а также отдельные таблочки хлорита, зерна турмалина и циркона. Зерна кварца несут следы регенерации. Фаунистические остатки, органические вещества и сульфиды железа не обнаружены. Цемент белый глинистый контактового типа, иногда полностью заполняет поры.

Породы возможно использовать как коллекторы газа и нефти. Мощность песчаной части пласта 28 м.

Т р и а с о в ы е о т л о ж е н и я. Триасовая толща в Аралсорском районе включает терригенные и карбонатные породы. Первые слагают верхнетриасовую и мощную толщу ветлужской серии. Известково-мергелистые отложения доминируют в баскунчакской серии.

Терригенные породы верхнетриасовой части разреза Аралсорской скважины обладают вполне удовлетворительной пористостью. Общая пористость пород варьирует в пределах 10—17%. Открытая пористость составляет 6—13%. Аргиллиты и глины, как правило, непроницаемые для флюидов. Образец же песчаника, поднятого из интервала 3159,5—3163 м, характеризуется проницаемостью 1459 мД.

Коллекторские свойства известняков и мергелей баскунчакской серии большого интереса не представляют. Эти породы, как правило, отличаются большой плотностью, крайне незначительной трещиноватостью, отсутствием пор, каверн и других полостей.

По данным аналитических определений, общая пористость известняков составляет 2—5%. Лишь в одном образце (интервал 3479,5—3481,4 м) она достигает 11,31%. Открытая пористость известняков и мергелей еще меньше — не превышает 1—2%. Породы непроницаемы.

Песчаники и алевролиты, пласты которых встречаются в разрезе баскунчакской серии, обычно мелкозернистые и известковистые. Вследствие этого они также характеризуются невысокими коллекторскими свойствами. Их общая пористость колеблется в пределах от 5,77 до 9,70%, открытая пористость составляет 4,17—7,81%. Проницаемость этих пород близка к нулю.

Ветлужская серия представлена толщей аргиллитов с пластами алевролитов и песчаников. Основная масса этих пород имеет низкие коллекторские свойства. Общая пористость аргиллитов варьирует в пределах от 5,45 до 10,91%, открытая пористость — от 1,44 до 9,99%. Проницаемость пород меньше 0,001 мД.

Вместе с тем в разрезе ветлужской серии встречены пласты песчаников и алевролитов с удовлетворительными коллекторскими свойствами. Так, например, открытая пористость песчаника с глубины 3872—3876 м — 12,06%.

В интервале 4132,8—4136,3 м общая пористость крупнозернистого алевролита составляет 11,48%, открытая пористость 10,69% и проницаемость 40 мД. Несомненно, что в разрезе ветлужской серии, в том числе и на глубинах свыше 4000—4500 м, имеются и другие пласты пористых и проницаемых пород, образцы которых, к сожалению, поднять не удалось.

Комплексное изучение геофизических материалов шлама и керна позволяет выделить в триасовой толще Аралсорского района 27 пластов, представленных породами, которые могут служить коллекторами нефти и газа.

Пласт I (2732—2746 м) сложен мелкозернистым песчаником светло-серой окраски. Порода известковистая пористая, интенсивно впитывает воду.

Обломочная часть составляет 80—90% породы, отчетливо выделяются две фракции — песчаная (0,1—0,2 мм) и алевроитовая (0,01—0,05 мм). Форма зерен угловатая, видны следы регенерации зерен кварца. Помимо кварца присутствуют халцедон, каолинизированные полевые шпаты, серицитизированные плагиоклазы, мусковит, хлорит, в незначительном количестве — пирит и обуглившееся органическое вещество.

Цементирующая часть — белый пелитовый материал. Тип цемента смешанный — поровый и контактный. Пласт пригоден как коллектор. Мощность пласта 14 м.

Пласт II (3024—3052 м) отчетливо прослеживается по данным промыслово-геофизических исследований. Керн в этом интервале не отбирался. По материалам изучения шлама пласт содержит пачку песчаников средне- и мелкозернистых серых и желтовато-серых слабоизвестковистых (иногда известковистых). Обломочный материал составляет 70—90%, представлен он преимущественно кварцем, в меньших количествах встречаются халцедон, хлориты, мусковит, биотит. Обломки в основном полуугловатой и угловатой формы.

Цемент породы глинисто-известковистый, обычно порового, реже контактного типа. Породы довольно рыхлые, интенсивно впитывают воду. Мощность пласта 28 м.

Пласт III (3060—3072 м) по геофизическим данным включает пачку песчаников с 5-м слоем аргиллитов в средней части. Керн из этого пласта не отбирался. По данным изучения шлама, песчаник представлен мелкозернистой, сероцветной разностью с глинисто-известковым цементом.

В качестве коллектора может быть использована только верхняя часть пласта (3060—3064 м). Мощность пласта III 12 м.

Пласт IV (3089—3095 м) по материалам изучения шлама сложен песчаником мелкозернистым светло-серым известковым.

Обломочный материал состоит из полуугловатых частиц кварца, реже халцедона, полевых шпатов, табличек мусковита и хлорита. Содержание обломочной части 80—90%, обломки средней отсортированности. Порода слабо сцементирована; цемент глинисто-известковый смешанного типа — поровый и контактовый.

Порода пористая, по данным литологических исследований, обладает довольно высокими коллекторскими свойствами. Мощность пласта 6 м.

Пласт V (3129—3152 м) слагается песчаниками мелкозернистыми и алевролитами крупнозернистыми серыми известковистыми, слабо сцементированными. Среди обломочных пород имеются два прослоя серых аргиллитов мощностью 2—3 м.

Минеральный состав обломочной части обычен — кварц, полевые шпаты, халцедон, хлориты, мусковит. Окатанность обломков слабая. Содержание их в породе составляет 60—80%. Цемент глинисто-известковый.

Наиболее высокими коллекторскими свойствами, представляющими практический интерес, обладает верхняя часть пласта (3129—3135 м), отделяемая от нижележащей части прослоем аргиллита. Мощность пласта 23 м.

Пласт VI (3185—3191 м) включает песчаники мелкозернистые и алевролиты крупнозернистые светло-серые и серые слабоизвестковистые и известковистые пористые. Обломочный материал составляет 60—80%. Минеральный состав такой же, как в вышеописанных породах. Пласт представляет практический интерес как возможный коллектор нефти и газа. Мощность пласта 6 м.

Пласт VII (3204—3208 м) слагается песчаниками мелкозернистыми и алевролитами серыми и зеленовато-серыми, иногда тонкослоистыми плотными.

Обломочная часть (60—70%) содержит зерна кварца, халцедон, таблички мусковита и хлорита, в небольшом количестве присутствуют разрушенные полевые шпаты и мусковит. Встречается много стяжений марказита удлиненной формы, ориентированных по наслоению. Присутствуют остатки обуглившегося органического вещества. Цементирующая часть — в основном глинистый материал и небольшое количество кальцита. Цемент базального типа.

Порода как коллектор большого интереса не представляет. Мощность пласта 6 м.

Пласт VIII (3214—3229 м), по данным изучения шлама, содержит песчаники мелкозернистые серые известковистые плотные.

Обломочная часть (60—70%) — угловатые и полуугловатые зерна кварца, полевых шпатов, таблички хлоритов. Цемент базального типа, известково-глинистый.

Порода как коллектор большого интереса не представляет. Мощность пласта 15 м.

Пласт IX (3242—3252 м), по материалам изучения шлама, содержит алевролит светло-серый среднезернистый известковистый, слабо цементированный. Порода жадно впитывает воду и 10%-ную соляную кислоту.

Обломочная часть, представленная преимущественно кварцем, составляет до 80% породы. Как возможный коллектор пласт заслуживает определенного внимания. Мощность пласта 10 м.

Пласт X (3334—3344 м) — песчаник мелкозернистый известковистый слабо цементированный. В процессе бурения в интервале 3332—3346 м наблюдалось обильное выделение газа, за счет чего произошло значительное понижение плотности глинистого раствора до 1,07 г/см³. Пласт интересен как коллектор газа и нефти. Мощность пласта 10 м.

Пласт XI (3569—3577 м) — песчаник серый мелкозернистый известковистый плотный. Цемент базального типа. Мощность пласта 8 м.

Пласт XII (3649—3658 м) — песчаник серый мелкозернистый алевролитовый с глинисто-карбонатным цементом плотный. Мощность пласта 9 м.

Пласт XIII (3724—3734 м) — песчаник светло-серый с зеленоватым оттенком мелкозернистый слабоизвестковистый.

Обломочная часть включает кварц, полевые шпаты, чешуйки хлорита. Последние придают породе зеленоватый оттенок. Имеются остатки обуглившегося органического вещества. Мощность пласта 10 м.

Пласт XIV (3784—3802 м) — алевролит серый крупнозернистый известковистый регенерационной структуры.

По материалам изучения шлама, пласт, кроме алевролита, слагается песчаником серым мелкозернистым известковистым. Присутствуют пирит и тонкорассеянные остатки обуглившегося органического вещества. Мощность пласта 18 м.

Пласт XV (3811—3843 м) — песчаник серый мелкозернистый плотный однородный с кальцитовым цементом базального типа. В этом же пласте встречается алевролит серый среднезернистый известковый тонкослоистый, регенерационной структуры. Мощность пласта 32 м.

Пласт XVI (3853—3860 м) — песчаник коричневато-бурый смешанный — мелко- и среднезернистый известковый, относительно слабо сцементированный кварцевый. Представляет интерес как коллектор. Мощность пласта 7 м.

Пласт XVII (3872—3396 м) — песчаники серовато-розовые и серые мелкозернистые известковистые или слабоизвестковистые, глинистые тонкослоистые. Порода слабо впитывает воду. Открытая пористость 12,06%. В нижней половине пласта имеется 4-м слой аргиллита. В серых песчаниках встречаются мелкие остатки обуглившегося органического вещества. Мощность пласта 24 м.

Пласт XVIII (3991—4000 м) — песчаники красновато-коричневые и серые мелкозернистые известковистые. Серые песчаники сильно уплотнены, содержат остатки обуглившегося органического вещества. Красновато-коричневые песчаники менее плотные. Последние могут представлять интерес как возможные коллекторы. Мощность пласта 9 м.

Пласт XIX (4071—4084 м) — песчаник красновато-коричневый мелкозернистый, с глинисто-известковым цементом. Мощность пласта 13 м.

Пласт XX (4130—4139 м) — алевролит серовато-бурый крупнозернистый известковый, с тонкими прослоями, обогащенными глинисто-слюдистым материалом. Общая пористость 11,48%, открытая 10,69%. Мощность пласта 9 м.

Пласт XXI (4145—4152 м) — песчано-алевритовая порода серовато-бурая известковистая плотная. Мощность пласта 7 м.

Пласт XXII (4185—4210 м) — песчаник серый с розоватым оттенком мелкозернистый слабоизвестковистый крепкий. Структура породы регенерационная. Пласт неоднороден. Встречаются прослой глинисто-алевритовой темно-серой породы. Песчаник слабо впитывает воду. Общая пористость составляет 8,76%, открытая 6,3%. Мощность пласта 25 м.

Пласт XXIII (4218—4225 м) — песчаник красновато-коричневый мелкозернистый слабо сцементированный глинисто-известковым материалом. Мощность пласта 7 м.

Пласт XXIV (4352—4380 м) — пачка переслаивающихся красновато-серых песчано-алевритовых и аргиллитовых пород. Как коллектор большого интереса не представляет. Мощность пласта 28 м.

Пласт XXV (4420—4424 м) — алевролит крупнозернистый с кальцитовым цементом порового типа, в отдельных участках наблюдается структура регенерации. Порода непроницаема. Общая пористость 11,87%, открытая 6,88%. Порода имеет слабые коллекторские свойства. Мощность пласта 4 м.

В пласте XXVI (4458—4467 м) керн поднят только из самой верхней части пласта. Слоен пласт коричневым алевролитовым аргиллитом, пропитанным нефтью. Содержание последней составляет 3,12%. Общая пористость 12%. Порода относительно слабо уплотнена. Ниже аргиллитов, судя по данным геофизических исследований, располагается песчано-алевритовая порода со значительно лучшими коллекторскими свойствами. Пласт представляет определенный интерес и безусловно должен быть опробован. Мощность пласта 9 м.

Пласт XXVII (4515—4536 м), по данным промыслово-геофизических исследований, — толща чередующихся 2—3-м слоев песчано-алевритовых и аргиллитовых пород. Это подтверждается и материалами исследования шлама. Мощность пласта 21 м.

Ниже глубины 4536 м до подошвы триасовых отложений установлены лишь маломощные песчано-алевритовые пласты.

Изучение физических свойств триасовых пород показывает, что уже на глубине около 2650 м они обладают довольно низкими значениями пористости и проницаемости. С увеличением глубины значения этих параметров все более снижаются. Наряду с этим из Аралсорской скважины с глубин 4457,2—4458,4 и 4763—4764 м был поднят керн глинисто-алевритовых пород относительно слабоуплотненных, пропитанных нефтью. По данным люминесцентно-битуминологического анализа, в этих породах содержится свыше 3% нефтяных битумов. Хлороформенная вытяжка имела коричневую окраску.

Эти особенности, как и ранее известные факты, свидетельствуют о том, что процессы прогрессивного эпигенеза в осадочных нефтеносных породах протекают совершенно иначе, чем в породах, лишенных нефти. Наличие последней закрывает доступ в породы высокоминерализованным водам, предотвращает регенерационные процессы и образование эпигенетического цемента, т. е. происходит как бы «консервирование» вмещающих пород. Это положение с большой долей вероятности можно перевести и на породы, насыщенные газом.

Приведенные выше данные об изменении с глубиной коллекторских свойств ненасыщенных нефтью пород позволяют считать, что возникновение новых газонефтяных залежей на больших глубинах (свыше 3500—4000 м) в терригенных коллекторах порового типа мало вероятно вследствие высокого уплотнения пород и утраты ими коллекторских свойств. Вместе с этим вполне возможно наличие на больших глубинах (свыше 4000 м) газонефтяных залежей, образовавшихся в пористых и проницаемых пластах на небольших глубинах, впоследствии перекрытых мощной толщей осадков и погружившихся на значительную глубину.

По мере уплотнения осадочных горных пород повышается их хрупкость, способность растрескиваться под влиянием тектонических сил. В разрезе Аралсорской скважины трещиноватые терригенные породы впервые были отмечены на глубине 4486,25—4487,45 м и представлены аргиллитами красновато-бурыми с системой трещинок диагонального направления по отношению к оси скважины. Ширина трещинок достигает 1—2 мм, заполнены они кальцитом среднекристаллической структуры. Выполненные кальцитом трещины встречаются постоянно в нижней части разреза. Многие из них протяженные, прямолинейные, другие извилистые, быстро затухающие. Есть основания считать, что в более активных тектонических зонах трещиноватость в терригенных породах широко распространена, а в благоприятных условиях такие трещиноватые породы могут стать коллекторами нефти или газа.

Пермские отложения. Верхнепермские отложения представлены красноцветными терригенными образованиями глинисто-алевритового состава. Образцы пород, извлеченные из скважины, преимущественно аргиллиты, реже переслаивающиеся алевролиты с аргиллитами и лишь два образца — глинистые алевролиты. Ни один из образцов не обладает заметной проницаемостью, открытая пористость составляет 0,54—2,8%.

Несмотря на общую низкую оценку коллекторских свойств и отсутствие керна соответствующих пород, по комплексным данным — материалам обработки шлама, электро- и газометрии, механической скорости проходки, нарушению режима циркуляции глинистого раствора — выделяется пласт-коллектор на глубине 6020—6037 м.

Пласт I (6020—6037 м) представлен, по-видимому, слабо сцементированным алевролитом. Об этом свидетельствует состав шлама, повышение

механической скорости проходки до 5 м/ч против 0,5—2 м/ч в вышележащей части разреза.

Приближенное значение коэффициента пористости, определенное по малому зонду БЭЗ, составляет 18%. Пласт выделяется повышенной газоносностью, а глинистый раствор люминесцировал в светло-коричневых тонах.

Кроме этого пласта, выделяются пласты часто переслаивающихся песчано-алевритовых пород и аргиллитов, однако в связи с особенностями их строения и малой мощностью песчано-алевритовых образований практического интереса они не представляют.

Трециноватые породы в верхнепермском разрезе довольно широко распространены. Они зарегистрированы почти во всех интервалах извлечения керна. Как и в нижнетриасовых отложениях, здесь наблюдается два типа трещин — прямолинейные, типа скольжения, и извилистые, часто затухающие в пределах образца керна. Ширина трещин до 2—3 мм. Зияющих трещин среди обоих типов не обнаружено; они, как правило, заполнены белым кальцитом. Выделения кремнезема и сульфатов при этом не установлены. Все трещинки возникли на большой глубине, после того как глины потеряли пластичность, приобрели достаточную хрупкость и превратились в аргиллиты. В благоприятных геологических условиях такие трещинные коллекторы могли быть заполнены углеводородами. В этом случае с ними, очевидно, связаны промышленные скопления нефтяных углеводородов.

Кроме того, на больших глубинах могут быть обнаружены залежи нефти и газа в гранулярных коллекторах, возникших на небольших глубинах, а затем захороненных под мощной толщей более молодых отложений (законсервированные залежи). Наличие в порах пород нефти и газа препятствует снижению коллекторских свойств осадочных образований за счет процессов эпигенеза и уплотнения под тяжестью вышележащих толщ.

СОЛЯНЫЕ ПЛАСТЫ КУНГУРА В КАЧЕСТВЕ МАРКИРУЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ В ОРЕНБУРГСКОЙ ОБЛАСТИ

При поисках и подготовке структур к глубокому разведочному бурению на нефть или газ на территории Оренбургской области, наряду с такими видами нефтегазопромысловых работ, как геологическая съемка, электро- и сейсморазведка, широко применяется структурное бурение на пермские маркирующие горизонты — кровлю калиновской свиты, кровлю артинского яруса и др. В северо-западных районах области, где в разрезе нижней перми отсутствуют толщи каменной соли, в большинстве случаев наблюдается соответствие в плане контуров локальных структур по верхнепермским горизонтам со структурами в нижней перми и карбоне. Положительные результаты дает использование калиновской свиты в качестве маркирующего горизонта кровли. В южных районах области, где в разрезе появляются мощные толщи кунгурской соли, бурение на надсолевой горизонт — калиновскую свиту — не всегда приводит к положительным результатам; здесь чаще используют подсолевые артинские и филипповские маркирующие горизонты. Это приводит к значительному углублению и удорожанию структурных скважин. Как показал опыт бурения в зоне Бобровско-Покровского вала, картирование территории по подсолевым маркирующим горизонтам не позволяет расшифровать структурный план нижнекаменноугольных продуктивных горизонтов, поскольку часто наблюдается несоответствие нижнепермских и каменноугольных подсолевых структур. Ряд

нижнекаменноугольных структур не находит отражения на структурной карте по кровле артинского яруса и другим подсолевым нижнепермским горизонтам.

Главными факторами, осложняющими характер соотношения надсолевых и подсолевых структур, на наш взгляд, являются размытая поверхность кунгурских отложений, соленосная толща кунгура, мощность которой регионально возрастает в южном и юго-восточном направлениях, несоответствие регионального наклона кровли и подошвы кунгурской соленосной толщи. Для того чтобы устранить влияние перечисленных факторов, была сделана попытка выделить надежный маркирующий горизонт внутри соляной толщи кунгура. Детальное сопоставление геолого-геофизических разрезов отложений Кунгурского яруса показало, что на территории Оренбургской области, расположенной к северу от р. Урала, в кунгурском ярусе прослеживается серия выдержанных по литологическому составу и мощности пластов каменной соли и ангидрита. Наиболее протяженным является пласт каменной соли, залегающий в верхней части иреньского горизонта (рис. 23). Этот пласт легко опознается при комплексном анализе диаграмм электрического и радиоактивного каротажа и квернмера. В качестве маркирующей была выбрана граница между соляным пластом B_1 и подстилающим пластом ангидрита, т. е. подошва соляного пласта B_1 .

Изучение возможности использования подошвы соляного пласта B_1 в качестве маркирующей границы (репера) было проведено по двум участкам Бобровско-Покровского вала — Бобровской площади, располагающейся в западной части вала, а также Никольской и Сорочинской площадям, находящимся в восточной части вала. Оба участка размещаются в краевой части нижнепермского соленосного бассейна. Суммарная мощность каменной соли в разрезе кунгурского яруса в среднем равна 50 м.

Для выяснения основных закономерностей соотношения локальных структур по вертикали были сопоставлены контуры поднятий по кровле калиновской свиты, подошве соляного пласта B_1 , кровле артинского яруса и кровле угленосного горизонта или турнейского яруса (рис. 24, 25).

В пределах Бобровской площади первоначально на основе материалов структурно-геологической съемки по верхнепермским маркирующим горизонтам (кровли сокской и калиновской свит) было выявлено поднятие, названное Бобровским, и несколько небольших куполов к северу от Бобровского поднятия. Бурение на кровлю артинского яруса отметило поднятие в районе скв. 50 и несколько очень слабо выраженных антиклинальных участков к северу от

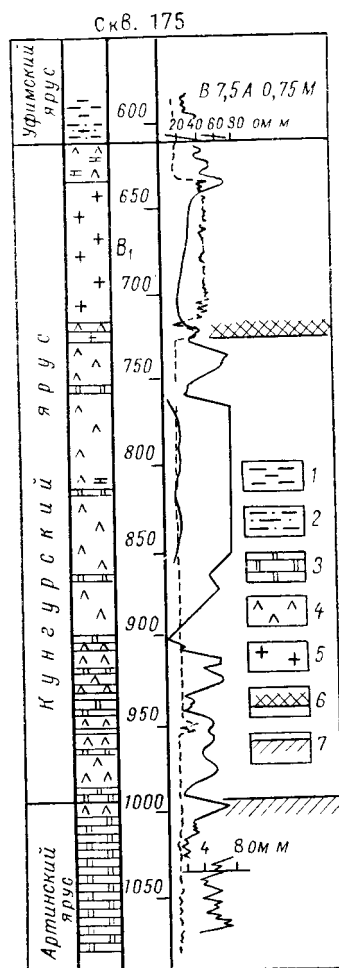


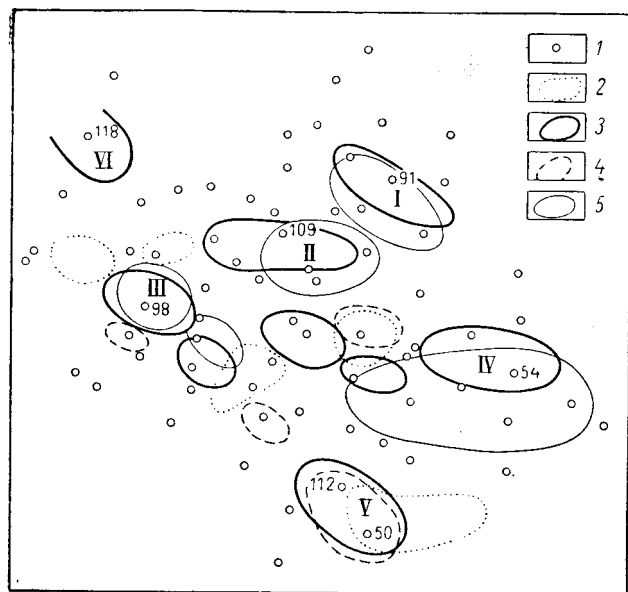
Рис. 23. Разрез иреньского горизонта. Родниковое поднятие, скв. 175.

1 — глина; 2 — алевролит; 3 — доломит; 4 — ангидрит; 5 — каменная соль; 6 — маркирующий горизонт B_1 иреньской свиты кунгура; 7 — маркирующий горизонт в кровле артинского яруса.

скв. 50. В дальнейшем глубокое разведочное бурение на нижнекаменноугольные горизонты не дало положительного эффекта. Только после проведения в данном районе сейсморазведки МОВ были выявлены новые нефтеносные структуры в нижнем карбоне.

Рассмотрим характер соотношения структур по различным горизонтам перми и карбона (рис. 24, 25).

Северо-Проскуринское поднятие (I) оконтуривается по кровле угленосного горизонта. В плане оно почти полностью совпадает с под-



нятием, выделяемым по подошве соляного пласта B_1 иреньского горизонта и отражающему сейсмическому горизонту Y . По кровле калиновской свиты и артинского яруса Северо-Проскуринское поднятие не прослеживается.

Проскуринское поднятие (II) оконтуривается по кровле угленосного горизонта также по отражающему горизонту Y . По подошве соляного пласта B_1 свод его смещен на запад, но не выходит за пределы контура поднятия по кровле угленосного горизонта. По кровле калиновской свиты и артинскому ярусу Проскуринское поднятие не вырисовывается.

Западно-Проскуринское поднятие (III) состоит из двух куполов, располагающихся в районе скв. 98 и 97. Сводо-

Рис. 24. Соотношение локальных поднятий Бобровской площади по вертикали.

1 — скважины; 2 — контуры локальных поднятий по кровле калиновской свиты; 3 — контуры локальных поднятий по подошве соляного пласта B_1 ; 4 — контуры локальных поднятий по кровле артинского яруса; 5 — контуры локальных поднятий по кровле бобринского горизонта.
I—VI — локальные поднятия.

вая часть северо-западного купола по кровле угленосного горизонта и подошве пласта B_1 почти полностью совпадают. Поднятия по кровле калиновской свиты и артинского яруса находятся за пределами контура поднятия по кровле угленосного горизонта и подошве соляного пласта B_1 . Свод Западно-Проскуринского поднятия по сейсмическому горизонту Y довольно хорошо совпадает с контуром поднятия по кровле угленосного горизонта и подошве соляного пласта B_1 .

Савельевское поднятие (IV) занимает восточную часть Бобровской площади. По кровле угленосного горизонта оно представляет собой довольно крупную брахиантиклиналь (9.4 км) широтного простирания. В пределах его контура находятся два поднятия, оконтуриваемые по подошве соляного пласта B_1 , а также приподнятый участок по отражающему горизонту Y . По кровле калиновской свиты и артинскому ярусу Савельевское поднятие не оконтуривается.

Бобровское поднятие (V) по кровле угленосного горизонта

отмечается в районе скв. 112. По подошве пласта B_1 наиболее приподнятая часть структуры находится в районе скв. 50. Положительная структура отмечается в районе скв. 50 также по кровле калиновской свиты и кровле артинского яруса.

Из шести перечисленных выше структур, оконтуренных или намечаемых по горизонтам нижнего карбона, по кровле калиновской свиты выделено лишь одно Бобровское поднятие, по кровле артинского яруса также одно Бобровское поднятие. По кровле артинского яруса в пределах Бобровской площади в качестве замкнутого поднятия оконтуривается лишь Бобровское поднятие. Другие небольшие купола в плане не совпадают с поднятиями, выделяемыми по нижнекаменноугольным маркирующим горизонтам. То же наблюдается и при сопоставлении структурных карт. Таким образом, из рассмотренных шести структур, выявленных по горизонтам нижнего карбона на Бобровской площади, только одно Бобровское поднятие находит отражение на картах, составленных по кровле калиновской свиты и артинского яруса. В то же время все структуры нанесены на структурную карту по подошве соляного пласта B_1 . Кроме того, в районе скв. 118 по подошве пласта B_1 прослеживается Даниловское поднятие, которое пока что глубоким бурением не изучено, а намечается лишь по отражающему сейсмическому горизонту Y . Это поднятие можно рекомендовать для проведения глубокого разведочного бурения на нижнекаменноугольные продуктивные горизонты.

Изложенные данные позволяют сделать вывод о том, что структурный план подошвы соляного пласта B_1 является дифференцированным и более точно отражающим структурный план нижнекаменноугольных продуктивных горизонтов, чем структурный план по используемому в практике бурения маркирующим горизонтам — кровле калиновской свиты и кровле артинского яруса.

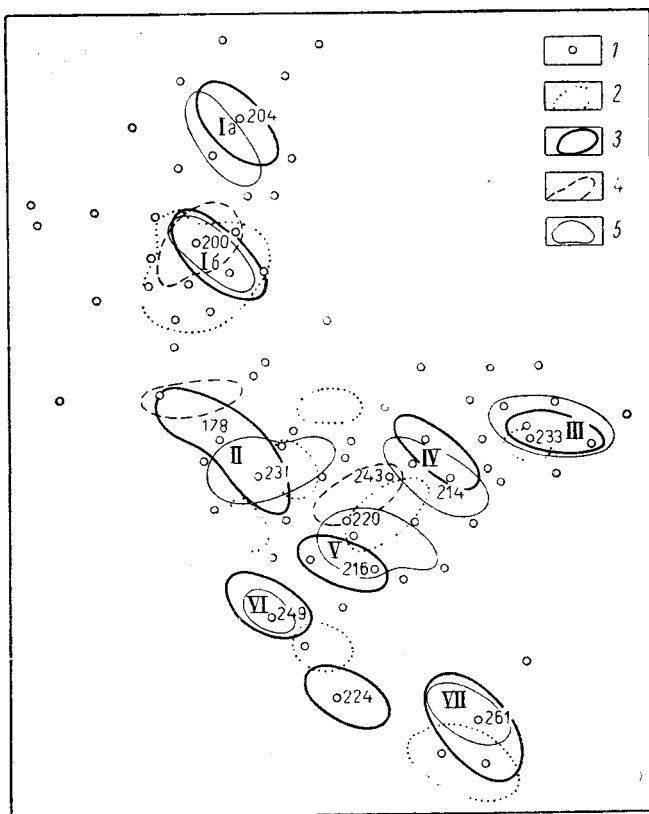


Рис. 25. Соотношение локальных поднятий Никольской и Сорочинской площадей по вертикали.

1 — скважины; 2 — контуры локальных поднятий по кровле калиновской свиты; 3 — контуры локальных поднятий по подошве соляного пласта B_1 ; 4 — контуры локальных поднятий по кровле турнейского яруса; 5 — контуры локальных гравитационных аномалий.
I—VII — локальные поднятия.

В пределах Никольской и Сорочинской площадей наиболее полно изучен структурный план Родинского, Скоковского, Вознесенского, Ташкентского, Никольского, Липникского и Сорочинского поднятий (см. рис. 25).

Плановое местоположение южного купола Родинского поднятия (Ia) совпадает по всем рассматриваемым горизонтам. Северный купол Родинского поднятия (Iб) фиксируется только по подошве соляного пласта V_1 и кровле угленосного горизонта.

Скоковское поднятие (II) отмечено по кровле турнейского яруса в районе скв. 231. По подошве соляного пласта V_1 его свод смещен северо-западнее в районе скв. 178. Поднятие по кровле артинского яруса выходит полностью за пределы Турнейского поднятия и совпадает с северной периклиналью поднятия, выделяющегося по кровле артинского яруса.

Вознесенское поднятие (III) по кровле турнейского яруса имеет форму брахиантиклинали. Свод находится в районе скв. 232 и 233. По кровле артинского яруса поднятие не оконтуривается. По кровле калиновской свиты оно имеет форму небольшого купола, расположенного в районе скв. 233. По подошве соляного пласта V_1 Вознесенское поднятие по форме, размерам и ориентации сходно с поднятием, рисуемым по кровле турнейского яруса.

Ташкентское поднятие (IV) расположено в 1—1,5 км к юго-западу от Вознесенского поднятия. Поднятие как замкнутая положительная структура оконтуривается по кровле турнейского яруса, ряду других горизонтов в нижнем карбоне и по подошве соляного пласта V_1 . Пoblзости от описываемого поднятия в районе скв. 220 и 243 наблюдается слабое поднятие по кровле артинского яруса. Ориентировка длинной оси его северо-восточная, в то время как по подошве соляного пласта V_1 и кровле турнейского яруса — северо-западная.

Никольское поднятие (V) по кровле турнейского яруса отмечается в районе скв. 216. С турнейским поднятием в плане совпадает поднятие по подошве соляного пласта V_1 . Поднятие по кровле калиновской свиты лишь частично совпадает с поднятием, оконтуриваемым по кровле турнейского яруса. Ориентация его длинной оси прямо противоположна ориентации турнейского поднятия. Поднятие по кровле артинского яруса смещено по отношению к турнейскому поднятию к северо-западу. Оно выходит за пределы контура турнейского поднятия.

Липникское поднятие (VI) оконтуривается лишь по горизонтам нижнего карбона и подошве соляного пласта V_1 .

Сорочинское поднятие (VII) по кровле турнейского яруса и подошве соляного пласта V_1 отмечается в районе скв. 261. По кровле калиновской свиты свод его смещен к юго-западу в район скв. 256. По кровле артинского яруса поднятие не оконтуривается.

Таким образом, из семи поднятий, выявленных в пределах Никольской и Сорочинской площадей по глубоким горизонтам нижнего карбона, все семь структур прослеживаются по подошве соляного пласта V_1 . Смещение их сводов по отношению друг к другу крайне незначительное. Ориентация структур совпадает; по кровле артинского яруса нашли отражение только южный купол Родинского поднятия и частично Никольское и Скоковское поднятия; по кровле калиновской свиты — южный купол Родинского поднятия, Вознесенское поднятие и частично Скоковское, Никольское и Сорочинское поднятия. Такие поднятия, как северный купол Родинской структуры, а также Липникское и Ташкентское поднятия, ни по одному из пермских маркирующих горизонтов, кроме подошвы соляного пласта V_1 , не оконтуриваются. Это позволяет сделать

вывод о том, что в пределах Сорочинской структурной зоны из рассмотренных маркирующих горизонтов наиболее полно структурный план нижнекаменноугольных отложений отражает структурная карта по подошве соляного пласта В₁.

Приведенный анализ соотношения структур по различным горизонтам перми и карбона указывает на высокую эффективность структурного бурения с применением в качестве маркирующего горизонта подошвы соляного пласта В₁ иренского горизонта. Использование в качестве маркирующего горизонта этого соляного пласта вместо подсолевых филипповских и артинских горизонтов позволит сократить глубину структурного бурения на 25% и более на значительной территории, приуроченной к северной части нижнепермского соленосного бассейна как в пределах Оренбургской области, так и в пределах Прикаспийской впадины.

Тектоника и нефтегазоносность

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИИ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРИМЕКСИКАНСКОЙ И ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНЕКЛИЗ

Повышение эффективности поисково-разведочных работ на различные виды минерального сырья, в том числе на нефть и газ — одна из важнейших задач. Решение ее возможно лишь при тщательном анализе геологических условий возникновения и закономерностей размещения в земной коре месторождений полезных ископаемых. Цель такого анализа — выявление крупных и гигантских скоплений полезных ископаемых, ибо только обнаружение значительных концентраций минерального сырья позволит резко поднять эффективность поисково-разведочных работ.

Роль открытия гигантских и уникальных месторождений нефти видна из следующего примера. В среднем по нашей стране добыча нефти увеличивается на 18—20 млн. т ежегодно, в том числе за счет крупных месторождений на 17—18 млн. т, т. е. до 90—95% от общего прироста добычи нефти (Кузьмина, 1969).

В соответствии с директивами XXIV съезда КПСС к 1975 г. добыча нефти в нашей стране должна достичь 480—500 млн. т и газа — 300—320 млрд. м³. Серьезный вклад в осуществление этих грандиозных планов должны внести нефтяники и газовики Казахстана. В дальнейшем для поддержания добычи нефти на еще более высоком уровне необходимы новые источники приращения запасов этого сырья.

На территории Казахской ССР важным объектом, который даст возможность резко поднять добычу нефти и газа, является крупнейшая область прогибания Восточно-Европейской платформы — Прикаспийская синеклиза.

Сложность геологического строения Прикаспийского региона, малая его изученность препятствуют целенаправленному проведению поисково-разведочных работ, которые пока еще не привели к открытию крупных залежей углеводородов. Целесообразно сопоставить тектонику, историю развития и условия нефтегазонакопления Прикаспийской синеклизы с более изученной Примексиканской синеклизой, содержащей крупные месторождения углеводородов, и на базе такого сравнительного анализа выработать практические рекомендации по дальнейшему освоению недр Прикаспийской синеклизы и выявлению крупных и гигантских скоплений нефти и газа.

Геологические особенности и нефтегазоносность Примексиканской синеклизы

Примексиканская синеклиза занимает юго-восточную часть территории США (штаты Техас, Луизиана, Миссисипи и Арканзас). В тектоническом отношении — это огромная область прогибания земной коры, имеющая изометрическую форму диаметром до 1700—1800 км. Наиболее изученными являются ее северная, северо-западная и северо-восточная части, известные как Голф-Кост. Строение южной части синеклизы во многом проблематично.

Примексиканская синеклиза выполнена мощным чехлом мезозойско-кайнозойских отложений общей мощностью до 20 км.

Наиболее древние отложения, изученные бурением, — пестроцветные терригенные образования серии Игл-миллс (Хаин, 1971). Выше залегает соленосная формация серий Луанн и Вернер, которая обуславливает соляную тектонику Примексиканской синеклизы. Мощность этих отложений превышает 600 м (рис. 26). Возрастная датировка этого соленосного комплекса спорна. Одни исследователи относят красноцветы и эвапориты к верхней юре, другие — к перми. Палинологические исследования У. Джакса показали, что возраст этой толщи соответствует верхнему триасу — средней юре. Примерно так же определяется возраст аналогичных отложений в южной части Примексиканской синеклизы.

Выше соленосной толщи залегают отложения верхней юры (серия Коттонвалли), представленные чередующимися пачками известняков, пестроцветных глинистых сланцев и песчаников мощностью до 1800 м.

Нижнемеловые породы (формация Команчи) состоят из пачек известняков, глинистых сланцев, гипсоносных глин. В составе нижнего мела выделяют серии (снизу вверх): Мурни-спорт, Гленроз, Тринити, Фредерикс-берг, Уичита, общая мощность до 1300 м.

Верхнемеловой комплекс (формация Галф) залегает несогласно и включает серии Вудбайн, Игл-форд, Остин, Тейлор, Наварро, Монтана. Этот комплекс сложен известняками и глинами с прослоями песков, мощность комплекса до 1500 м.

Отложения верхнего мела с размывом перекрываются палеогеновой толщей, в составе которой выделяют эоценовые и олигоценовые отложения.

Эоценовые отложения представлены терригенными разностями с прослоями известняков, мергелей и лигнита. Выделяются серии Уилкоккс, Клейнборн, Джексон; общая мощность свыше 5000 м.

Олигоценовые отложения (серия Катахула) состоят из чередующихся глинистых сланцев, песков и глин; общая мощность до 4500 м.

В составе неогеновой системы выделяют миоцен (серия Флеминг) и плиоцен. Миоцен-плиоценовые отложения включают пески, глины с прослоями конгломератов и мергелей в верхней части. Мощность неогеновых пород в среднем около 3000 м. В наиболее погруженных районах мощность увеличивается до 7500—9000 м. Так, в Луизиане, близ берега, скважина глубиной около 7 км не вышла из отложений миоцена.

В целом для осадочного комплекса Примексиканской синеклизы характерны огромные мощности (до 20 000 м), преобладание в разрезе терригенных разностей, последовательное смещение максимальных мощностей к югу для более молодых отложений. Если максимум мощности неогена находится у края шельфа, то максимумы мощностей более древних отложений (палеогена, мела и юры) располагаются уже в пределах суши (Хаин, 1971).

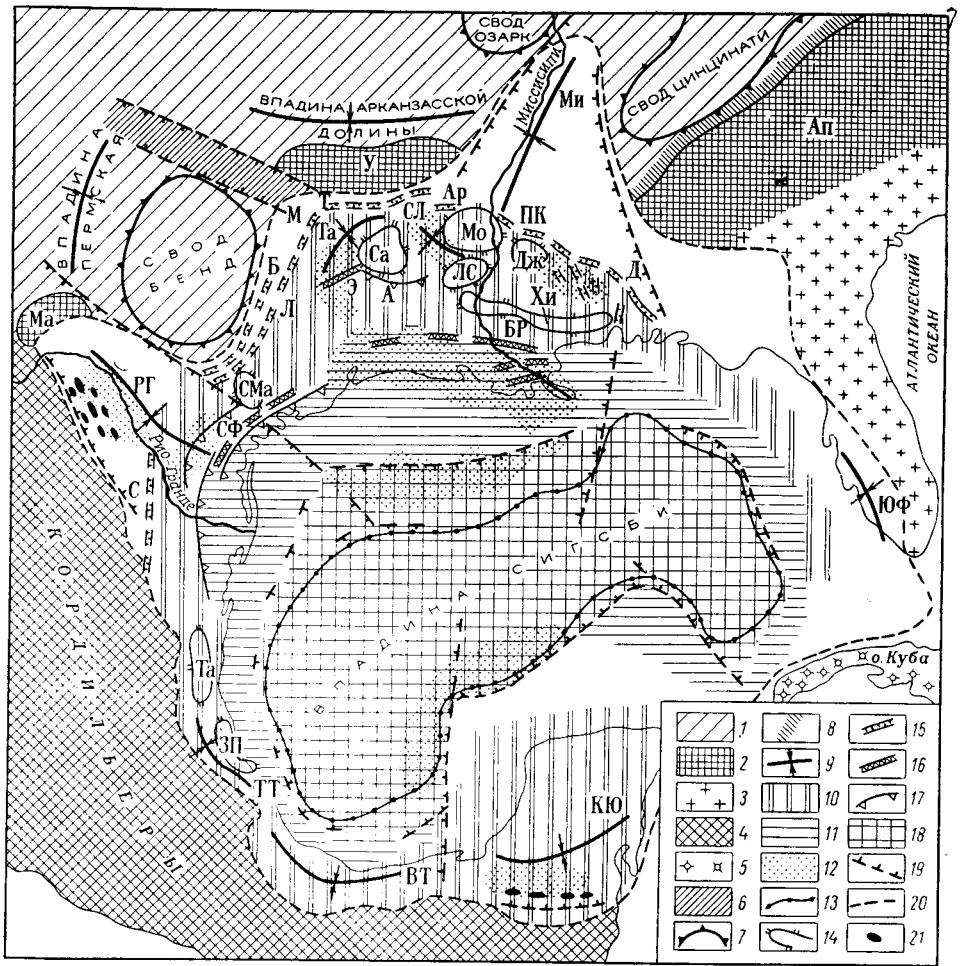


Рис. 27. Схематическая тектоническая карта Примексиканской синеклизы и ее обрамления.

1 — докембрийская Северо-Американская платформа; 2 — герцинская горноскладчатая область (Ап — Аппалачи; У — Уичито; Ма — Марафон); 3 — эпигерцинская Приатлантическая плита; 4 — мезозойская горноскладчатая область Кордильер; 5 — Альпийская горноскладчатая область; 6 — авлакоген Вичита (по В. Е. Хайну); 7 — контуры крупных поднятий древней платформы; 8 — линия Логана (красной шов); 9 — оси крупных прогибов (ЮФ — Южная Флорида; Ми — Миссисипи; СЛ — Северная Луизиана; Та — Тейлор; РГ — Рио-Гранде; ТТ — Тампико-Тукспан; ВТ — Верacruz-Табаско; КЮ — Кампече-Юкатан); 10 — бортовая зона Примексиканской синеклизы; 11 — внутренняя прибрежная моноклиналная зона; 12 — области развития соляной тектоники; 13 — границы коры субокеанического типа; 14 — контуры сводовых поднятий бортовой зоны; 15 — сбросы и грабены периферической зоны (Д — Джилбертаун; ПК — Пикенс-Кутмен; Ар — Арканзас; М — Мексика; Л — Лалинг; В — Балконес; Т — Талко; С — Серралво); 16 — сбросы и грабены первой внутренней зоны сбросов (БР — Батон-Руж; Э — Энтерпрайз; СФ — Сам-Фордайс); 17 — флексура (А — Андрелина); 18 — внутренняя (центральная) морская зона; 19 — предпологаемые сбросы; 20 — границы Примексиканской синеклизы (по Б. Ф. Кингу); 21 — выявленные крупные погребенные соляные тела.

В центральных частях синеклизы наблюдается последовательное замещение крупнообломочных терригенных осадков тонкообломочными, глинистыми и карбонатно-глинистыми. Намечается ритмичность строения разреза, выражающаяся закономерной сменой по вертикали литолого-фациальных комплексов (Хаин, 1974).

В тектоническом строении Примексиканской синеклизы четко выделяются: внешняя (периферическая) зона сбросов и грабенів; бортовая зона; первая внутренняя зона сбросов и грабенів; внутренняя моноклиальная прибрежная зона; предполагаемая вторая внутренняя зона сбросов; внутренняя (центральная) морская зона (рис. 27).

Внешняя (периферическая) зона сбросов и грабенів своеобразным кольцом охватывает Примексиканскую синеклизу с севера и является, по-видимому, ее истинной генетической границей. Эта зона протягивается с территории Мексики на север до р. Рио-Гранде, далее на северо-восток до р. Миссисипи и поворачивает на юго-восток к берегу Мексиканского залива. В состав внешней зоны сбросов и грабенів входят крупные грабенообразные структуры: Серралв, Балконес, Мексия, Лалинг, Талко, Арканзас, Пикенс-Куитмен, Джилбертаун. Зоны сбросов располагаются кулисообразно, подставляя друг друга по простиранию. К разломам приурочены мелкие интрузии ультраосновного и щелочного составов, указывающие на их глубинный характер (Хаин, 1974). Движения по этим разломам прослеживаются на протяжении всего времени развития синеклизы (по крайней мере от верхнего триаса до наших дней). В настоящее время в зоне сбросов фиксируются землетрясения (Кинг, 1969). Таким образом, заложение и развитие Примексиканской синеклизы находятся в тесной связи с активностью периферического кольца разломов.

Бортовая зона протягивается по всей периферии Примексиканской синеклизы от п-ова Юкатан до п-ова Флорида. На севере и северо-западе синеклизы границами этой зоны являются внешняя и первая внутренняя зоны сбросов и грабенів, на западе, востоке и в особенности на юге граница зоны проведена менее уверенно или вообще пока не установлена (рис. 27).

Бортовая зона характеризуется дифференцированным режимом развития. Отдельные ее элементы испытывали интенсивное прогибание на протяжении всей истории развития, другие — замедленное прогибание. Различия в режиме колебательных движений привели к оформлению в современном структурном плане ряда крупных сводовых поднятий, разделенных прогибами. К первым относятся своды Хиггинс, Джексон, Ла-Селл, Монро, Сабин, Сан-Маркос, Тамаулипас, Золотой Пояс (последние два поднятия располагаются на территории Мексики); ко вторым — прогибы Северной Луизианы, Миссисипи, Тейлор, Рио-Гранде, Южная Флорида, Тампико-Тукспан, Веракрус-Табаско, Кампече-Юкатан (три последних прогиба относятся к Мексике). Сводовые поднятия имеют изометрические очертания, иногда вытянуты в субширотном (Хиггинс) или субмеридиональном (Сан-Маркос) направлениях. Прогибы имеют преимущественно субмеридиональное простирание, что может служить указанием на их связь с системой погребенных разломов фундамента, радиальных по отношению к синеклизе.

Наиболее крупное сводовое поднятие этой зоны — свод Сабин, размерами 180·125 км; наиболее высокоамплитудное — свод Джексон с вертикальной амплитудой по подошве нижнего мела до 3 км и в поперечнике до 50 км. Своды осложнены локальными поднятиями, группирующимися в валоподобные структуры. Размеры антиклиналей $10 \div 25 \cdot 3 \div 8$ км, наклон крыльев от 2 до 7°.

Прогибы выполнены мощными толщами мела, палеогена и неогена. Самые крупные области прогибания в пределах бортовой зоны Примексиканской синеклизы — это Миссисипи и Рио-Гранде.

Миссисипский прогиб имеет четко выраженную радикальную ориентировку. Общая мощность только послеолигоценовых осадков превышает здесь 19 000 м: миоценовые отложения — 15 000 м, плиоценовые — 1 800 м и четвертичные — 2 400 м (Кинг, 1969). Максимум четвертичных прогибаний приходится на район впадины Деша.

Режим интенсивного прогибания дал основание ряду авторов рассматривать этот прогиб в качестве современной геосинклинали. Однако отнесение Миссисипского прогиба к геосинклиналям едва ли правомерно прежде всего в связи с отсутствием типичных геосинклинальных формаций. В период начального интенсивного прогибания для геосинклиналей характерны спилито-кератофировая формация (для эвгеосинклиналей) или аспидная формация (для миогеосинклиналей). Миссисипский прогиб выполнен мощной толщей аллювиальных отложений платформенного облика. Тем не менее большие скорости прогибания (до 1 см/год) и в связи с этим мощные осадки, в том числе и четвертичные, выделяют Миссисипский прогиб от типично платформенных структур. Возможно, что это современный авлакоген — грабенообразная структура, возникшая на теле платформы, опустившаяся по разломам земной коры и заполненная мощной толщей обломочных пород. На важную роль тектоники в образовании Миссисипского прогиба указывал Ф. Б. Кинг, который писал, что «система р. Миссисипи обязана своему окончательному положению тектоническому контролю» (Кинг, 1969, стр. 128). Аналогичную природу имеет, вероятно, и второй крупный субмеридиональный прогиб Рио-Гранде.

Первая внутренняя зона сбросов и грабенов — южная граница бортовой зоны. Внутренняя зона сбросов и грабенов прослеживается значительно хуже периферической зоны. Намечается она на территории Мексики несколько южнее р. Рио-Гранде и трассируется на северо-восток до Хьюстона, далее поворачивает на восток и затухает в районе дельты р. Миссисипи (рис. 27). Слабее выражена эта зона сбросов и в структурном отношении: здесь наряду со сбросами и грабенами (Сэм-Фордайс, Энтерпрайз, Батон-Руж) встречаются флексуры, которым отвечают региональные разломы по фундаменту (флексуры в районе сброса Сэм-Фордайс, флексура Анджелина на южном погружении свода Сабин и др.).

Первая внутренняя зона сбросов и грабенов образует тектоническую ступень, по которой были опущены центральные районы Примексиканской синеклизы. Наиболее активно проявились сбросы этой зоны в палеогеновое и неогеновое время, так как, согласно данным Г. Е. Меррея, именно здесь располагались оси максимального накопления олигоцен-миоценовых и миоцен-плиоценовых осадков.

Характерно, что, в отличие от периферической зоны сбросов, сбросы, грабены и флексуры первой внутренней зоны располагаются эшелонами, образуя серию мелких ступеней. Отчетливо это заметно на примере сбросовой зоны Сэм-Фордайс, где можно насчитать четыре яруса опусканий.

Внутренняя прибрежная зона выделяется лишь в северо-западной части Примексиканской синеклизы. Ее можно проследить от г. Тампико вдоль морского побережья до дельты р. Миссисипи. Это довольно широкая зона, имеющая, как и бортовая, ширину до 300 км. Внутренняя прибрежная зона охватывает береговую и шельфовую территории Мексиканского залива.

Эта зона отличается спокойным структурным планом, что может быть в какой-то степени объясняется плохой степенью изученности. Это крупная моноклираль, осложненная серией локальных поднятий. К внутренней прибрежной зоне приурочены области максимальных прогибаний кайнозойского времени.

Вторая внутренняя зона сбросов намечается предположительно, кольцом окружает центральную часть Примексиканской синеклизы — впадину Сигсби. Эта зона сбросов совпадает с границей континентального уступа. Четче она выражена на юго-востоке, слабее — на северо-западе. В какой-то мере подтверждением существования этой зоны сбросов являются современные процессы крупных подводно-оползневых и обвальных смещений (Хаин, 1971).

Внутренняя (центральная) морская зона занимает центральную часть Примексиканской синеклизы и выделяется под названием впадины Сигсби (рис. 27). Это наименее изученная область. Мощность осадков чехла здесь понижена, а гранито-гнейсовый слой полностью выклинивается; кора по своему составу и строению относится к субокеаническому типу. Изучению этой впадины в значительной мере препятствуют большие глубины моря (до 4000 м).

Общая особенность Примексиканской синеклизы — широкое развитие соляной тектоники.

Распределение соляных куполов неравномерно. Повышенная концентрация их наблюдается в районах развития крупных сбросов (Хаин, 1971). Так, наиболее крупные области солянокупольной тектоники фиксируются в сбросовых зонах Арканзас, Энтерпрайз, Сэм-Фордайс, Батон-Руж и др. (рис. 27). Соляные купола были открыты недавно в южной части впадины Сигсби, на глубинах более 3000 м.

Характерно обрамление Примексиканской синеклизы. Она граничит с юга на север: с мезозоидами Кордильер, докембрийской Северо-Американской платформой, герцинидами Аппалачей и альпидами о. Куба.

Наиболее отчетливо выражены северное и северо-западное обрамления. Здесь по всему фронту Примексиканская синеклиза контактирует с докембрийской платформой и эпигерцинскими образованиями Аппалачей, Уичито и Марафон.

В месте контакта синеклизы с древней платформой к этой границе подходят крупные сводовые поднятия: Бенд, Озарк, Цинцинати и крупные впадины (Пермская и впадины Арканзасской долины).

Между сводом Бенд и эпигерцинским сооружением Уичито к внешней границе синеклизы примыкает система Вичито, состоящая из линейно-вытянутых в субширотном направлении горстовых поднятий и сопряженных с ними глубоких прогибов-грабенов. Некоторые исследователи выделяют эту систему в качестве инверсионного авлакогена (Хаин, 1971).

Несмотря на сравнительно хорошую изученность обрамления Примексиканской синеклизы, строение и возраст ее фундамента остаются невыясненными. Большинство исследователей считают, что она имеет эпигерцинское основание. С пермского времени территория синеклизы начинает втягиваться в погружение, и происходит оформление огромной изометрической депрессии. О герцинском возрасте основания синеклизы свидетельствует широкое развитие на ее северном обрамлении эпигерцинских сооружений (Аппалачи, Уичито, Марафон). Однако не исключено, что герциниды проходят сравнительно узким поясом между названными герцинскими выступами и периферической зоной сбросов и грабенов. В этом случае практически вся территория синеклизы, ограниченная внешней системой сбросов и грабенов, может иметь древний

фундамент, синхронный по своему возрасту с фундаментом докембрийской Северо-Американской платформы.

Возможно также, что на месте современного Мексиканского залива в палеозое существовал крупный срединный массив в тылу Уичито-Гондурасской герцинской геосинклинали, который служил источником сноса обломочного материала. С начала мезозоя, когда оформились герциниды Аппалачей, Уичито и Марафона, срединный массив Мексиканского залива начал интенсивно погружаться с накоплением огромных мощных осадочных образований.

В пределах Примексиканской синеклизы выявлены следующие нефтегазоносные области: область сбросовой зоны Балконес-Мексия; бортовой зоны; побережья и акватории континентального шельфа; возможная нефтегазоносная область центральных районов Мексиканского залива.

Нефтегазоносная область сбросовой зоны Балконес-Мексия в тектоническом отношении соответствует периферической зоне сбросов и грабенов, протягивающейся на расстояние более чем в 560 км. Вдоль этой зоны цепочкой располагаются нефтяные месторождения. Продуктивны отложения мела и кайнозоя.

Месторождения связаны с брахиантиклинальными структурами, осложненными сбросами. Размеры структур: $3 \div 15 \cdot 1 \div 3$ км. Залежи относятся обычно к группе структурных, тектонически экранированных. Наиболее крупные месторождения области: Льюлинг, Дарст-Крик, Талко, Пауэлл, Марлин и др. На их долю приходится до 14% общего количества нефти и газа, добываемых в Примексиканской синеклизе (Бакиров и др.; 1974).

Известны тектонически экранированные залежи в пределах первой внутренней зоны сбросов и грабенов. В частности, такие залежи связаны со сбросами Сэм-Фордайс, Энтерпрайз и Батон-Руж.

Нефтегазоносная область бортовой зоны соответствует бортовой зоне Примексиканской синеклизы и протягивается почти по всей периферии синеклизы. Это наиболее крупная нефтегазоносная область не только изученного региона, но и всей Северной Америки. В этой области сосредоточено почти $\frac{2}{3}$ запасов газа США и ежегодно добывается до 70 млн. т нефти (Чарыгин и др., 1968).

Продуктивные толщи приурочены главным образом к мезозойским отложениям. Основные продуктивные горизонты относятся к песчаникам серии Вудбайн, Глен-роз, Игл-форд (мел) и известнякам серии Смаковер (верхняя юра). На долю этих нефтегазоносных комплексов приходится до 75% добычи нефти этого региона.

В пределах рассматриваемой области встречаются различные типы залежей — структурные, литологические и стратиграфические. Большую роль играют залежи нефти литолого-стратиграфического типа. Наиболее крупным месторождением, связанным с литолого-стратиграфической ловушкой, является месторождение-гигант Ист-Техас. За период с 1930 до 1967 г. из этого месторождения было добыто свыше 800 млн. т нефти (Бакиров и др., 1971).

Месторождение Ист-Техас расположено на западном склоне свода Сабин в зоне сочленения его с восточным бортом прогиба Тейлор. Залежь нефти приурочена к зоне стратиграфического выклинивания песчаников серии Вудбайн — Игл-форд, которые запечатываются одновозрастными непроницаемыми известняками и глинами. Анализ особенностей строения южного, западного и северо-западного склонов свода Сабин позволяет высказать предположение о существовании погребенной зоны разломов, окаймляющей свод. На южном склоне свода этот разлом выражен мощной флексурой в чехле (флексура Анджелина); на северо-западе в зоне предполагаемого разлома располагается

нефтяное месторождение Родесса, в котором наряду со стратиграфическим выклиниванием коллекторских толщ наблюдается их тектоническое экранирование у крупного сброса (Бакиров и др., 1971).

Обобщение указанных фактов приводит к выводу о существовании на погружении свода Сабин единой зоны разломов, подвижки по которой в конце века накопления серии Вудбайн способствовали образованию литолого-стратиграфических и тектонических экранированных ловушек (рис. 28).

Кроме нефтяных месторождений в пределах рассматриваемой области имеются и крупные газовые месторождения: Картадж, Коттон-Валли, Лонг-Лейк, Монро и др.

Наиболее крупным газовым месторождением является месторождение Монро, приуроченное к центральной части одноименного свода. Основные газовые горизонты связаны с песчаными коллекторами свит Тейлор и Наварро, несогласно залегающими между отложениями серий Вудбайн и Медуэй (эоцен). Начальные запасы этого месторождения составляли порядка 170 млрд. м³ (Бакиров и др., 1971).

Характерной особенностью распределения месторождений нефти и газа в рассматриваемой области является то, что чисто газовые месторождения сосредоточены в основном в более приподнятых частях погребенных сводовых поднятий (Сабин, Монро, Джексон и др.), а нефтяные и нефтегазовые — преимущественно на склонах сводовых поднятий.

Особое место в нефтегазоносной области бортовой зоны Примексиканской синеклизы занимают месторождения ее южной и юго-восточной частей, связанные в тектоническом отношении с погребенными поднятиями Тамулипас, Золотой Пояс и прогибами Рио-Гранде, Тампико-Тукспан, Веракрус-Табаско и Кампече-Юкатан (рис. 27). Продуктивные горизонты — песчаные и карбонатные отложения верхней юры, мела и палеогена.

Особенность южных районов нефтегазоносной области бортовой зоны — широкое развитие рифовых фаций и связанных с рифами месторождений нефти и газа. Характерен в этом отношении нефтегазоносный район Золотого Пояса (Голден-Лейн). Рифовые массивы мелового возраста приурочены к погребенному кряжу, осложненному сбросом и вытянуты в субмеридиональном направлении вдоль берега Мексиканского залива на расстояние 80 км. Они являются основными нефтесодержащими ловушками района; из них к 1968 г. уже было добыто свыше 350 млн. т нефти.

Крупные месторождения углеводородов связаны также с погребенными криптодиапирами прогиба Рио-Гранде.

Нефтегазоносная область побережья и акватории континентального шельфа отвечает внутренней прибрежной зоне Примексиканской синеклизы. Выявленные продуктивные горизонты приурочены к отложениям миоцена, олигоцена

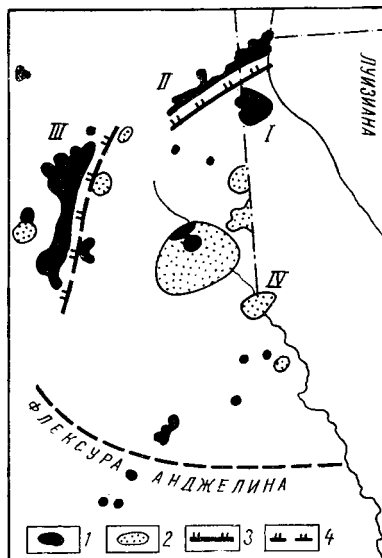


Рис. 28. Нефтяные и газовые месторождения северо-западного, западного и южного склонов свода Сабин (по А. Вер-Вибе, 1952).

Месторождения: 1 — нефти, 2 — газа; сбросы: 3 — экранирующий на месторождении Родесса; 4 — предполагаемый на месторождении Ист-Тексас. Месторождения: I — Калдо; II — Родесса; III — Ист-Тексас; IV — Картадж.

и эоцена. Коллекторами служат пески и песчаники; 80% добываемой здесь нефти приходится на продуктивные горизонты толщ Фрио (олигоцен), Кокфильд, Иегуа, Уилкоккс (эоцен), представленных прибрежно-морскими и морскими фациями.

Залежи нефти и газа рассматриваемой области в подавляющем большинстве связаны с соляными куполами. Залежи связаны с пластами, примыкающими к крыльям соляных штоков (приконтактные), с пластами, изогнутыми в куполовидные формы над соляными штоками; с кепроками соляных штоков.

В пределах нефтегазоносной области побережья и акватории континентального шельфа выявлено и разрабатывается свыше 1000 нефтегазовых месторождений. Однако половина добытой нефти приходится на долю 90 крупных месторождений, таких, как Конро, Спиндлтон, Гастингс, Уэбстерт, Голден-Медо, Лейк-Вашингтон и др.

Обращает на себя внимание, что наиболее крупные скопления нефти и газа связаны с погребенными криптодиацированными структурами. Они составляют 40% от общего числа соляных структур, а содержат $\frac{2}{3}$ запасов нефти и газа Голф-Кост, тогда как $\frac{1}{3}$ запасов приходится на долю остальных соляных куполов, составляющих 60% от общего числа соляных структур (Чарыгин и др., 1968).

В пределах морских акваторий месторождения приурочены к миоценовым отложениям мощностью свыше 4500 м.

Возможная нефтегазоносная область центральной части Мексиканского залива соответствует впадине Сигсби. Поисково-разведочные работы здесь сильно затруднены большой глубиной моря. В последние годы в юго-восточной части впадины Сигсби обнаружены погребенные соляные купола, которые являются перспективными объектами поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Наиболее характерные черты геологического строения и нефтегазоносности Примексиканской синеклизы сводятся к следующему:

1) по периферии и внутри синеклизы располагаются системы кольцевых разломов, ограничивающих синеклизу и создающих ступенчатое погружение от бортовых районов к центру;

2) интенсивное прогибание синеклизы, начавшееся с мезозоя, охватывало вначале (юра, мел) бортовые районы; постепенно втягивались в прогибание прибрежные и центральные районы синеклизы; происходило как бы накатывание осевой зоны прогибания с периферии на центральные части Примексиканской синеклизы;

3) центральные районы синеклизы (впадина Сигсби) характеризуются корой субокеанического типа;

4) наиболее дифференцированно развивались колебательные движения в пределах бортовой зоны синеклизы, что выразилось в создании крупных сводовых поднятий и разделяющих их прогибов;

5) на периферии синеклизы в кайнозойское время формировались грабенообразные прогибы (Миссисипи и Рио-Гранде), выполненные мощной толщей неогеновых и четвертичных осадков (более 19 000 м), по своей тектонической природе отвечающих, вероятно, авлакогенам;

6) для Примексиканской синеклизы характерно широкое развитие соляных куполов, концентрирующихся в зонах крупных разломов;

7) Примексиканская синеклиза обрамляется разновозрастными сооружениями: альпидами, мезозоидами, герцинидами и древней докембрийской платформой;

8) продуктивные горизонты связаны с терригенными и карбонатными коллекторами юры, мела, палеогена и неогена, причем если в прибрежной и шельфовой зонах продуктивны отложения палеогена и неогена, то в бортовой зоне продуктивны главным образом юрские, меловые и палеогеновые отложения, а в обрамлении синеклизы — преимущественно палеозойские комплексы;

9) встречаются залежи, связанные с ловушками структурного типа (сводовые, тектонически экранированные); литолого-стратиграфического типа и с рифами;

10) намечается тенденция концентрирования газовых залежей в центральных районах сводовых поднятий, а нефтяных — на склонах сводов;

11) основные запасы нефти и газа сосредоточены в пределах бортовой зоны синеклизы, а среди соляных структур наибольшими запасами углеводородов характеризуются погребенные криптодиapiroвые структуры;

12) большую роль в геологическом строении, развитии синеклизы и в формировании зон нефтегазоаккумуляции играют кольцевые и радиальные разломы, во многом определившие тектонический план региона и концентрацию углеводородов в различных его районах.

Геологические особенности и нефтегазоносность Прикаспийской синеклизы

Геологии и нефтегазоносности Прикаспийской синеклизы посвящены работы многих геологов и геофизиков и прежде всего Н. Н. Тихоновича, Ю. А. Косыгина, А. Л. Яншина, А. Д. Архангельского, Ю. М. Васильева, В. С. Журавлева, Н. В. Неволлина, С. Н. Колтычина, И. И. Кожевникова, И. О. Брода, Р. Г. Гарецкого, В. С. Мильничука, В. Л. Соколова, П. Я. Аврова, Т. Н. Джумагалиева, В. В. Федынского, М. П. Казакова, М. М. Чарыгина, Л. В. Каламкарлова, А. П. Шафранова, Я. С. Эвентова и др. В их трудах изложены различные точки зрения на геологию Прикаспия. Наиболее достоверные сведения, разделяемые большинством исследователей, сводятся к следующему.

Платформенный чехол синеклизы начинается с палеозойских комплексов. Наиболее древними образованиями, вскрытыми скважинами в бортовой зоне, являются девонские, каменноугольные и артинско-ассельские отложения, представленные преимущественно известняками и доломитами с прослоями терригенных разностей.

Выше по разрезу располагается мощная соленосная толща кунгурского возраста, придающая особую специфику строению и развитию Прикаспийской синеклизы. Развитие соленосной толщи в пространстве неравномерно: наряду с мощными соляными куполами, антиклиналями и гребнями существуют «окна» в межкупольных зонах, где каменная соль отсутствует.

Над соленосной толщей залегают преимущественно терригенные образования верхней перми, мезозоя и кайнозоя.

Пермо-триасовые отложения образуют единый комплекс пород, включающий красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и глины с прослоями известняков в верхней части нижне- и среднетриасовых образований. Формирование осадков происходило в прибрежно-морских и лагунно-континентальных условиях. Общая мощность комплекса свыше 4700 м.

Юрские отложения представлены обломочными разностями: галечниками, песками и песчаниками, глинами с прослоями известняков в верхней части разреза (рис. 26). Общая мощность порядка 500 м.

Меловые отложения преимущественно песчаные, с прослоями глин и мергелей в нижнем отделе и мергелисто-меловые — в верхнем. Общая мощность до 1100 м.

Кайнозойские осадки сложены в основном тонкозернистыми песками, песчаниками, алевролитами с прослоями глин и мергелей, мощностью свыше 1000 м. В некоторых районах Прикаспийской впадины мощность только неоген-четвертичных отложений достигает 2400 м (Васильев, 1968).

Особенности строения платформенного чехла Прикаспийской синеклизы позволяют выделить в его строении три структурных этажа: подсолевой, солевой и надсолевой.

В тектоническом отношении Прикаспийская синеклиза представляет собой краевую область интенсивного прогибания Восточно-Европейской платформы. Это одна из крупнейших тектонических депрессий мира с глубоким погружением складчатого основания и мощным (до 15 км) осадочным чехлом, образованным палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими осадками. В ее строении, так же как и в пределах Примексиканской синеклизы, выделяются следующие геоструктурные элементы: внешняя (периферическая) зона сбросов и грабенов; бортовая зона; первая внутренняя зона сбросов; внутренняя моноклиальная зона; вторая внутренняя зона сбросов и центральная зона (рис. 29).

Внешняя (периферическая) зона сбросов и грабенов протягивается по всему периметру синеклизы. В состав этой зоны входят Преддонецкий разлом, Волгоградская, Жадовская и Илекская флексуры, Южно-Эмбенский разлом.

До недавнего времени геологическая природа этой сбросовой зоны трактовалась в упрощенном виде: флексуры, окаймляющие Прикаспийскую синеклизу с северо-запада, севера и северо-востока, рассматривались как крупные разломы фундамента, частично затрагивающие чехол, а Преддонецкий и Южно-Эмбенский разломы — как своеобразные краевые швы, разграничивающие древнюю Восточно-Европейскую платформу от молодой Скифско-Туранской плиты.

В свете новых геофизических материалов (в частности, ряда профилей КМПВ, проходящих в районе северо-восточного борта синеклизы) геологическая природа периферической сбросовой зоны рисуется несколько иначе. Схематическая структурная карта по поверхности кристаллического фундамента северо-восточной части Прикаспийской синеклизы, построенная с учетом последних сейсмических исследований, показывает, например, что Илекский уступ по фундаменту выражен грабеном¹ (рис. 30). От Соль-Илецкого выступа, расположенного к северо-востоку, его отделяет крупный сброс, по которому поверхность кристаллического фундамента погружена на глубину до 9,0—9,5 км. Амплитуда сброса достигает 1,0—1,5 км. Еще более высокоамплитуден другой сброс, проходящий по юго-западному борту грабена, его амплитуда достигает 2,5 км (рис. 30). Ширина грабена 17,5—20 км, длина 150 км.

На юго-востоке Илекский грабен открывается в Маргукскую впадину, которая находится в пределах Предуралья передового прогиба. Поверхность фундамента в этой впадине залегает на глубине 10,5 км.

Грабенообразная природа характерна и для юго-восточной части периферического кольца сбросов. Исследователями указывалось на существование в зоне Южно-Эмбенского краевого разлома крупного грабена, заполненного

¹ Выделение Илецкого грабена носит предварительный характер и требует дальнейшего уточнения.

грубообломочными породами девон-нижнекаменноугольного возраста (Бакиров, Быков, Гаврилов, 1968). Авторы трактовали эту структуру как авлакоген, возникший в ранне- и среднедевонское время и открывающийся в сторону герцинской геосинклинали Урала.

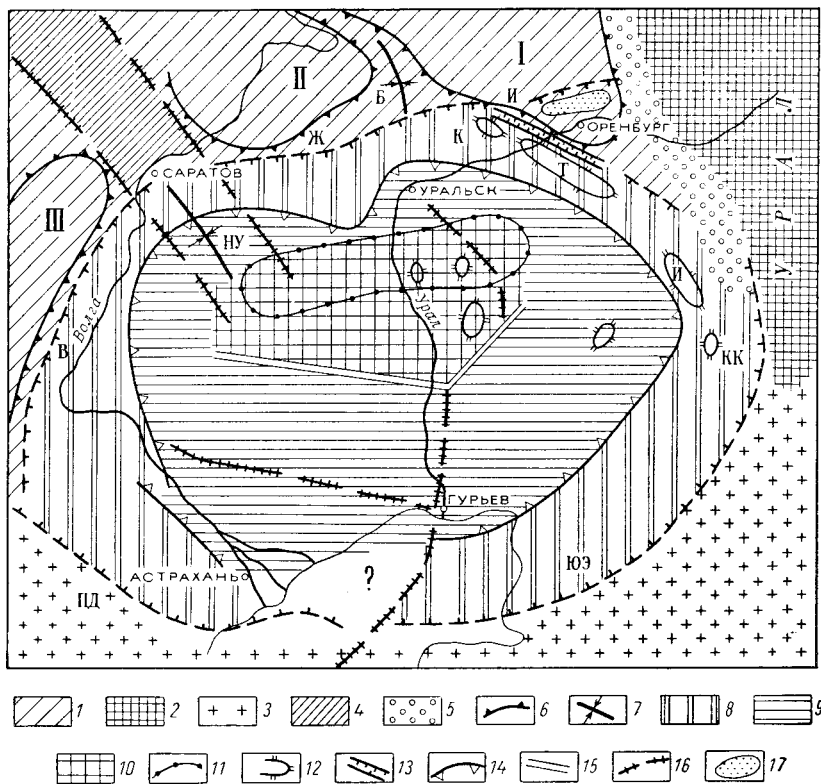


Рис. 29. Схематическая тектоническая карта Прикаспийской синеклизы и смежных территорий.

1 — докембрийская Восточно-Европейская платформа; 2 — герцинская горноскладчатая область Урала; 3 — эпигерцинская Скифо-Туранская плита; 4 — Рязано-Саратовский (Пачелмский) авлакоген; 5 — Предуральский передовой прогиб; 6 — контуры крупных поднятий древней платформы (I — Оренбургский свод; II — Жигулевско-Пугачевский свод; III — Дно-Медведицкий мегавал); 7 — оси крупных прогибов и впадин (НУ — Новоузенский прогиб; Б — Бузулукская впадина); 8 — бортовая зона Прикаспийской синеклизы; 9 — внутренняя моноклипаляльная зона; 10 — центральная зона; 11 — предполагаемая граница коры субокеанического типа (по Н. А. Беляевскому и др.); 12 — контуры погребенных выступов кристаллического фундамента (К — Казахастский, Т — Троицкий, И — Имбекский, КК — Караул-Кельдинский); 13 — сбросы и грабены периферической зоны сбросов (ПД — Преддонецкий, В — Волгоградский, Ж — Жадовский, И — Илекский, ЮЭ — Южно-Эмбенский); 14 — первая внутренняя зона сбросов; 15 — вторая внутренняя зона сбросов; 16 — региональные разломы; 17 — Оренбургское уникальное газовое месторождение.

Следовательно, в свете новых данных есть основания рассматривать периферическую зону разломов, ограничивающую Прикаспийскую синеклизу, как зону сбросов и грабенов, сходную по своей геологической природе с периферической зоной сбросов и грабенов Примексиканской синеклизы.

Бортовая зона прослеживается от г. Астрахани к северу и северо-востоку до г. Саратова, далее к востоку и юго-востоку до г. Гурьева, максимальная ее ширина 200 км. В районе северной акватории Каспийского моря положение

бортовой зоны неясно. Строение этой очень важной зоны Прикаспийской синеклизы проявилось в результате последних сейсмических исследований. В ее пределах можно наметить ряд крупных погребенных платформенных поднятий сводового типа и мегавалов. В настоящее время строение зоны наиболее детально рисуется по северо-восточной части Прикаспийской синеклизы, где имеются новые геофизические материалы. Этот район (северо-восточная часть

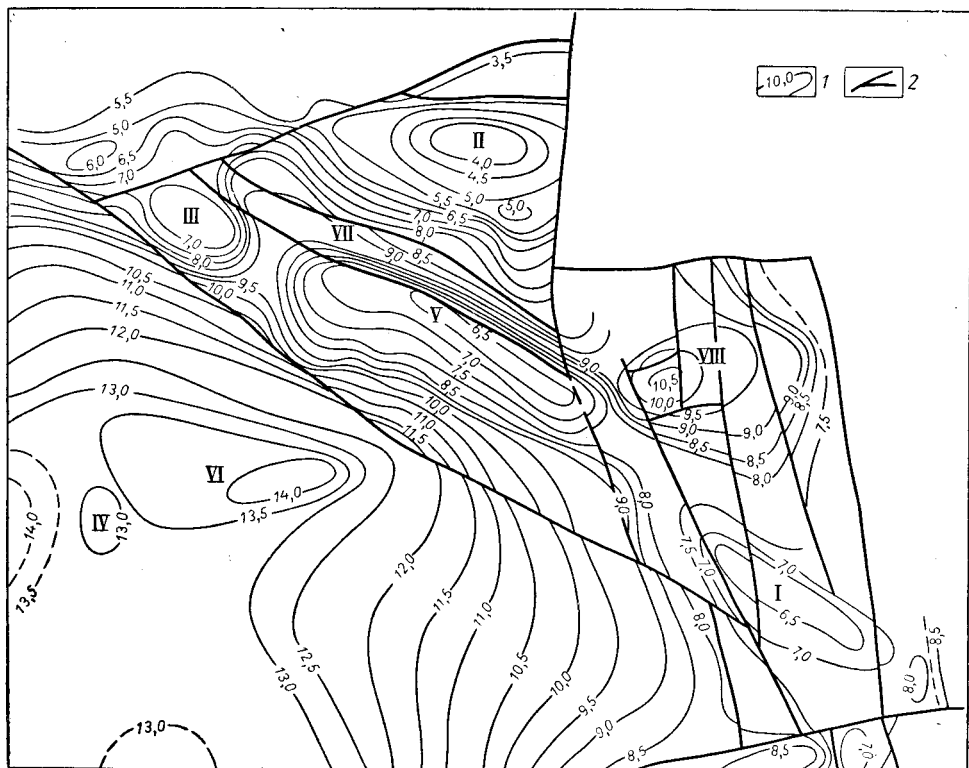


Рис. 30. Схематическая структурная карта по поверхности кристаллического фундамента северо-восточной части Прикаспийской синеклизы.

1 — изогипсы по поверхности кристаллического фундамента, через 0,5 км (по данным сейсмических исследований); 2 — крупные разломы фундамента.

Выступы: I — Имбекский, II — Соль-Илецкий, III — Казахстанский, IV — Джанбейтинский, V — Троицкий; VI — Хобдинский гравитационный максимум; VII — Илекский грабец; VIII — Мартукская впадина.

синеклизы) является своеобразным отправным пунктом для понимания геологического строения всей бортовой зоны Прикаспийской синеклизы (рис. 30). Характерной чертой является наличие крупных поднятий, намечающихся по поверхности кристаллического фундамента и находящих отражение и в осадочном чехле, — это Троицкий, Казахстанский, Имбекский, Караул-Кельдинский и другие выступы.

В 1969 г. региональными геофизическими работами методом КМПВ, а затем площадными исследованиями МОВ (трест Казахстаннефтегеофизика) было подтверждено существование Троицкого выступа, уточнены размеры, глубина залегания кристаллического фундамента и другие параметры этого структурного элемента.

Троицкий выступ выделяется к югу от Илекского грабена. Северо-восточное крыло выступа крутое и обрывается сбросом; юго-западное крыло пологое, оно в виде моноклинали погружается до крупного разлома фундамента, который ограничивает с юго-запада бортовую зону.

Троицкий выступ по поверхности кристаллического фундамента представляет собой валобразное поднятие северо-западного простирания, размерами 150·25 км по изолинии 7500 м. Наиболее приподнятая часть кристаллического фундамента залегает на глубине 6500 м, а наиболее погруженная — 9500 м. Амплитуда выступа около 3000 м (рис. 30).

Анализ геофизических данных территории юго-восточнее Троицкого выступа подтверждает наличие здесь Имбекского выступа, ранее выделенного Ф. И. Жалыбыным, и Караул-Кельдинского выступа. Первый имеет северо-западное простирание и является как бы продолжением Троицкого выступа к юго-востоку. Он разбит на блоки нарушениями субмеридионального направления. Размеры Имбекского выступа по изогипсе 7000 м составляют 95·32 км, амплитуда — 1,5 км.

К северо-западу от Троицкого выявлен Казахстанский выступ. Поверхность кристаллического фундамента в его пределах залегает на глубине порядка 7000 м. Размеры выступа 50·30 км по изогипсе 6500 м. Так же, как и Троицкий, Казахстанский выступ ограничен на северо-востоке Илекским грабеном, на юго-западе — разломом северо-западного простирания.

Казахстанский, Троицкий и Имбекский выступы кристаллического фундамента отделяются друг от друга перемычками, но в общем представляют единую приподнятую зону.

На примере северо-восточного участка бортовой зоны Прикаспийской синеклизы можно проследить сложность ее тектонического строения. Весьма вероятно, что и в других районах бортовой зоны, по мере проведения детальных сейсмических исследований, будут также выявлены крупные положительные геоструктурные элементы, разделенные прогибами.

Существование в пределах бортовой зоны Прикаспийской синеклизы крупных поднятий и прогибов свидетельствует о сложных дифференцированных движениях, которые испытывала эта зона в процессе своего развития. Это обстоятельство позволяет провести уверенную параллель в строении и развитии бортовых зон Примексиканской и Прикаспийской синеклиз. Исходя из этого, можно с полным правом рассматривать бортовую зону последней как зону сводовых поднятий и разделяющих их прогибов.

Первая внутренняя зона сбросов прослеживается по внутреннему периметру бортовой зоны от Астрахани на север, северо-восток, восток до Уральска, а далее на юго-восток и юго-запад до Гурьева. Выделение этой сбросовой зоны в значительной степени условно и проводится по анализу магнитного и гравиметрического полей, в ряде случаев подтверждается сейсмическими исследованиями. Неясно и строение этой сбросовой зоны. По аналогии с такой же зоной Примексиканской синеклизы можно предполагать, что она будет выражена флексурами чехла, сбросами и, возможно, грабенами по фундаменту.

Внутренняя моноклиальная зона Прикаспийской впадины охватывает большую часть региона, ширина зоны колеблется от 50 до 300 км. Это наиболее спокойная область Прикаспийской синеклизы. Поверхность кристаллического фундамента моноклиально погружается от 8—10 до 13—14 км.

Строение этой зоны совершенно не изучено, однако можно предполагать, что моноклиальность осложнена поднятиями. В частности, по геофизическим данным намечается поднятие по кристаллическому фундаменту в юго-восточном

районе этой зоны между Илийским и Карагандинским соляными куполами (рис. 30).

Из установленных крупных геоструктурных элементов внутренней моноклиальной зоны обращает на себя внимание Новоузенский прогиб, протягивающийся в северо-западном направлении между речными долинами Малого и Большого Узней. Новоузенский прогиб является юго-восточным продолжением Рязано-Саратовского (Пачелмского) прогиба. Очевидно, это единый крупный грабенообразный прогиб фундамента (авлакоген), осложняющий юго-восточную окраину Восточно-Европейской платформы. Этот прогиб начинается к югу от Москвы, протягивается к юго-востоку, разграничивая Жигулевско-Пугачевский свод и Доно-Медведицкий мегавал, рассекает бортовую, внутреннюю моноклиальную зоны Прикаспийской синеклизы и уходит в ее центральные районы. Ограничением Новоузенского прогиба являются крупные разломы фундамента, затрагивающие, вероятно, не только подсолевые, но и надсолевые отложения. По аналогии с Рязано-Саратовским прогибом можно предположить, что Новоузенский прогиб выполнен верхнепротерозойскими — нижнепалеозойскими отложениями значительной мощности.

Внутренняя моноклиальная зона Прикаспийской синеклизы в юго-западной части осложнена также рядом крупных разломов. Один из разломов прослеживается от Гурьева к северо-западу параллельно внешней сбросовой зоне; второй разлом субмеридиональной ориентации заходит в пределы Прикаспийской синеклизы со стороны Каспийского моря, где он устанавливается по данным морской сейсмической съемки.

Вторая внутренняя зона сбросов нечетко фиксируется в магнитных и гравиметрических полях и является своеобразной границей между внутренней моноклиальной и центральной областью Прикаспийской синеклизы. Намечается она пока лишь в юго-западной и южной частях сочленения этих двух зон.

Центральная зона синеклизы несколько смещена в северо-восточном направлении, к Уральску, относительно геометрического центра Прикаспийской синеклизы (рис. 29). Южная и юго-западная границы ее более четкие, благодаря существованию там второй внутренней зоны сбросов. Северо-восточная, северная и северо-западная границы проводятся условно.

Центральная зона — это наиболее погруженная зона Прикаспийской синеклизы. Кровля кристаллического фундамента погружена здесь до глубины в 14—14,5 км, а возможно, и более.

Отличительная черта центральной части синеклизы — значительное утонение консолидированной коры — до 15 км (по данным Н. А. Беляевского, А. А. Борисова и др.). В связи с этим предполагается отсутствие здесь гранито-гнейсового слоя, что роднит Прикаспийскую синеклизу с Примексиканской. Отсутствием гранито-гнейсового слоя и близким расположением верхней мантии можно, вероятно, объяснить гравитационный эффект наблюдаемого гравиметрического поля этого района, так называемый Хобдинский гравитационный максимум. Несмотря на наиболее погруженное положение кровли кристаллического фундамента в районе Хобды, в гравиметрическом поле ему соответствует значительный максимум силы тяжести — очевидно, следствие влияния пород верхней мантии, обладающих избыточной плотностью.

В пределах центральной зоны синеклизы в настоящее время устанавливаются по сейсмическим исследованиям, два выступа кристаллического фундамента: Джембейтинский и Челкарский. Южнее намечается еще один выступ, оконтуриваемый по кровле фундамента изогипсой — 13 км.

Характерная черта тектоники Прикаспийской синеклизы — наличие соляных тел, которые вносят значительную сложность в тектоническое строение платформенного чехла. В пространственном распределении и строении этих соляных тел намечается определенная закономерность (Васильев, 1968; Чарыгин и др., 1968).

Для бортовой зоны синеклизы характерно развитие соляных куполов, соляных антиклиналей и краевых соляных валов. Многочисленные соляные купола разнообразны по морфологии. Площадь каждого из них в среднем равна 20—30 км².

В пределах восточного района бортовой зоны солянокупольные структуры могут быть сгруппированы в несколько линий. Такое расположение соляных куполов можно, по-видимому, объяснить наличием здесь сетки разломов, к которой и приурочены эти структуры. Согласно этому намечаются меридиональные линии солянокупольных структур и широтно ориентированные соляные поднятия (Кенкияк, Шенгельский).

В северном районе бортовой зоны соляные структуры ориентированы вдоль Жадовского уступа. К востоку от него соляные купола параллельны Илекскому разлому. Ориентированность солянокупольных структур в этой зоне — следствие их связи с бортовой системой разломов.

В пределах внутренней и центральной зон Прикаспийской синеклизы наблюдаются укрупнения соляных структур. Встречаются купола-гиганты, образующие целые соляные массивы. Размеры, например, соляного массива Челкар 35·22 км, а площадь — 650 км². Теряется и четкая линейная ориентация соляных массивов.

Соляные структуры внутренней моноклиальной и центральной зон сопровождаются вдавленными компенсационными мульдами, образование которых происходило в результате оттока соли от их центра к окраинам. Это одна из отличительных особенностей соляных куполов внутренних зон Прикаспийской синеклизы.

Характерно обрамление Прикаспийской синеклизы, что также сближает ее с Примексиканской. Это обрамление состоит из разновозрастных структур земной коры. С востока к синеклизе подходит горноскладчатое сооружение Урала, отделяемое от Восточно-Европейской платформы Предуральским передовым прогибом. На юге с Прикаспийской синеклизой граничат эпипалеозойские плиты Средней Азии и Предкавказья (Туранская и Скифская плиты). На западе и севере к синеклизе подходят крупные геоструктурные элементы Восточно-Европейской платформы: Доно-Медведицкий мегавал, Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский своды. Между ними располагаются соответственно Рязано-Саратовский прогиб и Бузулукская впадина (рис. 29).

Промышленные залежи нефти и газа в пределах Прикаспийской синеклизы известны в надсолевых отложениях. Основные нефтегазосодержащие горизонты — пермо-триасовые, среднеюрские и нижнемеловые. Во всех случаях коллекторы гранулярные. Залежи углеводородов сводовые, тектонически и литологически экранированные соляным штоком.

При движении к центру синеклизы наблюдается последовательное повышение стратиграфической приуроченности известных в настоящее время газонефтепроявлений. В центральных районах они связаны с плиоценовыми и четвертичными осадками (Чарыгин и др., 1968).

В настоящее время в Прикаспийской синеклизе наиболее перспективными в нефтегазоносном отношении считаются подсолевые палеозойские отложения, т. е. те породы, которые являются регионально продуктивными в прилегающей

Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Здесь скопления углеводородов приурочены к крупным поднятиям фундамента: Доно-Медведицкий мегавал, Жигулевско-Пугачевский, Оренбургский своды. Южные и юго-восточные склоны этих геоструктурных элементов находятся в непосредственной близости от Прикаспийской синеклизы.

В подсолевых отложениях на севере бортовой зоны Прикаспийской синеклизы нефтегазопроявления в виде слабого разгазирования глинистого раствора и примазок нефти в керне отмечены в Уральских скв. 1, 5, 6. В процессе испытания Уральской скв. 6 из подольского горизонта среднего карбона в течение нескольких суток наблюдался незначительный приток нефти. При опробовании угленосного горизонта в интервале 4026—4037 м был получен приток высококачественной нефти плотностью 0,817 г/см³. В верхнедевонских отложениях Щучкинской площади наблюдался слабый приток нефти.

Нефтегазопроявления в подсолевых отложениях были отмечены также в восточной и юго-восточной частях бортовой зоны Прикаспийской синеклизы. На востоке наиболее эффективные проявления отмечались на площади Кенкяк (скв. 88). Интенсивный газонефтяной выброс с давлением около 500 кгс/см² в этой скважине произошел с глубины 3900 м. Нефтегазоносные горизонты располагаются в артинских отложениях в интервале 3878—3916 м. В Кумсайской скв. 2-г в сакмарско-артинских отложениях вскрыто несколько газоносных горизонтов. Капельножидкая нефть в породах среднего карбона установлена в Жана-Жольской скв. 1-г.

На юго-востоке бортовой зоны бурится сверхглубокая Биикжальская скв. 2-ст. Эта скважина в интервале 5250—5535 м вскрыла серию насыщенных нефтью и газом горизонтов в артинско-сакмарской толще.

Таким образом, региональная нефтегазоносность палеозойских отложений в Волго-Уральской провинции, открытие в последние годы гигантского Оренбургского газоконденсатного месторождения в пределах Соль-Илецкого выступа Оренбургского свода, наличие в подсолевых отложениях крупных положительных структур, особенно в бортовой зоне, нефтегазопроявления в пределах самой Прикаспийской синеклизы и наличие кунгурской гидрохимической толщи, являющейся хорошей покрывкой, свидетельствуют о высокой перспективности подсолевых отложений этого региона в нефтегазоносном отношении.

Главнейшие черты сходства и различия в геологическом строении, развитии и нефтегазоносности Примексиканской и Прикаспийской синеклиз

Важнейшей общей чертой двух рассматриваемых синеклиз является единство их тектонического строения. Эта особенность предопределяет и идентичность процессов нефтегазонакопления, что дает возможность, познав закономерности этого процесса на примере сравнительно хорошо изученной Примексиканской синеклизы, использовать эти законы применительно к мало изученной Прикаспийской синеклизе.

Общность тектонического строения заключается прежде всего в существовании идентичного комплекса крупных геоструктурных элементов, составляющих эти синеклизы, а также закономерное расположение их в пространстве. Как было показано, в тектоническом строении двух синеклиз выделяются последовательно от периферии к центру: внешняя (периферическая) зона сбросов и грабенов, бортовая зона, первая внутренняя зона сбросов и грабенов,

внутренняя моноклиальная зона, вторая внутренняя зона сбросов и центральная зона. Центральная зона синеклиз характеризуется корой субокеанического типа. От периферии к центру происходит ступенчатое погружение блоков фундамента по кольцевым ступенеобразующим разломам. Кроме того, строение синеклиз осложняется рядом радиальных разломов, которым в чехле соответствуют прогибы: Миссисипский, Рио-Гранде, Новоузенский и др. Таким образом, важную роль в строении синеклиз играют крупные разломы коры, определившие сложный тектонический план этих регионов.

Важным геоструктурным элементом Примексиканской и Прикаспийской синеклиз является бортовая зона. Значение этой зоны определяется интенсивной концентрацией нефти и газа в ее пределах. Крупные и гигантские скопления углеводородов обнаружены только в бортовой зоне Примексиканской синеклиз. Общность в строении и развитии этих зон указывает на реальную возможность обнаружения не менее богатых месторождений нефти и газа и в бортовой зоне Прикаспийской синеклиз. Первым предвестником в этом отношении является Оренбургское месторождение, открытое в непосредственной близости от бортовой зоны Прикаспийской синеклиз. Основным объектом поисково-разведочных работ в Прикаспии должны стать погребенные выступы фундамента, выраженные в осадочном чехле в виде сводовых поднятий и мегавалов, — это прежде всего Троицкий, Казахстанский, Имбекский выступы.

Общие черты наблюдаются в составе и строении надсолевой части разреза синеклиз, которая преимущественно сложена терригенными образованиями. Однако в Примексиканской синеклизе имеется значительное количество прослоев карбонатных пород в нижнемеловых и эоценовых комплексах. Несопоставимы мощности надсолевых отложений: если в Примексиканской синеклизе они достигают 18—19 км, то в Прикаспийской — всего 8—9 км. В то же время общая мощность чехла последней составляет 15 км, т. е. значительная доля мощности его приходится на подсолевые комплексы.

Наблюдается различие и во времени формирования соленосной толщи: в Примексиканской синеклизе это происходило в верхнетриасовое — среднеюрское время, а в Прикаспийской — в кунгурский век нижней перми.

Предположительно разный возраст имеет фундамент этих двух регионов: Примексиканская синеклиза располагается на герцинском основании, Прикаспийская — на докембрийском. Таким образом, важнейшая отличительная черта сравниваемых регионов — разновременность максимума погружения. Эта особенность отчетливо прослеживается на графиках амплитуд прогибания двух синеклиз (рис. 31). Формирование платформенного чехла Прикаспийской синеклиз начинается с палеозоя, и максимум прогибания (до 10 км) приходится на этот период развития. В мезозое интенсивность прогибания падает до 4—5 км, и еще более снижается тектоническая активность в кайнозойскую эру, когда амплитуда прогибания не превышает 2—2,5 км. Для Примексиканской синеклиз начало накопления осадочного чехла приходится на начало

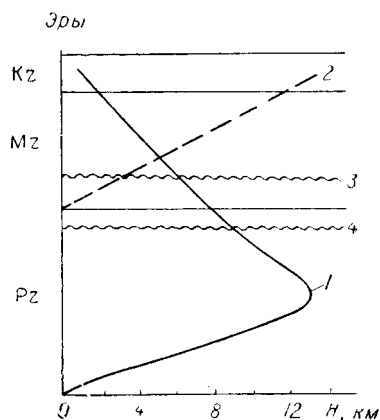


Рис. 31. Изменение амплитуд прогибания.

1 — Прикаспийской; 2 — Примексиканской синеклиз; 3 — соленосная формация Примексиканской синеклиз (T_3-J_2); 4 — то же, Прикаспийской синеклиз (P_1Rg).

мезозойской эры, а максимум прогибания — на кайнозойскую, когда амплитуда прогибания достигает в среднем 12 км, а в ряде районов (Миссисипский прогиб и др.) превышает 19 км.

Несмотря на существование важных отличительных черт в истории развития Прикаспийской и Примексиканской синеклиз, конечный результат геологического развития регионов адекватен.

Исходя из тождественности современного тектонического строения рассмотренных синеклиз, можно сделать определенные выводы о возможных направлениях поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах Прикаспия.

Учитывая опыт поисково-разведочных работ в пределах Галф-Кост, можно выделить три основные возможные нефтегазоносные области Прикаспийской синеклизы: 1) периферическая сбросовая зона; 2) бортовая зона; 3) внутренняя зона.

Возможная нефтегазоносная область периферической сбросовой зоны соответствует внешнему кольцу сбросов и грабенных Прикаспийской синеклизы. Основным типом залежей будут являться, вероятно, структурные тектонически экранированные залежи, а продуктивными горизонтами — подсолевые отложения девона и карбона. По аналогии с нефтегазоносной областью сбросовой зоны Балконес-Мексия, здесь можно ожидать преимущественно нефтяные и нефтегазовые месторождения.

Важным типом залежей в рассматриваемой нефтегазоносной области могут явиться рифовые залежи, связанные с периферической системой сбросов и грабенов. Новые данные сейсмических исследований, а также бурения на Сарпинско-Тингутской площади Волгоградской области и на Тепловской площади в Западно-Казахстанской области показывают, что бортовая зона Прикаспийской синеклизы окаймлена с внешней стороны рифами нижнепермского возраста.

Возможная нефтегазоносная область бортовой зоны отвечает бортовой зоне Прикаспийской синеклизы. С этой областью связаны основные перспективы нефтегазоносности региона. Главными продуктивными комплексами будут, вероятно, подсолевые отложения. Значительные скопления нефти и газа связаны с надсолевыми породами. В пределах данной нефтегазоносной области надо ожидать разнообразные типы залежей углеводородов: структурные, литолого-стратиграфические и рифовые.

Залежи структурного типа могут быть приурочены к многочисленным антиклиналям, осложняющим строение погребенных сводовых поднятий и мегавалов, а также к соляным куполам. Учитывая незначительные размеры солянокупольных структур бортовой зоны, их не следует считать первоочередными объектами для постановки поисково-разведочных работ.

Крупные запасы углеводородов будут, вероятно, концентрироваться на склонах погребенных сводов и мегавалов и в их купольной зоне. Особенности современного строения погребенных поднятий бортовой зоны показывают, что на их склонах резко выклиниваются осадочные образования чехла. Так, на юго-западном склоне Троицкого поднятия мощность чехла сокращается на 5—5,5 км в основном за счет подсолевых отложений, что позволяет предполагать наличие в этих комплексах ловушки литолого-стратиграфического типа и зоны выклинивания. Исходя из этого, склоны сводов и мегавалов, обращенные к внутренним областям Прикаспийской синеклизы, — первоочередные объекты поисково-разведочных работ на нефть и газ. По аналогии с нефтегазоносной областью бортовой зоны Примексиканской синеклизы можно ожидать на скло-

нах поднятий преимущественно нефтяные залежи, а в сводовых зонах — газовые залежи.

На внутреннем краю бортовой зоны могут быть обнаружены залежи нефти и газа, связанные с рифовыми массивами каменноугольного или верхнедевонского возраста. Возникновение рифов могло предопределиваться активностью первой внутренней зоны разломов, отделяющей бортовую область Прикаспийской синеклизы от внутренней.

Нефтегазоносная область внутренней зоны охватывает внутреннюю моноклираль и центральную зону Прикаспийской синеклизы. Перспективны в нефтегазоносном отношении как подсолевые, так и надсолевые отложения. В пределах надсолевого комплекса первоочередной интерес представляют отложения пермо-триаса, юры и нижнего мела. Основной тип ловушки, по-видимому, структурный. Внутренняя зона синеклизы характеризуется развитием крупных погребенных криптодиapiroвых структур, создающих в надсолевых отложениях значительные по размерам изгибы пластов. Эти погребенные криптодиapiroвы и должны стать первоочередными объектами поисково-разведочных работ на нефть и газ.

В пространстве криптодиapiroвые структуры обычно тяготеют к крупным нарушениям фундамента и чехла. Такая закономерность прослеживается в Примексиканской синеклизе и в Северо-Германской впадине Западно-Европейской платформы. В Примексиканской синеклизе крупные криптодиapiroвы развиты в прогибе Рио-Гранде, в пределах его юго-западного борта, осложненного региональным разломом. Структуры имеют здесь четко выраженную северо-западную, параллельную разлому ориентировку (Хаин, 1971). Выделяются погребенные криптодиapiroвы и в пределах прогиба Кампече-Юкатан, где они также связаны с региональным бортовым разломом субширотного простирания, отделяющим прогиб от горноскладчатой зоны обрамления (рис. 27).

В пределах Северо-Германской впадины, где развита мощная соляная толща цехштейна, наиболее высокоамплитудные и крупные криптодиapiroвы также приурочены к региональным разломам. Причем, чем большая амплитуда этих структур, тем чаще они встречаются в зонах разломов. Криптодиapiroвы (рис. 32) с амплитудой 0,2—0,5 км с разломами связаны на 40%; с амплитудой 0,5—0,9 км — на 60%; с амплитудой 1,0—1,6 км — на 100% (Буш и др., 1970).

В Прикаспийской синеклизе крупные погребенные криптодиapiroвы известны в зоне субмеридионального разлома, протягивающегося из акватории Каспийского моря до Гурьева и далее до Уральска. Здесь уже выявлен крупный Челкарский соляной массив площадью более 650 км², расположенный к юго-востоку от Уральска, на южном берегу оз. Челкар. По данным сейсмических исследований, в районе юго-восточного окончания Новоузенского прогиба, ограниченного разломами, намечается не менее крупный соляной массив.

Погребенные крупные соляные структуры могут быть широко развиты во второй внутренней зоне сбросов, ограничивающей центральную область Прикаспийской впадины с юга и юго-востока (рис. 29).

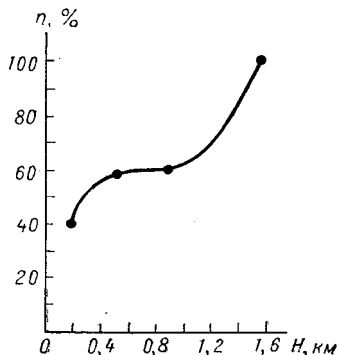


Рис. 32. Изменение амплитуды соляных криптодиapiroв в зависимости от их приуроченности к региональным разломам Северо-Германской впадины (по В. А. Буш и др., 1970).

n — количество соляных подушек, приуроченных к разломам; H — амплитуда.

Как уже отмечалось, основной объект поисково-разведочных работ в Прикаспийской впадине — подсоловые отложения. Однако они доступны современному бурению практически лишь в периферической зоне сбросов и грабенных и бортовой зоне. Здесь имеются основания ожидать кровлю подсолового комплекса на глубине не более 5—6 км, а во многих случаях и менее 5 км. Во внутренних областях синеклизы основным объектом поисково-разведочных работ в ближайшие годы будут надсоловые отложения. Обращают на себя внимание особенности пространственного изменения коллекторских свойств этих ком-

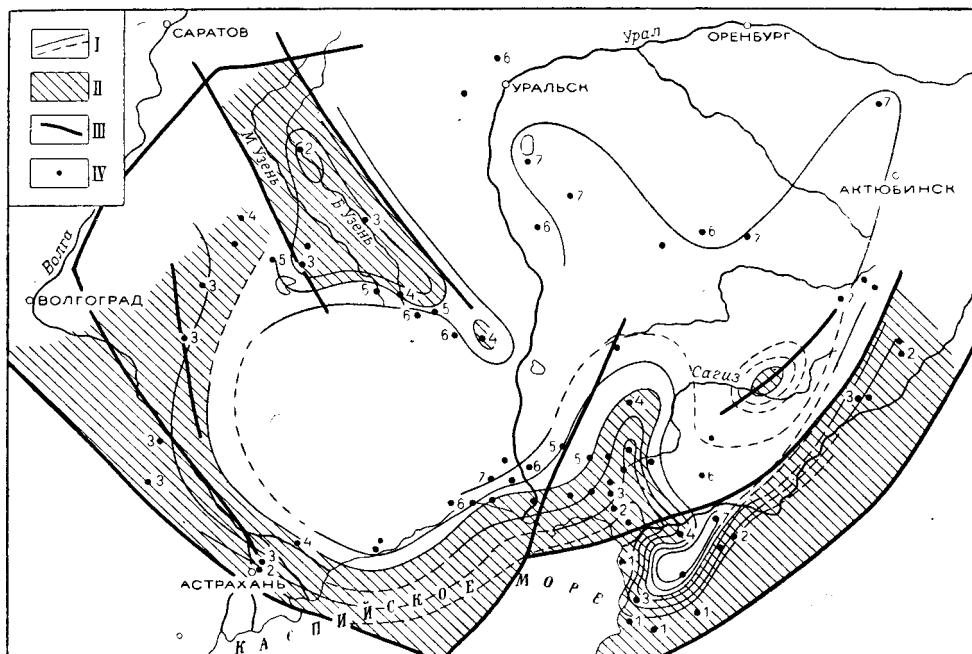


Рис. 33. Схематическая карта изменения коллекторских свойств нижнемеловых пород Прикаспийской синеклизы (по Б. К. Прошлякову).

I — линии равных коллекторских свойств пород (достоверные и предположительные); *II* — области развития пород с высокими и средними коллекторскими свойствами; *III* — крупные разломы; *IV* — опорные разрезы скважин. Цифры на карте (высшие группы коллекторов в данном разрезе): 1, 2 группы — породы с высокими коллекторскими свойствами; 3, 4 группы — породы со средними коллекторскими свойствами; 5—7 группы — породы с низкими и весьма низкими коллекторскими свойствами.

плексов, а именно их улучшение в зонах крупных разломов. Так, например, области развития нижнемеловых пород с высокими и средними коллекторскими свойствами, установленные Б. К. Прошляковым, приурочены к периферическим разломам, а также к разломам, ограничивающим Новоузенский прогиб (рис. 33). Такая же закономерность наблюдается и в среднеюрских и нижнетриасовых отложениях региона. По-видимому, тектонические движения по разломам приводили к созданию сложной, взаимосвязанной системы микро-трещин, что способствовало улучшению коллекторских свойств даже терригенных пород.

Исходя из этой особенности, можно ожидать значительного улучшения коллекторских свойств карбонатных пород в зонах разломов. Можно предполо-

жить, что в бортовой зоне Прикаспийской синеклизы в подсолевых отложениях будут широко развиты коллекторы трещинного и трещинно-порового типов.

Целенаправленное проведение поисково-разведочных работ на нефть и газ в Прикаспийской синеклизе в свете установленных закономерностей геологического строения региона будет способствовать значительному повышению эффективности и приведет к выявлению крупных зон нефтегазоаккумуляции как в надсолевых, так и в подсолевых отложениях Прикаспия.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ ПОДСОЛЕВОГО КОМПЛЕКСА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Подсолевые отложения Прикаспийской впадины многими геологами издавна оценивались как один из главных нефтегазоносных комплексов юго-востока Русской платформы (Авров, Космачева, 1963; Васильев, 1968; Иванов, Сметанина, Эвентов, 1968; Калинин, 1963; Неволин, 1961; Шпильман, 1968). Открытие крупнейшего Оренбургского газоконденсатного месторождения в непосредственной близости от северо-восточного борта впадины подтверждает эти прогнозы. В этой связи изучение структурных особенностей подсолевых отложений — первостепенная задача.

Попытки изучения тектоники подсолевой толщи предпринимались неоднократно, но недостаточное количество фактического материала и его невысокое качество (вследствие неотработанности методики глубинных сейсмических исследований) приводило к схематичности структурных построений, содержащих в значительной степени субъективные, подчас гипотетические представления их авторов. Было известно, что Прикаспийская впадина по подсолевым отложениям (опорный отражающий горизонт Π_1) представляет собой глубокую чашу с моноклинальным погружением подошвы соли от бортов к центральной части впадины (Неволин, 1961). Однако по мере накопления фактического материала представления исследователей о строении подсолевого ложа Прикаспия существенно изменились. Новый фактический материал позволил выявить в пределах Прикаспийской впадины серию крупных поднятий и сопряженных с ними прогибов. Это оказалось возможным сделать благодаря выполнению значительных объемов региональных геофизических исследований, опорного, параметрического и глубокого разведочного бурения, выполненных ВНИИГеофизикой, Спецгеофизикой, трестами Казахстаннефтегеофизика, Уральскнефтегазразведка, Актюбнефтегазразведка, Западно-Казахстанским геологическим управлением, Турланской геофизической экспедицией и другими организациями.

Анализ новейших геофизических данных и материалов глубокого бурения позволяет достаточно объективно, хотя пока далеко не полно, изучить тектоническое строение осадочного чехла глубинных недр Прикаспийской впадины. Невозможность в настоящее время однозначного решения этой проблемы объясняется прежде всего тем, что геолого-геофизическая характеристика обширной территории Прикаспийской впадины весьма неодинакова. Наиболее детально изучены западная, северная и восточные прибортовые зоны, менее детально — ее центральная и южная части.

Данные региональных геофизических исследований свидетельствуют о том, что ниже соленосной толщи кунгура прослеживается серия отражающих площадок, среди которых наиболее четко выделяются две опорные отражающие

поверхности. Одна из них большинством исследователей отождествляется с подошвой соленосных отложений нижней перми. Эта поверхность фиксируется на всей территории Прикаспийской впадины и считается основным сейсмическим репером, получившим обозначение Π_1 .

В последние годы в результате бурения глубоких скважин в северной и западной бортовых частях впадины получены новые данные, свидетельствующие о том, что отражающий горизонт Π_1 , по-видимому, приурочен к кровле верейского горизонта, а в восточной прибортовой зоне он отражает рельеф размытой поверхности подсоловых отложений верхнего палеозоя (от нижнепермских до девонских включительно).

Вторая отражающая поверхность (горизонт Π_2) прослеживается на 800—1300 м ниже горизонта Π_1 и, хотя выделяется менее уверенно, она также служит сейсмическим репером. Как показали данные глубокого бурения, в западной и северной частях впадины эта опорная поверхность отождествляется с угленосной серией нижнего карбона. Обе эти поверхности залегают согласно и, по-видимому, объективно отражают структурные особенности подсолового комплекса.

Вновь полученные данные позволяют составить региональную структурную карту подсолового комплекса и значительно уточнить имеющиеся представления о тектонике верхнепалеозойских отложений (рис. 34). Из карты видно, что нижнепермская галогенная толща подстилается сложно построенным комплексом верхнепалеозойских подсоловых отложений, образующих в пределах Прикаспийской впадины различные по размерам и форме крупные структуры платформенного типа. Анализ структурной карты дает возможность составить представление о тектонике нижней части осадочного чехла Прикаспийской впадины. Прежде всего следует отметить, что по верхнепалеозойскому комплексу отчетливо намечаются границы впадины. Со всех сторон впадина ограничена флексуорообразными изгибами или зонами региональных разломов.

На всех сейсмических профилях, пересекающих борта впадины вкострости, наблюдается плавное моноклиальное погружение отражающих поверхностей от бортов впадины к ее центру. Поверхность подсоловых верхнепалеозойских отложений погружается от —(2500—3000 м) в прибортовых зонах до —(8000—9500 м) в ее центральной части. Это моноклиальное погружение во многих районах осложняется самостоятельными структурными элементами, имеющими различные формы и размеры. Например, восточный борт впадины осложнен серией линейно вытянутых антиклинальных складок, расположенных кулисообразно и простирающихся параллельно зоне глубинных разломов, отделяющих собственно Прикаспийскую впадину от Уральской складчатой системы. В западном направлении размеры складок увеличиваются. В ряде случаев меняется их простираие. Так, например, Хобдинская, Новоалексеевская, Тасбулакская структуры имеют не меридиональное, а широтное или субширотное простираие.

В пределах западного и северо-западного бортов впадины моноклиальное погружение верхнепалеозойского комплекса осложняется крупными антиклинальными структурами различной ориентировки. Так, например, Каракульское, Никольское и Сарпинское поднятия имеют почти меридиональное или близкое к меридиональному простираие, а Джамбайское, Астраханское и Ленинское поднятия — субширотное. Размеры этих структур по последней замкнутой изогипсе весьма различны и колеблются от 100·35 км (Астраханское поднятие) до 55·25 км (Ленинское поднятие).

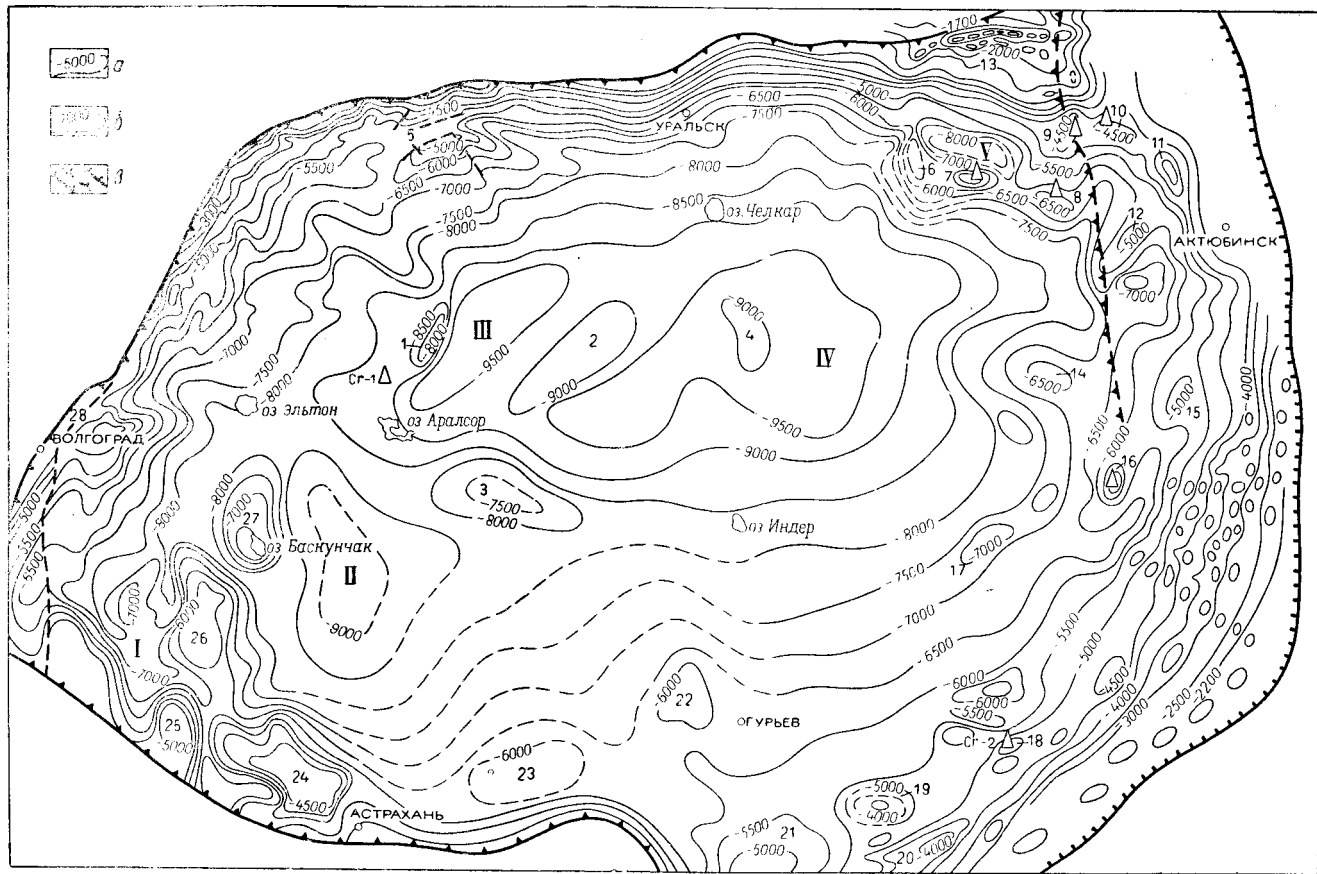


Рис. 34. Структурная карта подсолевого комплекса Прикаспийской впадины.

a — изогипсы по подсолевому отражающему горизонту II, через 500 м (основные); *b* — изогипсы по подсолевому отражающему горизонту II, через 500 м, проведенные предположительно; *в* — флексуобразные изгибы или зоны региональных глубинных разломов.

Прогибы: I — Сарпинский; II — Хакинский; III — Узеньский; IV — Кусан-Кудукский; V — Покровский.

Сводовые и валообразные поднятия: 1 — Аралсорское; 2 — Кушумское; 3 — Джангалинское; 4 — Крым-Кудукское; 5 — Озинковское; 6 — Золотоношское; 7 — Троицкое; 8 — Карагандысайское; 9 — Акбулакское; 10 — Харьковское; 11 — Мартукское; 12 — Новоалексеевское; 13 — Оренбургское; 14 — Хобдинское; 15 — Шубар-Кудукское; 16 — Караулкельдинское; 17 — Сагизское; 18 — Бикжалское; 19 — Пустынное; 20 — Прорвинское; 21 — Северо-Каспийское; 22 — Новобогатинское; 23 — Джамбайское; 24 — Астраханское; 25 — Каракульское; 26 — Никольское; 27 — Шунгайское; 28 — Ленинское.

Западная прибортовая зона Прикаспийской впадины на участке Красный Кут — Волгоград по поверхности подсолевых отложений имеет простое строение. Отражающая поверхность Π_1 на этом участке круто погружается на восток от —3000 м у бортового уступа до —8000 м на долготе оз. Эльтон. Крутое погружение поверхности подсолевого ложа в ее северной части осложняется несколькими структурными носами расплывчатой формы. Наиболее четко по изогипсе —6000 м вырисовывается структурный нос к юго-востоку от Камышина. В южной части моноклинали на широте Волгограда отчетливо выявляется субширотное Ленинское поднятие, сводовая часть которого оконтуривается изогипсами —4000 и —4500 м. Поднятие имеет асимметричное строение. Северное и восточное крылья поднятия крутые. Южная периклиналь полого погружается в сторону Сарпинского прогиба.

В северной прибортовой зоне от пос. Красный Кут до пос. Илек прослеживается крутая моноклираль, погружающаяся от бортового уступа на расстоянии 50—100 км от —3000 до —8000 м. Относительная простота строения северного борта Прикаспийской впадины объясняется недостаточной степенью изученности. Наиболее хорошо освоенные его участки имеют более сложное строение. Например, к югу от Ершова, на участке, где простирание борта впадины постепенно изменяется от меридионального к широтному, верхнепалеозойская подсолевая поверхность в прибортовой полосе осложнена серией ступенчато расположенных разломов и крупным субширотным Озинковским поднятием. Это поднятие оконтуривается изогипсами —5000 и —6000 м и с севера и востока ограничено разломами. Восточная часть структуры, отделенная от основного поднятия субмеридиональным разломом, образует довольно узкий, хорошо выраженный структурный нос широтного простирания. Размеры структуры по последней замкнутой изогипсе —6000 м составляют 55·20 км.

Довольно сложным строением характеризуется восточная часть северного борта Прикаспийской впадины. Геофизические исследования, проведенные здесь в последние годы, позволяют установить, что к югу от Соль-Илецка подсолевая поверхность осложнена серией брахиантиклинальных структур. Здесь, в северо-восточном секторе Прикаспийской впадины, непосредственно к югу от бортового уступа в подсолевых отложениях фиксируется три обособленных поднятия, составляющих единую структурную зону — Троицкий вал и сопряженный с ним узкий Покровский прогиб. Прогиб расположен к северу от Троицкого вала, приблизительно в 40—45 км от бортового уступа и, следуя направлению последнего, имеет субширотное простирание. Прогиб обрамляется замкнутыми изогипсами —7000 и —6500 м и разделяет Оренбургский и Троицкий валы. Ширина прогиба 15—20 км.

Локальные поднятия, входящие в состав Троицкого вала, дугообразно обрамляют Покровский прогиб с юга и юго-запада. Самое западное поднятие — Золотоношское субмеридионального простирания и размером 45·15 км по замкнутой изогипсе —5500 м. Два других поднятия почти широтного простирания. Троицкое поднятие, расположенное в центральной части вала, имеет максимальную амплитуду — свыше 1000 м. Самое восточное Карагандысайское поднятие, расположенное восточнее Троицкой брахиантиклинали, оконтуривается изогипсой —6000 м. Размеры Троицкого и Карагандысайского поднятий 30·10 км.

Наиболее сложным строением характеризуется восточный борт Прикаспийской впадины. К северо-западу от Актюбинска в верхнепалеозойском комплексе выделяется четыре брахиантиклинальные складки размерами около 25·10 км каждая. Поднятия оконтуриваются изогипсами —4000 и —4500 м. Новоалек-

сеевское поднятие расположено почти перпендикулярно бортовому уступу. Другие поднятия — Акбулакское, Харьковское и Мартукское — ориентированы параллельно бортовому уступу, который в этом месте испытывает изгиб. Описанные выше структуры обрамляют с севера — северо-востока широкий и пологий прогиб, расположенный в среднем течении р. Большая Хобда.

К югу от Актюбинска на восточном борту Прикаспийской впадины в подсолевом комплексе выделяются две структурные террасы. Восточная терраса осложнена большим числом мелких брахиантиклинальных структур, имеющих простирание, параллельное зоне бортовых разломов. Ширина террасы не превышает 40—50 км.

Западная терраса отличается от предыдущей более спокойным, пологим погружением подсолевого комплекса от периферии к центру впадины. В пределах этой ступени, ширина которой около 200 км, подсолевое ложе погружается от —4000 м до —6000 м. Терраса осложнена крупными валообразными поднятиями, имеющими различные размеры и амплитуды. Самым южным поднятием является Пустынное, севернее выделяются Сагизское, Караулкельдинское, Шубар-Кудукское и другие поднятия (рис. 34).

Описываемая структурная терраса, продолжаясь в западном направлении и расширяясь, обрамляет Прикаспийскую впадину с юга. В ее пределах, на южном борту, верхнепалеозойские отложения полого погружаются с юга на север к центру впадины. На фоне общего погружения по подсолевым отражающим горизонтам фиксируется несколько крупных поднятий, число которых будет возрастать по мере увеличения объемов детальных сейсмических исследований. В настоящее время в этой зоне выделяется Каратонское, Новобогатинское, Джамбайское и другие поднятия. Большая часть этих поднятий оконтуривается изогипсой —6000 м и имеет довольно крупные размеры.

В северной части акватории Каспийского моря отчетливо выделяется Северо-Каспийское поднятие, которому отвечает интенсивный гравитационный максимум.

Сложным строением характеризуется центральная часть Прикаспийской впадины. Здесь по данным сейсмических исследований и глубокого бурения выделяется несколько обширных прогибов и сопряженных с ними сводовых поднятий. Прогибы различных размеров и ориентации. Наиболее крупные из них Хакинский, Узеньский и Крым-Кудукский. Все эти прогибы разделены куполовидными поднятиями, к числу которых относятся Джангалинское, Шунгайское, Аралсорское, Кушумское и другие поднятия (рис. 34). Эти поднятия в подсолевом комплексе, по-видимому, соответствуют глубоко погруженным крупным выступам фундамента.

Таково в общих чертах тектоническое строение подсолевого комплекса Прикаспийской впадины. Из анализа карты видно, что структурные элементы центральной части впадины отличаются от структур прибортовых зон разными конфигурацией и размерами структур.

Верхнепалеозойские отложения образуют на территории Прикаспийской низменности депрессию неправильной формы с бортами различной крутизны и асимметричным дном, оконтуренным изогипсами —8000, —8500, —9000 и —9500 м. Наиболее погруженная часть впадины по кровле горизонта Π_1 ориентирована субширотно с небольшим смещением оси в северо-восточном направлении. Наиболее погруженная часть впадины по подсолевым отложениям приурочена к центральной части междуречья Урала и Волги. На фоне сравнительно простой чашеобразной депрессии, как по ее бортам, так и в центральной части, расположено множество валообразных и сводовых поднятий

и сопряженных с ними прогибов платформенного типа, значительно усложняющих структуру верхнепалеозойского подсолевого комплекса.

Наличие сводовых поднятий в подсолевом комплексе и уже доказанная нефтегазоносность его в Оренбургской, Саратовской и Волгоградской областях позволяют высоко оценивать перспективы верхнепалеозойских подсолевых осадков в отношении нефтегазоносности на территории Прикаспийской впадины. Наиболее перспективными, первоочередными объектами для поисков промышленных скоплений нефти и газа следует считать локальные структуры Троицкого вала, а также структуры восточного борта Прикаспийской впадины. Перспективны также крупные сводовые поднятия в центральной части впадины и вблизи ее северного и юго-западного бортов. Постановка глубокого и сверхглубокого бурения в пределах этих подсолевых структур несомненно приведет к открытию значительных ресурсов нефти и газа в верхнепалеозойских подсолевых отложениях Прикаспийской впадины. Успешное бурение Аралсорской и Биикжальской сверхглубоких скважин (глубиной 6800—7000 м) свидетельствует не только о реальности, но и об экономической эффективности промышленного освоения глубинных залежей нефти и газа.

ВЛИЯНИЕ ГЛУБИННОЙ ТЕКТониКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Рассматривая особенности тектонического строения соляных куполов, исследователи обычно анализируют морфологию соляного массива, степень прорыва осадочного чехла и структурный план надсолевого комплекса без учета глубинной тектоники района, особенностей строения подсолевого ложа, структуры подсолевого комплекса и кристаллического фундамента платформы. Однако анализ всех этих факторов и в особенности глубинной тектоники часто позволяет установить совершенно определенные закономерности в строении куполов и структурном плане надсолевого комплекса (Васильев, Демидов, Чарыгин, 1966; Косыгин, 1958; Halbouty and Gardin, 1940). Например, в бортовых частях Прикаспийской впадины большие оси соляных куполов в точности соответствуют региональному простиранию самого бортового уступа. Структурные элементы надсолевого комплекса тесно связаны с простиранием как бортового уступа, так и солянокупольных структур. По мере погружения подсолевого ложа характер распределения куполов в плане на первый взгляд становится хаотическим. Однако при внимательном изучении выясняется, что эти купола также тесно связаны со структурным планом подсолевого комплекса и кристаллического фундамента. В настоящее время точно установлено, что группирование соляных куполов зависит от наличия крупных антиклинальных и синклинальных структур и дизъюнктивных нарушений в подсолевых отложениях. При этом выясняется, что простирание соляных куполов нередко подчинено простиранию пологой антиклинальной структуры в подсолевых отложениях. Это явление довольно четко фиксируется во многих районах Прикаспийской впадины.

В районе пос. Караулкельды на юго-востоке Прикаспийской синеклизы по данным сейсморазведки было зафиксировано несколько соляных куполов — Караулкельды, Карабатыр, Таксай, Бетенмола, Караоба и др. Эти соляные купола сгруппированы в цепочку северо-восточного простирания. Надсолевой комплекс в Караулкельдинском районе также характеризуется северо-восточ-

ным простираем структурных элементов. Это убедительно показали детальные геологосъемочные работы, проведенные Прикаспийской экспедицией Всесоюзного Аэрогеологического треста.

Впоследствии в Караулкельдинском районе трестом Спецнефтегеофизика и Турланской геофизической экспедицией были выполнены сейсмические исследования с целью изучения структуры подсолевых отложений. В процессе исследований в подсолевом комплексе была выявлена пологая антиклинальная структура, большая ось которой простирается с юго-запада на северо-восток.

Сопоставление структурного плана поверхности подсолевого ложа и структурного плана кровли соли подтвердило идентичность простираций основных структурных элементов по двум совершенно различным структурным горизонтам Прикаспийской впадины. Такое совпадение простираций структур по кровле соленосного комплекса кунгура и по поверхности подсолевых отложений вполне закономерно и обусловлено, по-видимому, единой направленностью тектонических процессов, проявившихся весьма длительное время.

При изучении кристаллического фундамента этого района, причем в интерпретации других исследователей, было отмечено наличие северо-восточного простираения разломов фундамента и основных структур по поверхности фундамента. Непосредственно у Караулкельдинского поднятия (с незначительным смещением от его свода на северо-запад) в кристаллическом фундаменте по комплексным геофизическим данным установлен региональный Шубар-Кудукский разлом. Если учесть, что этот региональный разлом представляет серию частных разломов с общим северо-восточным простираем, то становится ясной и ориентировка Караулкельдинского подсолевого поднятия и группы соляных куполов в пределах этого поднятия. Их простираения обусловлены, по-видимому, вертикальными подвижками отдельных блоков фундамента. На вертикальные движения этих блоков наложились тангенциальные деформации упругих пород и соляной тектогенез. Вдоль региональных разломов в осадочном чехле возникали области тектонического разряжения, куда и происходил переток пластичных гидрохимических осадков. Таким образом, в течение весьма длительного времени мобильность блоков кристаллического фундамента оказывала влияние на формирование структур в подсолевом, соленосном и надсолевом комплексах Караулкельдинского района.

Наиболее интенсивный рост соляных куполов отмечается в зонах активных в современное время региональных разломов. Соляные ядра куполов, расположенных в зонах таких разломов, обычно прорывают весь надсолевой комплекс и обнажаются на поверхности или выходят на доплиоценовый срез. Такая картина наблюдается на юго-западе и юго-востоке Хобдинской зоны, где соляные купола активно растут в современное время и в своем расположении тесно связаны с региональными разломами (Васильев, Демидов, Чарыгин, 1966). Именно здесь четко фиксируется тесная связь между региональными разломами и молодыми соляными куполами. Это явление свидетельствует о значительной роли региональных разломов в формировании определенных типов соляных куполов и их размещении в плане.

Наиболее благоприятные условия для интенсивного роста соляных куполов отмечаются в центральных частях солянокупольных областей, где наблюдаются максимальные мощности пластичных гидрохимических отложений в совокупности с наличием мобильных региональных разломов и увеличенных за счет мощного надсолевого комплекса гравитационных нагрузок. В таких условиях формируются крупные соляные купола (Челкар, Индер). Такие купола-гиганты располагаются в зонах пересечения региональных разломов.

Так, например, Челкарский соляной массив находится в зоне пересечения двух региональных разломов меридионального Уральского и широтного Хобдинского; Индерский соляной массив образовался в зоне пересечения меридионального Уральского и субширотного Уильского разломов. Таким образом, именно современная мобильность региональных разломов способствует формированию куполов-гигантов, характеризующихся активным ростом в настоящее время и четкой выраженностью на местности в виде обширных пологих возвышенностей.

Рассмотренные факты свидетельствуют о том, что при комплексном изучении глубинной тектоники солянокупольных областей и особенностей строения куполов можно зафиксировать важные закономерности как в характере размещения соляных куполов, так и в особенностях строения подсолевых, соляных и надсолевых структур. Наблюдения показывают, что в бортовых частях Прикаспийской впадины отмечается четкая линейная ориентировка куполов, сравнительно небольшие размеры их и относительная погруженность соляных ядер. В центральных частях синеклизы, несмотря на некоторую затушеванность, также удается установить четкую пространственную взаимосвязь между соляными куполами и глубинными тектоническими элементами. Особенно отчетлива связь между региональными разломами в фундаменте и подсолевых отложениях и самой структурой подсолевого ложа.

Не менее четко фиксируется влияние глубинной тектоники и особенно региональных разломов на формировании соляных куполов в Днепровско-Донецкой впадине. Несмотря на то, что Днепровско-Донецкая впадина по площади значительно меньше Прикаспийской синеклизы, она также характеризуется большим разнообразием генетических форм соляных куполов, среди них основную долю составляют купола, генезис которых обусловлен главным образом глубинной тектоникой.

Анализ особенностей строения солянокупольных структур в Днепровско-Донецкой впадине показывает, что соляные купола в этом регионе по своему строению характеризуются многообразием разновидностей. Здесь насчитывается не менее 20 типов соляных куполов. Мы не будем детально рассматривать все типы соляных куполов, так как это не входит в задачу данной статьи. Однако необходимо акцентировать внимание на тех соляных куполах, где дизъюнктивная тектоника играет решающую роль в их формировании и современном развитии. Из многообразных типов соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины примерно третья часть характеризуется наличием четких разрывных нарушений, располагающихся на крыльях соляных массивов и являющихся в нижней части соляных штоков составной частью их «корней». На рис. 35 видно разнообразное строение осадочного чехла, перекрывающего соляные массивы. На одних куполах соляное ядро почти полностью прорывает надсолевою толщу, на других — частично. Одни купола прекратили свой рост, другие — активно развиваются в настоящее время. Однако у них имеется и много общего. Если присмотреться к форме самого соляного массива, то нетрудно заметить, что все соляные массивы, представленные на рис. 35, имеют грибовидную форму. Нижняя часть штоков большинства соляных куполов осложнена разломами. Последнее обстоятельство свидетельствует о несомненном влиянии дизъюнктивного фактора на процесс формирования таких куполов. По-видимому, благодаря вертикальным подвижкам происходит дробление осадочного чехла и по сети разломов в осадочной толще пластичные гидрохимические осадки из нижележащих толщ перетекают в верхнюю часть разреза.

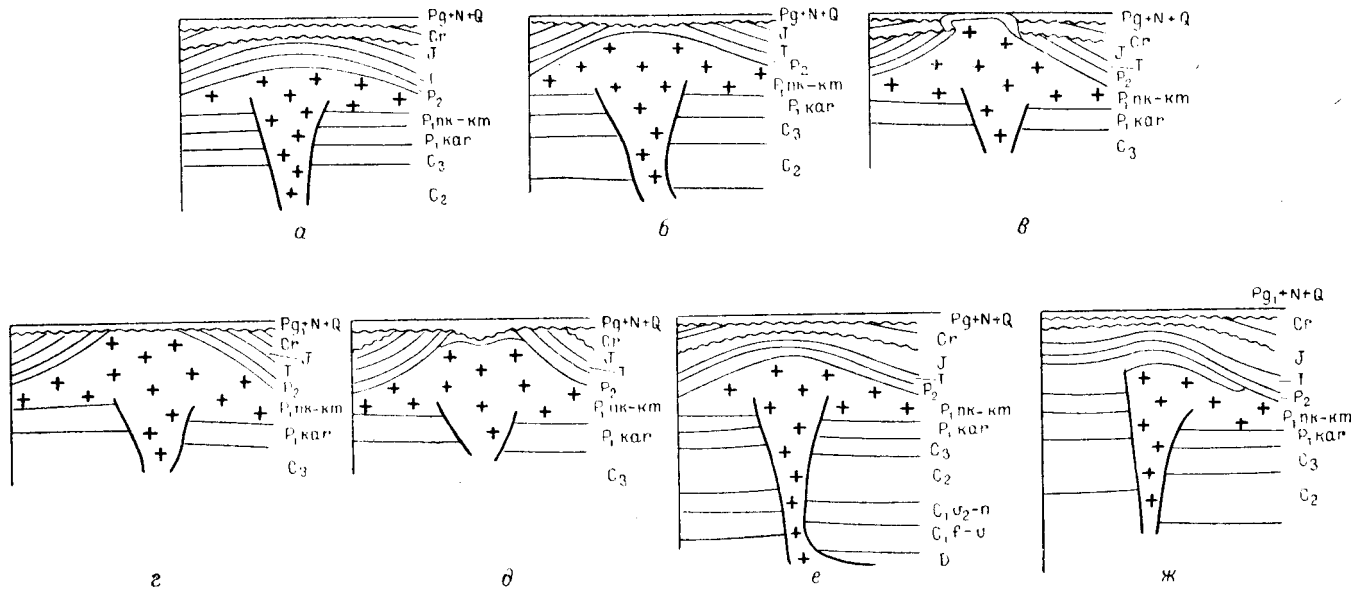


Рис. 35. Соляные купола Днепровско-Донецкой впадины с разломами в основании соляного штока.

а — Полтавский; б — Медведовский; в — Колонтаевский; г — Распашновский; д — Ивангородский; е — Чутовский; ж — Западно-Алексеевский.

Перераспределение гидрохимических отложений в разрезе осадочного чехла влечет за собой перераспределение нефтяных и газовых залежей. Наличие вертикальных подвижек отдельных блоков фундамента и подсолевых отложений не может не отразиться на распределении флюидов в разрезе, существующая часть которых по системе сложных каналов может мигрировать в вышележащие пласты-коллекторы. Следовательно, недооценка глубинных факторов в формировании соляных куполов и их современном развитии может существенно отразиться на характере геологических исследований и на результатах нефтегазопроисковых работ.

Не останавливаясь подробно на вопросах формирования залежей нефти и газа в солянокупольных областях, отметим лишь возможную вертикальную миграцию углеводородов из подстилающих солевую толщу отложений по крыльям соляных штоков, где имеются благоприятные условия для образования залежей. Для учета вертикальной миграции углеводородов необходимо знать не только тектоническое строение самих соляных куполов, но и подсолевого ложа и фундамента. Следовательно, вопрос взаимосвязи соляных куполов со структурой подсолевого ложа и фундамента имеет не только теоретическое, но и практическое значение при поисках и разведке нефтяных и газовых месторождений на территории солянокупольных областей.

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ЛОВУШЕК НЕФТИ И ГАЗА

Рациональная классификация залежей нефти и газа, включающая генетические и морфологические особенности, соотношение флюидов, характер пластовой энергии — надежная база научно обоснованных поисков новых залежей, их разведки и эксплуатации. Большинство предложенных классификаций так или иначе базируется на типе ловушки («Геология нефти», 1960). Подобная систематика обоснованна, если учесть, что именно ловушка является одной из ведущих форм, обуславливающих возможность формирования залежей и их сохранение в течение определенного отрезка геологической истории.

Исходя из конкретных задач, систематика ловушек может строиться на основе различных признаков, важно лишь строго соблюдать законы классификации. Г. А. Габриэлянц (1970) справедливо отметил, что морфологическая классификация необходима главным образом на стадии промышленной разведки для правильного размещения разведочных скважин и менее применима на этапе региональных и поисковых работ. В последнем случае большее значение приобретает классификация, построенная на определении процессов, приводящих к образованию того или иного типа ловушек, так как на основе геологического строения и геологической истории региона возможно выделить генетические типы ловушек, прогнозировать области их размещения и планировать поисково-разведочные работы.

Генетическую классификацию ловушек следует строить на основе геологических процессов, ведущих к формированию различных типов ограниченных в пространстве трехмерных форм, которые представляют собой ловушки и определяют аккумуляцию и консервацию нефти и газа. Выделение тектонических, стратиграфических и литологических ловушек, наиболее широко принятое среди советских геологов, не является исчерпывающим, так как не охватывает многих видов ловушек, в частности, связанных с ископаемым рельефом как наземным, так и подводным.

Определенное обособление ловушек, созданных формой наземной и (или) подводной поверхности, имеется, например, в классификации Н. Ю. Успенской («Геология нефти», 1960), выделившей останцово-стратиграфический подтип стратиграфического типа и рифовые ловушки в фациально-литологическом подтипе литологического типа.

Однако залежи нефти и газа связаны не только с останцами различного вида и рифами, но и с другими палеогеоморфологическими образованиями. Рельеф бассейна седиментации обуславливает формирование специфических линзовидных склоновых (клиноформенных) песчано-глинистых отложений, содержащих в ряде случаев залежи нефти и газа (Tackson, 1968). Существующие классификации залежей и ловушек пока не охватывают таких образований.

Исходя из единого принципа — подразделения ловушек по характеру формирующих их процессов, на настоящей стадии изученности можно, видимо, выделить четыре основных типа ловушек: 1) тектонические, образующиеся в результате тектонических движений как пликативных, так и дизъюнктивных; 2) литологические, образующиеся при фациальном замещении пород-коллекторов непроницаемыми породами; 3) стратиграфические, формирующиеся при срезании комплекса древних отложений сравнительно горизонтально залегающими непроницаемыми толщами-покрышками; 4) палеогеоморфологические, созданные формой надводного или подводного рельефа, определяемого экзогенными причинами (денудация и седиментация).

Проблема поисков месторождений, связанных с последними тремя категориями ловушек, становится все более актуальной как в нашей стране, так и за рубежом. Это совершенно закономерное явление связано со все растущей изученностью недр и прогрессирующим уменьшением фонда неоткрытых антиклинальных поднятий, особенно для таких районов, как Волго-Уральская область, Нижнее Поволжье, Северный Кавказ и др. Вместе с тем перспективы обнаружения залежей подобного типа далеко не исчерпаны. Если в СССР разведанные запасы таких залежей составляют около 5%, то в США на них приходится до 40% (Алексин, 1970). В практике известны месторождения-гиганты литологического, стратиграфического и палеогеоморфологического типа — Ист-Тексас, Пембина, Зелтен, Идрис, Киркук и др. Ввиду важного значения ловушек неструктурных типов и связанных с ними залежей в последние годы выполнены многочисленные исследования по их систематике, методике прогнозирования и конкретным поискам (Алексин, 1970; Габриэлянц, 1970; Коваленко, Юдин, Мелик-Пашаева, 1970; Мелик-Пашаева, 1969 и др.) Нами рассматривается только одна категория ловушек — палеогеоморфологическая. Палеогеоморфологические ловушки, как особый тип, впервые выделены Р. Мартином (Martin, 1966), который подразделяет ловушки на: 1) стратиграфические, возникшие при латеральном изменении свойств пород-коллекторов; 2) палеогеоморфологические, образованные формой земной (или подводной) поверхности; 3) структурные, сформированные структурными деформациями пород-коллекторов; 4) смешанные, представленные сочетанием либо всех трех, либо двух любых предшествующих типов.

Признавая принципиальную важность и необходимость их выделения, по классификации Р. Мартина следует сделать ряд замечаний. Первое носит терминологический характер. По установившимся в советской литературе понятиям стратиграфические ловушки Р. Мартина соответствуют литологическим. Столь различное толкование определяется тем, что зарубежные исследователи обычно исходят из классификации А. И. Леворсена (1970), который

разделил стратиграфические ловушки на первичные (т. е. те, которые образуются в результате литолого-фациальных изменений и которые в СССР относятся к группе литологических) и вторичные (т. е. связанные с несогласием, которые рассматриваются у нас как собственно стратиграфические). Последнее замечание касается объема понятия палеогеоморфологической ловушки и конкретных объектов, объединяемых в эту категорию. Р. Мартин относит к стратиграфическим ловушкам только те, «которые созданы изменением коллекторских свойств по простирацию в пределах данного пласта», или первичные стратиграфические ловушки А. И. Леворсена (литологические, в понимании советских геологов). Все же эрозионные поверхности (вторичные стратиграфические, по А. И. Леворсену) выделяются в палеогеоморфологические. Если исходить из совершенно правильного принципа Р. Мартина о том, что последние должны обладать четко выраженной объемностью, то не все ловушки под несогласием являются палеогеоморфологическими, так как не все обладают этим признаком. Видимо, более правильно полагать, что срезание серии пластов и несогласное перекрытие выровненной поверхности горизонтальными или субгоризонтальными отложениями, выполняющими экранную роль, образуют стратиграфическую ловушку (замкнутый объем пространства возникает только после определенных тектонических пере-

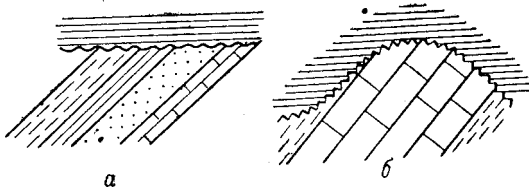


Рис. 36. Стратиграфические (а) и палеогеоморфологические (б) ловушки, связанные с несогласием.

мещений); при захоронении же неровного рельефа и наличии контрастных положительных или отрицательных форм поверхности формируются палеогеоморфологические ловушки (рис. 36). Наконец, в систематике Р. Мартина отсутствуют такие специфические образования, генетически связанные с рельефом, как морские склоновые (клиноформенные) отложения.

Таким образом, палеогеоморфологические ловушки включают все виды наземного (чаще эрозионного) и подводного (чаще аккумулятивного) погребенного рельефа, которые в период своего образования обладают трехмерностью и создают замкнутый объем пространства. Поскольку палеогеоморфологические ловушки формируются под действием экзогенных сил, в терминах геоморфологии они должны относиться к разряду морфоскульптур (Неволин, 1951). Подразделение самих палеогеоморфологических ловушек возможно по типу экзогенных процессов, которые ведут к формированию тех или иных форм рельефа, при этом выдерживается общий генетический принцип систематики, но уже на более низком уровне.

Рельеф может формироваться за счет как аккумулятивных (конструктивных, созидających) процессов, так и денудационных (деструктивных, разрушающих). Ряд форм образуется при взаимодействии обоих процессов. Некоторые из возможных ловушек показаны в схеме, составленной с учетом классификации В. И. Галицкого (1966). Приведены те морфоскульптуры, которые могут быть ловушками.

В предложенной схеме, с одной стороны, разделение проведено по ведущим процессам формирования ловушек, т. е. применен генетический принцип и найдено общее, что объединяет разные их виды в достаточно обособленные типы; с другой — каждая из выделенных систематических единиц несколько отличается от конкретного разнообразия природных объектов, в связи с чем

имеются взаимопереходы между отдельными таксономическими категориями их сочетаний. Некоторые виды палеогеоморфологических ловушек тесно связаны со стратиграфическими, другие (например, морские склоновые образования) — с литологическими. Палеогеоморфологические ловушки могут ассоциировать с тектоническими и усиливаться действием тектонических сил. В свою очередь палеогеоморфологические ловушки влияют на формирование литологических ловушек и атектонических поднятий.

В результате эоловой деятельности, в обстановке аридного климата, в условиях пустынь могут формироваться барханы различной формы, на берегах водоемов (морей, озер и рек) — дюны. И те, и другие образования сравнительно мало известны в ископаемом состоянии в значительной степени вследствие трудностей их диагностики. Ловушки такого типа аккумулятивные, могут иметь амплитуду до нескольких десятков, а может быть, и первых сотен метров и располагаться вытянутыми грядами или системой параллельных гряд.

Деятельность ледников ведет к формированию холмов и гряд конечной морены. После таяния ледника появляются зандровые конусы выноса. Залежи в моренных отложениях известны в районе Ленинграда.

Формы рельефа, образуемые постоянными текучими водами (реками), чрезвычайно многообразны, в связи с этим и ловушки этого вида достаточно разнообразны и многочисленны. К конструктивным видам ловушек могут быть отнесены наложенные, аккумулятивные русла, формирующиеся в нижних течениях рек и авандельтах (подводных дельтах). Песчаные тела этих русел залегают согласно на подстилающих отложениях, а их верхняя граница образует положительную форму. Такие образования и связанные с ними залежи описаны, например, в нижнем карбоне Волго-Уральской области (Кузнецов, Пийп, 1966). К числу деструктивных ловушек, формирующихся в результате деятельности поверхностных текучих вод, могут быть отнесены эрозионные террасы, куэсты, эрозионные останцы. Залежи нефти и газа в таких ловушках довольно многочисленны. В эрозионном останце возникла, например, залежь нефти в турнейских отложениях Шакинского месторождения Башкирии. Залежи в погребенных куэстах известны, например, в каменноугольных отложениях бассейна Уиллистон США (Martin, 1966).

При образовании врезанных русел суммируются оба процесса — вначале денудационные процессы вырабатывают углубление, в которых затем накапливаются песчаные отложения. В отличие от аккумулятивных русловых отложения в этом случае залегают с размывом и имеют в сечении вид линзы, обращенной вниз выпуклой стороной.

Классическим примером залежей во врезанных руслах являются рукавообразные залежи Нефтяно-Ширванского района, описанные И. М. Губкиным. Нефтеносные врезанные русла в среднекаменноугольных отложениях Дерюжовской площади (Куйбышевская область) охарактеризованы М. М. Грачевским и Ю. М. Берлиным (1968). Многочисленные примеры таких залежей известны в США.

В образовании речных террас наоборот, вначале, в стадию зрелости и старости реки, происходит накопление материала, а затем, в период ее омоложения, — формирование самого уступа как морфологической формы.

На склонах поднятий в результате деятельности временных потоков, оползания, площадного смыва нередко накапливаются шлейфы обломочных пород, получивших в американской литературе название поддерживающих или подпирающих песков, которые могут служить ловушками нефти и газа.

Схема классификации палеогеоморфологических ловушек

Процессы, формирующие рельеф	Ловушки (морфоскульптуры)		
	аккумулятивные (конструктивные)		денудационные (деструктивные)
Эоловая деятельность	Дюны, барханы		—
Деятельность ледников и талых ледниковых вод	Моренные холмы и гряды. Зандровые конусы выноса		—
Деятельность постоянных текучих вод (рек)	Наложенные (аккумулятивные) русла, в том числе в авандельтах	Врезанные русла. Эрозионно-аккумулятивные террасы	Эрозионные останцы. Эрозионные террасы. Куэсты
Деятельность временных потоков, площадной смыл, гравитационное оползание	Наземные и мелководные песчаные образования на склонах поднятий		—
Деятельность морей и озер	Береговые валы. Бары. Косы, пересыпи. Склоновые (клиноформенные) песчаные образования на подводных морфологических склонах		Абразионные террасы. Клиффы (береговые обрывы)
Деятельность организмов	Биогермы. Рифы		—

Аналогичные образования формируются и в озерных, и в мелководно-морских условиях, как они показаны в табл. 11.

Палеогеоморфологические ловушки, образующиеся в результате деятельности озер и морей, изучены достаточно подробно. Среди аккумулятивных форм следует отметить береговые валы, бары, косы и пересыпи, формирующиеся в прибрежных мелководных условиях. Многочисленные залежи нефти и газа в таких ловушках известны в каменноугольных отложениях США (свиты Чероки, Мичиган и др.). Описание этих залежей и характеристика баровых форм даны, в частности, в монографии А. И. Леворсена (1970).

Весьма своеобразные линзовидные накопления обломочного, в том числе песчаного материала обнаружены на подводных склонах: в верхнекаменноугольных отложениях восточного склона свода Бенд (США) известны промышленные залежи нефти (Jackson, 1964; Rich, 1951; Van Siclen, 1958). Палеогеографическая обстановка седиментации майкопских отложений Предкавказья в условиях резкой дифференцированности бассейна по глубине позволяет предполагать наличие здесь подобных склоновых образований. Приведенные М. С. Бурштаром и Ю. Н. Швембергером (1970) материалы по распростране-

нию песчаников майкопской серии Восточного Предкавказья, достаточно надежно подтверждают это предположение. Во-первых, песчаники очень выдержаны по простиранию и быстро изменяются по падению. Во-вторых, мощность их максимальна перед выклиниванием, а точнее перед замещением маломощными глинами в более глубоководных областях. Наконец, отмечается «секущее» положение песчаников в разрезе и приближение их к эоценовым отложениям по мере движения к зоне выклинивания. Это, вероятно, связано с сокращением мощности подстилающих отложений при сохранении стратиграфического объема, что обусловлено некомпенсирующей седиментацией. Последующие тектонические движения существенно нарушили первичное положение песчаников, в результате получились комбинации палеогеоморфологических ловушек с тектоническими.

Принципиально возможно формирование ловушек в погребенных абразионных террасах и клиффах (береговых обрывах), которые являются примером денудационных форм, образующихся под действием моря или озера.

Наконец, последняя группа палеогеоморфологических ловушек определяется жизнедеятельностью организмов, в результате которой образуются аккумулятивные ловушки — биогермы и рифы (Кузнецов, 1971). Биогермы, палеогеографической формой которых являлись подводные холмы, не выходящие на уровень действия волн и являющиеся органогенной постройкой в чистом виде, образуют сравнительно простую ловушку. Рифы, палеогеографической формой которых служат острова и отмели, разрушающиеся под действием волн, образуют более сложную ловушку, которая включает биогермное ядро и сопутствующие ему фации — лагунные, биокластические на склонах и др. Нефтегазоносные биогермы и рифы весьма многочисленны. В качестве примера нефтегазоносных биогермов можно привести среднесилурийские биогермы серии Ниагара Мичиганского и Иллинойского бассейнов США; примеры нефтегазоносных рифов — нижнепермские рифы Предуралья Краевого прогиба, верхнепермские рифы Кэпитен Пермского бассейна США, девонские рифы Западной Канады и др.

Палеогеоморфологические ловушки в ряде случаев влияют на формирование или даже определяют образование других типов ловушек. Можно рассмотреть некоторые примеры такого влияния.

Погребенный рельеф вызывает формирование в вышележащих отложениях новых палеогеоморфологических ловушек. Известно, например, что многие рифы начинают расти на древних дюнах (Harrington, 1962), останцах и других локальных поднятиях экзогенного и эндогенного происхождения (Кузнецов, 1971). По древним долинам нередко происходит накопление наложенных русловых отложений. Такие случаи описаны, в частности, в пределах Кызылкумов (Пятков, Пяновская, 1968).

Наличие палеогеоморфологической ловушки нередко определяет появление в вышележащих отложениях положительного атектонического поднятия (структуры уплотнения), которое может служить ловушкой. Оно формируется при неравномерном уплотнении пород разного литологического состава. Песчаники в руслах уплотняются значительно слабее расположенных в межрусловых зонах глинистых пород, вызывая образование над ними поднятий. Такие формы описаны в Волго-Уральской нефтеносной области и Нижнем Поволжье (Бобров, 1961; Кузнецов, Пийц, 1966; Софроницкий, Фаттахутдинов, 1967). В других случаях, например, над рифом глинистые толщи имеют меньшую мощность, чем вне его. Соответственно эффект уплотнения сказывается в межрифовой зоне сильнее и над рифом образуются положительные структурные формы (Кузнецов,

1971; Софроницкий, Фаттахутдинов, 1967). В атектонических поднятиях, образующихся за счет облекания погребенных куэст, известны залежи газа (Кузнецов, Хенвин, 1970).

Погребенный рельеф благоприятствует образованию литологических ловушек, так как при седиментации над поднятиями дна бассейна образуются более грубые, песчаные осадки, в то время как в окружающих понижениях осаждаются тонкозернистые илы.

Важную роль играют континентальные перерывы, обуславливающие образование субэкральных палеотопографических форм. При процессах поверхностного выветривания, выщелачивания, карста формируются литологические ловушки (за счет локального появления резервуара-коллектора, среди непроницаемых пород). Эти же процессы ведут нередко к улучшению коллекторских свойств пород, слагающих другие типы ловушек. Наконец, после перерыва может происходить запечатывание выведенных на дневную поверхность коллекторов окисленной, закированной нефтью, перекрытием непроницаемыми толщами и др.

В настоящее время ведущую роль среди палеогеоморфологических ловушек играют рифы и биогермы, в меньшей степени русловые и баровые песчаные тела. Другие виды имеют подчиненное значение главным образом вследствие малой изученности этих форм. С развитием нефтяной и газовой промышленности возрастает роль залежей, связанных с палеогеоморфологическими ловушками. Это диктует необходимость выработать критерии их поисков и, в частности, широко применять палеогеоморфологические исследования.

ЗОНАЛЬНОСТЬ СОЛЯНЫХ КУПОЛОВ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В настоящее время внимание исследователей привлекают закономерности строения соляных куполов и их расположения в зависимости от структурных особенностей подсолевого ложа и кристаллического фундамента.

Такой подход требует комплексного анализа всей суммы геологических данных, накопленных в процессе геологопоисковых работ. Однако до последнего времени многие авторы уделяли основное внимание закономерностям расположения соляных куполов в связи с особенностями распределения мощностей надсолевого комплекса или отдельных его ярусов (Косыгин, Швембергер, Никитина, 1948; Неволин, 1951). Некоторые исследователи (Васильев, Демидов, Чарыгин, 1966; Демидов, 1969; Косыгин, 1958; Неволин, 1947; Соколов, Свиточ, 1970; Харитонов, 1955) высказывали предположения о наличии глубинных разломов в фундаменте и о влиянии их на структурный план подсолевого ложа и формирование соляных куполов. Комплексное же районирование юго-восточной части Прикаспийской впадины не проводилось, а выделение отдельных зон часто основывалось на анализе одной или двух особенностей. Так, например, выделение Эмбенской зоны сложилось исторически и основывалось на географическом районировании с учетом ее известной нефтеносности.

Принимая во внимание накопленный геологический материал по структуре поверхности фундамента, структурному плану подсолевого ложа, строению соляных куполов и надсолевых отложений, можно провести более полное тектоническое районирование юго-восточной части Прикаспийской впадины. Оказалось, что здесь выделяется серия самостоятельных структурных зон,

где соляные купола характеризуются специфическими особенностями. Каждая зона отличается определенным гипсометрическим положением соляного штока и специфическими особенностями строения кристаллического фундамента, поверхности подсолевого ложа, соленосной толщи и надсолевых отложений. В этих зонах довольно четко выделяются характерные закономерности в размещении соляных куполов, что, как правило, обусловлено наличием глубинных разломов. Об этом свидетельствуют результаты сейсмических исследований, проведенных различными организациями в последние годы.

Необходимо подчеркнуть, что если тот или иной региональный разлом фиксируется по поверхности фундамента, то он же наблюдается и по поверхности подсолевых отложений. Это свидетельствует о достаточно интенсивных вертикальных подвижках отдельных блоков фундамента по региональным разломам в последовонское время. Наличие таких крупных разломов позволяет условно наметить несколько характерных зон соляных куполов, где пространственное расположение соляных массивов и их развитие определяются главным образом глубинным строением территории и, в первую очередь, наличием крупных региональных разломов в фундаменте и подсолевых отложениях.

На основании комплексного анализа геологических и геофизических данных в юго-восточной части Прикаспийской впадины могут быть выделены семь самостоятельных структурных зон: Индеро-Зауральская, Доссорская, Сагизская, Эмбенская, Кенкиякская, Кулсаринская и Агниская (рис. 37).

Индеро-Зауральская (I) зона характеризуется наибольшим погружением кристаллического фундамента и подсолевого ложа. Многоэтапное длительное погружение этого района существенно отразилось на особенностях развития соляных куполов, их формировании и современной морфологии. Развитые здесь соляные купола имеют наибольшую высоту соляного штока. Эти штоки, как правило, прорывают весь комплекс надсолевых отложений или выходят на доплиоценовый срез.

Доссорская зона (II) отличается распространением сложных, разбитых множеством сбросов, крупных соляных куполов, длинные оси и грабены которых северо-восточного простирания. По направлению к периферии этой зоны четко выраженное северо-восточное простирание куполов несколько затушевывается, что объясняется, по-видимому, влиянием смежных тектонических зон.

Доссорская зона по поверхности кристаллического фундамента представлена крупным блоком, ограниченным со всех сторон региональными разломами, составляющими в плане равнобедренную трапецию. Наличие региональных разломов подтверждается сейсмическими профилями и комплексными гравимагнитными данными. Ввиду того, что Доссорский блок простирается с юго-запада на северо-восток, соляные купола ориентированы так же. Большинство куполов зоны имеют северо-восточное направление, поэтому на распределение пластичных гидрохимических осадков оказывают влияние разломы северо-восточного простирания.

Соляные купола зоны, как правило, в своде сложены пермо-триасовыми или юрскими отложениями и осложнены центральными грабенами.

Сагизская зона (III) характеризуется наличием разнообразных соляных куполов. Здесь имеются нормально развитые соляные купола, крылья которых разделяются центральными грабенами. В этой зоне распространены также однокрылые соляные купола — Каракудук, Кокблак, Кзылкуте и др. В целом преобладают купола северо-восточного и северо-западного простираний,

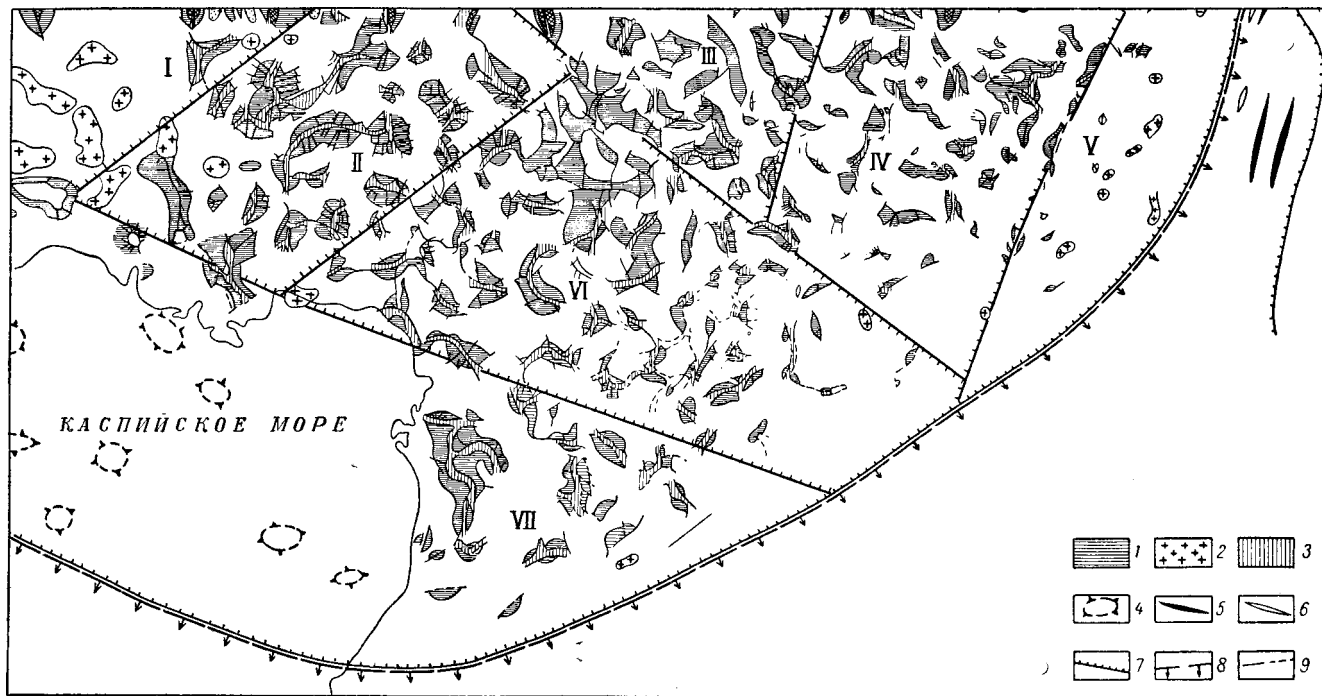


Рис. 37. Тектоническая схема юго-восточной части Прикаспийской впадины.

1 — соляные купола по данным геоморфологических исследований; 2 — соляные купола по данным гравиметрических исследований; 3 — грабены; 4 — поднятия под водами Каспийского моря; 5 — оси антиклиналей; 6 — оси синклиналей; 7 — региональные разломы; 8 — границы структурных элементов первого порядка; 9 — сбросы достоверные и предполагаемые.

что обусловлено наличием в фундаменте и подсолевых отложениях двух региональных разломов такого же направления.

Эмбенская зона (IV) отделяется от Сагизской региональным разломом. Эмбенский блок занимает более высокое гипсометрическое положение. Кроме того, в его пределах подсолевое ложе к востоку воздымается от 3—4 до 6—6,5 км.

В Эмбенской зоне наблюдается затухание соляной тектоники. Купола становятся меньше по размерам, преобладают однокрылые купола. Межкупольные участки более обширные и занимают в несколько раз большую площадь, чем сами купола. Купола в большинстве случаев имеют субмеридиональное простираение, которое, вероятно, обусловлено как влиянием Уральской складчатой системы, так и наличием регионального, меридионально простирающегося Четырлинского разлома в фундаменте.

Наряду с мелкими соляными куполами в этой зоне изредка встречаются и более крупные, удлиненной формы купола — Жидели, Курдак и др. Эти купола ориентированы бессистемно, что обусловлено более интенсивными горизонтальными деформациями, которые вызывают разностороннюю транспортировку пластичных гидрохимических масс.

Мульды Эмбенской зоны обширны по размерам и имеют чашеобразную форму. В центре наиболее крупных мульд образовались глубоко погруженные локальные соляные купола, в том числе и рудиментарные структуры.

Кенкиякская зона (V) характеризуется развитием небольших соляных массивов, простирающихся в меридиональном направлении в строгом соответствии с особенностями подсолевой структуры и расположением глубинных разломов. Здесь распространены «сквозные» мульды, а межкупольное пространство несоизмеримо больше по площади, чем соляные купола. Благодаря наличию «сквозных» мульд в этой зоне возможна вертикальная миграция нефти и газа из подсолевых отложений в пермо-триасовый комплекс пород. Соляные купола Кенкиякской зоны невелики по размерам и часто имеют однокрылое строение.

Кулсаринская зона (VI) отличается широким распространением разноориентированных соляных структур и большим разнообразием строения. Здесь наряду с крупными соляными куполами с центральным грабеном в своде присутствуют мелкие купола, характеризующиеся однокрылым строением. Соляные массивы простираются с запада и северо-запада на юг и юго-восток.

Агниская зона (VII) расположена на юге Прикаспийской впадины, восточнее Каспийского моря. Для зоны характерно развитие разноориентированных соляных куполов, ориентировка которых находится в тесной зависимости от глубинной тектоники. На севере купола простираются субширотно, что, по-видимому, обусловлено наличием здесь восточного продолжения Азгирского разлома. В центральной части зоны распространены меридионально ориентированные купола (Агни, Карарна, Аккудук и др.). В центральной части зоны развиты наиболее крупные соляные купола со сложной сетью разрывных нарушений в надсолевом комплексе. Юго-восточная часть зоны отличается распространением мелких соляных куполов, имеющих однокрылое строение и простирающихся, как правило, параллельно основному разлому, обрамляющему с юго-востока Прикаспийскую впадину.

Таким образом, комплексный анализ геолого-геофизических материалов о глубинном строении юго-восточной части Прикаспийской впадины и сопоставление их с результатами геологосъемочных и геологопоисковых работ

позволяют уточнить геологическое строение исследованной территории, выделить самостоятельные зоны развития специфических соляных куполов, выявить определенные закономерности в их распространении и дать оценку перспектив нефтегазоносности.

С одними куполами связаны богатейшие месторождения нефти, с другими — незначительные скопления углеводородов. Это объясняется особенностями развития и различным геологическим строением солянокупольных структур. Поисково-разведочные работы необходимо вести лишь на тех соляных куполах, которые по комплексу структурных, стратиграфических, литологических и морфологических условий наиболее благоприятны для формирования крупных залежей.

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКИХ ПЛИТ СССР

Региональная тектоника и нефтегазоносность

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Обобщение отечественных и зарубежных материалов по изменению мощностей земной коры, выполненное на кафедре Геологии МИНХ и ГП, позволило составить схематическую карту пространственного распределения мощностей коры мира масштаба 1 : 15 000 000 (рис. 38). Были учтены работы В. В. Белоусова, Н. А. Беляевского, В. Г. Бондарчука, А. А. Борисова, Б. Гутенберга, Т. Гэскелла, Р. М. Деменицкой, И. П. Косминской, Ф. Пресса, В. Е. Хаина, М. Юинга и многих других отечественных и зарубежных авторов.

Анализ полученной схемы позволяет отметить ряд особенностей в пространственном распределении мощностей земной коры. Главнейшей особенностью является неоднородное пространственное распределение мощностей коры от 2—5 до 65—75 км. Как известно, выделяют три основных типа коры: континентальный, океанический и промежуточный (рис. 39).

Континентальный характеризуется трехслойным строением. В состав коры входят (снизу вверх) базальтовый, гранито-гнейсовый и осадочный слои. В некоторых случаях осадочный слой может отсутствовать, а базальтовый может быть выражен недостаточно четко; однако всегда присутствует гранито-гнейсовый слой, в котором скорость распространения упругих колебаний около 6 км/с.

Океанический тип коры характеризуется обязательным наличием базальтового слоя (скорость распространения упругих колебаний 6,5—7,0 км/с), небольшой мощностью осадочного слоя и отсутствием гранито-гнейсового слоя.

Эти два типа коры — главные определяющие и имеют преобладающее распространение на земном шаре.

Промежуточный тип коры занимает промежуточное положение между континентальным и океаническим типами и подразделяется на субконтинентальный и субокеанический подтипы. Первый связан обычно с участками суши — это вулканические острова и островные дуги океанов. В состав его входят все три слоя, однако мощность их значительно меньше мощности

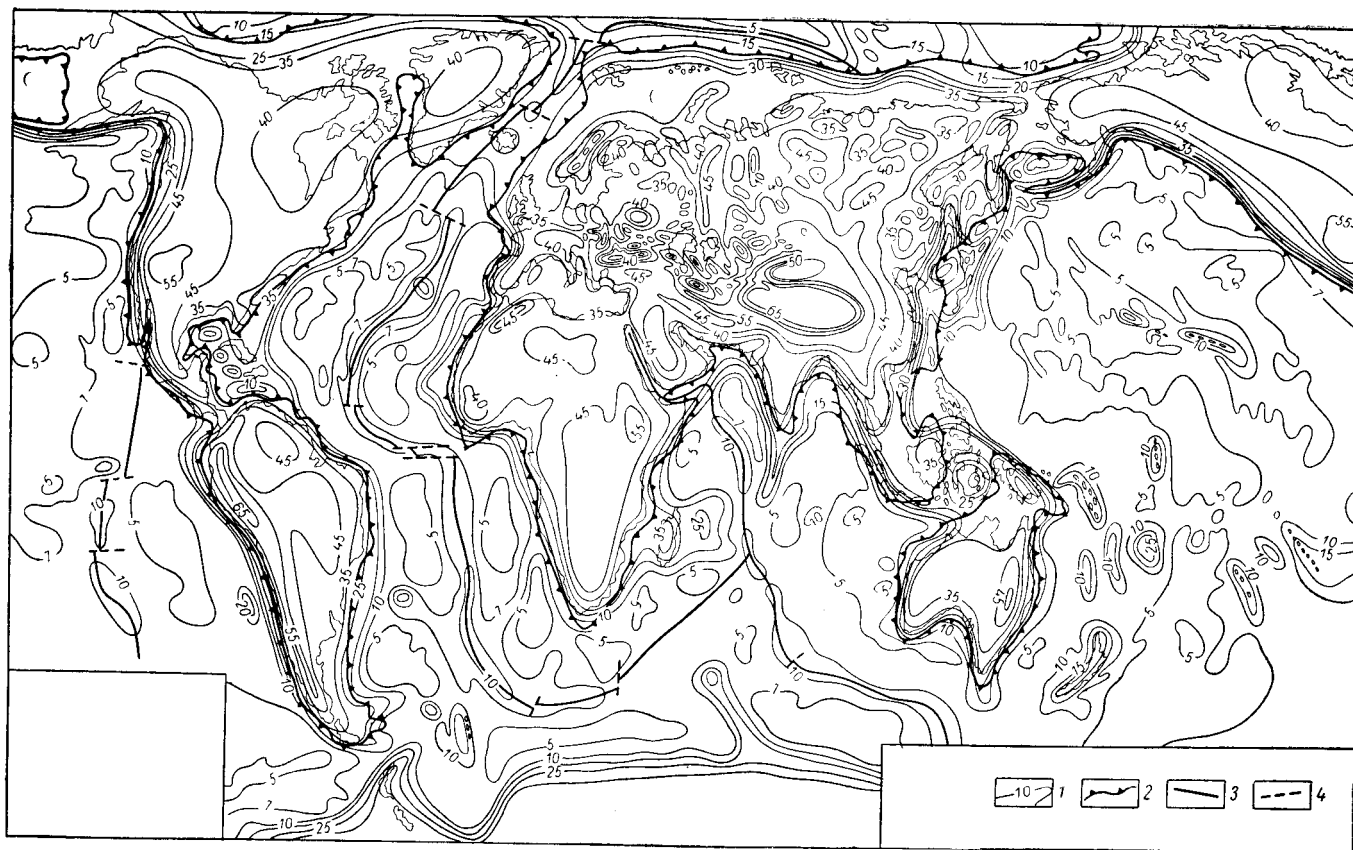


Рис. 38. Схема распределения мощностей земной коры (составлена Ю. М. Васильевым, В. П. Гавриловым, Н. И. Зубовым, А. В. Шемшуриным по материалам В. В. Белоусова, Н. А. Беляевского, А. А. Борисова, Р. М. Деменицкой, И. П. Косминской и др.).

1 — изолинии равных мощностей, км; 2 — граница континентального уступа; 3 — рифтовая зона; 4 — некоторые разломы, смещающие рифты.

соответствующих слоев континентальной коры. Кроме того, гранито-гнейсовый слой характеризуется скоростью распространения колебаний около 6,5 км/с. Возможно, что к этому подтипу относится и кора некоторых участков океанических хребтов.

Субокеанический подтип промежуточной коры по своему строению и составу близок к океаническому, но отличается большой мощностью осадочного слоя соизмеримого с базальтовым. Такая кора обнаружена в пределах ряда внутриконтинентальных и окраинных морей.

Рассмотрим территории земного шара, обладающие различным строением коры, и попытаемся наметить особенности пространственного распределения мощностей коры в их пределах.

Территории с континентальной корой охватывают континенты, континентальные отмели (шельфы) и некоторые крупные острова (Мадагаскар, Новая Гвинея, Гренландия, Сахалин и др.). На эти области приходится примерно 40% общей площади земного шара.

Мощность коры в их пределах колеблется от 35 до 70—75 км, в среднем составляет 40—45 км. Здесь можно выделить области увеличения мощности коры под горноскладчатыми сооружениями, щитами и массивами древних платформ; области сокращения мощности коры под межгорными впадинами, синеклизмами и линейно вытянутыми грабенами фундамента.

Области увеличения мощности коры под горноскладчатыми сооружениями фиксируются в субширотной средиземноморской зоне, охватывающей районы Тибета, Гималаев, Саян, Алтая, Тянь-Шаня, Памира, Копетдага, Эльбруса, Кавказа, Анатолии, а также под Альпами, Карпатами, Уралом, Атласом, Австралийскими Кордильерами, Кордильерами Северной Америки, Андами, в ряде мест Приверхоянья (Верхоянский хребет) и Дальнего Востока.

Мощности коры меняются здесь от 45 до 70—75 км, в среднем составляя 50—55 км. Максимальные мощности (70—75 км) зафиксированы в районе хребта Гиндукуш.

Увеличение мощности коры под горноскладчатыми сооружениями подтверждает идею о существовании «корней гор». В большинстве своем горным хребтам соответствуют зоны с утолщенной земной корой. Однако в ряде мест имеются и отклонения от этого правила. Отсутствуют «корни гор» под Пириньями, Аппалачами, Береговыми хребтами Северо-Американских Кордильер, на юге Африки (Драконовы горы и др.), Колымской горноскладчатой зоной (Корякское нагорье), Камчаткой и др. Следует учесть, что последние районы недостаточно изучены.

Существовало мнение об отсутствии корней под Уральскими горными сооружениями (Деменчикя, 1967). Исследования последних лет показали, что здесь наблюдается относительное увеличение мощности коры до 45 км (Беляевский и др., 1970). Эта область узкой полосой протягивается в субмеридиональном направлении на всем простирании Урала (рис. 38).

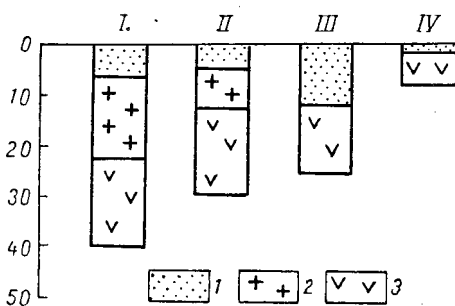


Рис. 39. Типы земной коры.

I — континентальный; промежуточный; II — субконтинентальный; III — субокеанический; IV — океанический.
Слой: 1 — осадочный; 2 — гранито-гнейсовый; 3 — базальтовый.

Области увеличения мощности коры под щитами и массивами древних платформ прослеживаются практически во всех регионах мира. В пределах Балтийского щита мощность коры достигает 42—45 км; Воронежской антеклизы — 45—50; Украинского щита — 45—50; Алданского щита — 45; Канадского щита — 40—55; Гвианского и Центрально-Бразильского щитов — 45; Туарегского массива — 45; Центрально-Африканского щита — 45—55 км.

Мощность коры под щитами меняется от 40 до 55 км, в среднем составляет 45—50 км. Интересно, что мощность коры увеличивается в одних случаях за счет гранито-гнейсового слоя (осадочный слой в районе щитов отсутствует), который образует гигантские «линзы» под щитами и массивами древних платформ (Алданский щит, Енисейский массив); в других — за счет «раздутья» мощности базальтового слоя (Воронежский массив).

Увеличение мощности коры под щитами прослеживается не всегда (например, Алданский массив, Индийский щит, Западно-Австралийский щит, многочисленные массивы Австралии). В некоторых случаях это может быть объяснено опять-таки отсутствием более детальных глубинных исследований.

В пределах территорий с континентальной корой выделяются области сокращения мощностей коры до 35 км. Как правило, они соответствуют межгорным впадинам (Ферганская) или синеклизам и линейно-вытянутым грабенам фундамента (авлакогенам). Наиболее отчетливо это видно на примере территории СССР, которая характеризуется более детальной изученностью (Беляевский и др., 1970). Области сокращения мощностей коры здесь выделяются в районе Днепровско-Донецкой впадины; Вятского, Беломорского, Московского авлакогенов; Ханты-Мансийской, Печорской синеклиз и др. Аномальное увеличение мощности коры до 45 км наблюдается в пределах Тунгусской синеклизы и Колтогоро-Уренгойского мегапрогиба Западно-Сибирской плиты (рис. 38).

Анализ особенностей распределения мощностей континентальной земной коры не подтверждает взгляды ряда исследователей о различии мощности коры в пределах разновозрастных платформ (Деменицкая, 1967).

Принципиальная разница мощностей земной коры древних и молодых платформ отсутствует (табл. 12). В среднем мощность коры платформенных областей колеблется от 35—40 до 45—50 км.

Таблица 12

Изменение мощности коры платформенных областей

Платформы		Пределы мощностей коры, км
Древние	Северо-Американская	35—45
	Южно-Американская	35—45
	Африканская	35—45
	Восточно-Европейская (без учета Прикаспийской синеклизы)	35—50
	Сибирская	35—40
	Индийская	35—40
	Австралийская	35—?
	Восточная Антарктида	35—50
Молодые	Западно-Сибирская	35—45
	Скифско-Туранская	35—45

Территории с океанической корой приурочены к внутренним областям океанов и охватывают до 40—45% площади земного шара. Мощности коры достигают здесь своего минимума и колеблются от 2—5 до 10 км. Распределение мощностей коры происходит равномерно, без такой сравнительно резкой дифференциации как на территориях с континентальной корой. Минимальные мощности — 5 км и менее фиксируются в пределах океанических, абиссальных впадин, по мере удаления от них мощности возрастают до 7 и даже 10 км.

Территории с промежуточной корой занимают до 15—20% общей площади поверхности Земли. В эту категорию входят окраинные и внутриокеанические острова, окраинные и внутриконтинентальные моря и, вероятно, отдельные районы срединноокеанических хребтов. В общем для этих территорий, несмотря на принципиальные различия в их строении, характерны мощности коры от 10 до 35 км.

В составе этих территорий выделяют области с субконтинентальной и субокеанической кораи.

Территории с субконтинентальной промежуточной корой охватывают окраинные и внутриокеанические острова и некоторые районы срединно-океанических хребтов. Для них характерны мощности от 15 до 35 км. В строении коры выделяют три слоя: базальтовый, гранито-гнейсовый сокращенной мощности и осадочный. Такое строение коры присуще окраинным и внутриокеаническим островам. Типичный пример территорий с промежуточной корой субконтинентального подтипа — окраинные острова Тихого океана — Курильские, Японские, Филиппинские, Большие и Малые Зондские, Меланезийские, Новозеландские, Антильские и др. Мощность коры в пределах этих островов, как правило, составляет 30—35 км.

Значительно меньшей мощностью характеризуются внутриокеанические острова — Туамоту, Лайн, Фиджи, Гилберта, Кергелен, Хуан-Фернандес и др. Мощность коры здесь не превышает 15—20 км, в среднем 10—15 км. Для этих районов наблюдается менее четкая выраженность гранито-гнейсового слоя.

Ряд внутриокеанических островов, расположенных в западной и центральной частях Тихого океана и обладающих повышенной мощностью коры (до 10—15 км), объединяется в крупное поднятие Дарвина, протягивающееся в северо-западном направлении на расстояние свыше 10 000 км. В районе экватора (о. Пасха) поднятие пересекается срединно-океаническим хребтом. Такое наложение структур дает основание считать возраст поднятия Дарвина более древним по сравнению со срединно-океаническим хребтом. В соответствии с современными представлениями о кайнозойском возрасте срединно-океанических хребтов можно возраст поднятия Дарвина оценить как меловой или юрский.

Особый интерес среди территорий с промежуточной корой субконтинентального подтипа представляют некоторые районы срединно-океанических хребтов — район островов Исландия, Азорские, Тристан-да-Кунья, Буве, Пасха и др. (рис. 38).

Геофизическими исследованиями здесь установлено увеличение мощности земной коры до 10 км. А. Куком было обращено внимание на то, что в этих районах в низах коры появляется слой со скоростью распространения колебаний 7,3—7,7 км/с. Нижняя граница слоя четко не определялась, что позволило предположить наличие здесь «промежуточной зоны» между корой и мантией, которую А. Кук назвал «смесь коры и мантии» (Деменицкая, 1967). Если эту «смесь» считать одним из слоев коры, то толщина ее возрастает под срединно-океаническими хребтами, что дает основание выделить

кору в этих зонах, как промежуточную субконтинентального подтипа. Не исключено, что этот подтип коры целесообразно выделить в самостоятельный тип — кору срединно-океанических хребтов.

Территории с субокеанической промежуточной корой занимают акватории окраинных и некоторых внутриконтинентальных морей — Берингово, Южная часть Охотского, Японское, Восточно- и Южно-Китайские, Сулавеси, Карибское, Мексиканский залив, а также Средиземное, Черное и южную часть Каспийского моря.

Кора этих районов имеет двухслойное строение — базальтовый и осадочный слои. Причем мощности этих слоев соизмеримы друг с другом и в сумме достигают 10—15 км.

Кора субокеанического подтипа зафиксирована также в пределах Прикаспийской синеклизы. По данным Н. А. Беляевского и других, в центральной части синеклизы мощность коры сокращается до 15 км за счет выклинивания гранито-гнейсового слоя.

Таким образом, анализ пространственного распределения мощностей земной коры показывает, что они претерпевают сложные изменения, колеблются от 2—5 до 70—75 км. Такое существенное изменение мощностей коры зависит от архитектуры верхней мантии.

Наиболее сложны пространственные изменения мощностей коры в пределах материков. Причем чем крупнее материк с более расчлененным рельефом, тем значительнее колебания мощностей коры в его пределах. Так, наиболее существенные изменения мощности коры наблюдаются на Евразийском континенте, а наименее существенные — на Австралийском.

У океанов наблюдается обратная картина — более крупные океанические территории характеризуются более простым изменением мощностей коры. Наиболее сложно оно в районе Атлантического океана и наименее — в районе Тихого океана. Самое простое изменение мощностей в областях абиссальных океанических впадин (территории океанического ложа).

Эти особенности изменения мощностей коры приводят к выводу о том, что архитектура верхней мантии Земли очень сложна, что определяется в основном процессами изостазии, зависящими от комплекса внутренних и внешних причин. Это характеризует нашу планету как высокоразвитую саморегулирующую систему, обладающую большими возможностями для совершенствования.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЭПИПАЛЕЗОЙСКИХ ПЛИТ В СССР

В составе молодых платформ Союза, занимающих около 27% территории страны, выделяют три крупных области широкого развития осадочного чехла: Западно-Сибирскую, Туранскую и Скифскую плиты. Эти регионы — объекты для проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ. В первую очередь это относится к Западно-Сибирской и Туранской плитам. В результате широких поисково-разведочных работ накоплен значительный геолого-геофизический материал, который позволил выявить общие черты в строении и развитии эпипалеозойских плит Союза. Важнейшие из них, по нашему мнению, следующие: возрастная гетерогенность фундамента, наличие орогенного комплекса формаций, существование в чехле крупных областей поднятий и прогибаний (антеклиз и синеклиз); ведущая роль разрывной тектоники.

Возрастная гетерогенность фундамента эпипалеозойских плит выражается в существовании крупных блоков земной коры — сегментов по А. А. Бакирову и др. (1963), геоблоков по Л. И. Красному (1967), составляющих складчатый фундамент плит и имеющих суверенное развитие. Последнее проявляется прежде всего в различном возрасте консолидации этих геоблоков. Наиболее отчетливо свойство возрастной гетерогенности фундамента молодых платформ проявляется на примере Туранской плиты (Бакиров, Быков, Гаврилов, 1968; Гаврилов, 1970). Здесь можно выделить четыре разновозрастных геоблока: Мангышлакско-Устюртский, Кызылкумский, Карабогаз-Каракумский и Мургабский (рис. 40).

Мангышлакско-Устюртский геоблок (сегмент) охватывает территорию Мангышлака, Устюрта и ограничен на северо-западе Южно-Эмбенским региональным разломом, на востоке — системой уральских региональных разломов и на юго-западе — Карабогаз-Каракумским региональным разломом.

Датировать возраст консолидации фундамента Мангышлакско-Устюртского геоблока не представляется возможным. По-видимому, стабилизация этого участка Туранской плиты произошла либо одновременно с добайкальской Восточно-Европейской платформой, либо несколько позже — в раннепалеозойское (байкальское) время. В отличие от Восточно-Европейской платформы фундамент рассматриваемого геоблока в течение каледонского и герцинского циклов тектогенеза претерпел значительные изменения, в результате чего единая древняя глыба оказалась раздробленной на более мелкие блоки. В среднем, а возможно и в нижнем палеозое, в пределах данного геоблока происходит формирование орогенного комплекса формаций, который, по нашим представлениям, вскрыт скважинами на структурах Торесай и Жанаасу.

Кызылкумский геоблок (сегмент) охватывает территорию Кызылкумских палеозойских выступов южных отрогов Урала и Сырдарьинской впадины, ограничиваясь на западе Базайским и Западно-Аральским региональными разломами, на юге — Ташаузским и Бухарским региональными разломами и на северо-востоке — Каратауским дизъюнктивом. Орогенный комплекс формаций в его пределах представлен мощной молассовой толщей (до 8 км), состоящей из плотных массивных конгломератов и гравелитов пестрой окраски, возраст которых определяется как верхний карбон — нижняя пермь (Лихачев и др., 1963).

Карабогаз-Каракумский геоблок (сегмент) охватывает районы Карабогазья, Северных и Центральных Каракумов. На северо-западе он ограничен Карабогаз-Каракумским региональным разломом, на востоке — субмеридиональной Теджен-Питнякской зоной разломов, на юго-западе — глубинным Предкопетдагским региональным разломом. По данным В. С. Князева (Князев, 1969), в этом районе выделяется промежуточный комплекс, состоящий из двух толщ: нижней — каменноугольного и верхней — пермо-триасового возраста. Литологическая характеристика этих отложений, особенности распространения в пространстве позволяют выделять их в орогенный комплекс формаций, указывающий на раннегерцинский возраст стабилизации Карабогаз-Каракумского геоблока Туранской плиты.

Мургабский геоблок (сегмент) занимает территорию Юго-Восточной Туркмении и частично Западного Узбекистана. Ограничен на северо-востоке Бухарским региональным разломом, на западе — субмеридиональной Теджен-Питнякской зоной разломов. Установление возраста консолидации Мургабского сегмента наиболее затруднено, ибо в его пределах развит мощный

платформенный чехол и практически отсутствуют районы, где бы фундамент выходил на дневную поверхность или же вскрывался глубокими скважинами. В связи с этим высказываемые ниже соображения по геотектоническому районированию цоколя рассматриваемого региона наиболее дискуссионны.

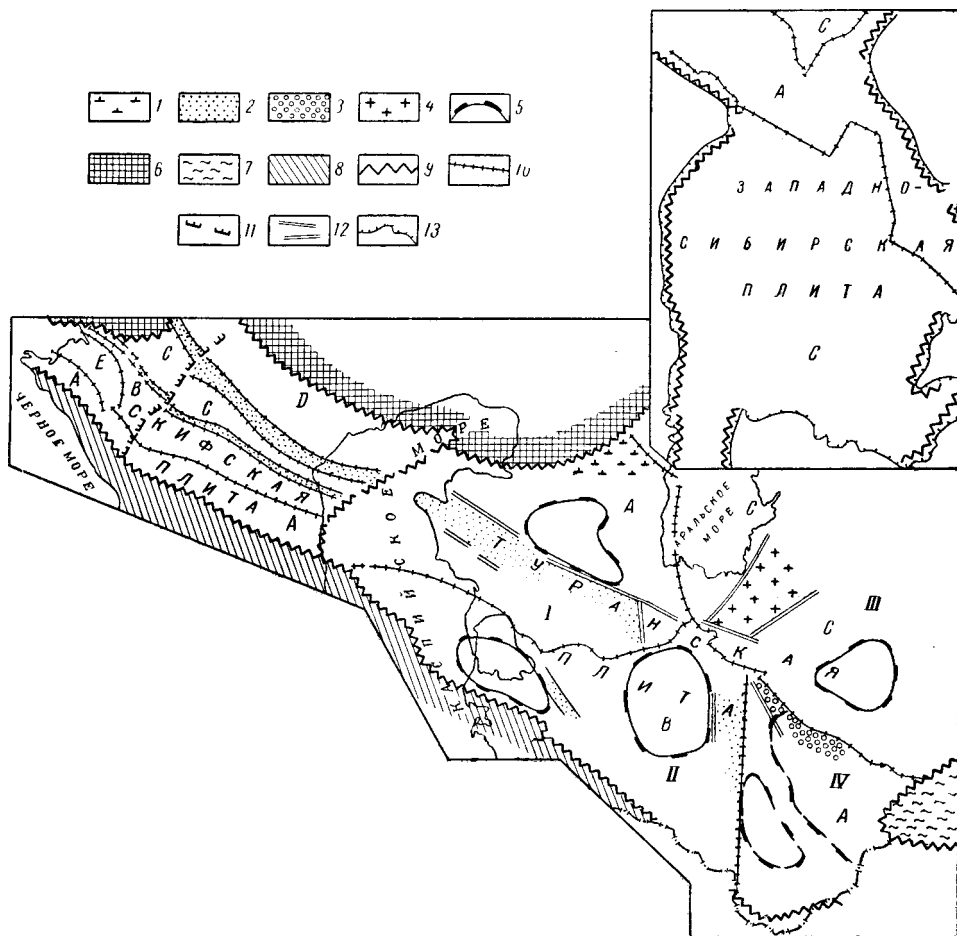


Рис. 40. Схема геотектонического районирования фундамента эпипалеозойских плит СССР (использованы материалы М. С. Бурштара, Б. С. Черноброва, Ю. Н. Швембергера, В. П. Маркевича, В. Д. Наливкина, В. А. Дездева, Н. В. Шаблинской).

Геоблоки Туранской плиты: I — Мангышлакско-Устьюртский, II — Каракогаз-Каракумский, III — Кызылкумский, IV — Мургабский.

Возраст фундамента геоблоков: А — байкальский (?), В — раннегерцинский, С — герцинский, D — позднегерцинский, E — раннемезозойский.

Возраст авлакогенов: 1 — нижне-среднепалеозойский, 2 — верхнепалеозойский, 3 — нижне-мезозойский (триас, юра); 4 — Бельтауская зона дробления Туранской плиты; 5 — границы срединных массивов Туранской плиты (достоверные и предположительные); 6 — древняя Восточно-Европейская платформа; 7 — область эпиплатформенной активизации; 8 — альпиды; 9 — краевые швы; разломы; 10 — межгеоблоковые, 11 — надгеоблоковые, 12 — внутригеоблоковые; 13 — граница палеозойского обрамления Западно-Сибирской плиты.

Учитывая характер магнитного поля и его адекватность с магнитным полем Мангышлакско-Устьюртского геоблока, можно предположить древний (байкальский) возраст консолидации фундамента Мургабского геоблока (Гав-

рилов, 1970). Однако формирование орогенного комплекса формаций в его пределах значительно затянулось по сравнению с Мангышлакско-Устюртским сегментом и закончилось, по нашим представлениям, в конце триаса (Бакиров, Быков, Гаврилов, 1968).

Таким образом, в общей системе фундамента Туранской плиты во времени завершающей фазы складчатости можно выделить два древних геоблока байкальской консолидации — Мангышлакско-Устюртский и Мургабский; раннегерцинский — Карабогаз-Каракумский и герцинский — Кызылкумский.

Возрастная гетерогенность фундамента для Западно-Сибирской плиты доказывалась В. Д. Наливкиным и др. (1965). Авторы на основе анализа гравимагнитных полей выделяют в фундаменте этого региона две системы разновозрастных геоблоков: байкальской и герцинской консолидации (рис. 40). Древний геоблок располагается на севере Западной Сибири. На западе он причленяется к Сибирской платформе; на севере охватывает территорию Ямальского полуострова и Обской губы. К югу от этого геоблока прослеживается участок фундамента герцинской консолидации, в состав которого входит вся нижняя часть Западно-Сибирской плиты до Казахстанского массива.

По мнению указанных авторов, байкальский участок Западно-Сибирской плиты продолжается далеко на юг до районов среднего течения р. Оби, охватывая территории Сургутского и Нижневартовского сводов. Бурение последних лет показало, что в этих районах фундамент имеет герцинский возраст (Гарецкий, 1969). Граница между байкальским и герцинским геоблоками фундамента плиты проходит, вероятно, значительно севернее. Возможно, что такой границей является зона Байдаракского и Таз-Колпашевского разломов.

В пределах Скифской плиты также выделяют разновозрастные геоблоки фундамента субширотной протяженности (Бурштар, Чернобров, Швембергер, 1971). Здесь можно наметить четыре системы геоблоков байкальской, раннегерцинской, позднегерцинской и раннемезозойской (раннекимерийской) консолидаций (рис. 40). Геоблоки резко вытянуты и протягиваются согласно общей «кавказской» ориентации. Наблюдается последовательное омоложение возраста консолидации геоблоков фундамента по мере приближения к древней Восточно-Европейской платформе от байкальского возраста до позднегерцинского. Раннемезозойский геоблок фиксируется на западе Скифской плиты в районе Ейско-Березанских дислокаций чехла.

Таким образом, в составе фундамента эпипалеозойских плит можно выделить геоблоки от байкальского (докембрийского) до раннемезозойского (кимерийского) возрастов консолидации. Границами разновозрастных геоблоков фундамента во всех случаях являются региональные разломы, существование которых и предопределило их суверенное развитие.

Важная общая черта эпипалеозойских плит — наличие орогенного комплекса формаций, под которым понимается комплекс отложений, формирующийся на заключительных стадиях развития геосинклиналей (Херасков, 1970). В связи с этим орогенный комплекс выполняет неровности рельефа (межгорные впадины) и узкие грабенообразные впадины, возникающие и развивающиеся в период накопления орогенных формаций. Возраст орогенных формаций девонский — рэт-лейасский, зависит от возраста геоблока, где накапливаются эти формации. Характерны грабеи фундамента плит, сложенные моласами пермо-триасового возраста — Туаркыр, Балкуинский и другие грабены Турана; Челябинский, Тюменский и другие грабены Западной Сибири; Восточно-Маньчжский и Срединно-Предкавказский грабены Скифской плиты.

Мощности орогенных формаций, выполняющих эти грабены, достигают 3—4 км. Орогенные комплексы представляют интерес в нефтегазоносном отношении, они обладают удовлетворительными коллекторами и покрывками и могут вмещать в себя залежи углеводородов.

В целом нижний структурный этаж эоценозойских плит включает два подэтажа: складчатый фундамент и орогенный комплекс формаций.

В составе верхнего структурного этажа эоценозойских плит (платформенного чехла) можно выделить определенный набор крупных геоструктурных элементов (антеклизы и синеклизы), обладающих различным режимом развития. Для антеклиз характерны восходящие формы колебательных движений в начальные периоды платформенного развития (пермо-триас, нижняя юра), сменяющиеся впоследствии замедленным прогибанием. В результате происходит сокращение мощности разреза, который не превышает 2—2,5 км. Примером могут служить Северо-Сосьвинская, Среднеобская, Ямальская, Нижнегазовская и другие антеклизы Западно-Сибирской плиты; Карабогаз-Каракумская и Кызылкумская антеклизы Турана.

Синеклизы характеризовались устойчивым прогибанием в течение всей истории своего развития, мощности осадочного чехла достигают здесь 7—8 км и более. Это Ханты-Мансийская, Усть-Енисейская, Нижнеиртышская синеклизы Западно-Сибирской плиты; Мангышлакско-Каракумская и Мургабская (Амударьинская) синеклизы Туранской плиты. Названные геоструктурные элементы осложнены сводами и впадинами, валами и прогибами.

Наконец, важнейшая общая черта эоценозойских плит — это широкое развитие разрывной тектоники. Наличие сетки крупных (региональных) разломов в значительной степени предопределило строение и развитие плит и оказало, в некоторых случаях, значительное влияние на формирование зон нефтегазонакопления.

В зависимости от роли разломов в геотектоническом районировании эоценозойских плит, нами выделяются четыре основных типа региональных разломов: краевые швы, межгеоблоковые, надгеоблоковые и внутриблоковые (рис. 41).

Краевые швы (разломы ограничения) — это такие региональные разломы или системы разломов, которые разграничивают молодые платформы и прилегающие платформы иного возраста (обычно более древние), эпигеосинклинальные и эпиплатформенные горноскладчатые сооружения и межгорные впадины. К этой категории относятся: Южно-Эмбенский, Преддонецкий, Южно-Туранский, Южно-Скифский, Предгиссарский и Каратауский краевые швы.

Межгеоблоковые региональные разломы делят фундамент молодых платформ на крупные геоблоки (сегменты). В пределах Туранской плиты, например, выделяются три подобные зоны разломов — субмеридионального, субширотного и северо-восточного направлений.

Первая зона разломов прослеживается на севере от южного окончания Урала до Теджена и уходит на юг до Оманского п-ова. Она состоит из двух звеньев, кулисообразно смещенных относительно друг друга: Западно-Аральский региональный разлом (северное звено) и Теджен-Питнякский региональный разлом (южное звено).

Субширотная зона разломов протягивается от западных дуг Тянь-Шаня через Бухаро-Хивинскую область к г. Нукусу. Она, так же как и субмеридиональная система, состоит из нескольких звеньев, кулисообразно смещенных относительно друг друга — это Бухарский и Ташаузский региональные разломы.

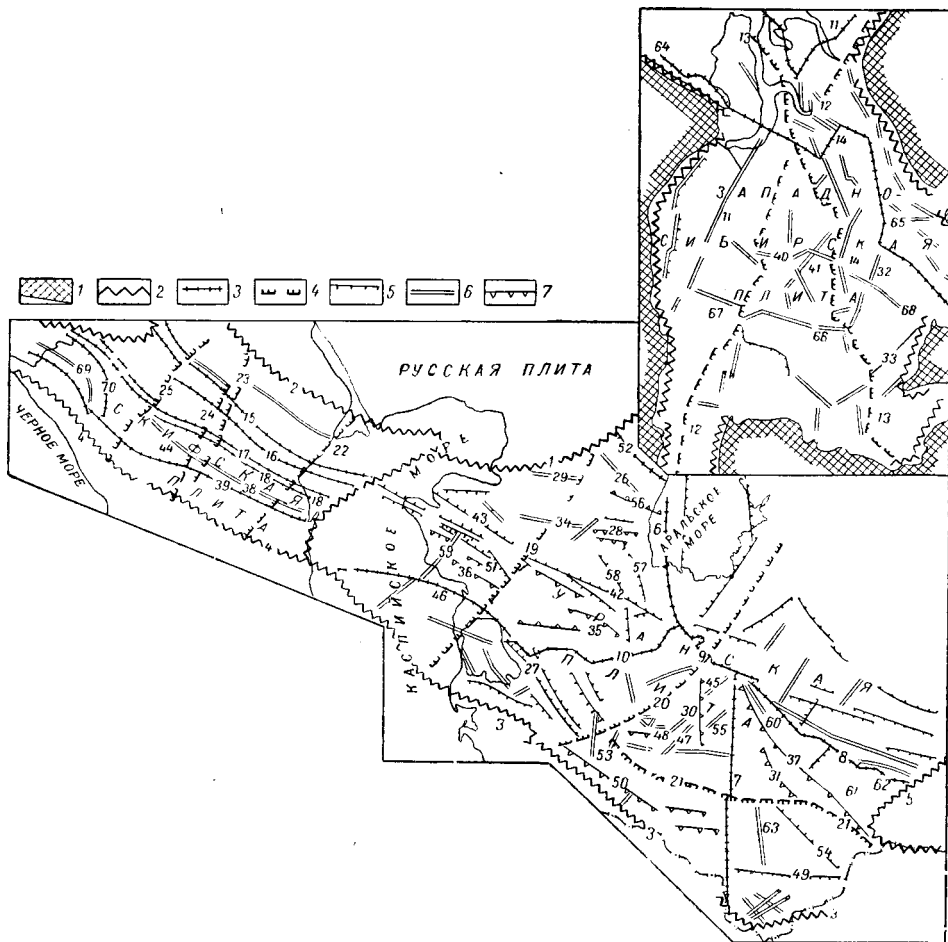


Рис. 41. Схематическая карта региональных разломов фундамента эпипалеозойских плит СССР.

1, 2, 3, 4 — см. рис. 40. Внутригеоблоковые разломы: 5 — разграничивающие; 6 — осложняющие; 7 — параградные (ступенеобразующие).

Региональные разломы эпипалеозойских плит СССР (цифры на рисунке): 1 — Южно-Эмбенский; 2 — Преддонецкий; 3 — Южно-Туранский; 4 — Южно-Скифский; 5 — Предгиссарский; 6 — Западно-Аральский; 7 — Таджен-Питнякский; 8 — Бухарский; 9 — Ташаузский; 10 — Карабогаз-Каракумский; 11 — Западно-Обьгуровский; 12 — Восточно-Обьгуровский; 13 — Западно-Колтогороуенгойский; 14 — Восточно-Колтогороуенгойский; 15 — Северо-Маньчский; 16 — Южно-Маньчский; 17 — Расшеватовско-Кочубеевский; 18 — Ставропольско-Мектебский; 19 — Западно-Устюртский; 20 — Центрально-Туркменский; 21 — Южно-Туркменский; 22 — Аргуно-Каспийский; 23 — Арзгирский; 24 — Мирненский; 25 — Западно-Ставропольский; 26 — Косбулакский; 27 — Туаркырский; 28 — Южно-Актумсукский; 29 — Мынсуалмасский; 30 — Сакарчагинский; 31 — Багадзинский; 32 — Тымский; 33 — Убинский; 34 — Арстановский; 35 — Шахнахтинский; 36 — Жетыбай-Узеньский; 37 — Амударьинский; 38 — Каясулинский; 39 — Краевой; 40 — Среднеобский; 41 — Верхнесальмский; 42 — Центрально-Устюртский; 43 — Северо-Мангышлакский; 44 — Черкесский; 45 — Ачакский; 46 — Северо-Карабогазский; 47 — Артыкский; 48 — Коюнский; 49 — Бадхыз-Карабыльский; 50 — Карабахшинский; 51 — Южно-Бекешбашгудукский; 52 — Базайский; 53 — Модарский; 54 — Учаджинский; 55 — Беурдешикский; 56 — Кассарминский; 57 — Аламбекский; 58 — Восточно-Яркимбайский; 59 — Карагинский; 60 — Биргуллинский; 61 — Самантепинский; 62 — Аляудинский; 63 — Байрамалийский; 64 — Ямальский; 65 — Таз-Колпашевский; 66 — Иртынский; 67 — Шаймский; 68 — Обский; 69 — Новотиторский; 70 — Северо-Каневский.

Северо-восточный межгеоблоковый Карабогаз-Каракумский региональный разлом простирается от западных берегов Каспия (район Карабогазгольской косы) до г. Нукуса. Обращает на себя внимание изломанность этого разлома (так же, как и Ташаузского). Это объясняется тем, что подобные разломы располагаются на стыке двух разновозрастных и разнонаправленных складчатых систем, что и привело к созданию между ними такой «шестеренчатой» границы.

Карабогаз-Каракумский региональный разлом состоит из отдельных звеньев кулисно смещенных относительно друг друга и четко выражен в естественных геофизических полях.

Общая черта рассмотренных межгеоблоковых зон разломов — прерывистость и кулисообразное смещение отдельных звеньев относительно друг друга.

К этой категории разломов в пределах Западно-Сибирской плиты относятся Западно-Обьпуровский, Восточно-Колтогороурунгойский разломы; на Скифской плите — Северо- и Южно-Маньчские, Расшеватовско-Кочубеевский, Ставропольско-Мектебский и др.

Надгеоблоковые региональные разломы занимают особое место в системе крупных разломов молодых платформ. Они имеют значительную протяженность и прослеживаются в пределах нескольких геоблоков. К ним относятся Западно-Устюртская, Южно-Туркменская зоны (Туранская плита); Восточно-Обьпуровская и Западно-Колтогороурунгойская зоны (Западно-Сибирская плита); Аргуно-Каспийский, Арзгирский, Мирненский, Западно-Ставропольский региональные разломы (Скифская плита).

Внутригеоблоковые разломы прослеживаются обычно в пределах одного геоблока. Они выполняют роль естественных границ крупных геоструктурных элементов, создают тектонические ступени по фундаменту, дробят геоструктурные элементы на более мелкие структуры. Эти разломы классифицированы на разделяющие, ступенеобразующие (параградные по А. Г. Бабаеву и др.) и дробящие.

Разломы эпипалеозойских плит отличаются режимом своего развития, в соответствии с чем выделяются две основные группы разломов: неразвивавшиеся и развивавшиеся в период формирования чехла (Быков, Гаврилов, 1966; Гаврилов, 1970).

Разломы первой группы устанавливаются исключительно по градиентам магнитного, реже гравиметрического полей. В отложениях чехла, начиная с пермо-триасового периода, эти разломы не отражаются ни в характере распределения мощностей, ни в смене литолого-фациальных или формационных комплексов. К ним относятся Южно-Эмбенский, Западно-Устюртский, Центрально-Туркменский, Косбулакский, Эльбрус-Калауский и другие региональные разломы. Эти разломы обычно приурочены к областям более древней консолидации — Мангышлакско-Устюртский геоблок, Карабогазский, Каракумский, Ставропольский своды.

Развивавшиеся разломы (вторая группа) проявляются в отложениях чехла в виде градиента мощности или смены литолого-фациальных комплексов. В зависимости от особенностей своего развития эти разломы подразделяются на постоянно развивавшиеся и непостоянно развивавшиеся.

Постоянно развивавшиеся разломы характеризуются проявлением в течение всего этапа формирования чехла. Это проявление носило в одних случаях непрерывный, в других — прерывный характер.

Постоянно развивавшиеся разломы непрерывного развития формировались в течение всего платформенного этапа эпипалеозойских плит. Они отчет-

ливо фиксируются в низах осадочного чехла (пермо-триас, юра) резким сгущением изопахит, в дальнейшем их интенсивность проявления снижается. Разломы этой категории широко распространены в пределах Туранской плиты (Арстановский, Шахпахтинский, Жетыбай-Узеньский, Теджен-Питнякский, Бухарский, Амударьинский); Скифской (Южно-Маньчский, Арзгирский, Каясулинский, Краевой); Западно-Сибирской (Западно- и Восточно-Обьпуровские, Западно- и Восточно-Колтогороуренгойские, Среднеобский, Верхнесалымский разломы).

Отмечается определенная закономерность в распространении разломов непрерывного развития — они приурочены к бортовым участкам крупных областей устойчивого прогибания земной коры. Причем чем более значительная по размерам область прогибания, тем более крупные разломы этой группы связаны с ней.

К постоянно развивавшимся разломам прерывного развития относятся основные разломы Туранской плиты и некоторые разломы Скифской и Западно-Сибирской плит. Для них характерно активное развитие в начальные периоды формирования осадочного чехла (пермо-триас, юра), сменяющееся резким спадом активности или полным прекращением развития в меловой, палеогеновой и неогеновый периоды. На этом фоне выделяются эпохи возрождения разломов в конце юры, и в особенности в предсреднемиоценовое время. К этой группе разломов Туранской плиты относятся Туаркырские, Центрально-Устюртский, Северо-Мангышлакский, Каратауские, Тумгачинский. В пределах Скифской плиты — это Черкесский, Северо-Маньчский и другие разломы.

Непостоянно развивавшиеся разломы проявлялись либо в начальные, либо в конечные этапы формирования чехла. Это послужило основанием для выделения разломов раннего и позднего развития.

Непостоянно развивавшиеся разломы раннего развития характеризуются активным проявлением в пермо-триасовый, нижне-среднеюрский, верхнеюрский, а некоторые и в нижнемеловой периоды. Это Южно-Актумсукский, Мынсуалмасский, Сакарчагинский, Багаджинский, Расшеватовско-Кочубеевский, Тымский, Убинский и др.

Непостоянно развивавшиеся разломы позднего развития характеризуются конседиментационным проявлением в неоген-антропогеновый период, а некоторые из них уже и в палеогеновый период. До этого они не находят выражения в распределении мощностей отложений или литолого-фациальных комплексов. Разломы позднего развития развиты исключительно в северо-восточной части Туранской плиты, в юго-западных отрогах Гиссара — это разломы Денгизкульской группы поднятия, Рометанского прогиба, Ачакский разлом и др. Как правило, молодые разломы не выражены в геофизических полях.

Рассмотренные черты тектоники эпипалеозойских плит Советского Союза свидетельствуют о существовании общих определяющих закономерностей в строении и развитии этих регионов, что предопределило общность процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

ПРОБЛЕМА ОСВОЕНИЯ ГЛУБОКО ПОГРУЖЕННЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЭПИПАЛЕЗОЙСКИХ ПЛИТ СССР

Насущной задачей поисково-разведочных работ на нефть и газ в настоящее время является освоение глубоко погруженных комплексов.

До недавнего времени поисковые работы на нефть и газ охватывали глубины всего лишь до 2000—3000 м. В связи с этим 70% выявленных запасов

нефти в нашей стране концентрируются на глубине до 1800 м; 9% — на глубинах от 2400 до 3000 м и около 7% — на глубинах свыше 3000 м (Кузьмина, 1969). В то же время по ряду районов Советского Союза и в том числе по молодым платформам, площадь которых составляет более четверти от общей территории страны, исследованиями отмечалась тенденция увеличения запасов углеводородов с глубиной. Особенно четко это видно на территории Предкавказского передового прогиба, где сравнительно хорошо изучены глубины 4000—4500 м. Приуроченность сравнительно небольших запасов углеводородов к глубинам свыше 3000 м объясняется плохой изученностью глубоко залегающих возможно продуктивных пластов.

Существовало мнение, что на больших глубинах породы сильно уплотнены и не могут содержать воду, нефть или газ.

Опыт глубокого и сверхглубокого бурения опровергает эти опасения. Обобщение материалов по коллекторским свойствам глубоко погруженных комплексов США показывает, что на глубинах 4500—5000 м сохраняются достаточно хорошие терригенные коллекторы (эффективная пористость 28%, проницаемость 520 мД, месторождение Дельта-Вест; на месторождении Лейк-Берр при глубине 5000 м пористость песчаников составила 30%) (Лоджевская, 1971).

В Аралсорской сверхглубокой скважине на глубинах порядка 6 км обнаружены рыхлые песчаники.

С глубиной намечается увеличение пористости карбонатных пород. Например, на глубине свыше 6000 м пористость известняков свиты хантон (Техас) увеличивается от 8,5 до 18%, эффективная пористость карбонатов свиты арбокл — от 2—3% (глубина 3000 м) до 8,5% (глубина 7000 м).

Наряду с гранулярными коллекторами на больших глубинах резко возрастает роль трещинных коллекторов.

Предполагалось, что существенным недостатком сверхглубокого бурения будет большая стоимость скважины и недостаточная эффективность этого метода.

Опыт поисков залежей нефти и газа на глубинах свыше 3500 м опровергает эти сомнения. На 1/1 1968 г. в пределах Советского Союза пробурено свыше 600 скважин глубиной более 3500 м и открыто 62 залежи нефти и газа, в том числе 20 залежей на глубине свыше 4000 м. Из числа площадей, где велось бурение с целью поисков новых месторождений на глубинах более 3500 м за 1964—1967 гг. получили оценку 37 площадей, а из числа площадей, разбуривавшихся с целью поисков новых залежей, — 67 площадей. Успешность в первом случае составила 44,5% (открыто 17 месторождений), во втором — 68% (открыто 45 залежей). Сравнение этих показателей с соответствующими результатами глубокого поискового бурения на глубинах 3500 м (соответственно 39—41% и 56%) показывает, что успешность поисков новых месторождений практически остается постоянной, а в случае поисков глубинных залежей на уже известных месторождениях успешность оказывается на 12% выше (Гольбрайх, 1970). В некоторых бассейнах США (Пермский, Западный Внутренний) процент успешности глубоких скважин достигает 50—73% (Лоджевская, 1971).

На открытие одного месторождения на глубине свыше 3500 м за 1964—1967 гг. у нас в стране объем бурения составил 18 тыс. м, в среднем 4,5 скважины (с учетом отрицательно оцененных площадей). В то же время в целом по СССР эти показатели для всех глубин составили 18 тыс. м, в среднем 8 скважин (Гольбрайх, 1970). Поэтому с увеличением глубины бурения не отмечается значительного роста его объема, количество же скважин сокращается почти

вдвое, что экономит время и средства на монтаже и демонтаже скважин и транспортировке оборудования.

Известно, что в многопластовых месторождениях на глубине свыше 3500 м концентрируется до 40—42% суммарных запасов месторождения, в то время как промышленные интервалы составляют 1/5 всей нефтегазоносной части разреза, т. е. на больших глубинах встречаются более мощные залежи с запасами большими, чем на глубине до 3500 м (Гольбрайх, 1970). Это делает эксплуатацию глубинных залежей выгодной и эффективной. Кроме того, продукт находится под большим давлением (до 700—1000 кгс/см²), вследствие чего глубокие скважины обладают исключительно большими дебитами (табл. 13).

Таблица 13

Некоторые данные по глубоко залегающим продуктивным горизонтам ряда месторождений США

Месторождение	Штат, округ, бассейн	Глубина (интервал) залегания продуктивного горизонта, м	Возраст (продуктивный горизонт)	Дебит	
				нефть, м ³ /сут	газ, млн. м ³ /сут
Нокс	Центральная часть бассейна Анадарко	4666	О (Симпсон)	—	4,950
Пакетт	Округ Пекос	4500	См — О (Эленбергер)	—	1,7
Рохо-Кобальос	То же	4800—4950	Р (Пенсильваный)	—	1,4—2,8
Хершей	» »	4750—5000		—	0,84
Хектор-Вила	Южный Техас, округ Запага	4424—4427	О, S, D (Уилкокс)	—	0,488
Буффало-Уоллоу	Техас, округ Хемпхилл	4270	Р (Морроу)	—	7,78
То же Нордхейм	То же Техас, округ Де-Уитт	6100 5043,8—5047,5	S, D (Хантон) Слайго	—	0,425
Северо-западная часть п-ова Флорида		4702—4719	J	234,5	0,06
Новая площадь	Южный Техас, округ Талейр	4685—4692	—	—	1,56
Стаффорд-Спрингс	Флорида	4864—5176	J (Смаковер)	71	—
Бэдуотер	Нагрона	5025			0,5—0,9
Пайот Южный	Бассейн Делавер-Вал-Верде	5560—5841		—	0,07
Уэха Западный	То же	5380		—	10,8
Торо	» »	6158—6206		—	4,8
Хамон	» »	6260—6451		—	1,4
Койанос	» »	4785		—	0,54
Гомес	» »	6135—6418		—	1,3
Гомес	» »	6670—6892		—	0,43
Грей-Ранг	» »	4480—4715		—	0,4
Браун-Бассет	» »	3800—4510		—	2,1
Рохо-Кобальос	Западный Делавер-Вал-Верде	6710		—	10,612
Локридж	То же	5960—6182		—	3,25
Линтерна	» »	6650		—	2,02
Гейджиби-Крик	Бассейн Анадарко	4538—4572		—	1,2
Уичито-Крик	То же	5940—6086		—	4,45

На примере более изученных месторождений США с глубоко залегающими продуктивными горизонтами видно, что процент заполнения ловушки газом увеличивается с глубиной. Так, во впадинах Делавэр и Вал-Верде (Пермский бассейн, США) ловушки, расположенные на глубине 4500 м и более, на 100% заполнены газом. В пределах Центрального поднятия (этот же бассейн) ловушки, расположенные на глубине 2000—3500 м, содержат газа 25—60%. По этим районам увеличивается и коэффициент продуктивности ловушек (отношение продуктивных ловушек к общему их числу). На глубине 1000—2000 м он равен 0,1, а на глубине 4000—5000 м — 0,8 (Лоджевская, 1971). Это свидетельствует,

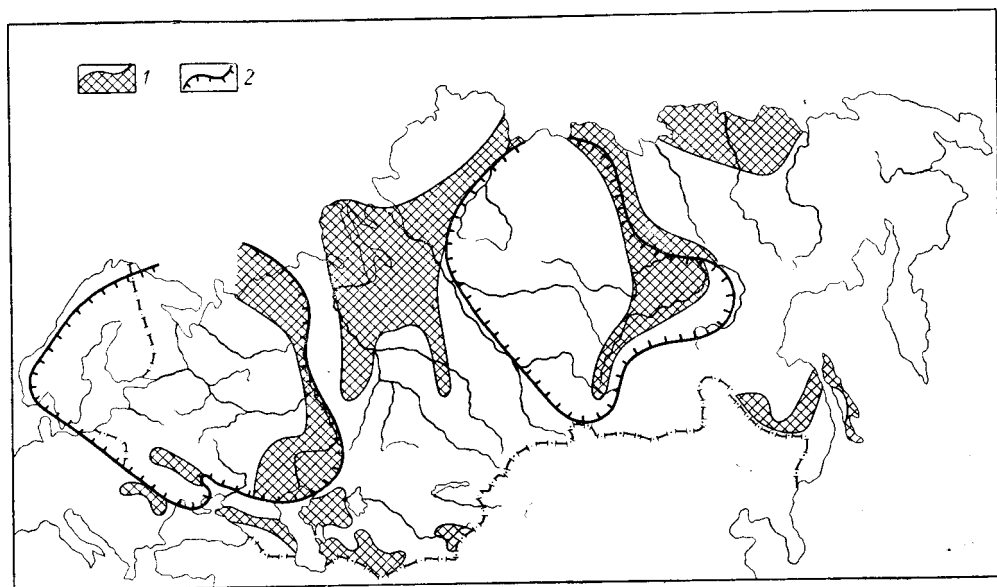


Рис. 42. Глубоко залегающие (свыше 4—5 км) высокоперспективные в нефтегазоносном отношении комплексы на территории СССР.

1 — высокоперспективные районы с глубоко залегающими комплексами; 2 — границы древних платформ.

по-видимому, об интенсивных современных процессах генерации газа в глубоких впадинах.

Приведенные данные указывают на целесообразность внедрения в практику поисково-разведочных работ на нефть и газ бурения глубоких и сверхглубоких скважин до 4000—6000 м и более. Согласно исследованиям И. Кремса площади нефтегазоносных территорий, где залежи нефти и газа могут быть найдены на глубинах свыше 4500 м, с учетом морских площадей, составляют 40% от общей площади осадочного бассейна. По данным А. А. Борисова, на Восточно-Европейской платформе площадь с глубиной фундамента ниже 5000 м составляет 20% от общей площади платформы, на Сибирской — 13% (Лоджевская, 1971). Еще большие территории с глубоко залегающими продуктивными комплексами располагаются в пределах эпипалеозойских плит СССР (рис. 42).

В пределах Восточно-Европейской платформы наиболее перспективными районами с глубоко погруженными продуктивными комплексами являются Днепровско-Донецкая, Мелекес-Абдулинская, Верхнекамская, Рязано-Саратовская впадины, а также крупные краевые синеклизы Печорская и Прикаспий-

ская. Здесь основные глубоко погруженные комплексы — отложения палеозоя, начиная от карбона и более древние (Васильев, Рябухин, Чарыгин, 1966).

Сибирская платформа также характеризуется широким развитием территории с глубоко погруженными осадочными комплексами — это прежде всего Лено-Вилуйская синеклиза и Лено-Ангарский передовой прогиб.

Особое внимание в последние годы заслуживают глубоко погруженные комплексы молодых платформ Союза: Туранской, Скифской, Западно-Сибирской плит. Новые сейсмические исследования показывают, что мощность чехла этих регионов достигает 10—12 км. Отдельные участки молодых платформ имеют, по-видимому, раннепалеозойский возраст консолидации, что резко увеличивает стратиграфический диапазон нефтегазоносности (Бакиров, Быков, Гаврилов, 1968).

В пределах Туранской плиты к высокоперспективным глубоко погруженным комплексам относятся отложения верхнего палеозоя, красноцветного пермо-триаса и сероцветного триаса районов Устьурта и Мангышлака, а также юрские отложения Восточной и Южной Туркмении.

Верхнепалеозойский комплекс Устьурта имеет широкое площадное распространение, мощность его варьирует от 2000 до 3000 м. Глубина залегания кровли комплекса достигает 7000—8000 м. Отложения этого возраста, вскрытые на площадях Жанасу и Торесай, представлены обломочными слабометаморфизованными породами, содержащими иногда примазки нефти и капельно жидкую нефть.

Красноцветный пермо-триасовый возможно нефтегазоносный комплекс сплошным покровом залегает в пределах всего Устьурта и Мангышлака. Сложен он кластическим материалом: преимущественно песчаники, алевролиты, аргиллиты, общая мощность 2000—3000 м (исключая районы Горного Мангышлака). В отложениях пермо-триаса были получены нефтегазопроявления на площадях Теренгкудук и Буранкуль. В первом случае — это выделения горючего газа метанового состава; во втором — пленки нефти. Глубина залегания кровли пермо-триаса достигает 5000—6000 м.

Сероцветный триасовый нефтегазоносный комплекс вскрыт скважинами на Северном Устьурте (Северо-Устьуртская опорная скв. 1) и Южном Мангышлаке (площади Узень, Жетыбай и др.). Наиболее полно разрез триаса вскрывает Узеньская скв. 113. Здесь можно выделить сверху вниз три основные толщи: алевролитоглинистую, аргиллитоглинистую и карбонатно-аргиллитовую.

Алевролитоглинистая толща вскрыта на площади Южный Жетыбай скв. 3 и 31, представлена чередующимися песчаниками и алевролитами серых и зеленовато-серых мелкозернистых с большим содержанием слюды и оскольчатых темно-серых глин. Рассматриваемая толща обладает гранулярными коллекторами. По исследованным образцам пород их пористость составляет 8—10%. При испытании триасовых объектов в скв. 31 (интервалы 3114—3120, 3093—3099 м) были получены притоки высокоминерализованной пластовой воды с дебитом 6,5 м³/сут.

Аргиллитоглинистая толща вскрыта в Узени (скв. 53, 83, 15, 14, 88 и др.), в Карамандыбасе (скв. 1), Жетыбае (скв. 92, 24, 69) и др. Полностью вскрыта она лишь в Узени (скв. 113). Эта толща сложена преимущественно темно-серыми оскольчатыми глинами с прослоями темных аргиллитов, а в ее основании отмечены два пропластка карбонатных пород. Общая мощность пород в скв. 113 составляет 576 м.

Карбонатно-аргиллитовая толща, зафиксированная также в Узени (скв. 113), состоит из чередующихся темных плотных аргиллитов и темно-серых карбонатных разностей. В аргиллитах встречаются остатки тонкостенной фауны пеллеципод, что свидетельствует о морском режиме осадконакопления. Вся толща разбита сложной системой макро- и микротрещин. Макротрещины шириной до 8 мм заполнены кальцитом. С глубиной интенсивность трещиноватости увеличивается. Интервал 3438—3462 м (Узень, скв. 113), откуда был получен приток нефти, охарактеризован по керну как трещиноватый карбонатный коллектор. По промыслово-геофизическим данным, в этой же скважине выделяется ряд объектов (3186—3255, 3020—3112, 2859—2894 и 2791—2816 м), характеризующихся высокими (до 40 Ом·м) значениями ρ_k и рекомендованных к опробованию. Вскрытая мощность карбонатно-аргиллитовой толщи равна 728 м.

Получение притока нефти из триасовых отложений Южного Мангышлака доказывает их региональную нефтегазоносность. Общая мощность этого комплекса достигает, по-видимому, до 1500—2000 м. Кровля его залегает на глубинах 3500—4500 м.

В Восточной и Юго-Восточной Туркмении (Мургабская синеклиза) в качестве глубоко залегающего комплекса следует выделить келловей-оксфордский и ниже-среднеюрский регионально нефтегазоносные комплексы. В бортовых районах синеклизы (Бухаро-Хивинской области) известны многочисленные залежи нефти и газа, связанные с известняками келловей — оксфорда (Самантепе, Уртабулак, Южный Мубарек, Фараб и др.) и терригенной толщей средней юры (Северный Мубарек, Фараб). Дебиты газа из трещиноватых коллекторов верхней юры в ряде случаев достигали 2 млн. м³/сут, а нефти — 130—150 м³/сут. В центральных районах Мургабской синеклизы эти продуктивные комплексы залегают на глубинах 3000—5000 м (келловей — оксфорд) и 5000—7000 м (средняя юра).

Особое место среди геотектонических элементов Туранской плиты занимает Предкопепетдагский передовой прогиб, протягивающийся вдоль горных сооружений Копетдага на расстояние свыше 1000 км при ширине 30—40 км. В его пределах мощность кайнозойских отложений достигает 3000—4000 м, в связи с чем возможные продуктивные горизонты мела погружены здесь на глубину 4000—5000 м. Промышленные залежи нефти и газа здесь могут содержаться не только в меловых, но и прежде всего в юрских отложениях, кровля которых залегает на глубине 6000—7000 м. Общая же мощность осадочного чехла в пределах Предкопепетдагского прогиба достигает, вероятно, до 10 000—12 000 м.

В пределах Скифской плиты глубоко погруженными, но высокоперспективными в нефтегазоносном отношении являются отложения мела и юры Предкавказских передовых прогибов и триаса Восточно-Манычского и Срединно-Предкавказского грабенов фундамента.

В Западной Сибири к таким комплексам следует отнести юрские и триасовые отложения Ханты-Мансийской и Усть-Енисейской синеклиз, Колтогород-Уренгойского мегапрогиба и северных районов плиты.

Кроме указанных территорий продуктивные комплексы, приуроченные к глубинам свыше 4000 м, можно ожидать в пределах передовых прогибов (Предуральский, Предкавказский, Приверхоянский) и межгорных впадин (Ферганская и Афгано-Таджикская) (Васильев, Рябухин, Чарыгин, 1966).

Крупной областью интенсивного погружения являются также территории Южно-Каспийского бассейна, в состав которого входят Западная Туркмения,

акватории Южного Каспия, Апшерон. Здесь уже ведется сравнительно интенсивная эксплуатация газа и конденсата с глубин до 5000 м.

При освоении глубоко погруженных залежей углеводородов необходимо учитывать особенности распределения газа, конденсата и нефти по глубине. Исследования показывают, что в пределах молодых платформ нефтяные залежи встречаются до глубин 7000 м, а на древних платформах зона «угасания» нефтяных скоплений отмечается на глубинах 5000 м (Лоджевская, 1971). Для газовых залежей обычно характерны два максимума запасов: верхний (до глубин 1000—2000 м) и нижний (свыше 4500—5000 м) (табл. 14).

Т а б л и ц а 1

Распределение газо- и нефтеносных интервалов по некоторым нефтегазоносным бассейнам мира (по М. И. Лоджевской, 1971)

Нефтегазоносные бассейны		Установленные интервалы конденсатности и газоносности, м			Установленные интервалы нефтеносности, м		
		от	до	максимум	от	до	максимум
Молодые	Южно-Каспийский (СССР)	Несколько сот	5000	Свыше 4000	Несколько сот	5000	—
	Голф-Кост (США)	Несколько сот	7000	1000 и 4500	1000	7000	2000—3000
Древние	Пермский (США)	Несколько сот	5200	1000 и 4500	Несколько сот	4200	—
	Западный Внутренний (США)	Несколько сот	5800	От нескольких сот до 2000 и 5000	1000	4900	1000—2000

В пределах нефтегазоносного бассейна Персидского залива наблюдается следующая схема распределения промышленных скоплений нефти и газа (Зверева, Селицкий, 1970): 1) зона газонефтяных залежей в интервале 250—2500 м, где сосредоточено 50% запасов нефти и почти 100% сухого газа; 2) зона нефтяных и газоконденсатных залежей на глубинах 2500—4000 м, где сконцентрированы значительные запасы конденсата; 3) зона газоконденсатных и газовых залежей на глубинах более 4000 м.

Таким образом, в пределах древних платформ нижним пределом нефтяных залежей будут являться, очевидно, глубины 5000 м, тогда как на молодых платформах 7000 м. Причем, в пределах последних на глубине 4000—6000 м, вероятно, преобладающими залежами будут нефтяные и газоконденсатные. Изменения запасов нефти и газа по разрезу молодых платформ (по материалам Е. В. Гординского), показывают, что в нижних стратиграфических комплексах роль жидких углеводородов возрастает. Так, на Скифской плите в неогеновых отложениях встречаются исключительно газовые залежи; в палеогеновом комплексе запасы газа составляют 68%; в нижнем мелу — 52, в юре — 31. Такая же закономерность сохраняется и для Туранской плиты: процентное содержание запасов газа равно для палеогена и верхнего мела 100; для нижнего мела — 95; для верхней юры — 93 и для нижней — средней юры — 7%.

Увеличение роли глубоко залегающих комплексов до известного предела, как основных нефтесодержащих горизонтов, будет продолжаться, вероятно, и в дальнейшем.

Освоение глубоко погруженных комплексов возможно лишь при бурении глубоких, до 5000 м, и сверхглубоких, до 7000—8000 м, скважин. Широкое внедрение в практику поисково-разведочных работ бурения сверхглубоких скважин в значительной мере будет способствовать повышению их эффективности.

Проведенный нами анализ геологических условий залегания глубоко погруженных комплексов молодых платформ СССР позволяет рекомендовать бурение сверхглубоких скважин в наиболее перспективных районах этих территорий.

На Туранской плите сверхглубокие скважины первой очереди целесообразно заложить на Северном Устюрте, Мангышлаке, в юго-восточной Туркмении и в Предкопетдагском прогибе.

В пределах Северного Устюрта сверхглубокую скважину целесообразно заложить на структуре Обилисской, расположенной в одной зоне с Арстановским нефтяным месторождением. При глубине 8000 м скважина должна полностью пройти юрские, пермо-триасовые и, возможно, верхнепалеозойские отложения.

Мангышлакскую сверхглубокую скважину следует пробурить на Батырской структуре, расположенной в центральной части Южно-Мангышлакской впадины. Скважина полностью пройдет юрские и сероцветные триасовые отложения, кровлю последних следует ожидать на глубине 5000—6000 м. Будет вскрыта значительная часть красноцветных пермо-триасовых образований (500—1000 м), которые также подлежат опробованию.

В юго-восточной Туркмении бурение сверхглубокой скважины можно рекомендовать на структуре Учаджинской. Кровлю келловей-оксфордских отложений здесь есть основания ожидать на глубине порядка 4000 м, а среднеюрских — 6000 м. Следовательно, при глубине 8000 м скважина не только полностью пройдет юрскую продуктивную толщу, но и вскрыет доюрские образования, что в этом малоизученном районе весьма важно.

Предкопетдагский прогиб представляет собой наименее изученную область Туранской плиты, что значительно затрудняет выбор объекта под сверхглубокое бурение. Скважину целесообразно заложить в восточной части прогиба на его платформенном борту. При глубине 8000 м скважина, вероятно, полностью пройдет меловые и верхнеюрские отложения и вскрыет среднеюрские.

На Скифской плите первую сверхглубокую скважину на юрские отложения нужно пробурить в Терско-Каспийском передовом прогибе на структуре Ермолаевская.

В Западной Сибири первоочередным объектом для бурения сверхглубокой скважины на юрские и триасовые отложения является Уренгойская структура.

Эти скважины дадут возможность осветить геологическое строение малоизученных, но высокоперспективных районов; изучить литологию, вещественный состав, коллекторские, гидрогеологические и геохимические свойства глубоко погруженных перспективных в нефтегазоносном отношении комплексов; определить нефтегазоносность глубоко погруженных комплексов, а попутно выявить залежи нефти и газа и в более высоко залегающих отложениях юры и мела; в ряде случаев получить фактический материал по доплатформенным образованиям молодых платформ.

Разрывная тектоника

РАЗВИТИЕ УЧЕНИЯ О КРУПНЫХ РАЗЛОМАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Учение о крупных разломах земной коры, классифицируемых впоследствии как глубинные, возникло сравнительно недавно, но в последние 20 лет особенно привлекает внимание геологов и геофизиков всего мира. Количество работ, посвященных этой проблеме, широта охвата в них первичного материала позволяют говорить уже о создании учения о глубинных разломах, значение которого для понимания геологической истории развития земной коры можно поставить в один ряд с учением о платформах и геосинклиналях.

Первые упоминания о разломах имеются в трудах А. П. Карпинского (1894), который предположил наличие дизъюнктивных дислокаций различной древности в гранито-гнейсовом фундаменте территории европейской части России.

Вслед за А. П. Карпинским В. А. Обручев (1914) в результате исследований 1905—1909 гг. обнаружил серию разломов в Средней и Центральной Азии и Сибири.

Дальнейшее развитие учения о крупных разломах получило в работах американского геолога У. Хоббса (Hobbs, 1911), который выделил разломы под названием линеаментов. Развивая это понятие, У. Хоббс приходит к утверждению наличия на Земле изначально существующей (первичной) довольно простой системы разломов, определившей многие черты современного облика земной поверхности, структуры земной коры и закономерно ориентированной относительно земной оси. Возникновение такой сетки линеаментов, по У. Хоббсу, было следствием напряжений и деформации, возникающих в наружной оболочке Земли под влиянием непрерывного векового остывания планеты.

Однако геологическая наука и практика того времени не были готовы для восприятия идей, основывающихся в значительной степени на умозрительных заключениях и сравнительно скудном фактическом материале. К тому же, это было время всеобщего увеличения складчатостью и крупными покровными надвигами (шарьяжами), в которых большинство ученых видело механизм, объясняющий формирование сложной складчатой структуры альпид. Поэтому идеи, высказанные А. П. Карпинским, В. А. Обручевым, У. Хоббсом, были забыты вплоть до 40-х годов текущего столетия.

Этот период, с конца XIX в. по 40-е годы XX в., характеризовался заметным, но неуклонным накоплением фактов по многим регионам мира. В СССР были выявлены разломы огромной протяженности, разделяющие зоны, отличающиеся не только современным геологическим строением, но и геологическим развитием на всех этапах. Таковы открытая В. А. Николаевым (1933) важная структурная линия Тянь-Шаня, являющаяся геологической границей между каледонским Северным и герцинским Средним Тянь-Шанем; зона крупных меридиональных разрывов по западному краю Зеленокаменной полосы Урала, установленная Е. А. Кузнецовым (1939). Аналогичные открытия были сделаны и за рубежом: «шов» между собственно Альпами и Динаридами; «главное Южно-Атласское нарушение» на границе докембрийской Африканской платформы и складчатого альпийского Атласа; «линия Логана» — крупный разлом, разделяющий Канадский щит и герцинское складчатое сооружение Северных Аппалачей и др.

Интересны опубликованные в 1921 г. данные А. Гейма (Heim, 1919—1922) о системе сдвигов в Юрских горах, максимальная величина которых достигала

40—50 км. Разломы с такой амплитудой сдвиговых нарушений были ранее неизвестны.

К этому же периоду относятся работы Г. Штилле (Stille, 1918, 1924), давшего подробную характеристику германотипной складчатости, выделив в ней сбросово-складчатые и блоковые структуры. В. А. Обручев (1914) подчеркнул на примере Азии особую роль разломов в формировании складчатоглыбовой структуры, образующейся при расчленении на глыбы участков земной коры, ранее претерпевших интенсивную складчатость.

Г. Джилльберт (Gilbert, 1928) изложил «глыбовую» теорию происхождения основных структур в США, возникших в результате сбросов растяжения. С. Бакер (Baker, 1969) писал о мозаике блоков юго-западного Техаса, ограниченных вертикальными тектоническими поверхностями и о горизонтальном скольжении пород вдоль последних. У. Вер-Вибе (Ver Wiebe, 1936) выделил на границе геосинклинали и континентального массива разломы большой протяженности и длительного развития, названные им «крайними геосинклинальными сбросами».

Г. Клоос (Cloos, 1929) объяснил характер сбросовой структуры Рейнского грабена, ограниченного трапецеидальными блоками земной коры. Р. Швиннер [79] высказал предположение, что в структуре фундамента Европы господствующая роль принадлежит мозаике ромбовидных блоков докембрийского возраста. Р. Зондер (Sonder, 1938) развил идеи У. Хоббса о тектонике линеаментов, существованием которых он объяснял многочисленные примеры прямолинейности и ориентировки геоморфологических и структурных элементов, а также вулканических зон. Р. Зондер разделил линеаменты на две группы: одни из них носят планетарный характер, другие же связаны с местными тектоническими процессами.

Из советских исследователей, внесших существенный вклад в дело изучения разломов на начальном этапе, можно указать на Н. К. Кассина (1934, 1944), считавшего, что «жесткий субстрат древнего палеозоя и докембрия Казахстана подвергался не сгибаниям, а главным образом разломам и передвижкам по ним»; он подчеркивал длительность развития разломов и уже в 1941 г. ввел термин «глубокие разломы». В. И. Попов (1933) на примере Тянь-Шаня выделил «дискорданогенные разломы», сингенетичные с накоплением осадков. Е. А. Кузнецов (1939) установил на Среднем Урале Северо-Западный сдвиг. В. П. Огнев (1939) выделил в качестве сдвига Таласо-Ферганский разлом и др.

Характерной чертой отмеченных исследований была крайняя индивидуализация представлений о разломах. Авторы, рассматривавшие разломы как нарушения с вертикальными подвижками крыльев, не признавали горизонтальных перемещений по ним в других местах и, наоборот, исследователи, придерживавшиеся взглядом о преобладании горизонтальных движений, не хотели признавать существования вертикальных, тем более конседиментационных дизъюнктивных перемещений. Многие считали, что ведущая роль в строении и развитии земной коры принадлежит складкам, крупные разломы в природе отсутствуют, а если они и обнаруживаются, то их следует трактовать как мало-важные осложнения складчатых структур. Таким образом, период до 40-х годов можно рассматривать как этап становления учения о разломах земной коры, который отличался острой полемикой и наибольшими сомнениями в реальности существования и целесообразности выделения крупных разломов.

Рубежом, отделяющим этап становления учения о глубинных разломах от современного, является 1945 г. — время появления первых работ А. В. Пейве

(1945, 1956a; 1956b; 1960; 1967), который впервые дал определение понятия «глубинный разлом», наиболее полно раскрыл геологическую сущность и определил их роль в строении земной коры. Хотя первая статья А. В. Пейве касалась глубинных разломов в геосинклиналях, выводы, сделанные в ней, вызвали широкий интерес и послужили толчком к широкому выявлению разломных структур в различных тектонических зонах.

По определению А. В. Пейве «глубинные разломы» — это глубинные дизъюнктивные поверхности или узкие зоны между дифференциально движущимися сегментами земной коры, характеризующиеся длительностью развития, большим пространственным протяжением (до тысяч километров), большой глубиной заложения (до нескольких сотен километров) и определенной связью с формациями горных пород и с магматической деятельностью.

Почти одновременно с работами А. В. Пейве вышли в свет статьи Н. С. Шатского (1946b) и А. Н. Заварицкого (1964), в которых придавалось большое значение наклонным разломам островных дуг и окраин материков, характеризующихся землетрясениями с глубокими и сверхглубокими очагами. Н. С. Шатский в работах этих лет, помимо признания блоковой структуры фундамента Русской платформы, образованной системой многочисленных сбросов, выделял среди последних главные сбросы, создающие очертания платформенных валов и крутые уступы на склонах антеклиз. В качестве примера он указывал уступ, отделяющий свод Воронежского массива от Днепровско-Донецкой впадины. Хотя Н. С. Шатский не назвал эти разломы глубинными, из его высказываний ясно, что он придавал им большое значение в структуре Русской платформы. Уже в работе Н. С. Шатского (1945) связывается образование платформенных структур с ортогональной и диагональной системами трещин Русской платформы. Им выделены также поперечные платформенные структуры — краевые поперечные флексуры, краевые поперечные грабены, краевые поперечные синеклизы — и установлено, что все они «обязаны своим происхождением крупным разломам, часто не проявляющимся на поверхности в виде трещин» (Шатский, 1946a). Он же указал (Шатский, 1948), что один и тот же разлом может рассекать платформу и прилегающую к ней складчатую область. Интересные мысли о роли разломов в строении платформы были высказаны Н. С. Шатским в 1955 г. (Шатский, 1955). Он писал, что форма и соотношение синеклиз и прогибов при их оседании определяется глыбовой структурой земной коры, т. е. ранее существовавшей или потенциальной сеткой разломов и тектонических швов планетарного характера. Глубина таких разломов, по Н. С. Шатскому, составляет сотни километров, а их распределение определяется вращением Земли и возможными его изменениями.

Заметно оживился интерес к глубинным разломам и за рубежом. Во второй половине 40-х годов вышло в свет несколько зарубежных работ, посвященных вопросам генезиса, движений и возраста разломов. Наряду с региональными исследованиями появились обобщающие работы. Так, нидерландский геофизик Ф. Веннинг-Мейнец (Venning-Meinesz, 1947) сделал попытку выяснить происхождение планетарной сетки разломов, описал отдельные системы скалывания Земли и собрал сведения, подтверждающие идеи У. Хоббса, согласно которым для большей части земной поверхности характерна сравнительно однородная структура разломов. По его мнению, напряжения, обусловившие возникновение такой однородной структуры скалывания, вызваны действием сил весьма обычных по своему характеру и распространенных по всей Земле. Ф. Веннинг-Мейнец подчеркнул, что действие этих упругих сил наблюдалось на протяжении значительных отрезков истории или даже на

протяжении всей истории развития коры и, как результат этого, на поверхности Земли происходит непрерывное возобновление планетарной сети трещин.

Р. Зондер (Sonder, 1947) поддержал представления Ф. Веннинг-Мейнеца об упругом действии тектонических сил на жесткую земную кору и указал на наличие разрывов, пересекающих одновременно такие разнородные тектонические элементы, как дно океанов и континентальные платформы. Он предложил назвать мировую систему разломов «системой регматических трещин».

Г. Клоос (Cloos, 1948), охарактеризовывая древние блоки фундамента Европы, писал, что разломы, разделяющие их, очень древние и проявляли активность практически в течение всех периодов тектогенеза в истории Земли.

В этот же период были опубликованы новые данные о крупноамплитудных сдвигах. Так, Н. Телиаферро (Taliaferro, 1943) дал подробное описание сдвига Сан-Андреас в Калифорнии, показав, что этот сдвиг сечет более молодые надвиги и другие структуры и смещает их по ходу часовой стрелки на 1000 м; В. Кеннеди (Kennedi, 1946) установил в Шотландии сдвиг Грейт-Глен с амплитудой горизонтального смещения в 107 км.

Наконец, Г. Штилле (Stille, 1947), отдавая должное «возможностям» линеаментов, объяснял их существованием прямолинейности контуров древних тектонических структур Европы.

Большая заслуга отечественных геологов в разработке различных классификаций разломов.

Н. С. Шатским разломы древних платформ были подразделены на внутренние и краевые; среди внутренних выделены авлакогены; отмечены поперечные разломы, общие для платформы и соседних геосинклиналей.

А. В. Пейве классифицировал платформенные глубинные разломы на разломы древних и молодых платформ, приняв за критерий несогласное сечение складчатых структур разломами на древних платформах и согласное — на молодых.

А. В. Пейве предложил также различные классификации, касающиеся геосинклинальных глубинных разломов. По выдержанности направлений он наметил четыре типа разломов: уральский (преобладание одного направления), саянский (два направления), казахстанский (три направления) и памирский (дугообразные направления). В пределах каждого типа разломов А. В. Пейве выделяет их структурные разновидности: разломы периферийных и центральных прогибов, поперечные разломы и др. По характеру перемещения глыб вдоль разломов глубинные разломы разделены им на три категории; сбросы, надвиги и сдвиги, с каждой из которых он связывает образование складчатости особого типа.

В связи с разделением разломов по характеру их простирания, следует упомянуть о выделенных П. Е. Оффманом (1959) на Сибирской платформе кольцевых разломов, составляющих особую группу глубинных разломов и возникающих, по его мнению, в результате опускания крупных по площади участков земной коры.

Исходя из идей о глыбовоскладчатом строении земной коры, В. Е. Хаин предложил классифицировать глубинные разломы по глубине их заложения и выделил: сверхглубокие разломы, зарождающиеся на глубине 400—700 км; глубокие разломы, достигающие глубины 100—300 км; коровые разломы, проникающие до подошвы коры (Хаин, 1963, 1964).

В этих же работах В. Е. Хаин предлагает и другой критерий для разделения глубинных разломов — их роль в разграничении крупных глубинных структур земной коры, сочетающийся в какой-то степени с предыдущим. Рав-

ломы, отделяющие материки от океанов — периокеанические разломы (кольцо разломов вокруг Тихого океана), одновременно и сверхглубокие. Перикратонные разломы отделяют геосинклинали от платформы. Н. С. Шатский назвал их «краевыми швами». Далее следуют внутригеосинклинальные граничные разрывы, из которых наиболее важные по краям эвгеосинклиналей. Судя по приуроченности к ним гипербазитовых поясов, они принадлежат к числу глубинных, так как достигают перидотитового слоя. И, наконец, последнюю группу образуют остальные продольные и поперечные разломы геосинклинальных областей и платформ, которые могут быть названы межглыбовыми и по глубине заложения проникают лишь в кору.

Основываясь на уже известном примере Н. С. Шатского о наличии разломов, переходящих с геосинклинали на платформу, В. Е. Хаин назвал их сквозными. В. Е. Хаин предлагает классификацию по характеру перемещения по этим разломам, сходную с классификацией А. В. Пейве.

В. А. Апродов (1964) опубликовал свою классификацию глубинных разломов, в основе которой лежит разделение земной коры и подстилающей мантии на два главных планетарных типа, которым соответствуют две главные планетарные группы глубинных разломов — океанические и континентальные. Эти две основные группы он подразделяет на внутриплатформенные и внеплатформенные, а внутриплатформенные — по возрасту платформы на молодые и докембрийские.

Интересная классификация глубинных разломов дается в последней монографии А. И. Суворова (1968), где он разделяет разломы по стадиям развития. При этом он основывается на положении, что «функция глубинных разломов по отношению к окружающим структурам может меняться не только в пространстве, но и во времени» (Хаин, 1964). Соответственно этому он выделяет пять главных типов глубинных разломов: первично-геосинклинальные, по своему характеру главным образом гипоглубинные, периокеанические и граничные геосинклинальные, с преобладанием сбросов, взбросов и сбросово-сдвигов; вторично-геосинклинальные — приорогенные и межглыбовые, мезо- и эпиглубинные, с широким развитием надвигов, взбросов, сдвигов и раздвигов; остаточно-геосинклинальные — межглыбовые эпиглубинные сбросы; платформенные — перикратонные и межглыбовые, эпи- и гипоглубинные сбросы и сдвиги, временами затухающие; неотектонические — межглыбовые эпиглубинные сбросы и взбросы. Эта классификация учитывает при выявлении порядка глубинных разломов их пространственную, временную, динамическую и кинематическую соподчиненность.

При изучении крупных разломов земной коры молодых платформ нами также была сделана попытка классифицировать их по тектонической позиции в районировании фундамента (Быков, Гаврилов, Полканова, 1966; Быков, Гаврилов, 1966; Гаврилов, 1970). Были выделены краевые швы, межгеоблоковые (сегментальные), надгеоблоковые (надсегментальные) и внутригеоблоковые (внутрисегментальные) разломы. К краевым швам отнесены разломы ограничения, отделяющие молодые платформы от древних платформ, альпийских горноскладчатых зон и областей эпиплатформенной активизации. К этой категории отнесены Южно-Эмбенский, Каратауский, Предгиссарский, Южно-Туранский, Преддонецкий, Предкавказский и другие разломы.

Межгеоблоковые (сегментальные) системы разломов делят молодые платформы на крупные геоблоки (или сегменты, по А. А. Бакирову), которые отличаются различным возрастом консолидации фундамента. В пределах Туранской плиты находятся следующие геоблоки: Мангышлакско-Устюртский

и Мургабский раннепалеозойской консолидации; Кызылкумский позднепалеозойской консолидации; Карабогаз-Каракумский среднепалеозойской консолидации (Гаврилов, 1970). В этом случае межгеоблокными разломами являются субмеридиональная Урало-Герирудская и субширотная Тяньшаньская системы разломов.

Надгеоблокные (надсегментальные) системы разломов, не согласуясь с существующими сегментами, пересекают, как правило, несколько геоблоков молодых платформ. В пределах Туранской плиты — это Западно-Устюртская, Центрально-Туркменская и Южно-Туркменская системы разломов; в Западной Сибири — Колтогоро-Уренгойская и Обь-Шуровская системы; на Скифской плите — Западно-Ставропольский, Аргирский, Мирненский и другие разломы. Наконец, внутригеоблокные (внутрисегментальные) разломы располагаются в пределах выделенных геоблоков, ограничивая или дробя крупные структурные элементы (впадины, своды, зоны поднятий), в зависимости от этого среди них можно выделить разломы, ограничивающие, дробящие и параградные (по А. Г. Бабаеву и др.).

Интерес, проявленный геологами и геофизиками к глубинным разломам, объясняется приуроченностью к последним месторождений различных полезных ископаемых. Внимание металлогенистов привлекли так называемые сквозные разломы глубокого заложения, на существование которых указывал еще Н. С. Шатский. В пределах сквозных разломов, пересекающих свинцово-цинковую и оловорудную металлогенические зоны, находятся все наиболее крупные свинцово-цинковые, оловянные и вольфрамовые месторождения Приморья и Забайкалья (Казьмин, 1962; Лившиц, 1964; Кудрявцев, Мамин, 1960 и др.). Предполагается, что сквозные разломы, проходя через металлогенические зоны, способствуют как бы концентрации рудных элементов, в связи с чем они получили название «рудоконцентрирующих».

Большая роль разломов в процессах нефтегазонакопления неоднократно отмечалась нами (Быков, Гаврилов, 1966; Гаврилов, 1970). В отличие от сторонников неорганического синтеза нефти, мы видим эту роль в опосредственном влиянии разломов на такие важнейшие геологические факторы, определяющие процессы нефтегазонакопления в земной коре, как формирование ловушек, коллекторские свойства горных пород, гидродинамический режим пластовых вод, вертикально-боковая миграция и т. д.

В этом случае разломы, располагаясь в пределах областей длительного прогибания земной коры, также оказывают концентрирующее влияние на углеводородные флюиды. Влияние разломов на формирование зон нефтегазонакопления многообразно: в одних случаях оно благоприятное и приводит к образованию скоплений нефти и газа, в других случаях оно неблагоприятное и выражается в разрушении уже имевшихся залежей углеводородов (Быков, Гаврилов, 1966).

Сказанное заставляет самым серьезным образом обращать внимание на региональные разломы земной коры, изучать особенности их пространственного положения, режим их развития и многообразное влияние, которое они оказывают на процессы седиментогенеза и формирования месторождений полезных ископаемых.

Таким образом, учение о крупных разломах, возникнув в начале века как чисто теоретическое воззрение, начинает играть большую роль в познании закономерностей образования и размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре, т. е. это учение приобретает уже прикладное значение в народном хозяйстве.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ — ОДИН ИЗ СТРУКТУРО-ФОРМИРУЮЩИХ ФАКТОРОВ В ПЛАТФОРМЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Возникновение локальных складок в платформенных условиях в настоящее время объясняется тремя основными причинами: общим сжатием, течением вещества и деятельностью региональных разломов.

Процесс общего сжатия весьма сложен и основан главным образом на теоретических предпосылках, подкрепленных некоторыми тектоно-физическими экспериментами (Белоусов, 1958; Бронгулеев, 1951, 1959; Косыгин, Магницкий, 1948; Хаин, 1964). Существуют многочисленные разноречивые взгляды на первопричину этого процесса: складчатость сдавливания (механизм Магницкого — Косыгина); гравитационное скольжение; складчатость коробления; механизм раздавливания; механизм расползания глыб фундамента и др. Ни один из предлагаемых механизмов не может однозначно решить вопрос образования платформенных складок.

Процесс течения вещества хорошо объясняет возникновение дисгармонических складок и соляных куполов. Однако это возможно лишь при наличии высокопластичных отложений, как правило, чистой каменной соли. Процесс течения вещества носит локальный характер и не может объяснить механизм возникновения подавляющего большинства платформенных структур.

Деятельность региональных разломов по нашему мнению, наиболее универсальна при формировании локальных структур платформ. Изучение роли разломов проводилось на материале Среднеазиатской эципалеозойской платформы (Туранская плита).

При сравнении карты локальных поднятий с положением региональных разломов Туранской плиты замечаем определенную закономерность в приуроченности структур к разломам. В зоне разлома ориентировка структур в общем совпадает с направлением разлома; при изменении простираения разлома меняется и ориентация структур, т. е. существующая сетка региональных разломов фундамента находится в тесной связи с расположением и ориентировкой локальных поднятий региона. Эта взаимосвязь имеет глубокий генетический смысл и помогает решить вопрос о происхождении и механизме образования антиклинальных структур платформ.

С целью выявления и расшифровки этой взаимосвязи были проанализированы особенности развития свыше 60 локальных поднятий Туранской плиты, расположенных как вне, так и в ареале действия разлома. Это: Арстановское, Теренгкудукское, Байтерекское, Восточно-Хоройское, Центрально-Хоройское, Куанышское, Аламбекское, Шахпахтинское, Западно-Шахпахтинское, Северо-Ассакеауданское, поднятия: мыса Песчаного, Жетыбай-Узеньского района, Каракумского свода (по Ю. В. Самсонову), Ачакское, Северо-Ачакское, Гагаринское, района Байрам-Али, района Гугуртли-Газли, района Денгизкуля и Фараба, района Зекров. Практически анализу подверглись все достаточно разбуренные районы Туранской плиты.

Как правило, выбранные локальные поднятия и группы поднятий располагаются в ареале действия того или иного разлома, за исключением некоторых районов (мыс, Песчаный, Каракумский свод и др.).

Методика исследования сводилась к составлению карт мощностей по отдельному поднятию или по их группе для нижне- и среднеюрского, верхнеюрского, нижнемелового, верхнемелового, палеогенового и неоген-антропогенного периодов. На основе этих карт строились графики роста локальных

поднятий и усредненные графики роста, которые сравнивались с графиками для соответствующих разломов (Гаврилов, 1970).

Принцип построения графиков роста сводился к следующему: по оси абсцисс откладывалось абсолютное время в миллионах лет, по оси ординат — амплитуда структуры для соответствующего времени, определенная по первой замкнутой изопаките. При построении усредненного графика роста брались средние значения амплитуд.

По особенностям развития поднятий их можно сгруппировать в четыре основные группы, каждая из которых приурочена к определенной категории разломов.

Первая группа непрерывно-конседиментационных локальных поднятий расположена в ареале действия разломов непрерывного развития (развитие которых наблюдалось на протяжении всего платформенного этапа) — это локальные поднятия северо-восточного борта Южно-Мангышлакской впадины (Узень, Жетыбай, Западный Жетыбай, Тасбулат, Жалганой, Тенге и др.), связанные с Южно-Бакешкудукским и Жетыбай-Узеньским региональными разломами; локальные поднятия северо-восточного борта Ассакеауданской впадины (Западное Шахпахты, Шахпахты, Северо-Ассакеауданское), приуроченные к Шахпахтинскому разлому; локальные поднятия Барсакельмесской впадины (Аламбек, Куаныш, Восточный и Центральный Хорой и др.), относящиеся к Западно-Аламбекскому и Хоройскому разломам; локальные поднятия района Гугуртли-Газли, связанные с Бирдуглинским, Кульбешкакским и Бухарским разломами и другие локальные поднятия. Эта группа локальных поднятий наиболее многочисленна — около 70% от всех проанализированных структур.

В группе можно выделить два типа локальных поднятий. Тип I характеризуется прекращением роста, тип II — продолжением роста структуры в неогене.

К типу I относится большинство локальных поднятий; как правило, у них наблюдается спад активности роста от нижне-среднеюрского периода к неогеновому; есть и отклонение от этого правила, когда в палеогеновое время резко увеличиваются амплитуды локального поднятия. В этом типе выделяются поднятия без активизации и с активизацией роста в палеогене.

В качестве примера локальных поднятий типа I без активизации роста в палеогеновый период рассмотрим поднятия, приуроченные к Жетыбай-Узеньскому разлому (Тасбулат, Тенге, Западный Жетыбай и др.). Для них характерно раннее заложение (по крайней мере нижне-среднеюрская эпоха), спад активности в верхней юре, новое усиление роста в нижнемеловой период и постепенное затухание активности в верхнем мелу и палеогене (рис. 43).

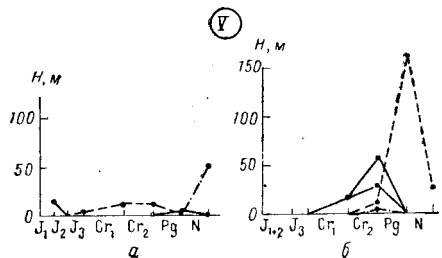
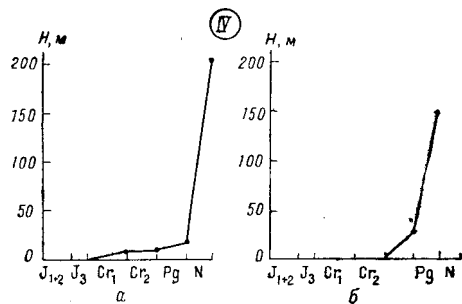
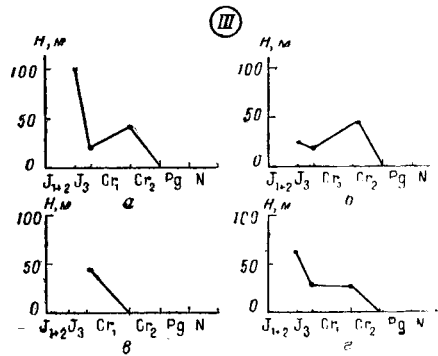
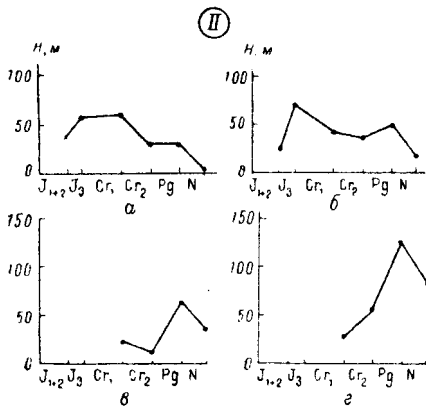
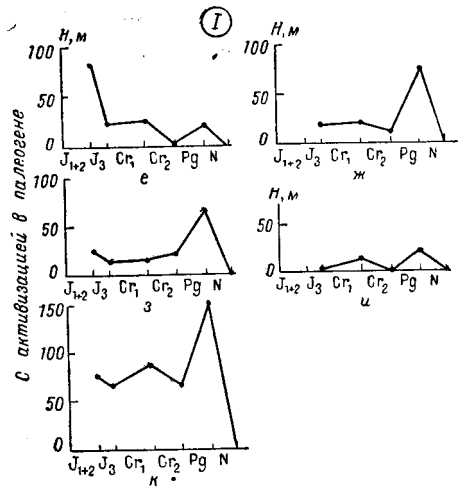
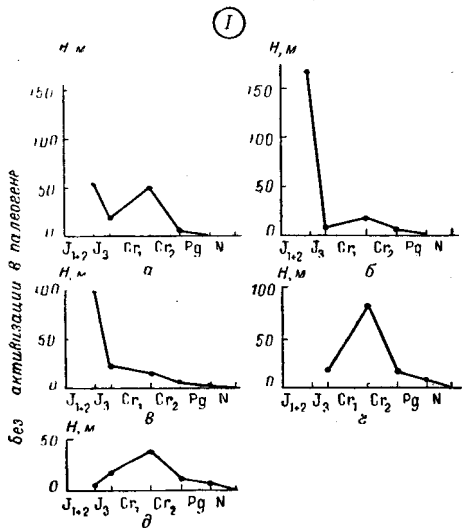
История развития локальных поднятий типа I, но с активизацией в палеогене, во многом сходна с рассмотренным примером. Здесь также наблюдается раннее заложение поднятия, спад активности в верхнеюрскую эпоху, активизация в нижнемеловое время и новый спад активности в верхнем мелу. В отличие от предыдущего вида в палеогеновый период происходит новое возрождение активности формирования локального поднятия, которое в неогене сходит на нет (формирование структур Аламбекского вала).

К типу II рассматриваемой группы локальных поднятий относится меньшинство антиклинальных структур. По своим особенностям развития они

Рис. 43. Графики роста локальных структур Туранской плиты.

I — без развития в неогене — антропогене.

Структуры: а — Тасбулат; б — Западный Жетыбай; в — Жалганой; г — Арстановская; д — Восточный Хорой; е — Аламбек; ж — Бакаклы; з — шахпахты; и — Кульбешкак; к — Ташкудук;



II — с развитием в неогене — антропогене.

Структуры: а — Куаныш; б — Узень; в — Гагаринское; г — Сакар.

III — Локальные поднятия, расположенные в ареале действия разломов раннего развития.

Структуры: а — Теренгкудук, б — Байтерек, в — Алат, г — усредненный график роста локальных поднятий.

IV — Локальные поднятия, расположенные в ареале действия разломов позднего развития.

Структуры: а — Ачак; б — Фараб.

V — Локальные поднятия, расположенные вне ареала действия разломов.

Структуры: а — мыс Песчаный, Жага, Оймаша; б — Саман-тепе.

близки к поднятиям типа I с активизацией в палеогене. Это также структуры юрского заложения с «пиком» в нижнемеловое и палеогеновое время. В неогене по сравнению с палеогеновой эпохой активность роста снижается, но не прекращается. Тип II включает Куанышское, Узеньское, Гагаринское, Сакарское и другие локальные поднятия.

Общие черты формирования антиклинальных структур, приуроченных к разломам непрерывного развития — это их раннее заложение и постепенный спад активности к неогеновому периоду. В истории развития структур можно выделить три эпохи активизации роста: нижне-среднеюрская, нижнемеловая и палеогеновая, чередующиеся с тремя эпохами «затишья» — верхнеюрской, верхнемеловой и неогеновой. На протяжении всей истории формирования антиклинальных ловушек раскрытия их не наблюдается.

Отклонение от закономерности в развитии локальных поднятий первой группы заключается в том, что в ареале действия разломов непрерывного развития существуют молодые поднятия, заложившиеся в палеогене и активно развивавшиеся в палеогене и неогене. Эти поднятия установлены в пределах Бухаро-Хивинской области, где движения альпийского тектогенеза были наиболее значительны. В частности, вдоль Бухарского разлома мы встречаем такие складки, как Учкыр, Зекры и другие, которые развивались лишь в палеогене и в неогене.

Таким образом, в ареале действия разломов непрерывного развития располагаются преимущественно непрерывно-конседиментационные структуры древнего заложения, у которых наблюдается постепенный спад активности в развитии от юрского к неогеновому периоду. В непосредственной близости к области эпиплатформенной активизации (Бухаро-Хивинская область) в альпийский этап тектогенеза фиксируются структуры, заложившиеся и развивавшиеся в палеогене и неогене.

Вторая группа локальных поднятий Туранской плиты приурочена к разломам, неполностью развившимся на платформенном этапе Туранской плиты — в юрское, а у некоторых в нижнемеловое время. В качестве примера можно рассмотреть Теренгкудукское и Байтерекское поднятия, связанные с Южно-Актумсукским разломом и Алатское поднятие, приуроченное к одноименному разлому.

Для первых двух поднятий характерно раннее заложение в нижне-среднеюрскую эпоху, в среднем амплитуда поднятий в это время составляла 50—60 м; в верхнюю юру наблюдается спад активности роста; новый «пик» приходится на нижний мел. В дальнейшем (верхний мел, палеоген и неоген) поднятия не формируются (рис. 43).

Алатская структура имеет юрское заложение, но в отличие от рассмотренных поднятий, эта структура прекращает свое развитие в нижнем мелу.

Следовательно, для локальных поднятий, расположенных в ареале действия региональных разломов раннего развития, характерно раннее заложение, непрерывно-конседиментационное развитие в течение нижне-среднеюрской, верхнеюрской, иногда и нижнемеловой эпох, т. е. в период развития самого разлома.

Третья группа локальных структур Туранской плиты приурочена к разломам, активизировавшимся лишь в кайнозое. Эти структуры позднего заложения мелового (тип I) или палеогенового (тип II). Основным этапом их формирования в неогене. К структурам типа I относится Ачакская. Заложение этой антиклинали фиксируется уже в нижнем мелу, амплитуда не превышала 8 м; в палеогене она достигла 17 м, а в неогене — свыше 200 м.

Фарабская структура, образовавшаяся в палеогене (тип II), имела первоначально амплитуду 25 м, в неогене 150 м. Для рассматриваемой группы локальных поднятий присуще позднее заложение и резкая активизация роста в неогене, когда амплитуда ловушки возрастает в 6—20 раз.

Четвертая группа локальных поднятий Туранской плиты расположена вне ареала действия разломов. Это локальные поднятия мыса Песчаного, района Денгизкуля, Зеагли-Дарвазы. В формировании локальных структур района мыса Песчаного отсутствует какая-либо закономерность. Ранним заложением (нижняя юра) характеризуется Жагинская структура, которая в среднюю юру, нижний и верхний мел прекращает свое развитие. В палеогене — незначительный рост структуры (амплитуда 4 м), который останавливается в неогеновый период.

Локальное поднятие мыса Песчаного характеризуется верхнеюрским временем заложения (амплитуда 3 м). В нижнем и верхнем мелу рост складки продолжается (амплитуда достигает 11—12 м); в палеогене и неогене структура не формируется.

В неогеновый период к востоку от Жагинской антиклинали появляется новое поднятие с амплитудой 50 м, ранее не фиксировавшееся (рис. 43).

В качестве примера развития локальных поднятий района Денгизкуля рассмотрим формирование Самантепинской антиклинали. Заложение ее приходится на нижний мел (амплитуда 15 м). В верхнемеловой период прежде единая структура делится на два купола с амплитудами 30 и 56 м. Одновременно появляются еще два купола, амплитуда которых составила 4 и 11 м. В палеогене три купола из четырех, возникших в верхнем мелу, прекращают свое развитие, остается один купол с амплитудой до 162 м. В неогене этот единый купол сохраняет свое положение, но амплитуда его уже 25 м (рис. 43).

Подобное «хаотическое» развитие наблюдается и в локальных поднятиях Зеагли-Дарвазинского района (по данным Ю. В. Самсонова), расположенным вне ареала действия разломов — это Такырское, Шиихское, Топджульбинское и др.

В четвертой группе локальных поднятий Туранской плиты отсутствует определенная закономерность в росте; имеется несколько куполов различного возраста заложения (от нижней юры до верхнего мела) и различной истории развития и малой амплитуды — 10—20 м, которая лишь в палеогене и неогене возрастает до 50—150 м. Для четвертой группы характерно раскрытие ловушек в процессе их развития вследствие знакопеременных колебательных движений, которые приводят к «разгибанию» образовавшейся структуры, а следовательно, к ее раскрытию.

Сравнение усредненных графиков роста различных групп локальных поднятий Туранской плиты и соответствующих региональных разломов указывает на определенную связь процессов формирования регионального разлома и локальных поднятий, расположенных в ареале действия этого разлома.

На графиках наблюдается конформность кривых роста для разломов и локальных поднятий. Отчетливо фиксируется, например, для непрерывно развивающихся разломов и непрерывно-конседиментационных структур относительный максимум роста в нижне-среднеюрский и палеогеновый периоды, спад активности приходится на верхнемеловую эпоху и особенно на неоген-антропогеновую (рис. 44).

Для разломов раннего развития и частично конседиментационных структур характерно стабильное уменьшение активности роста от юрского к

верхнемеловому времени. В начале верхнего мела формирование этих разломов и структур прекращается (рис. 45).

Зависимость роста структуры от развития разломов отчетливо прослеживается на усредненном графике роста амплитуды ловушки по горизонту XV локальных поднятий Мубарекской группы (рис. 46). Располагаясь к северу от Бухарского разлома непрерывного развития, в его юго-восточной части, локальные поднятия Мубарека отдалены от него на различное расстояние: Южно-Мубарекская и Карабаирская структуры находятся фактически на самом разломе, тогда как большинство структур удалены от него на 10—50 км.

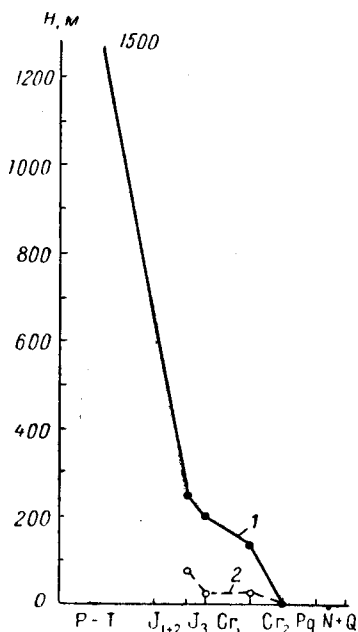
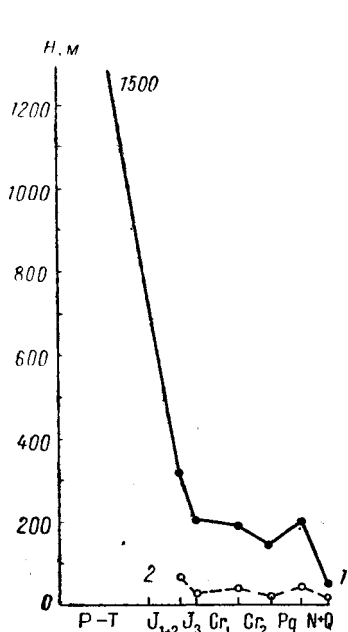


Рис. 44. Усредненные графики роста разломов непрерывного конседиментационного развития и локальных поднятий, расположенных в ареале действия разломов.

1 — разломы; 2 — поднятия.

Рис. 45. Усредненные графики роста разломов, раннего развития и поднятий, расположенных в ареале действия разломов.

1, 2 — см. рис. 44.

По данным З. А. Табасаранского и В. К. Макарова (Бакиров и др., 1963), амплитуда ловушки по горизонту XV (келловей-оксфорд) для Южного Мубарека и Карабаира к началу нижнего мела составила 45—30 м, в дальнейшем происходит непрерывное увеличение амплитуды ловушки и в настоящее время она равна 265—290 м. Ловушки по горизонту XV других поднятий (Северный Мубарек, Байбурак, Шуртепе, Хаджихайрам, Кизылрабат, Шурсай) начинают формироваться лишь с палеогенового времени и достигли в среднем 180—220 м. Следовательно, при удалении от разлома происходит омолаживание ловушки и снижение ее конечной амплитуды.

Ускорение роста локальных поднятий в зависимости от активизации разлома можно убедительно иллюстрировать сравнением графиков роста Ачакской структуры и одноименного разлома (рис. 47). Из графика следует, что активное проявление Ачакского разлома приходится на неоген-антропогено-

вый период, в это время амплитуда его составила 250—300 м. Ачакское поднятие, расположенное в ареале действия этого разлома начало развиваться уже с нижнего мела. В нижний и верхний мел амплитуда ловушки составила соответственно 8 и 9 м, причем наблюдается миграция свода структуры. В палеогене амплитуда складки составила 16 м. В неогене — антропогене происходит значительный скачок в росте структуры, амплитуда превышает 200 м. Такая активизация формирования Ачакской антиклинали (в 20—25 раз) может быть объяснена влиянием одноименного разлома, вовлекшего в активное развитие и структуры, расположенные в ареале его действия. Отстоящая от разлома на

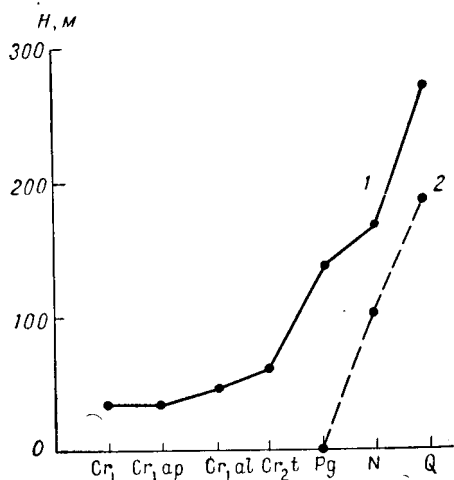


Рис. 46. Усредненный график роста амплитуды ловушки по горизонту XV (кедловой — оксфорд) локальных поднятий Мубарекской группы (по материалам З. А. Табасаранского и В. К. Макарова).

1 — Южный Мубарек и Карабаир; 2 — остальные поднятия.

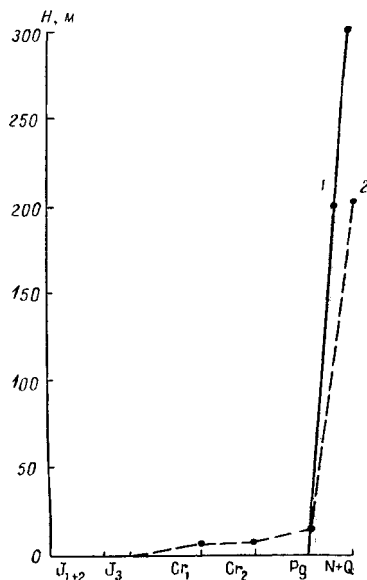


Рис. 47. Графики роста Ачакского разлома и одноименного локального поднятия, расположенного в ареале действия разлома.

1, 2 — см. рис. 44.

10—12 км Северо-Ачакская структура не испытывала на себе его влияния и в неоген-антропогенную эпоху продолжала слабо развиваться, образовав мелкую ловушку амплитудой около 30 м.

Проанализировав особенности формирования антиклинальных ловушек в ареале действия разломов различных категорий (за исключением возрожденных разломов, так как в их пределах невозможно проследить формирование структур, вследствие размыва осадков), можно сделать следующие выводы.

1. Региональные разломы контролируют развитие структурных ловушек, расположенных в ареале их действия.

2. Режим развития разломов обуславливают особенности формирования локальных поднятий.

3. С активизацией роста разлома усиливается развитие структур, связанных с данным разломом; с прекращением роста разлома заканчивается и рост складок.

4. Антиклинали, расположенные вне ареала действия разломов, не имеют каких-либо четко выраженных закономерностей в своем развитии.

Отмеченные особенности могут быть объяснены следующим механизмом роста локальных поднятий.

В случае непрерывно развивающегося разлома мы наблюдаем либо устойчивое отставание в прогибании одного блока по сравнению со смежным блоком, либо дифференцированное движение блоков.

В первом случае для возникновения антиклинальной структуры необходимо, по-видимому, наличие первичного эрозионно-тектонического выступа фундамента или иного поднятия (к началу формирования осадочного чехла). В дальнейшем, находясь непрерывно в устойчивом гипсометрически приподнятом положении, это первичное поднятие предопределяет накопление осадков меньшей мощности в своде, чем на крыльях, что приводит к непрерывно-конседиментационному процессу формирования структуры.

Во втором случае (дифференциально движущиеся блоки) образование антиклинальных складок происходит за счет периодического растяжения и сжатия пластов (Хаин, 1964). Такой механизм формирования антиклиналей может не вызывать разрывных нарушений в чехле, а если таковые и возникают, то захватывают, как правило, низы чехла, загухая в верхних горизонтах.

В пределах одного регионального разлома непрерывного развития, в разных его звеньях, может быть различный механизм формирования складок.

Разломы, активизирующиеся в кайнозое, вызывают изгиб всех слоев за счет резкого опускания одного блока по сравнению с соседним. В этом случае обычно возникают сопутствующие мелкие разломы чехла, располагающиеся от регионального разлома фундамента на некотором расстоянии, а иногда и под углом к нему.

Приведенные факты свидетельствуют о важной роли региональных разломов в процессе формирования локальных структур в платформенных условиях.

ЛОВУШКИ НЕСТРУКТУРНОГО ТИПА В ПРЕДЕЛАХ ЭПИПАЛЕЗОЙСКИХ ПЛИТ СССР

Для повышения эффективности поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах молодых платформ необходимо одновременно с поисками и разведкой залежей нефти и газа, связанных с локальными поднятиями, проводить поисково-разведочные работы с целью выявления ловушек неструктурного типа с последующим их разбуриванием глубокими скважинами. В пределах исследуемых Скифско-Туранской и Западно-Сибирской плит к таким ловушкам относятся зоны выклинивания, зоны литологического замещения и зоны стратиграфического срезания. Закономерности формирования и размещения этих ловушек во многом определяются существующей сеткой региональных разломов фундамента и режимом их развития.

З о н ы в ы к л и н и в а н и я. В зависимости от особенностей развития разломов могут возникать разновозрастные зоны выклиниваний в триасовых, нижне- и среднеюрских, верхнеюрских, нижне- и верхнемеловых и палеогеновых отложениях (рис. 48).

Региональные разломы непрерывного развития, проявившиеся в течение всей платформенной истории эпипалеозойских плит, образуют зоны выклинивания, как правило, по всем отложениям осадочного чехла (за исключением неогеновых). Наиболее мощные зоны выклинивания в нижних секциях разреза

(триас, юра). Выклинивание темноцветных триасовых отложений, в пределах Туранской плиты наблюдается в частности, по Южно-Бекешкудукскому разлому. На Узеньской структуре, расположенной к югу от разлома, скв. 113 вскрыта толща триасовых отложений свыше 1300 м (Юферов и др., 1969).

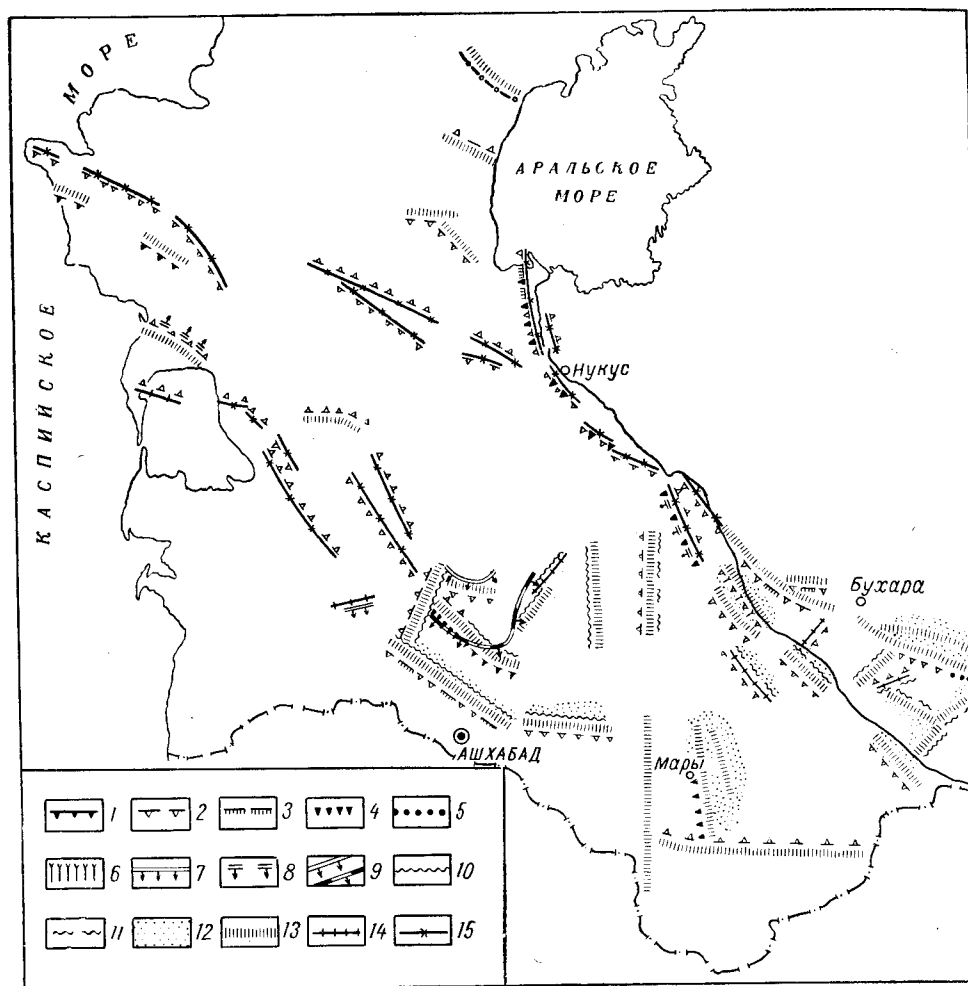


Рис. 48. Схематическая карта распространения неструктурных ловушек в мезозойских отложениях Туранской плиты.

Зоны выклинивания в отложениях: 1 — триасовых и нижне-среднеюрских; 2 — нижне-среднеюрских; 3 — верхнеюрских; 4 — нижнемеловых; 5 — верхнемеловых; 6 — палеогеновых. Зоны стратиграфического срезания: 7 — оксфордских; 8 — кимеридж-титонских отложений; 9 — то же, предположительно; 10 — зоны литологического замещения верхнеюрских карбонатных отложений; 11 — то же, предположительно; 12 — зоны тектонической трещиноватости. Категории разломов: 13 — непрерывного развития; 14 — раннего развития; 15 — возрожденные.

К северу от разлома, на расстоянии 25—30 км от скв. 113 на структурах Сокко, Шалобай, Сенек бурением установлено отсутствие триасовой толщи и юрские отложения залегают непосредственно на красноцветы верхней перми. Зоны выклинивания триасовых отложений, которые по сейсмическим данным

плащеобразно распространены в Южно-Мангышлакской впадине, следует ожидать и на другом, юго-западном ее борту в районе Северо-Карабогазского разлома (рис. 48).

Отчетливые зоны выклинивания триасовых отложений зафиксированы и вдоль Южно-Манычского разлома со стороны Восточно-Манычского прогиба.

Частые случаи выклинивания по разломам непрерывного развития наблюдаются и для ниже-среднеюрских отложений. Например, вдоль Южно-Бекешкинского, Северо-Карабогазского, Базайского, Модарского, Карабахшинского, Бухарского, Амударьинского, Теджен-Питнянского региональных разломов. Бурением устанавливается мощная зона выклинивания ниже-среднеюрских отложений вдоль Бухарского разлома. На площади Кимерек в скв. 4, расположенной на расстоянии 5 км к югу от скв. 1, где юрские отложения отсутствуют, вскрыты юрские отложения более чем на 1300 м. Значительные зоны выклинивания ниже-среднеюрских отложений установлены вдоль Карабахшинского (порядка 200—300 м), Биргутлинского (200—300 м), Модарского разломов (до 400 м) и др.

Зоны частичного выклинивания верхнеюрских отложений можно ожидать вдоль Бухарского (район Кимерека), Базайского, Кассарминского и Карабахшинского разломов. Наиболее значительная зона выклинивания отдельных горизонтов верхней юры будет, вероятно, связана с последним разломом и составит до 200 м.

Выклинивание юрских отложений происходит также на склонах Ставропольского свода, Адыгейского выступа, Кряжа Карпинского (Скифская плита); Северо-Сосьвинской, Среднеобской, Таз-Колпашевской и других антеклиз (Западно-Сибирская плита).

Значительно реже по сравнению с юрскими зонами выклинивания встречаются зоны выклинивания меловых отложений. Частичное выклинивание пород нижнего мела можно ожидать, например, вдоль Ербенского и Байрамалийского разломов; а верхнего мела — вдоль Базайского разлома. Еще реже наблюдаются зоны частичного выклинивания палеогеновых отложений. В пределах исследуемого региона такая зона возможно связана с Биргутлинским разломом (рис. 48).

Таким образом, постепенно сокращается количество зон выклинивания от древних отложений к молодым, уменьшается и амплитуда этих зон от нескольких сотен метров до десятков метров. На смену зон полного выклинивания (например, триасовых или ниже-среднеюрских отложений) приходят зоны выклинивания отдельных горизонтов в комплексе отложений (верхняя юра, мел, палеоген).

Региональные разломы раннего развития, обычно затрагивающие нижние секции чехла — пермо-триасовые и юрские отложения, способны создавать зоны выклинивания лишь в этих комплексах. В дальнейшем их активность постепенно падает и недостаточна для формирования зоны выклинивания в верхнеюрском и меловом комплексах. В качестве примера можно указать на зону выклинивания ниже-среднеюрских отложений вдоль Багаджинского разлома, амплитуда ее 100—200 м (рис. 48).

С возрожденными разломами, активно проявившимися на начальных этапах формирования осадочного чехла, связаны значительные зоны выклинивания пермо-триасовых, юрских и нижнемеловых отложений. В частности, хорошо выраженные зоны выклинивания ниже-среднеюрских и верхнеюрских отложений фиксируются буровыми и сейсмическими работами вдоль Западно-Аральского, Ташаузского разломов и северо-восточной ветви Амударьинского

разлома. Амплитуда ниже-среднеюрской зоны выклинивания достигает 200—300 м. Выклинивание ниже-среднеюрских отложений происходит и по Центрально-Устюртскому, Южно-Каратаускому, Байскому и другим разломам (рис. 48).

В общем для зон выклинивания характерно большее разнообразие и количество разломов непрерывного развития; уменьшение амплитуды с омоложением зоны; смена зон полного выклинивания в древних комплексах (триас, нижняя — средняя юра) на зоны частичного выклинивания в более молодых отложениях (верхняя юра, мел, палеоген).

Зоны литологического замещения. В пределах Туранской плиты зоны литологического замещения достоверно установлены в верхнеюрском комплексе на южном и восточном склонах Каракумского свода (Блискавка, 1969).

Верхнеюрские отложения представлены здесь терригенными и карбонатными разностями. По данным Л. Г. Блискавки (1969), в разрезе верхней юры принимают участие восемь литологических пачек. Первая пачка соответствует келловейскому, вторая — пятая — оксфордскому, шестая — восьмая — киммеридж-титонскому ярусам.

Первая пачка включает преимущественно глины мощностью от нуля до 140 м; в районе Ербентского разлома происходит смена литологических комплексов; глинистый комплекс, расположенный к северу от разлома замещается к югу на известково-глинистый. В зоне самого разлома появляются прослои органогенного известняка.

Вторая пачка сложена песчаными разностями, к югу появляются алевроитовые известняки. Литологические комплексы сменяются по Ербентскому разлому. Общая мощность пачки 40 м.

Третья пачка представлена в основном известняками, мощность ее до 40 м. Среди глинистых известняков, доломитов встречаются участки органогенных известняков, обладающих хорошей пористостью. Эти участки связаны исключительно с Ербентским, Сакарчагинским, Артыкским и Беурдешикским разломами.

Четвертая пачка — также преимущественно известковая, мощность до 40 м. Здесь на фоне глинистых известняков, доломитов четко фиксируются области органогенных известняков, приуроченных к разломам: Ербентскому, Сакарчагинскому и Беурдешикскому.

Пятая пачка известковая мощностью до 80 м. Среди глинистых известняков появляются участки органогенных известняков вдоль Ербентского и Беурдешикского разломов.

Киммеридж-титонские пачки VI—VIII сложены преимущественно песчаными разностями и почти не содержат в себе прослои органогенных известняков.

Рассмотрение литологической характеристики келловей-оксфордских терригенно-карбонатных отложений восточного и южного склонов Каракумского свода показывает, что среди глинистых известняков и доломитов встречаются участки органогенных мшанковых известняков. Положения их совпадают с разломами фундамента, трассирующимися на восточном и южном склонах свода — это Ербентский, Беурдешикский, Артыкский и Сакарчагинский разломы. Зоны органогенных известняков строго следуют простиранию разломов: в районе субширотного Ербентского разлома зона органогенных известняков имеет субширотное простирание; в районе северо-восточных Артыкского и Сакарчагинского разломов — выдержанные северо-восточные простирания (рис. 49).

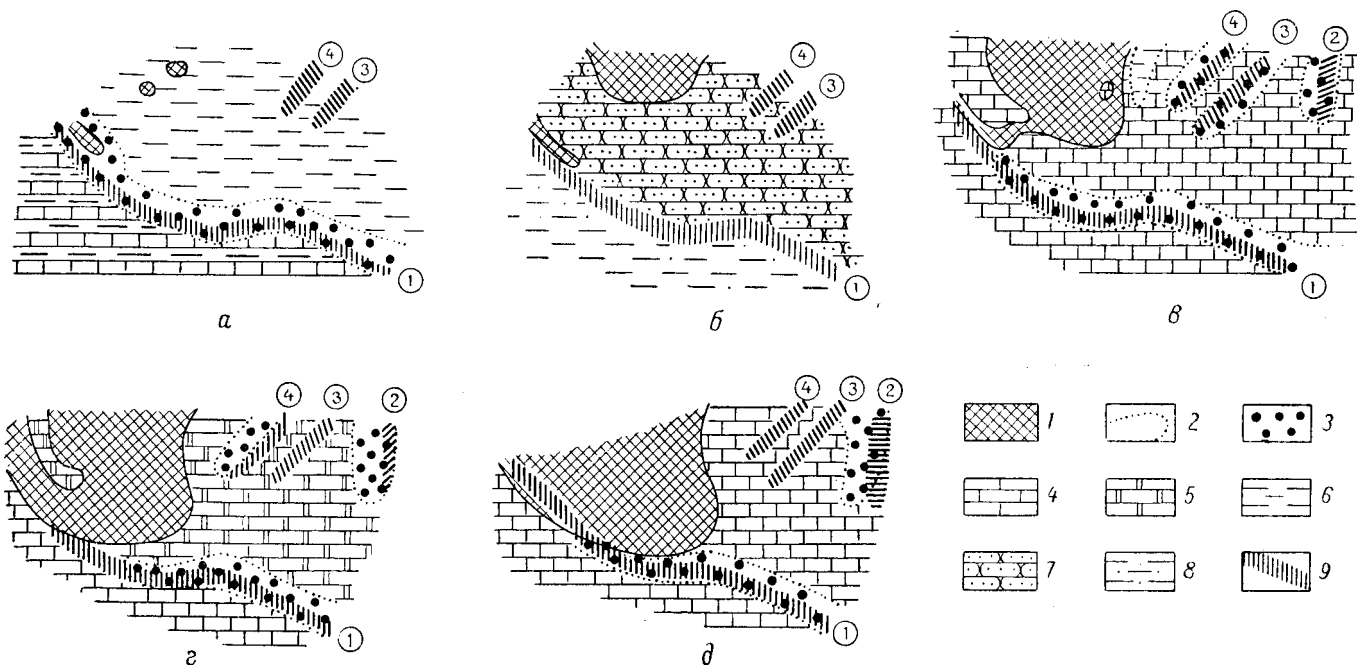


Рис. 49. Литолого-фациальные карты келловей-оксфордских отложений юго-восточного склона Каракумского свода (по Л. Г. Блискавке).

1 — области отсутствия верхнеюрских отложений; 2 — граница литолого-фациальных комплексов; 3 — пористые органогенные известняки; 4 — глинистые и алевролитистые известняки; 5 — глинистые известняки и доломиты; 6 — глины; 7 — песчаники; 8 — алевролиты; 9 — региональные разломы фундамента (цифры в кружках: 1 — Ербентский; 2 — Веурдешичский; 3 — Артынский; 4 — Сакарчагинский).
а — в — пачки I—V.

Наибольшее количество зон органогенных известняков приходится на оксфордский ярус, причем наблюдается постоянное уменьшение количества зон со временем: в третьей пачке насчитывается четыре зоны; в четвертой — три; в пятой — две.

Аналогичные зоны литологического замещения следует ожидать вдоль Карабахшинского регионального разлома, а также в пределах Южно-Мангышлакской и Ассакеауданской впадин и Бухаро-Хивинской области. Здесь большой интерес в этом отношении представляют региональные разломы, развивавшиеся в верхнеюрскую эпоху (рис. 48).

В пределах Скифской и Туранской плит, где развиты в разрезах мощные карбонатные толщи келловей-оксфордского, верхнемелового и палеогенового возраста, особое внимание приобретает освоение трещинных карбонатных коллекторов. Залежи углеводородов в трещинных коллекторах верхней юры широко известны в Амударьинской впадине; в верхнемеловых отложениях на Скифской плите (Чечено-Ингушетия). В целом по Союзу на долю залежей нефти и газа, приуроченных к трещинным коллекторам приходится всего 12% запасов (Гольбрайх, 1970), тогда как в капиталистических странах 48% запасов нефти содержится в карбонатных породах. В странах Ближнего и Среднего Востока, на долю которых в 1968 г. приходилось 62% запасов нефти капиталистических стран мира, в трещинных коллекторах содержится более половины (52%) запасов нефти. На Скифско-Туранской плите трещинные коллекторы характеризуются большой емкостью и приуроченностью крупных скоплений нефти и газа. Так, только в пяти залежах Чечено-Ингушской АССР с карбонатным типом коллекторов связано 27% всех запасов. Удельные запасы промышленных категорий, приходящиеся на одну открытую залежь в карбонатном коллекторе, почти в 4 раза превосходит аналогичные запасы углеводородов в терригенных коллекторах (Гольбрайх, 1970). Особенно возрастает роль трещинных коллекторов при освоении глубокопогруженных залежей нефти и газа. Возникновение трещинных коллекторов в значительной мере обусловлено деятельностью глубинных разломов (Быков, Гаврилов, Полканова, 1966). На Туранской плите первоочередной интерес с этих позиций представляют Карабахшинский, Амударьинский, Багаджинский, Байрамалийский, Теджен-Питнякский разломы и др. (рис. 48).

Зоны стратиграфического срезания. Ловушки стратиграфического типа могут содержать крупные залежи нефти и газа. В США, например, в таких ловушках содержится 31,3% установленных запасов углеводородов. В качестве примера можно указать на знаменитое месторождение нефти Ист-Техас с первоначальными запасами более 750 млн. т, расположенное на западном склоне поднятия Сабин. Нефть приурочена к головным частям верхнемеловых песчаников, стратиграфически несогласно перекрытых и запечатанных более молодыми породами верхнего мела. Месторождение имеет длину 70 км и ширину до 20 км, общая площадь его 54 тыс. га (Бакиров и др., 1968). Еще более крупное нефтяное месторождение, связанное со стратиграфической ловушкой известно в Ливии — месторождение Сарир с запасами нефти 1,4 млрд. т.

В пределах Туранской плиты этот тип ловушки установлен и описан также по восточному и южному склонам Каракумского свода (по данным А. Г. Блискавки, Л. Г. Блискавки, К. Е. Одаева, В. И. Рубана, С. П. Халлиева). Здесь наблюдается последовательное срезание верхнеюрских горизонтов, трансгрессивно налегающих на валанжинский комплекс. Положение зон стратиграфического срезания определяется существующей сеткой разломов, осложняющих

склоны свода. Возникновение зон стратиграфического срезания может быть объяснено следующим. В конце юрской эпохи развития на фоне всеобщего оживления тектоники Туранской плиты происходит некоторая активизация Ербентского, Сакарчагинского, Артыкского и Коюнского региональных разломов. По ним испытывают относительное поднятие блоки фундамента, в пределах которых и проявился предваланижский размыв. Граница распространения оксфордских отложений контролируется Ербентским и Сакарчагинским разломами, а граница распространения келловоя — Коюнским разломом. Между этими основными границами располагаются границы распространения остальных верхнеюрских литологических пачек I—V. Доказательством того, что именно подвижки по разломам в конце верхнеюрской эпохи привели к возникновению зон стратиграфического срезания, служит сгущение границ распространения отдельных литологических пачек по Ербентскому и Сакарчагинскому разломам. В противном случае эти границы расходились бы от центральных районов Каракумского свода плавно и более равномерно. На западном склоне свода аналогичные зоны следует ожидать вдоль Модарского разлома.

В других районах Туранской плиты ловушки, связанные с зонами срезания верхнеюрских отложений можно ожидать по Северо-Карабогазскому разлому, по северо-восточной ветви Амударьинского разлома и в других местах (рис. 48).

В пределах Западной Сибири скопления нефти стратиграфического типа известны в отложениях нижнего мела на Соснинском месторождении, в юрских отложениях на Мульмынском, в низах тарской свиты на Усть-Балыкском месторождении и др.

На Скифской плите ловушки стратиграфического типа можно ожидать на склонах Ставропольского свода, на южном борту Прикумско-Тюленевского вала в юрских и меловых отложениях.

С целью детального изучения ловушек неструктурного типа необходимо провести детальные работы МОВ и КМПВ в комплексе с высокоточной гравиметрической и газокерновой съемками. Особое значение приобретают эти ловушки в районах с отсутствием локальных структур, например, южный и юго-восточный склон Каракумского свода, Предкопетдагский прогиб и др. Здесь неструктурные ловушки — первоочередные объекты поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Выявление залежей нефти и газа, связанных с ловушками неструктурного типа, будут в значительной мере способствовать повышению эффективности поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах молодых платформ СССР.

ПРИУРОЧЕННОСТЬ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ К РЕГИОНАЛЬНЫМ РАЗЛОМАМ ЮЖНО-МАНГЫШЛАКСКОЙ ВПАДИНЫ

Южно-Мангышлакская впадина — обширная область значительного погружения фундамента (до 5—6 км), осложненная региональными разломами, простирающимися вдоль ее бортов, где выявлены месторождения нефти и газа. Крупные тектонические нарушения, образующие флексурно-разрывные зоны в чехле, могут рассматриваться в пределах Южно-Мангышлакской впадины как поисковый признак на нефть и газ. Необходимо иметь различные критерии, позволяющие точно выделять такие зоны разломов. В дополнение к геофизическим исследованиям мы рекомендуем использовать для этой цели материалы по режиму и геохимии подземных вод.

Южно-Мангышлакская впадина сложена юрскими, меловыми, палеогеновыми и неоген-антропогенными отложениями. Первые две толщи особенно перспективны на нефть и газ. Главный объект поисково-разведочных работ — юрские отложения, которые по представлениям ряда исследователей служили основным источником углеводородов (Дикенштейн, 1966). Нами были изучены режим и геохимические особенности вод среднеюрского и альб-сеноманского комплексов, имеющих наибольшие мощности и содержащих многопластовые залежи нефти и газа. В пределах Южного Мангышлака эти отложения резко отличаются друг от друга по составу, минерализации и направлению движения подземных вод, что позволяет рассматривать их в качестве самостоятельных гидрогеологических комплексов.

В среднеюрском гидрогеологическом комплексе распространены высокоминерализованные подземные воды (до 180 г/л) хлоркальциевого типа, сильно метаморфизованные, характерные для восстановительной обстановки. Воды подобного состава с минерализацией до 73 г/л встречаются и в краевых частях Южно-Мангышлакской впадины. Об этом свидетельствуют химические анализы вод из скважин, вскрывших среднеюрские отложения в районе между восточной периклиналью Каратауского вала и структурой Тонаша.

Такого же типа воды встречаются в среднеюрских породах и в местах их выхода на дневную поверхность, в пределах западной периклинали Каратауского вала на глубинах 20—50 м.

Воды альб-сеноманского гидрогеологического комплекса имеют минерализацию 5—6 г/л, т. е. в среднем в 20—25 раз меньшую, чем воды средней юры, и относятся к сульфатнонатриевому и гидрокарбонатнонатриевому типам. Это типично инфильтрационные воды с содержанием сульфатов более 30—35% экв.

Различие между среднеюрскими и альб-сеноманскими водами заключается не только в химическом составе, но и в гидродинамическом режиме.

Основываясь на данных по приведенным напорам на месторождениях Жетыбай, Узень, Тенге, а также учитывая гидрогеологические материалы по скважинам, расположенным в районе западной и восточной периклинали Каратауского вала, можно сделать вывод о направлении движения вод в среднеюрском и альб-сеноманском комплексах.

Так, в пределах первого устанавливается движение вод из центральных районов Южно-Мангышлакской впадины к ее бортовым участкам, так как именно в этом направлении происходит падение значений приведенных напоров (табл. 15).

Таблица 15

Приведенные напоры в районе Мангышлака

Структура, месторождение	Скважина	Величина приведенного напора, м
Тумгачинский — Каратауский валы . .	64	2840
Кызылкаспак-Айрджальское угольное месторождение	27	2820
Структура Жетыбай	4-г	2990
» Тенге	7-г	2930
» Узень	39-г	2882

Видимо, движение вод в указанном направлении происходит под действием геостатического давления, по мере возрастания которого они отжимаются из глин в песчаные коллекторы и в дальнейшем движутся (часто вместе

с углеводородами) из областей с большим давлением в районы с меньшими, т. е. из осевой части впадины к ее бортовым участкам. На подобное движение вод неоднократно указывалось в теоретических работах А. А. Карцева (1963), Е. А. Барс, С. С. Коган (1965), а по территории Туранской плиты — в работе С. Б. Вагина, В. П. Гаврилова, В. А. Кудрякова (1965).

В альб-сеноманском гидрогеологическом комплексе движение вод имеет совершенно иное направление — из области питания (горные районы Мангышлака) на юг и юго-восток по региональному падению слоев в сторону центральных районов впадины. Подтверждается это в первую очередь перепадами приведенных напоров. Так, на Каратауском валу статические уровни подземных вод в альб-сеноманских отложениях составляют 130—140 м над уровнем моря, а в районе структур Южное Карагие и Узень — соответственно 96—100—105 м.

Такое резкое различие подземных вод рассмотренных выше гидрогеологических комплексов по химическому составу, минерализации и направлению движения, дает возможность четко фиксировать районы разгрузки седиментационных вод юрских отложений в вышележащие породы мела (скрытая разгрузка). Именно на этих участках разгрузки имеются в чехле крупные разломы, устанавливаемые по геофизическим данным.

Анализ взаимосвязи разломов, установленных геологическим картированием на дневной поверхности в пределах Горного Мангышлака, с гидрогеологическими аномалиями, приуроченными к ним, также подтверждает высказанное выше предположение. Для примера рассмотрим два крупных разлома: первый протягивается в широтном направлении от форта Шевченко через Тюбеджик по юго-западному склону хребта Каратау и продолжается далее на юго-восток в район Тумгачинского вала; второй трассируется по юго-западному склону Беке-Башкудукского вала.

С первым разломом связаны гидрохимические аномалии в районе структуры Тюбеджик, где альб-сеноманские отложения отличаются резко повышенной минерализацией вод (до 17 г/л), уменьшением содержания сульфатов до десятых долей процент-эквивалент и повышенным содержанием растворенного органического вещества до 2 мг/л, при фоновых значениях 0,4—0,7 мг/л. На южном склоне Каратауского вала к этому же разлому приурочены аналогичные аномалии, дополняемые увеличением температуры вод. В районе Тумгачинского вала с разломом связано еще более значительное увеличение минерализации альб-сеноманских вод (до 30—47 г/л), которые относятся здесь уже к хлоркальциевым.

Подобного типа аномалии альб-сеноманских вод, выраженные увеличением их минерализации, повышенным содержанием растворенного органического вещества и изменением химического состава, установлены также в районах юго-западного склона Беке-Башкудукского вала (рис. 50).

В пределах закрытых районов Южно-Мангышлакской впадины гидрохимические аномалии в альб-сеноманских водах отмечаются в районе структур Узень, Чагаласор и Южное Карагие. Так, на Узеньской структуре наблюдается резкое увеличение содержания растворенных углеводородных газов и растворенного органического вещества — до 6,2 мг/л, при фоновых значениях — 0,4—0,7 мг/л. На структуре Чагаласор воды верхнего мела также аномальны и по всем гидрохимическим показателям аналогичны водам среднеюрского гидрогеологического комплекса продуктивных горизонтов месторождений Жетыбай и Узень: минерализация их достигает 163 г/л, они относятся к хлоркальциевому типу, в составе растворенных газов присутствует

97,2% объем. углеводородов. Севернее структуры Южное Карагие, в скв. 32-к и 34-к самоизливающиеся из палеогеновых отложений воды аналогичны по составу водам средней юры: минерализация 115 г/л, тип вод хлоркальциевый. Так как в этом районе воды палеогена имеют минерализацию 7—18 г/л и большей частью относятся к сульфатно-натриевому и гидрокарбонатно-натриевому типам, то можно предположить, что в районе указанных скважин происходит

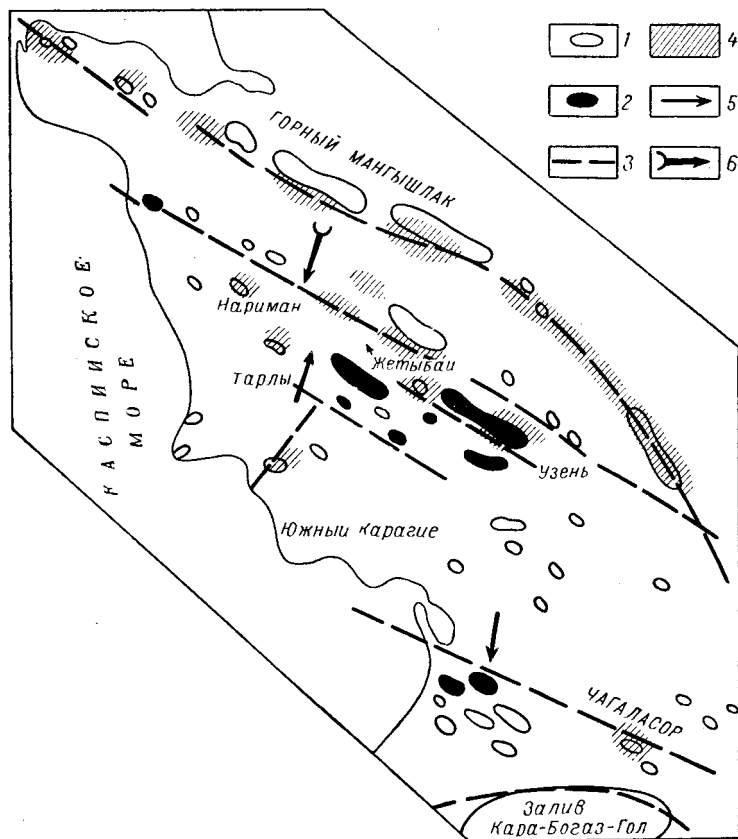


Рис. 50. Гидродинамическая схема мезозойского комплекса Южно-Мангышлакской впадины.

1 — структуры; 2 — месторождения нефти или газа; 3 — разломы; 4 — установленные перетоки пластовых вод юрского водонапорного комплекса в вышерасположенные водонапорные комплексы или на дневную поверхность; 5 — направление миграции пластовых вод среднеюрского водонапорного комплекса; 6 — то же, для нижнемелового водонапорного комплекса.

циркуляция по тектоническому нарушению рассолов из среднеюрских отложений в палеогеновые. Наш вывод о наличии здесь разлома по гидрогеологическим данным подтверждается геофизическими исследованиями.

Таким образом, гидрогеологический анализ указывает на существование в северо-восточном борту Южно-Мангышлакской впадины зоны разломов, протягивающейся в субширотном направлении через структуры Жетыбай и Узень и позволяет наметить две параллельные зоны разломов того же

субширотного направления в пределах юго-западного борта, проходящие через Южно-Карагинскую и Чагаласорскую структуры.

С зонами перетока подземных вод, приуроченных к разломам, связаны залежи нефти и газа в юрских и меловых отложениях исследуемой территории. Так, по северо-восточному борту впадины, как уже отмечалось, вдоль крупного субширотного разлома располагаются месторождения Жетыбай, Карамандыбас, Узень и др. На юго-западном борту впадины, в пределах выделенных разломов, на локальных поднятиях (Жагинское, Южное Карагие, Чагаласор) пробурено несколько глубоких скважин, не давших пока промышленных притоков углеводородов или сколько-нибудь значительных их признаков. Последнее, однако, не дает основания снижать перспективы нефтегазоносности юго-западного борта Южно-Мангышлакской впадины по сравнению с ее северо-восточным бортом. Действительно, если исходить из того, что миграция углеводородов происходит из центральных, осевых областей впадин к ее бортам, то следует ожидать, что движение подземных вод и связанных с ними углеводородов в среднеюрской толще, должно происходить в равной мере как к северо-восточному, так и к юго-западному бортам впадины. В обоих случаях на пути подземных вод и растворенных в них углеводородов располагаются флексурно-разрывные зоны, характеризующиеся наличием антиклинальных складок и ловушек типа зон выклинивания (особенно в юрских отложениях). Наличие здесь разрывов различной величины создает благоприятные условия для вертикальной миграции юрских вод и углеводородов в меловые коллекторы. В результате, как было показано выше, в последних возникают аномальные в гидрогеологическом отношении воны. Такой переток подземных вод создает благоприятные условия и для формирования в меловых породах газовых залежей за счет углеводородных ресурсов юрского продуктивного комплекса, как наблюдалось на месторождении Узень. Имеются здесь и ловушки — сравнительно крупные локальные поднятия: Аксуинское (15×7 км) амплитудой 100—150 м и углами падения крыльев $2-3^\circ$; Чолпанская (11×7 км) амплитудой 150 м; Кендырлинское (13×4 км) амплитудой 100 м и др.

Изложенные выше соображения позволяют судить о том, что в пределах юго-западного борта Южно-Мангышлакской впадины следует ожидать не менее значительные скопления углеводородов, чем это установлено для ее северо-восточного борта. В отличие от последнего перспективность меловых отложений юго-западных частей впадины значительно выше. Как было показано, меловые отложения северо-восточных районов характеризуются неблагоприятными гидрогеологическими условиями, ибо здесь движение вод мелового гидрогеологического комплекса направлено из области питания в более погруженные участки впадины. Являясь водами сульфатно-натриевого и гидрокарбонатно-натриевого типа, они способны разрушать встречающиеся на пути их движения залежи углеводородов. Этим частично объясняется, например, отсутствие залежей газа в меловых породах на Жетыбайском месторождении. В этом отношении более благоприятными условиями характеризуется юго-западный борт впадины, где поток меловых вод, видимо, не так интенсивен из-за удаленности областей питания, расположенных в пределах Горного Мангышлака. Особенно благоприятны в гидрогеологическом отношении районы Карауданского вала, осложненного такими антиклинальными поднятиями как Аксуинское, Чолпанское, Западно-Чолпанское, Кендерлинское, Акбасское, Аламурынское, Безмянное и др.

Необходимо еще раз отметить, что залежи нефти и газа в бортовых частях впадин могут быть связаны не только с локальными поднятиями, но и с зонами

выклинивания и в первую очередь ниже-среднеюрских отложений, располагающихся вдоль выделенных разломов.

На основании изложенного нами сделаны следующие выводы.

1. Северо-восточный и юго-западный борты Южно-Мангышлакской впадины осложнены крупными разломами в фундаменте, имеют ступенчатое строение и характеризуются развитием флексурно-разрывных зон в отложениях чехла.

2. Движение вод юрского гидрогеологического комплекса направлено из осевых областей впадины к ее бортовым участкам, а для меловых отложений этот процесс идет в обратном направлении за счет подтока инфильтрационных вод из областей питания, расположенных в пределах горного Мангышлака.

3. С разломами и флексурно-разрывными зонами связан переток подземных вод из юрского гидрогеологического комплекса в меловой, что ведет в ряде случаев к образованию в последних газовых залежей за счет углеводородных ресурсов юрской толщи.

4. Наиболее перспективны меловые отложения на юго-западном борту впадины, ибо здесь влияние инфильтрационного потока меловых вод значительно ослаблено.

5. Оценивая перспективы нефтегазоносности в целом как северо-восточного, так и юго-западного бортов Южно-Мангышлакской впадины, можно утверждать, что степень перспективности их одинаково высока. Это дает основание включить в поисково-разведочные работы и такие районы, как Карауданский вал.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ФУНДАМЕНТА В ГЕОТЕРМИЧЕСКОМ ПОЛЕ АРАЛО-КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Для изучения особенностей геотермического поля Арало-Каспийского региона Туранской плиты составлены геотермические карты по срезам —500, —1000, —2000, —3000 м, а также схемы распределения температур по поверхности ниже-среднеюрского и нижнемелового продуктивных комплексов (Арабаджи и др., 1968).

Четкое отображение в геотермическом поле рассматриваемого региона находят региональные разломы фундамента, которые, проникая в нижние слои земной коры, создают благоприятные условия для подтока тепла из недр в осадочный чехол. В связи с этим вдоль таких разломов возникают геотермические аномалии. Характер аномалий находится в прямой зависимости от режима развития региональных разломов на платформенном этапе. В соответствии с существующими представлениями о развитии разломов Туранской плиты можно выделить четыре основных категории разломов: не проникающие в осадочный чехол, непрерывного, прерывного и раннего развития, характерных для данного региона (Гаврилов, 1970).

Разломы, не проникающие в осадочный чехол, проявлялись в доплатформенный этап развития Туранской плиты.

Формирование региональных разломов раннего развития приурочено к начальному этапу платформенного развития (пермо-триас, юра).

Разломы непрерывного развития наблюдались в течение всей платформенной истории региона, характеризуясь постепенным ослаблением активности от пермо-триасового периода к неоген-антропогенному.

Возрожденные разломы развивались в три стадии: первая, активная стадия (пермо-триас, юра), характеризовалась интенсивным проявлением этих

разломов; вторая, пассивная стадия (мел, палеоген), отличалась значительным снижением активности проявления разломов; наконец, в третьей стадии (конец палеогена — начало неогена происходило резкое возрождение активности разломов, выразившееся в дифференциальном движении блоков фундамента по разломам и в образовании крупных дизъюнктивных дислокаций в отложенных чехла.

Эти различия в режиме развития региональных разломов повлияли на характер геотермического поля Туранской плиты (рис. 51).

Региональные разломы могут быть выражены в геотермическом поле различно: в виде скачкообразного нарастания температур; в виде цепочки локальных относительных аномалий; в виде своеобразной четко выраженной границы между различными участками геотермических полей.

Скачкообразное нарастание температуры характерно для возрожденных разломов. Наиболее типичен в этом отношении Центрально-Устюртский разлом, активно проявившийся в предсреднемиоценовую эпоху активизации тектонической деятельности. На геотермической карте по срезу —1000 м ему соответствует нарастание температуры от 40 до 50° С. Геотермическая аномалия вдоль этого разлома имеет резко выраженную линейность. Такая же характеристика геотермического поля в ареале действия этого разлома присуща и картам среза —3000, —2000, —500 м; скачок температур здесь соответственно равен 10; 6; 15° С.

Приуроченность к возрожденным разломам линейных стабильных геотермических аномалий объясняется большой активностью этих разломов, разрывающих весь осадочный чехол и создающих пути для движения теплового потока и термальных вод.

Цепочки локальных положительных аномалий, как правило, соответствуют региональным разломам непрерывного развития. Вдоль таких разломов фиксируются отдельные геотермические аномалии, ориентированные согласно простиранию разлома. Так, вдоль Жетыбай-Узеньского разлома располагаются локальные аномалии, выявленные на структурах Жетыбай, Тенге, Кокумбай и др. Значения температур на срезе —1000 м возрастают здесь до 50—55° С. В смежном районе Беке-Башкудукского вала и Южно-Мангышлакской впадине эта величина не превышает 40—45° С. Такая же цепочка аномалий фиксируется и в ареале действия Арстановского разлома, где на одноименной структуре температура возрастает до 55° С (рис. 51). Такая характеристика теплового поля возникает потому, что интенсивность проявления разломов непрерывного развития уменьшается снизу вверх, в связи с чем нарушение верхних горизонтов меньше, чем нижних, и тепловой поток частично экранируется верхней частью осадочного чехла, «пробиваясь» в местах наибольшего дробления и разрыва пластов. В геотермическом поле по верхним срезам (—1000, —500 м) это проявляется в виде цепочки геотермических аномалий, в отличие от сплошных линий устойчивых аномалий возрожденных разломов.

Особый интерес представляет район Актумсукской группы поднятий. На геотермической карте по срезу —1000 м в этом районе выделяются два линейных участка локальных аномалий геотермического поля: первый — Байтерекский и Теренкудукский аномальные участки; второй — Хоройский участок (рис. 51). Ориентированы эти участки субширотно и соответствуют Южно-Актумсукскому и Хоройскому региональным разломам фундамента. В пределах первого участка, соответствующего Южно-Актумсукскому разлому, значения температур достигают 45° С, а фундамент (допермский) залегает на глубине 2500—3000 м. Второй участок, соответствующий Хоройскому разлому, харак-

теризуется значениями температур до 55°C , в то время как глубина залегания допермского фундамента по геофизическим данным 5000—6000 м. Это отклонение от общей закономерности увеличения значений температур с приближением

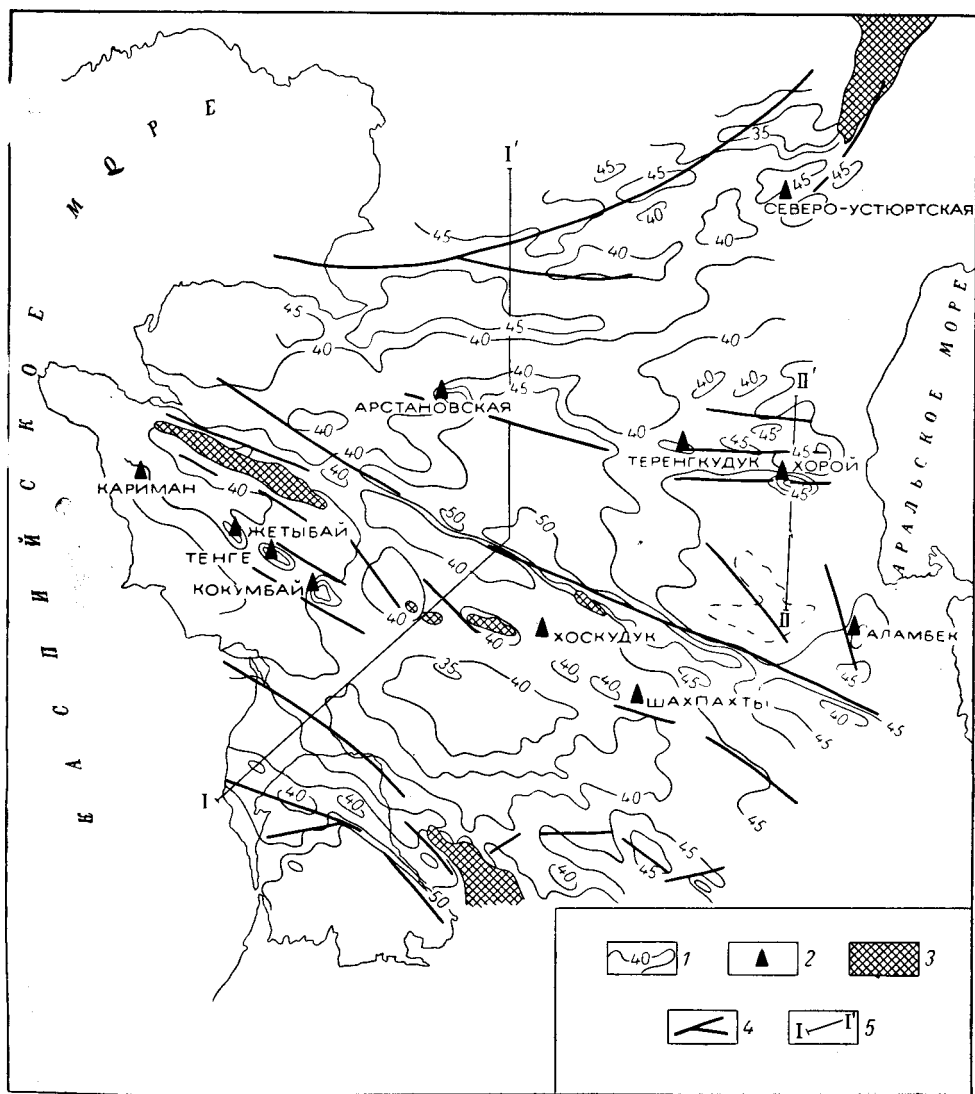


Рис. 51. Схематическая карта влияния региональных разломов на геотермическое поле Арало-Каспийского региона на срезе -1000 м.

1 — линии равных температур; 2 — точки замера температур в скважинах; 3 — пересечение плоскости среза с поверхностью пермо-триаса; 4 — региональные разломы; 5 — линии профилей.

фундамента объясняется, на наш взгляд, опять-таки различием в режиме развития разломов. Южно-Актумсукский разлом, который мы относим к разломам раннего развития, проявившимся в юре, менее активен, нежели Хоройский разлом непрерывного развития. В связи с этим последний, проявляясь и в

послеюрское время, когда деятельность Южно-Актумсукского разлома затухает, создает благоприятные условия для более интенсивного подтока тепла из недр в верхние слои осадочного чехла. Такая же картина сохраняется и на геотермической карте по срезу —500 м. Значения температур на Южно-Актумсукском разломе составляют 30—35° С, а Хоройском —45° С. На геотермических картах по срезам —2000 и —3000 м происходит выравнивание значений температур в обоих участках, где они соответственно равны 70 и 95—100° С. На геотермических картах по срезам —1000, —500 м локальные аномалии, приуроченные к Хоройскому разлому, гораздо более четко выражены по сравнению с аномалиями на геотермических картах по срезам —2000, —3000 м, что отчетливо фиксируется последовательным увеличением скачка нарастания температур (рис. 52). Это объясняется, очевидно, тем, что в низах осадочного чехла возрастает плотность теплового потока от близко залегающего фундамента, что приводит к общему увеличению фона геотермического поля, на котором контрастность нарастания температур вдоль регионального разлома сглаживается. В верхних горизонтах чехла (срезы —1000, —500 м) происходит резкое уменьшение фоновых значений геотермического поля за счет появления новых термоизолирующих зонч, и только в зоне разлома сохраняются благоприятные условия для подтока тепла из недр, что и обуславливает четкое оформление локальных аномалий в ареале действия Хоройского и других разломов непрерывного развития.

На основе рассмотренного примера можно сделать вывод о значительном влиянии региональных разломов на характер геотермического поля, что приводит к созданию аномальных участков даже в случае сравнительно глубокого залегания фундамента — основного источника теплового потока.

В ряде случаев региональные разломы фундамента являются своеобразными границами участков геотермического поля с различными значениями фона. Как правило, это разломы непрерывного развития, разграничивающие крупные регионы. К таким разломам относятся Карабогаз-Каракумский, разделяющий Арало-Каспийский и Карабогаз-Каракумский регионы Туранской плиты.

На геотермической карте по срезу —1000 м заметно различие в характеристике геотермического поля двух регионов. Для первого характерно преобладание сравнительно пониженных значений температур (35—40° С), причем геотермические аномалии в плане имеют расплывчатые очертания. В направлении Карабогаз-Каракумского региона меняется и ориентировка аномалий от северо-западной на северо-восточную. Аномалии геотермического поля этого региона четко выраженного северо-западного простирания, а значения температур возрастают до 50—55° С, что соответствует более приподнятому залеганию фундамента. Карабогаз-Каракумский региональный разлом состоит из ряда сравнительно мелких разломов различной ориентировки.

Региональные разломы фундамента, в зависимости от режима своего развития, различны не только в площадном распределении геотермического поля, но и в вертикальном. Были составлены два профиля по геотермическим картам срезов —3000, —2000, —1000, —500 м и графики зависимости приращения температур от глубины среза (рис. 52).

Первый профиль проходит от берегов Каспия (Карабогазгольская коса) на Центральный Устюрт и далее на север до Южно-Эмбенских дислокаций, второй профиль пересекает с юга на север Актумсукскую группу поднятий. Наиболее стабильно на профилях выглядят разломы прерывного и непрерывного развития. Им на всех срезах соответствуют скачкообразное нарастание

температур, причем у прерывных разломов это заметно несколько четче, чем у разломов непрерывного развития. Центрально-Устьюртскому возрожденному разлому на всех срезах соответствуют резкие уступы на геотермических

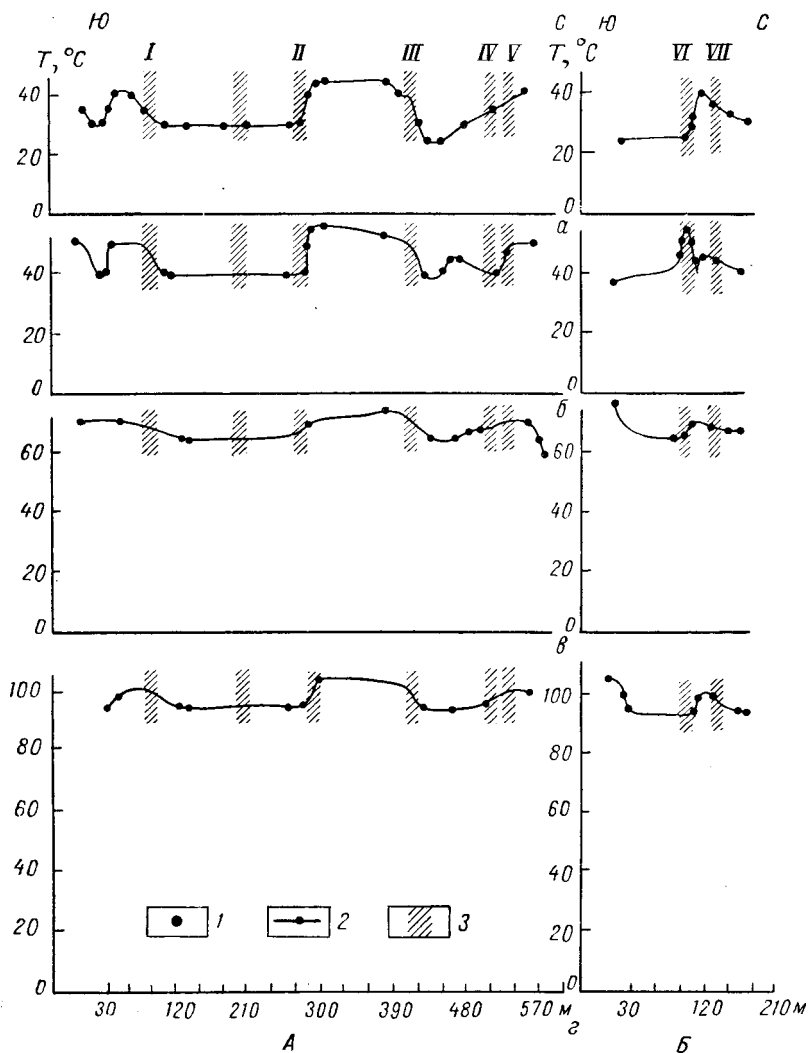


Рис. 52. Геотермические профили.

1 — фактические точки; 2 — линии профиля; 3 — зоны разломов.

А — по линии I—I'; Б — по линии II—II'.

По срезам: а — —500 м; б — —1000 м; в — —2000 м; г — —3000 м.

I — Северо-Карабогазский разлом непрерывного развития; II — Центрально-Устьюртский возрожденный разлом; III — Арстановский разлом непрерывного развития; IV — Мынсуалмасский разлом, частично проникающий в чехол; V — Южно-Эмбенский разлом, не проникающий в чехол; VI — Хоройский разлом непрерывного развития; VII — Южно-Актумсунский разлом, частично проникающий в осадочный чехол.

профилях. Причем, скачок температур увеличивается по мере уменьшения глубины среза: на срезе —3000 м он равен 10°C ; на срезе —2000 м — 6°C ; на срезе —1000 м — 10°C ; на срезе —500 м — 15°C (рис. 52), что происходит

из-за увеличения мощности термоизолирующих толщ в прогнутых участках.

Для разломов непрерывного развития характерна устойчивость скачкообразного нарастания температур на всех срезам. Например, для Арстановского разлома величина температурного перепада равна: на срезе —3000 м — 6° С; на срезе —2000 м — 10° С; на срезе —1000 м — 12° С; на срезе —500 м — 16° С. Для Северо-Карабогазского разлома эти же значения на соответствующих срезам равны 6, 10 и 12° С (рис. 52).

Слабее в геотермическом поле плиты выражены разломы раннего развития и не проникающие в чехол. Например, для Мынсуалмасского разлома характерны следующие значения температур: 4, 3, 2° С (рис. 52). Аналогичная характеристика и у Южно-Актумсукского разлома.

Таким образом, разломы раннего развития имеют наиболее ощутимый скачок нарастания температур по глубоким срезам (—3000 и —2000 м), а на верхних срезам они почти не фиксируются.

Не проникающие в чехол разломы не находят четкого выражения в геотермическом поле. Показателен в этом отношении Южно-Эмбенский региональный разлом, разделяющий докембрийскую Русскую плиту и эпипалеозойскую Туранскую плиту. На срезам —3000, —2000 и —500 м он не фиксируется скачкообразным нарастанием температур; только на срезе —1000 м ему соответствует сравнительно резкое возрастание температуры на 8° С (рис. 52).

Особо следует отметить поведение разломов Горного Мангышлака в геотермическом поле Арало-Каспийского региона (Северо- и Южно-Каратауские, Северо-Бекешбакудукский, Тумгачинский, Карашекский разломы и др.). Они не находят выражения в геотермическом поле, располагаясь на фоне относительно пониженных значений поля (рис. 51, 52), что объясняется двумя причинами: во-первых, наличием мощной толщи пермо-триаса, являющейся своеобразным термоизолятором на пути теплового потока из недр; во-вторых, разломы Горного Мангышлака, вероятно, не проникают глубоко в допермский комплекс и не вскрывают палеозойские горизонты — источники тепла.

Этим, очевидно, объясняется и сравнительно слабое проявление в геотермическом поле исследуемого региона Шахпахтинского и Восточно-Яркимбайского разломов непрерывного развития.

Проведенный анализ геотермических карт Арало-Каспийского региона позволяет утверждать, что в ареале действия разломов непрерывного развития и возрожденных разломов создаются условия резко повышенных пластовых температур (до 15—20° С). Это, очевидно, создает благоприятные условия для вертикальной миграции углеводородов, особенно жидких. По-видимому, с повышением температуры подвижность нефти и конденсата возрастает, что способствует их проникновению в верхние слои разреза и ускорению процессов нефтегазообразования. Учитывая отрицательное влияние возрожденных разломов на формирование залежей нефти и газа (Гаврилов, 1970), мы не относим их к категории перспективных в нефтегазонасном отношении, в отличие от разломов непрерывного развития. Повышенная плотность теплового потока в зонах этих разломов повышает температуру захороненного органического материала, способствует регенерации его в углеводороды и их последующей вертикальной, а частично и латеральной миграции. Следовательно, непрерывно развивающиеся разломы, создавая участки аномально высоких пластовых температур, способствуют процессам нефтегазообразования и нефтегазонакопления в ареале своего действия.

РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР В ПРЕДЕЛАХ ПРИПЯТСКОЙ, ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ И ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИН

В формировании солянокупольных структур в южных районах Русской платформы важную роль играют разнообразные факторы. Одни исследователи главной причиной считают тангенциальные тектонические движения, другие — гравитационные нагрузки. Нередко исследователи не придают должного значения блоковым движениям и разломам в кристаллическом фундаменте и подсолевых отложениях. Особенно это относится к районам с глубоким залеганием фундамента, где гидрохимические отложения залегают глубоко, имеют большую мощность, а соляной тектогенез затушевывает глубинную тектонику.

Однако детальный анализ комплекса геолого-геофизических данных позволяет и в этих районах установить четкую взаимосвязь между блоковыми движениями фундамента и особенностями строения солянокупольных структур. Это видно при сравнении солянокупольных регионов с различными глубиной залегания фундамента, мощностью гидрохимических толщ и особенностями строения надсолевого комплекса. Например, при сравнительном анализе Припятской, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин установлены закономерности в генетической связи между солянокупольными структурами и глубинными региональными разломами.

В Припятской впадине глубина залегания кристаллического фундамента обычно не превышает 3—5 км. Мощность гидрохимических отложений незначительная — десятки или сотни метров. Гидрохимические отложения приурочены к девонскому комплексу. Анализ тектонического строения показывает, что в Припятской впадине формирование солянокупольных структур обусловлено движениями блоков фундамента по региональным разломам. Об этом можно судить по тому факту, что в большинстве случаев разломы нарушают фундамент, подсолевую толщу и соленосный комплекс (Люткевич, 1966). Это наглядно видно на рис. 53, где семь из восьми типов выделенных структур характеризуются наличием разрывных нарушений. Влияние данных разрывных нарушений на формирование солянокупольных структур в Припятском прогибе несомненно хотя бы потому, что каждый зафиксированный на рис. 53 разлом сопровождается нарушением сплошности подсолевых и соленосных отложений. Сами же солянокупольные структуры располагаются в приразломной зоне. Таким образом, каждый разлом в пределах солянокупольных поднятий является одним из основных элементов этой структуры. Следовательно, в Припятской впадине региональные разломы и блоковые тектонические подвижки играют первостепенную роль в формировании солянокупольных структур.

Днепровско-Донецкая впадина отличается глубоким залеганием кристаллического фундамента, часто достигающего глубины 5—10 км, т. е. примерно в два-три раза глубже, чем в Припятской впадине. Гидрохимический комплекс в Днепровско-Донецкой впадине приурочен не только к девону, но и к более молодым отложениям — карбону и перми (Китык, Куцяба, 1966). Таким образом, Днепровско-Донецкая впадина по сравнению с Припятской впадиной имеет более широкий диапазон трансформаций дизъюнктивных движений. Такая особенность регионального строения Днепровско-Донецкой впадины отразилась на характере формирования солянокупольных структур и, прежде всего, на ослаблении влияния блоковых движений и региональных разломов.

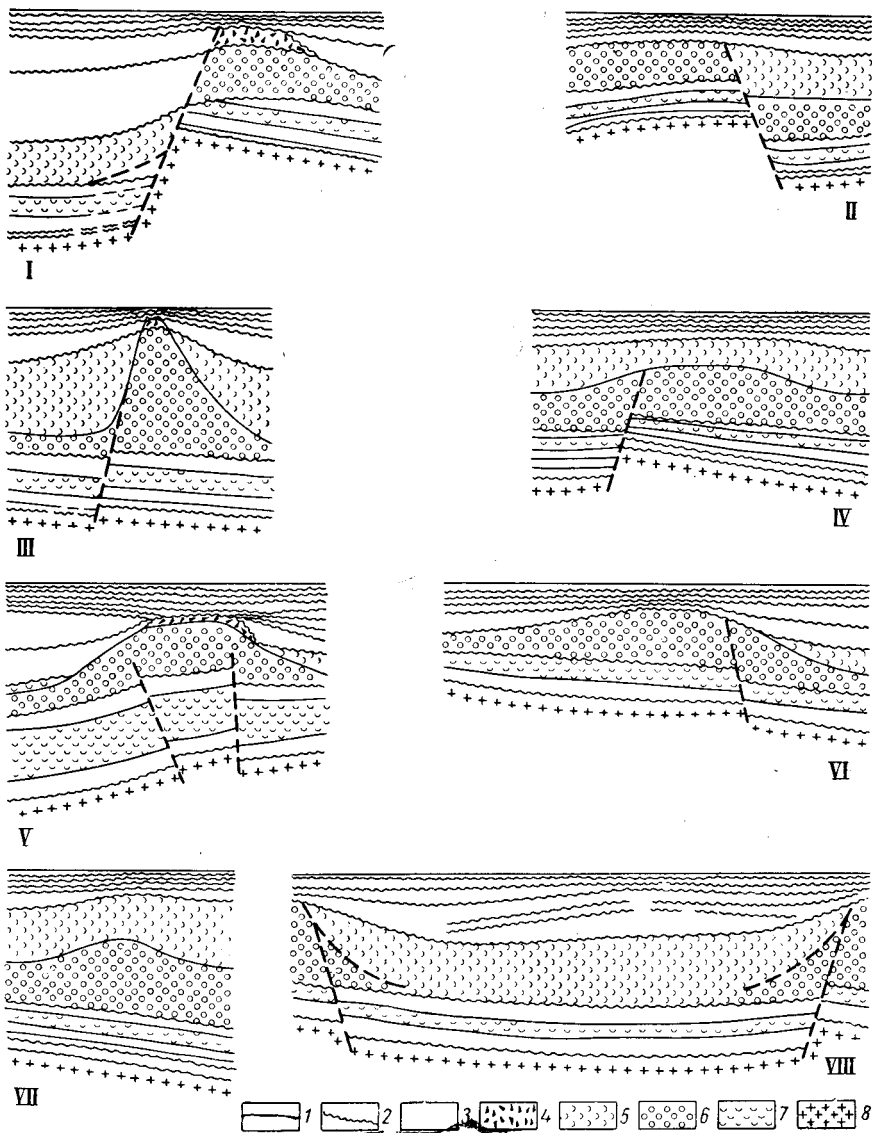


Рис. 53. Типы локальных поднятий Припятской впадины (по В. Н. Макаревичу и В. С. Кошницеву).

1 — границы стратиграфических комплексов без перерыва в осадконакоплении; 2 — границы стратиграфических комплексов с перерывом в осадконакоплении; 3 — разрывные тектонические нарушения; 4 — брекчии кепрона; 5 — глинисто-галитовая подтолща; 6 — галитовая подтолща верхней (фаменской) соленосной толщи; 7 — нижняя (франская) соленосная толща; 8 — кристаллический фундамент.
I—VIII — типы структур.

Здесь влияние региональных разломов, как правило, сказывается в пространственном размещении солянокупольных структур, которые обычно трассируют региональные разломы в кристаллическом фундаменте.

Ослабленная роль региональных разломов в формировании соляных куполов Днепровско-Донецкой впадины выявляется при детальном анализе особенностей строения основных типов солянокупольных структур этого региона. Из большого числа соляных куполов только у третьей их части имеются разрывные нарушения, располагающиеся на крыльях соляных массивов и являющиеся в нижней части соляных ядер составной частью их «корней».

На рис. 54 показано строение ряда солянокупольных структур Днепровско-Донецкой впадины. У многих из них основание соляного штока осложнено разрывными нарушениями.

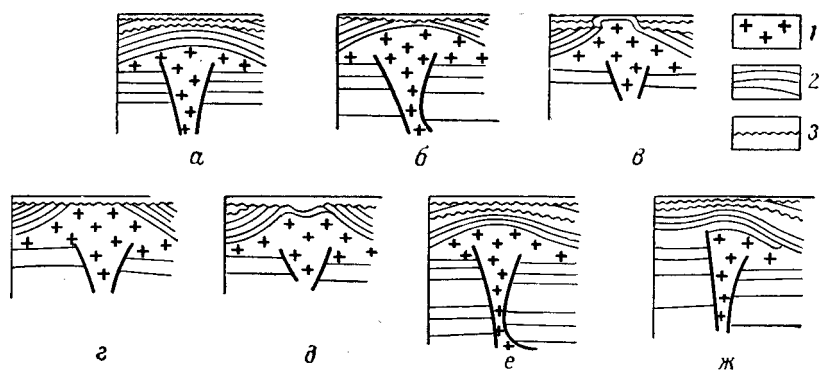


Рис. 54. Соляные купола Днепровско-Донецкой впадины с разломами по бортам массивов. 1 — гидрохимический комплекс нижней перми; 2 — характер залегания надсолевых и подсолевых отложений; 3 — зоны размыва и несогласного залегания.
Купола: а — Полтавский; б — Медведовский; в — Колонтаевский; г — Распашиновский; д — Ивангородский; е — Чутовский; ж — Западно-Алексеевский.

Последнее обстоятельство свидетельствует о решающей роли дизъюнктивного фактора в образовании соляных штоков. Именно благодаря вертикальным подвижкам блоков фундамента произошло дробление осадочного чехла и по сети разломов в осадочной толще перетекали пластичные гидрохимические осадки из нижележащих толщ в верхнюю часть разреза. Перераспределение гидрохимических отложений в разрезе осадочного чехла не может не вызвать и перераспределение нефтяных и газовых залежей.

Еще менее четко улавливается влияние блоковых движений и региональных разломов в Прикаспийской впадине, особенно в ее центральных районах, где глубины залегания фундамента превышают 10—15 км. В этих районах почти невозможно установить четкую взаимосвязь отдельных солянокупольных поднятий с особенностями строения кристаллического фундамента и подсолевого ложа. Это объясняется, прежде всего, слабой изученностью глубинных недр Прикаспийской впадины. Однако и здесь намечаются определенные взаимосвязи между соляными куполами и структурными особенностями фундамента и подсолевых отложений.

В настоящее время многими исследователями (Васильев, Демидов, Чарыгин, 1966; Демидов, Васильев, 1970; Журавлев, Кузьмин, 1960), в результате анализа геолого-геофизических данных, в основании Прикаспийской впадины

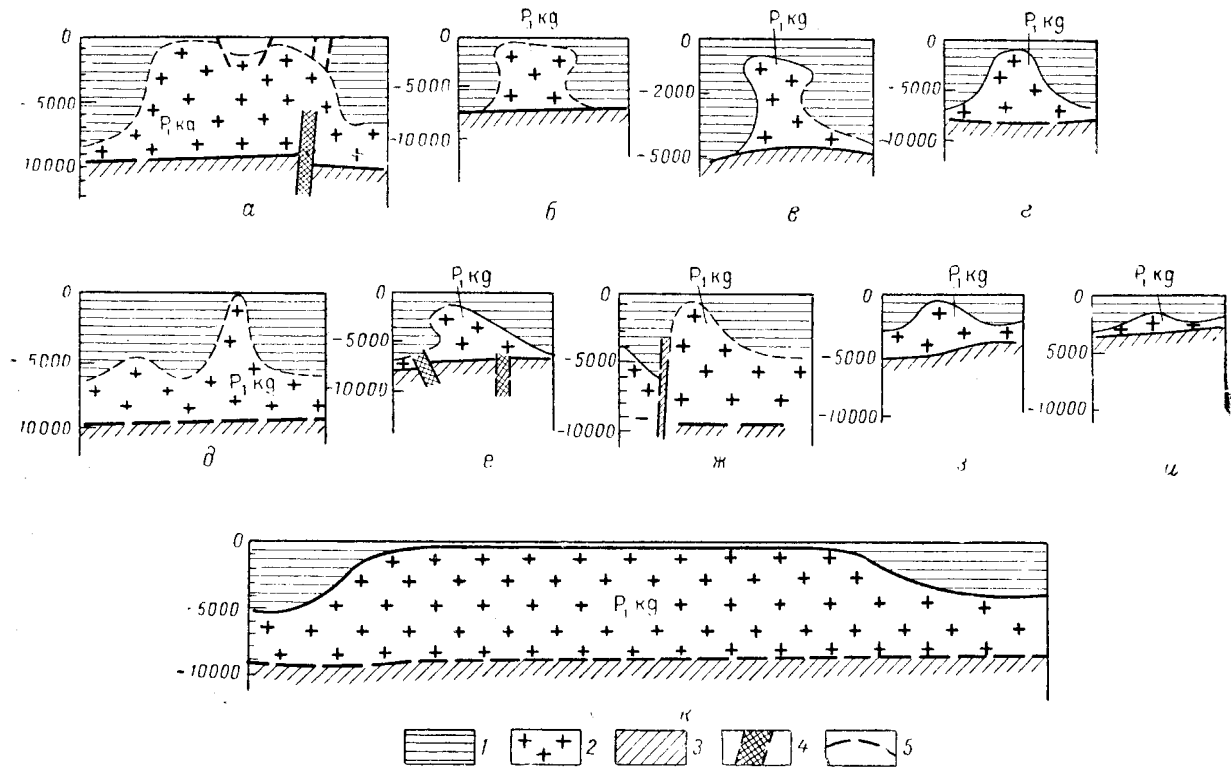


Рис. 55. Наиболее распространенные типы соляных куполов Прикаспийской впадины.

1 — надсолевой комплекс отложений (верхнепермские, мезозойские и кайнозойские отложения); 2 — гидрохимический комплекс кунгурского яруса; 3 — подсолевые отложения; 4 — зоны разломов; 5 — сбросы в надсолевых отложениях.
 Соляные купола: а — Карабек; б — Калиновка; в — Каратюбе; г — Чингиз; д — Кобжасор Санкебай; е — Хабаловка; ж — Балгамола; з — Узуннараганба; и — Шенгельский; к — Челкар.

выделяются региональные разломы, расчленяющие фундамент на крупные блоки. Эти разломы, как правило, отмечаются и в подсолевых отложениях, причем кроме разрывов сплошности подсолевых горизонтов вдоль разломов иногда фиксируются и антиклинальные структуры.

Такие связи установлены в бортовых частях Прикаспийской впадины. Кроме того, они улавливаются и в центральных районах синеклизы, например у соляных куполов Балгамола, Карабек, Хабаловка и др. Здесь в подсолевых отложениях фиксируются крупные разрывные нарушения, амплитуда которых часто составляет 100—500 м (рис. 55). Большая амплитуда смещения вряд ли может быть объяснена локальными дизъюнктивными нарушениями. По-видимому, она обусловлена блоковыми движениями фундамента.

В прибортовых частях Прикаспийской впадины влияние вертикальных движений блоков фундамента выявляется более рельефно. В центральных районах, благодаря наложению гравитационных сил и других факторов, развитие куполов было более сложным. Здесь прямых взаимосвязей соляных куполов с особенностями строения подсолевых отложений и кристаллического фундамента не устанавливается. Лишь комплексное изучение структурных особенностей соляных куполов, подсолевых отложений и кристаллического фундамента позволяет уловить некоторые элементы такой взаимосвязи: приуроченность соляных куполов к антиклинальным поднятиям в подсолевых отложениях и в их линейном расположении. Линейные группы соляных куполов совпадают с глубинными разломами в фундаменте и подсолевых отложениях. Такие линейные зоны выделяются в частности, на юго-востоке и юго-западе Хобдинского регионального гравитационного максимума. Линейная зона куполов Казбай-Досхана-Куттубай расположена севернее Гурьева. Она трассирует региональный разлом в фундаменте. Аналогичные зоны выделяются и на правом берегу р. Урала. Протяженная зона куполов трассируется вдоль рек Малый и Большой Узень с северо-запада на юго-восток до оз. Аралсор. Здесь соляные купола приурочены к региональным разломам. Интересно, что эти региональные разломы проявляются и в четвертичное время (Проничева, 1961). Это свидетельствует о влиянии вертикальных подвижек фундамента и подсолевых отложений не только на формирование соляных куполов, но и на их современное развитие.

Следовательно, во всех трех рассмотренных регионах формирование солянокупольных структур тесно связано с блоковыми движениями и разломами. Чем длительнее разломы проявляли свою активность во времени, тем более четко выражена линейность в расположении соляных куполов. Особенно наглядно такая зависимость наблюдается в областях проявления новейших региональных разломов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

А в р о в П. Я., К о с м а ч е в а Л. Г. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Актюбинского Приуралья и Западного Примугоджарья. Алма-Ата изд. АН КазССР, 1963.

А г р а н о в с к и й Л. Е. и др. Главнейшие направления поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах Туранской плиты. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1967, № 7.

А й з е н ш т а д т Г. Е. и др. Прикаспийская впадина — мощный резерв нефтяной и газовой промышленности в Европейской части СССР. «Геология нефти и газа», 1971, № 5.

А л е к с и н А. Г. и др. Литологические и стратиграфические залежи нефти и газа Предкавказья. М., «Наука», 1970.

А п р о д о в В. А. Структурно-тектоническая классификация глубинных разломов. В кн. «Глубинные разломы», М., «Недра», 1964.

А р а б а д ж и М. С. и др. О продолжении Предуральского передового прогиба в пределах Прикаспийской впадины. «Советская геология», 1965, № 7.

А р а б а д ж и М. С. и др. Геотермические особенности формирования нефтяных и газовых залежей Арало-Каспийского региона. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1968.

А р х а н г е л ь с к и й А. Д. и др. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1947.

Б а к и р о в А. А. О классификации и геотектонических закономерностях размещения крупных территорий (региональных зон) нефтегазонакопления в земной коре. Тр. МИНХ и ГП, вып. 24. М., Гостоптехиздат, 1959.

Б а к и р о в А. А. Классификация и геотектонические закономерности размещения крупных нефтегазоносных территорий. В кн. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей». М., изд. АН СССР, 1962.

Б а к и р о в А. А. и др. Глубинное строение и перспективы нефтегазоносности палеозоя Северного Устьурта. «Советская геология», 1968, а, № 2.

Б а к и р о в А. А., Б ы к о в Р. И., Г а в р и л о в В. П. Использование орогенного комплекса формаций при геотектоническом районировании фундамента Туранской плиты. Международн. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема № 3. М., изд-во АН СССР, 1968, б.

Б а к и р о в А. А., Б ы к о в Р. И., Г а в р и л о в В. П. К освоению подсолевой нефти и газа юго-восточной Туркмении. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1966, № 10.

Б а к и р о в А. А., В а р е н ц о в М. И., Б а к и р о в Э. А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М., «Недра», 1971.

Б а к и р о в А. А. и др. Геологические условия и основные закономерности размещения скоплений нефти и газа в пределах эпигерцинских платформ Юга СССР. «Средняя Азия», т. I. М., Гостоптехиздат, 1963, а.

- Бакиров А. А. и др. Закономерности размещения нефти и газа эпигерцинской платформы Юга СССР. т. I. М., Гостоптехиздат, 1963, б.
- Бакиров А. А. и др. Теоретические основы и методы поисков и разведки скопленных нефти и газа. М., изд-во «Высшая школа», 1968.
- Барс Е. А. Растворенное органическое вещество подземных вод и возможность его использования в нефтяной геологии. В сб. «Геохимия и гидрохимия нефтяных месторождений». М., изд-во АН СССР, 1963.
- Барс Е. А., Коган С. С. Органическое вещество подземных вод нефтегазоносных областей. М., «Недра», 1965.
- Белокрылова Т. Г., Кузнецов В. Г., Можаяев Н. С. Нефтеносность нижнекаменноугольных отложений западной части Оренбургской области. «Геология нефти и газа», 1962, № 12.
- Белоусов В. В. Типы и происхождение складчатости. «Советская геология», 1958, № 1.
- Белоусова З. Д. Остракоды нижнего триаса. Бюлл. МОИП, отдел геол., т. XXXVI (1), 1961.
- Белоусова З. Д. и др. Развитие и смена морских организмов на рубеже палеозоя и мезозоя. Тр. палеонтологического ин-та АН СССР, т. 108. М., изд. АН СССР, 1965.
- Беляевский Н. А. и др. Новые данные о структуре земной коры территории СССР. В кн. «Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия», № 7. М., «Наука», 1970.
- Бирина Л. М. Граница девона и карбона в восточной части Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. 14. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Блискаява Л. Г. Закономерности формирования и размещения литологических и стратиграфических ловушек нефти и газа в верхнеюрских отложениях на южном склоне Каракумской платформы. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Ашхабад, Туркменский гос. ун-т, 1969.
- Бобров Ю. П. О методике изучения истории формирования платформенных и тектонических поднятий. Новости нефтяной и газовой техники, серия геол., 1961, № 11.
- Богданов А. А. Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Бюлл. МОИП, серия геол., вып. 5, 1947.
- Брод И. О. Залежи нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1951.
- Брод И. О. и др. Нефтегазоносные бассейны земного шара. М., «Недра», 1965.
- Бронгулеев В. В. Мелкая складчатость платформ. Материалы познания геологического строения СССР, вып. 14/18. М., Бюлл. МОИП, отдел геол., вып. 4, 1951.
- Бронгулеев В. В. О проблеме происхождения и классификации складок. Бюлл. МОИП, отдел геол., 1959, вып. 4.
- Бурштар М. С., Швембергер Ю. Н. Отложения майкопской серии Восточного Предкавказья — возможный резерв открытия новых месторождений нефти и газа. Тр. ВНИГНИ, вып. 100. М., изд. ВНИГНИ, 1970.
- Бурштар М. С., Чернобров Б. С., Швембергер Ю. Н. Основные черты тектонического развития Предкавказья на заключительной стадии геосинклинального этапа. Докл. АН СССР, серия геол., т. 196, № 4, 1971.
- Буш В. А. и др. Солянокупольные структуры восточной части Северо-Германской впадины и особенности их размещения. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1970, № 3.
- Быков Р. И., Гаврилов В. П. Роль глубинных разломов в геологическом строении и нефтегазовосности Туранской плиты. В сб. «Тектоника Туркмении». М., «Наука», 1966.
- Быков Р. И., Гордон Э. С. О тектонической трещиноватости пород осадочного чехла и ее связи с разломами фундамента юго-восточной части Туранской плиты. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1969, № 11.

- Быков Р. И., Гаврилов В. П., Полканова Л. П. Крупные разломы Туранской плиты, их классификация. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61. М., «Недра», 1966.
- Вагин С. Б., Гаврилов В. П., Кудрявцев В. А. История гидро-Геологического развития Устья и Мангышлака в связи с их нефтегазоносностью. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1965, № 2.
- Варенцов М. И. Нефтегазоносные бассейны земного шара. XXI сессия Международн. геол. конгресса. Докл. сов. геол. М., изд-во АН СССР, 1960.
- Варенцов М. И. О задачах дальнейшего изучения тектонических закономерностей размещения нефтегазоносных областей. В кн. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей». М., изд-во АН СССР, 1962.
- Васильев Ю. М. Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее пределах. Тр. МИНХ и ГП, вып. 77. М., «Недра», 1968.
- Васильев Ю. М., Прошляков Б. К. Петрографические особенности карбона Южно-Эмбенского поднятия. Докл. АН СССР, т. 115, № 5, 1957.
- Васильев Ю. М., Демидов В. А., Чарыгин М. М. К вопросу о тектоническом строении Хобдинской зоны Прикаспийской впадины. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61. М., «Недра», 1966.
- Васильев Ю. М., Рябухин Г. Е., Чарыгин М. М. Геологические задачи сверхглубокого бурения на нефть и газ в СССР. В сб. «Материалы по глубокому бурению», вып. 8. М., «Недра», 1966.
- Вассоевич Н. Б. О происхождении нефти. Вестн. МГУ, серия геол., 1962, № 3.
- Вассоевич Н. Б. О негиллистической критике теории органического происхождения нефти. «Геология нефти и газа», 1964, № 7.
- Векшина В. Н. Кокколитофориды маастрихтских отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГИМС, вып. 2. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Габриэлянц Г. А. Классификация неструктурных ловушек нефти и газа. «Геология нефти и газа», 1970, № 4.
- Гаврилов В. П. К особенностям тектоники и перспективам нефтегазоносности Барсакельмесской впадины (Восточный Устье). «Нефтегазовая геология и геофизика», 1969, № 11.
- Гаврилов В. П. Поиски и разведка месторождений нефти и газа в приразломных зонах молодых платформ. М. изд. ВНИИОЭНГ, 1970.
- Гаврилов В. П. и др. Структурные этажи Южно-Мангышлакской впадины и перспективы их нефтегазоносности. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1967, № 4.
- Галицкий В. И. Предмет, задачи и методы палеогеоморфологии. Уч. зап. Курского гос. пед. ин-та, вып. XXXVI. Курск, изд. Курск. пед. ин-та, 1966.
- Гарецкий Р. Г. Тектоника молодых платформ. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минер. наук. М., ГИН, 1969.
- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Глубинное строение района Южно-Эмбенского гравитационного максимума в свете новейших геологических и геофизических данных. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее северного, восточного и юго-восточного обрамлений». М., Гостоптехиздат, 1962.
- Гарецкий Р. Г. и др. Стратиграфия и формационный характер верхнедевонских отложений в районе Южно-Эмбенского гравитационного максимума. Докл. АН СССР, серия геол., т. 141, № 4, 1961.
- Геология нефти. Справочник, т. I. М., Гостоптехиздат, 1960.
- Гольбрайх С. Э. Результаты поисков нефти и газа в СССР на глубинах свыше 3500 м. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1970, № 5.

Грачевский М. М., Кузнецов В. Г. О нефтегазоносности доманиковой фации Камско-Кинельской впадины. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Волго-Уральской области. М., изд. ИТЕИННефтегаз, 1962.

Грачевский М. М., Берлин Ю. М. О погребенной речной сети в верейском горизонте на востоке Русской платформы. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1968, № 6.

Гудяева Л. А., Завьялов В. А., Поделько Е. Я. Геохимия доманиковых отложений Волго-Уральской области. М., изд. АН СССР, 1961.

Данчев В. И., Кузнецов В. Г. О распределении урана в турнейских отложениях западной части Оренбургской области. «Геохимия», 1966, № 7.

Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.

Демидов В. А. О возможной промышленной нефтегазоносности Хобдинской зоны в Северном Прикаспии. Тр. МИНХ и ГП, вып. 83. М., «Недра», 1969.

Демидов В. А., Васильев Ю. М. Особенности тектоники северо-востока Прикаспийской впадины. Тр. МИНХ и ГП, вып. 90. М., «Недра», 1970.

Дикенштейн Г. Х. и др. Перспективы нефтегазоносности и основные направления дальнейших поисково-разведочных работ в пределах плато Устюрт. «Геология нефти и газа», 1966, а, № 5.

Дикенштейн Г. Х. и др. Условия осадконакопления и геохимическая характеристика мезозойско-кайнозойских отложений западных районов Средней Азии. М., «Недра», 1966, б.

Журавлев В. С., Кузьмин Ю. Я. О предполагаемом Азгирском разломе в южной части междуречья Урала и Волги. Докл. АН СССР, т. 120, № 2, 1960.

Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, серия геол., 1964, № 2.

Зверева О. В., Селицкий А. Г. Некоторые закономерности пространственного размещения нефти и газа в нефтегазоносном бассейне Персидского залива. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1970, № 10.

Иванов Ю. А., Сметанина В. П., Эвентов Я. С. О погребенном поднятии фундамента в восточной части Прикаспийской впадины. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1968, № 5.

Ильин В. Д. и др. Каракум — новое газоконденсатное месторождение в Западном Узбекистане, связанное с рифовой постройкой. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1969, № 12.

Кузьмин Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению. Тр. ВАГТ, вып. 8. М., Гостоптехиздат, 1962.

Калашников Н. В. О вертикальном распространении брахиопод в нижнем карбоне Северного Урала и Приуралья. Тр. ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 6. М., «Наука», 1967.

Калинин Н. А. Основные закономерности в морфологии и нефтеносности соляных куполов Западного Казахстана. «Геология нефти и газа», 1958, № 9.

Калинин Н. А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносности Западного Казахстана. Тр. ВНИГРИ, вып. 213. Л., Гостоптехиздат, 1963.

Калинко М. К. Основные закономерности распределения нефти и газа в земной коре. М., «Недра», 1964.

Карпинский А. П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. АН СССР, серия геол., 1894, № 1.

Карцев А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963.

Кассин Н. Г. Общая характеристика тектоники Восточного Казахстана. В сб. «Геология СССР», т. 20. «Восточный Казахстан», ч. I. М.—Л., Госгеолиздаг, 1941.

К а с с и н Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1934, № 6.

К и н г Ф. Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М., изд-во МГУ, 1969.

К и т ы к В. И., К у ц я б а И. В. К вопросу о стрессии и условиях формирования некоторых соляных структур Днепровско-Донецкой впадины. Киев, «Наукова Думка», 1966.

К н я з е в В. С. Фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты в связи с проблемой нефтегазоносности. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. доктора геол.-минер. наук. М., МИНХ и ГП, 1969.

К о в а л е н к о Н. В., Ю д и н Г. Т., М е л и к - П а ш а е в а Н. В. К вопросу о классификации ловушек углеводородов стратиграфического и литологического типов. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1970, № 7.

К о ж е в н и к о в И. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности северной части территории Северо-Каспийского прогибания. «Геология нефти и газа», 1959, № 1.

К о п е л и о в и ч А. В., Э в е н т о в Я. С. Пермские отложения Астрахани. Докл. АН СССР, т. 106, № 2, 1956.

К о с ы г и н Ю. А. Соляная тектоника платформенных областей. М., Гостоптехиздат, 1958.

К о с ы г и н Ю. А., М а г н и ц к и й В. А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования. Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. 23, вып. 3., 1948.

К о с ы г и н Ю. А., Ш в е м б е р г е р Н. А., Н и к и т и н а Ю. П. О некоторых закономерностях расположения соляных куполов Южной Эмбы. Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. 23, вып. 2, 1948.

К р а с н ы й Л. И. Геоблоки. «Геотектоника», 1967, № 5.

К р о п о т к и н П. Н. Проблема происхождения нефти. «Советская геология», 1955, № 47.

К у д р я в ц е в Н. А. Глубинные разломы и нефтяные месторождения. М., Гостоптехиздат, 1963.

К у д р я в ц е в В. Е., М а м и н Ю. А. Зона глубинных разломов Тувы и их роль в локализации эндогенных рудных образований. Бюлл. ВСЕГЕИ, отдел геол., № 2, 1960.

К у з н е ц о в Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М.—Л., изд-во АН СССР, 1939.

К у з н е ц о в В. Г. Особенности нефтегазоносности нижнекаменноугольных отложений Оренбургской области. Тр. МИНХ и ГП, вып. 43. М., Гостоптехиздат, 1963.

К у з н е ц о в В. Г. Нефтегазоносность депрессионных фаций верхнего девона — турне Оренбургской области. Изв. вузов, «Нефть и газ», 1964, № 12.

К у з н е ц о в В. Г. Турнейские рифы Оренбургской области. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1, 1969.

К у з н е ц о в В. Г. Основные черты геологии рифов и их нефтегазоносность. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1971.

К у з н е ц о в В. Г., П и й ц Н. Б. Структурные и фациальные особенности песчано-алевритовых пород бобриковского горизонта (Оренбургская область). Изв. вузов, «Геология и разведка», 1966, № 7.

К у з н е ц о в В. Г., Х е н в и н Т. И. Погребенные куэсты Волгоградского Поволжья и их влияние на газосность пермских отложений. В сб. «Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений», № 7. М., изд. ВНИИЭГАЗПРОМ, 1970.

К у з ь м и н а Е. М. Геолого-геофизическая основа подготовки сырьевых ресурсов нефтедобывающей промышленности СССР. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1969.

Л е в о р с е н А. И. Геология нефти и газа. М., «Мир», 1970.

Л и в ш и ц Ю. Я. Глубинные разломы и их роль в формировании тектонических структур и локализации оруденения. В кн. «Глубинные разломы». М., «Недра», 1964.

- Липатова В. В., Старожилова И. Н. Стратиграфия и остракоды триасовых отложений Саратовского Заволжья. Саратов, изд. Саратовск. гос. ун-та, 1968.
- Лихачев Ю. А. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 105, вып. 15. М., Гостоптехиздат, 1963.
- Поджевская М. И. Основные закономерности распределения глубоко залегающих залежей нефти и газа. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., изд-во МГУ, 1971.
- Любимова П. С., Хабарова Т. Н. Остракоды мезозойских отложений Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, нов. серия, вып. 84. М., Гостоптехиздат, 1955.
- Львова С. А. Кокколитофориды маастрихтских отложений Днепровско-Донецкой впадины. Палеонтологический сборник, вып. 1, № 5. Львов, изд. Львовского ун-та, 1968.
- Люткевич Е. М. О происхождении солянокупольных структур Припятской впадины. Киев, «Наукова Думка», 1966.
- Мелик-Пашаева Н. В. Схемы классификации стратиграфических и литологических залежей нефти и газа и необходимость их унификации. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1969, № 6.
- Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
- Мирчинк М. Ф. О задачах дальнейшего развития геологопоисковых работ на нефть и газ на Мангышлаке. «Геология нефти и газа», 1969, № 4.
- Мирчинк М. Ф. и др. Некоторые закономерности размещения локальных поднятий Южного Мангышлака и перспективы их нефтегазоносности. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1966, а, № 4.
- Мирчинк М. Ф. и др. Современный структурный план мезозойских отложений Южного Мангышлака в связи с перспективами их нефтегазоносности. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1966, б, № 2.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I. М., изд. АН СССР, 1956.
- Наливкин Д. В. и др. Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской и Турано-Скифской плит. Тр. ВНИГРИ, вып. 235. М., «Недра», 1965.
- Неволин Н. В. К вопросу геологического строения и нефтеносности Прикаспийской впадины. Докл. АН СССР, т. 55, № 8, 1947.
- Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. М., Гостоптехиздат, 1951.
- Неволин Н. В. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Западного Казахстана. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Неручев С. В. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всеросс. минер. об-ва, т. 62, вып. 2, 1933.
- Обручев В. А. Пограничная Джунгария. Отчет о путешествиях, совершенных в 1905, 1906, 1907 гг. Томск, изд. Томского технологического ин-та, 1914.
- Обручев В. А. Новые течения в тектонике. Изв. Геол. ком., т. 45, № 4, 1939.
- Огнев В. П. Таласо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 4.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. «Тектоника СССР», т. IV. М., Гостоптехиздат, 1959.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, а, № 1.
- Пейве А. В. Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, б, № 12.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. В кн. «Структура земной коры и деформации горных пород». М., изд. АН СССР, 1960.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. «Геотектоника», 1967, № 5.

Поцов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, изд. Комитета наук Узб. ССР, 1933.

Порфирьев В. Б. К вопросу о времени формирования нефтяных месторождений. В кн. «Проблемы миграции нефти и формирования нефтяных и газовых скоплений». М., Гостоптехиздат, 1959.

Проничева М. В. Данные о новейшей тектонике Волго-Уральского междуречья и их назначение для нефтепоисковых работ. Тр. ВНИГНИ, вып. 20. М., Гостоптехиздат, 1961.

Прошляков Б. К., Васильев Ю. М. Рифогенные образования на Южной Эмбе. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38. М., Гостоптехиздат, 1962.

Пятков К. К., Пяновская И. А. Об ископаемых доальбских русловых врезях Кульджуктау (Центральные Кызылкумы). «Узбекский геологический журнал», 1968, № 2.

Рейтлингер Е. А. Особенности развития фауны фораминифер в переходное между девоном и карбоном время. В сб. «Стратиграфические схемы палеозоя. Каменноугольная система». М., Гостоптехиздат, 1962.

Родинова К. Ф. Геохимия рассеянного органического вещества и нефтематеринские породы девонских отложений Волго-Уральской нефтегазосной области. Тр. ВНИГНИ, вып. III. М., «Недра», 1967.

Ронов А. Б. Органический углерод в осадочных породах (в связи с их нефтеносностью). «Геохимия», 1958, № 5.

Рубан В. И. Условия нефтегазонакопления и рациональная методика поисков газовых и нефтяных месторождений в низменных Каракумах. Автореферат дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. М., ВНИГНИ, 1969.

Сарычева Т. Г., Сокольская А. Н. Определитель палеозойских брахиопод Подмосковной котловины. Тр. ПИН АН СССР, т. 38. М., изд. АН СССР, 1952.

Семенович В. В. и др. О рифогенных структурах Западного Узбекистана. «Геология нефти и газа», 1968, № 10.

Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. М., «Недра», 1965.

Соколов В. Л., Свиточ А. А. Солевые гряды как ведущая форма распределения соли в Прикаспийской впадине и индикаторы строения надсолевого ложа. Тр. МИНХ и ГП, вып. 90. М., «Недра», 1970.

Софроницкий П. А., Фаттахутдинов Г. А. О некоторых структурах уплотнения платформенной Башкирии. Уч. зап. Пермского ун-та, № 166. Пермь, изд. Пермск. ун-та, 1967.

Страхов Н. М. Доманиковская фация Южного Урала. Тр. ИГН АН СССР, вып. 16. М., изд. АН СССР, 1939.

Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. СССР, серия геол., 1953, № 5.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Тр. ГИН АН СССР, вып. 179. М., «Недра», 1968.

Туаев Н. П. Основные черты геологического строения юго-запада Западно-Сибирской низменности и севера Тургайского прогиба и перспективы их нефтегазосности. Тр. ВНИГРИ, вып. 126. Л., Гостоптехиздат, 1958.

Успенская Н. Ю. Типы нефтегазосных провинций. Вестн. МГУ, серия геол., № 2, 1946.

Успенская Н. Ю. О принципах классификации нефтегазосных провинций. Тр. МНИ, вып. 5. М., Гостоптехиздат, 1947.

Успенская Н. Ю. Общие принципы тектонического районирования нефтегазоносных территорий. В кн. «Вопросы тектоники нефтегазоносных областей». М., изд. АН СССР, 1962.

Ушакова М. Г. Биостратиграфическое значение кокколитов в донных отложениях Тихого океана. «Океанология», т. VI, вып. 1, 1966.

Хайн В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.

Хайн В. Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием. «Геология нефти», 1958, № 9.

Хайн В. Е. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры. Изв. вузов, «Геология и разведка», 1963, № 3.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.

Хайн В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.

Харитонов П. Е. О региональных разломах в пределах Эмбенской солянокупольной области. Докл. АН СССР, т. 35, № 6, 1954.

Харитонов П. Е. Основные черты геоструктуры Эмбенской солянокупольной области. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. 46, 1955.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1970.

Чарыгин М. М. и др. Некоторые особенности тектонического строения северо-восточного борта Южно-Мангышлакской впадины в связи с нефтегазоносностью юрских отложений. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 5, 1966.

Чарыгин М. М. и др. Закономерности распределения нефти и газа в Прикаспийской впадине. М., «Недра», 1968.

Чиждова В. А. Остракоды пограничных слоев девона и карбона Русской платформы. Тр. ВНИИ, вып. 69. М., «Недра», 1967.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Материалы к познанию геологического строения СССР, нов. серия, вып. 2 (6). М., изд. АН СССР, 1945.

Шатский Н. С. Большой Донбасс и система Вичита. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1946, а.

Шатский Н. С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1946, б.

Шатский Н. С. О глубоких дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.

Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. Бюлл. МОИП, отдел геол., т. 30, вып. 5, 1955.

Шлейфер А. Г. и др. Уникальный разрез триаса в Аралсорской сверхглубокой скважине (Прикаспийская впадина). Докл. АН СССР, т. 165, № 3, 1965.

Шлейфер А. Г. Остракоды баскунчакской серии нижнего триаса и их стратиграфическое значение. Тр. МИНХ и ГП, вып. 61. М., Гостоптехиздат, 1966.

Шлейфер А. Г. Триасовые отложения центральной части Прикаспийской впадины. Тр. МИНХ и ГП, вып. 83. М., «Недра», 1969.

Шнейдер Г. Ф. и др. Материалы по палеонтологии (новые семейства и роды). Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 12. М., Гостоптехиздат, 1956.

Шнейдер Г. Ф. и др. Новые роды остракод в семействах Cuprididae и Cytheridae. Ежегодн. Всесоюзн. палеонтолог. об-ва, т. 16. М., Гостоптехиздат, 1957.

Шнейдер Г. Ф. Фауна остракод нижнетриасовых отложений Прикаспийской низменности. Тр. КЮГЕ, вып. 5. М., Гостоптехиздат, 1960.

Шильман И. А., Максимов С. П. Оренбургское газоконденсатное месторождение. «Геология нефти и газа», 1968, № 7.

Юферов Ю. К. и др. Новые данные о геологии и нефтегазоносности триасовых отложений Южного Мангышлака. «Нефтегазовая геология и геофизика», 1969, № 11.

- Baker C. L. Major structural features of Trans-Pecos Texas, 1969.
- Barbieri F., Mediolì F. Calcareous nannoplankton from the Upper Cretaceous of southern Saskatchewan (Canada). Riv. Ital. Paleont., vol. 75, No. 4. Milano, 1969.
- Berger F. Ostracoden-vorcommen im Buntsandstein NW—Deutschlands Senck. Leth. Bd. 42. Frankfurt am Main, 1961.
- Beutler G., Gründel J. Die Ostracoden des Uhteren Keupers im Bereich des Thüringer Beckens Freiburger Forschungsh., Nr. 164, 1963.
- Bramlette M. N., Martini E. The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. Micropaleontology, vol. 10, No. 3, 1964.
- Christensen O. Ostracodtypen fra Keuper-Rhaet lagserien dybdeboringerne ved Harte og Ullerslev, Sartryk af Maddelerser fra Dansk Geologisk Forening, Bd. 15, H. 1. Kobenhavn, 1962.
- Cloos H. Tektonische Experimente und die Entstehung von Bruchlinien. Comptes rendus of the 15th Session of International Geological Congress, vol. 1. Pretoria, 1929.
- Cloos N. The ancient European basement blocks — preliminary note. Trans. Am. Geoph., vol. 29, 1948.
- Diebel L. Neue Ostracoden aus dem Mittleren Muschelkalk von Gotha (Thur.) Abh. ZGJ, H. I, Bd. XXXIVB. Berlin, 1965.
- Förchheimer S. Die Coccolithen des Cault-cenoman. Cenoman and Turon in der Bohrung Höllviken I, Südwest-Schweden. Sver. Geol. Under. sök., ser. C. Nr. 635. Stockholm, 1968.
- Garther S. Coccoliths and related calcareous nannofossiles from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. Kansas Univ. Paleon. Contr., article I, No. 48, 1968.
- Gilbert G. K. Studies of Basin — Range Structure. U. S. Geol. Surv. Profess., No. 153, 1928.
- Gorka H. Coccolithophoridae z górnego mastrychtu Polski sródkowej. Acta Paleont. Polon., N. 2. Warschau, 1957.
- Gründel J. Zwei neue Ostracoden-Arten aus dem Unteren Keuper Thüringens. Paläont. Zeitschrift, Bd. 39, Nr. 1/2. Stuttgart, 1965.
- Halbouty M. T. and Hardin G. G. Genesis of salt domes of Gulf. Coastal plain Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Nr. 4, 1940.
- Harrington J. W., Hazlewood E. L. Comparison of Bahamian land forms with depositional topography of Nena Lucia dune-reef-knoll, Nolan County, Texas: study ang uniformitarianism. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 46, No. 3, 1962.
- Heim A. Geologie der Schweiz. Bd. 1—2. Leipzig, 1919—1922.
- Hobbs W. H. Repeating patterns in the relief and in the structure of the land. Bull. Geol. Soc. America, vol. 22, No. 5, 1911.
- Jackson W. E. Depositional Topography and cyclic deposition in west-central Texas. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 48, No. 3, 1964.
- Kennedy W. Q. The Great Glen fault. Quart. J. Geol. Soc. London, No. 102. 1946.
- Hollman K. Ostracoden aus der alpinene Trias Osterreichs Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt. Bd. 5, H. 1—11. Wien, 1964.
- Krömmelbein K. Über einen Ostracoden fünfrenden Horizont der germanischen Triass. Senck. Leth., Nr. 6, S. 497—499. Frankfurt am Main, 1964.
- Knüpfner J. und Kozur H. Eine neue Ostracodengattung aus der Trias des germanischen Binnen-Beckens. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin Bd. 10, Nr. 4/5, 1962.
- Kozur H. Neue Ostracoden aus dem Röt und Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin, Bd. 10, H. 7, 1968a.
- Kozur H. Einige selten Ostracoden aus der germanischen Trias. Mber. Dt. Akad. Wiss. Berlin, B. 10, H. 11, 1968 6.

- Martin R. Paleogeomorphology and its application to exploration oil and gas. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 50, No. 10, 1966.
- Moshkovitz S. First report on the occurrence of Nannoplankton in Upper Cretaceous-Paleocene sediments of Israel. Jahrb. Geol. Bundesanst., vol. 110. Wien, 1967.
- Newell N. D. et al. The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains Region, Texas and New Mexico. San-Francisco, 1953.
- Radomski A. Some stratigraphic units [based] on nannoplankton in the Polish Outer Carpathians. Inst. Geol., bul. vol. 5. Warszawa, 1967.
- Reinhardt P., Górká H. Revision of some Upper Cretaceous coccoliths from Poland and Germany. Neues Jahrb. Geol. Paläontol., Abhandl., Bd. 129, H. 3, 1967.
- Rich J. L. Three critical environments of deposition and criteria for recognition of rocks deposited in each of them. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 62, No. 1, 1951.
- Sandberger F. Die Stellung der Raibler Schichten in dem frankischen und schwabischen Kouper. Neues Jahrb. für Miner., Geol. und Pal., Jahrg. p. 34—43, 1866.
- Schwinner R. Die Konsequenz in der tectonischen Entwicklung, erläutert am Gebirgsbau Europas. Report of the 16th Session of International Congress, vol. 2. Washington, 1936.
- Sohn I. G. Triassic Ostracoden from Makhtesh Ramon, Israel- Bull. Geol. Surv. Israel, No. 18, 2 Abb. 2 Tab., 4 Taf. Jerusalem, 1968.
- Sonder R. A. Die Lineament-Tektonik und ihre Probleme. Eclogae geol. helv., Bd. 31, Nr. 1, 1938.
- Sonder R. A. Discussion of shear patterns of the Earth's crust by F. A. Venning-Meinesz. Trans. Am. Geoph. Union, No. 28, 1947.
- Stille H. Über. Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen. Math. — phys. Kl. 11a, 1918.
- Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin, 1924.
- Stille H. Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittelasien. Zeitschrift Dtsch. geol. Ges., Bd. 81, Nr. 1, 2, 1928.
- Stille H. Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. Zeitschrift Dtsch. geol. Ges., Nr. 99, 1947.
- Stover L. E. Cretaceous coccoliths and associated nannofossiles from France and the Netherlands. Micropaleontology, vol. 12, No. 2. New York, 1966.
- Taliaferro N. L. Geological history and structure of the Central Coast ranges of California. California State Div. Mines, Dept. Nat. Res. Bull., vol. 118, 1943.
- Van-Siclen D. C. Depositional topography — examples and theory. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 42, No. 8, 1958.
- Venning-Meinesz F. A. Shear pattern of the Earth's crust. Trans. Am. Geoph. Union, vol. 28, No. 1, 1947.
- Ver-Wiebe W. A. Geosynclinal boundary faults. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 20, No. 7, 1936.

Таблица I

Фиг. 1а—в; 2а, б; 3а, б. *Darvinula obesa* Schleifer стр. 5. Индерский район, скв. 112-к, глубина 134—139 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

1а—в — голотип, × 50; 1а — вид со стороны левой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.
2а, б — оригинал, × 50; 2а — правая створка снаружи; 2б — вид правой створки со стороны.

Ч. а. Б. В. *Darvinula obesa* Schleifer

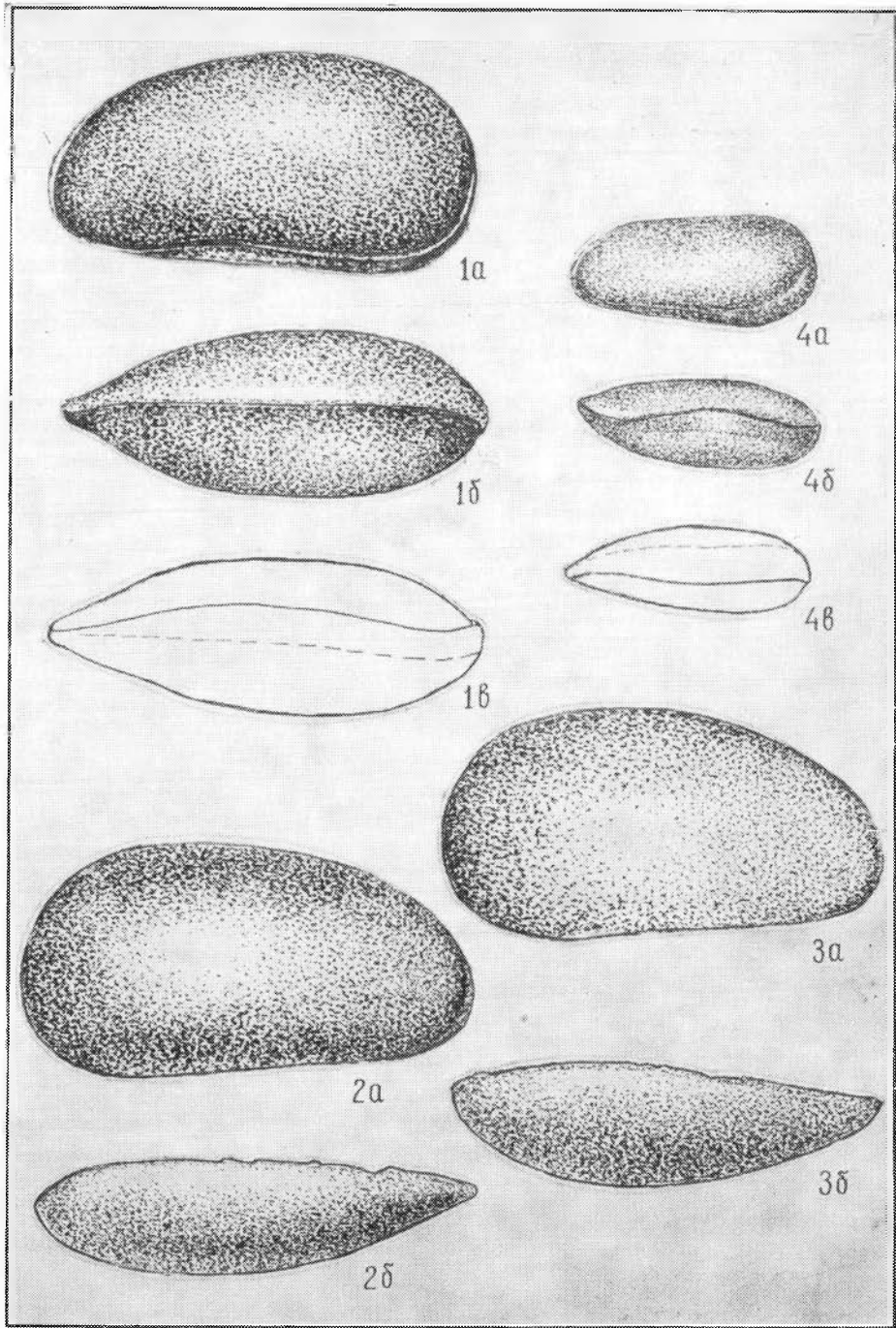


Таблица II

Фиг. 1а—в; 2а, б. *Darwinula kiptschakensis* Schleifer, стр. 6. Индерский район, скв. 97-к, глубина 157—162 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

1а—в — голотип, $\times 50$; 1а — вид со стороны левой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.

2а, б — оригинал, $\times 50$; 2а — вид со стороны левой створки, 2б — вид со спинной стороны.

Фиг. 3а—в; 4а, б. *Darwinula lenta* Schleifer, стр. 6. Индерский район, скв. 112-к, глубина 148—159 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

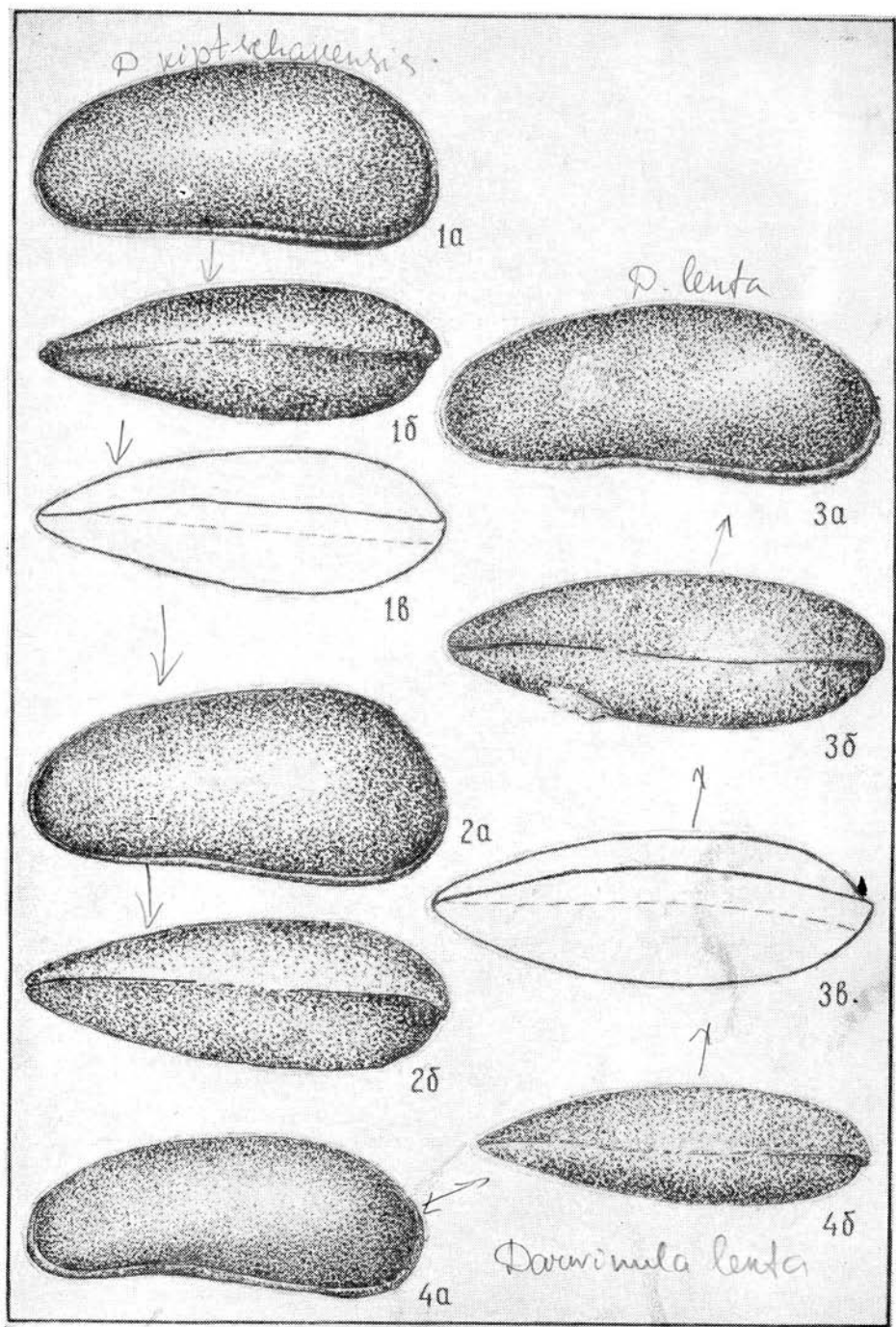
3а—в — голотип, $\times 50$; 3а — вид со стороны левой створки, 3б — вид со спинной стороны, 3в — вид с брюшной стороны.

4а, б — оригинал, $\times 50$; 4а — вид со стороны левой створки, 4б — вид со стороны спинного края.

3а, б — оригинал, $\times 50$; 3а — правая створка снаружи, 3б — вид правой створки со спинной стороны.

Фиг. 4а—в. *Darwinula recondita* Schleifer стр. 7. Индерский район, скв. 112-к, глубина 193—196 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

Голотип, $\times 50$; 2а — вид со стороны левой створки, 2б — вид со спинной стороны, 2в — вид с брюшной стороны.



Фиг. 1а—в; 2а, б; 3. *Darwinula miseranda* Schleifer, стр. 6. Обнажение горы Большой Богдо, нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*

1а—в — голотип, $\times 50$; 1а — вид со стороны левой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.

2а, б — оригинал, $\times 50$; 2а — вид со стороны левой створки, 2б — вид со спинной стороны.

3 — оригинал, $\times 50$; вид со стороны левой створки.

Фиг. 5а, б. *Darwinula festa* Schleifer стр. 6. Индерский район, скв. 112-к, глубина 183—185 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsotica*.

Голотип, $\times 50$; 5а — левая створка снаружи, 5б — вид со стороны спинного края.

Фиг. 4а, б. *Darwinula infera* Schleifer, стр. 6, 7. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2999—3000 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

Голотип, $\times 50$; 4а — вид со стороны левой створки, 4б — вид со спинной стороны.

Фиг. 6а—в. *Darwinula lauta* Schleifer, стр. 7. Индерский район, скв. 97-к, глубина 233,7—237,4 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

Голотип, $\times 50$; 6а — вид со стороны левой створки, 6б — вид со спинной стороны, 6в — вид с брюшной стороны.

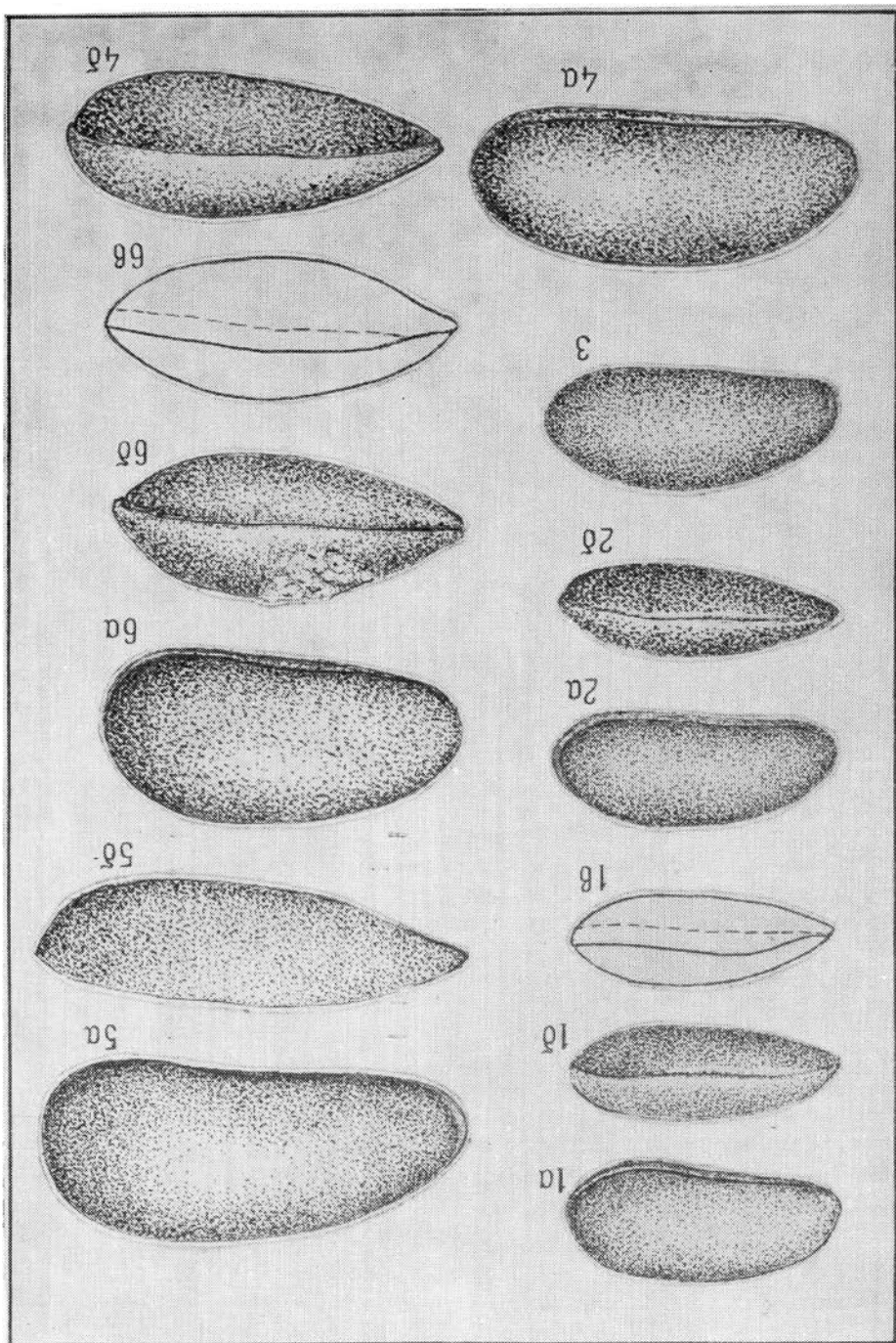


Таблица IV

Фиг. 1а—в; 2а, б; 3а, б; 4а, б. *Darwinula actayica* Schleifer, стр. 7, Индерский район, скв. 97-к, глубина 167—171 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

1а—в — голотип, × 50; 1а — вид со стороны правой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.

2а, б — оригинал, × 50; 2а — вид со стороны правой створки, 2б — вид со спинной стороны.

3а, б — оригинал, × 50; 3а — вид со стороны правой створки, 3б — вид со спинной стороны.

4а, б — оригинал, × 50; 4а — вид со стороны правой створки, 4б — вид со спинной стороны.

Фиг. 5а, б; 6а, б. *Gerdalia defecta* Schleifer, стр. 8, 9. Обнажение горы Большой Богдо. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glogianella inderica*.

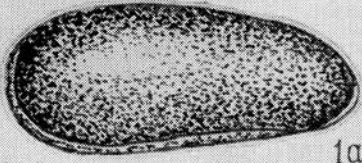
5а, б — оригинал, × 50; 5а — вид со стороны левой створки, 5б — вид с брюшной стороны.

6а, б — оригинал, × 50; 6а — вид со стороны правой створки, 6б — вид с брюшной стороны.

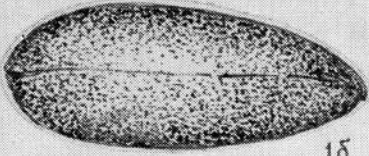
Фиг. 7а, б; 8а, б. *Clinocypris? lii* (Schleifer) стр. 9, 10 Аралсорский район, скв. 1-ст, глубина 3380—3383 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glogianella inderica*.

7а, б — голотип, × 50; 7а — вид со стороны правой створки, 7б — вид со спинной стороны.

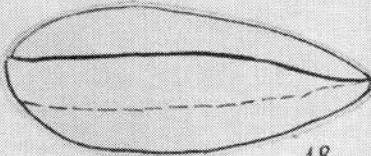
8а, б — оригинал, × 50; 8а — вид со стороны правой створки, 8б — вид со спинной стороны.



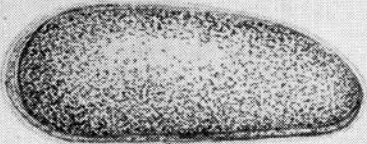
1a



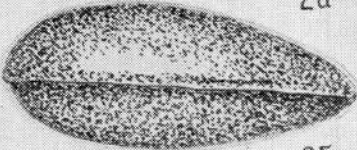
1δ



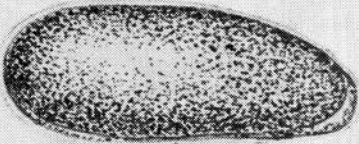
1β



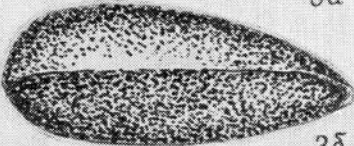
2a



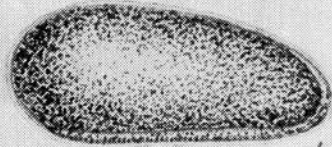
2δ



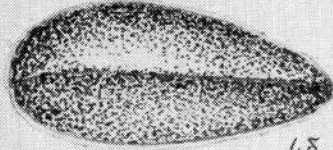
3a



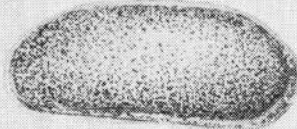
3δ



4a



4δ



5a



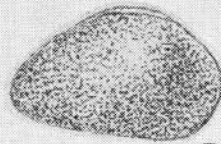
5δ



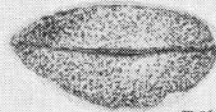
6a



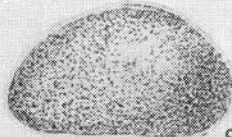
6δ



7a



7δ



8a



8δ

Таблица V

Фиг. 1а, б; 2а, б; 3. *Clinocypris avrovi* (Schleifer), × 50, стр. 10. Аралсорский район, скв. 104-к, глубина 857—860 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella nderica*.

1а, б — голотип; 1а — вид со стороны правой створки, 1б — вид со спинной стороны.
2а, б — оригинал; 2а — вид со стороны правой створки, 2б — вид со спинной стороны.
3 — оригинал, вид со стороны правой створки.

Фиг. 4а, б; 5а, б. *Clinocypris vasiljevi* Schleifer, × 50, стр. 9, Индерский район, скв. 112-к, глубина 153—158 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

4а, б — голотип, 4а — вид со стороны правой створки, 4б — вид со спинной стороны.
5а, б — оригинал, × 50; 5а — вид со стороны правой створки, 5б — вид со спинной стороны.

Фиг. 6а, б; 7. *Pulviella aralsorica* sp. n. × 50, стр. 17. Аралсорский район, скв. 1-сг, глубина 3380—3383 м, нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

6а, б — голотип; 6а — вид со стороны правой створки, 6б — вид со спинной стороны.
7 — оригинал; вид со стороны правой створки.

Фиг. 8а, б; 9а, б; 10а, б; 11. *Inderella usunica* Schleifer, × 50, стр. 22, Индерский район, скв. 112-к, глубина 119—124 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

8а, б — голотип; 8а — вид со стороны правой створки, 8б — вид со спинной стороны.
9а, б — оригинал; 9а — вид со стороны правой створки; 9б — вид со спинной стороны.
10а, б — оригинал; 10а — вид со стороны правой створки, 10б — вид со спинной стороны.

11 — оригинал; левая створка с внутренней стороны.

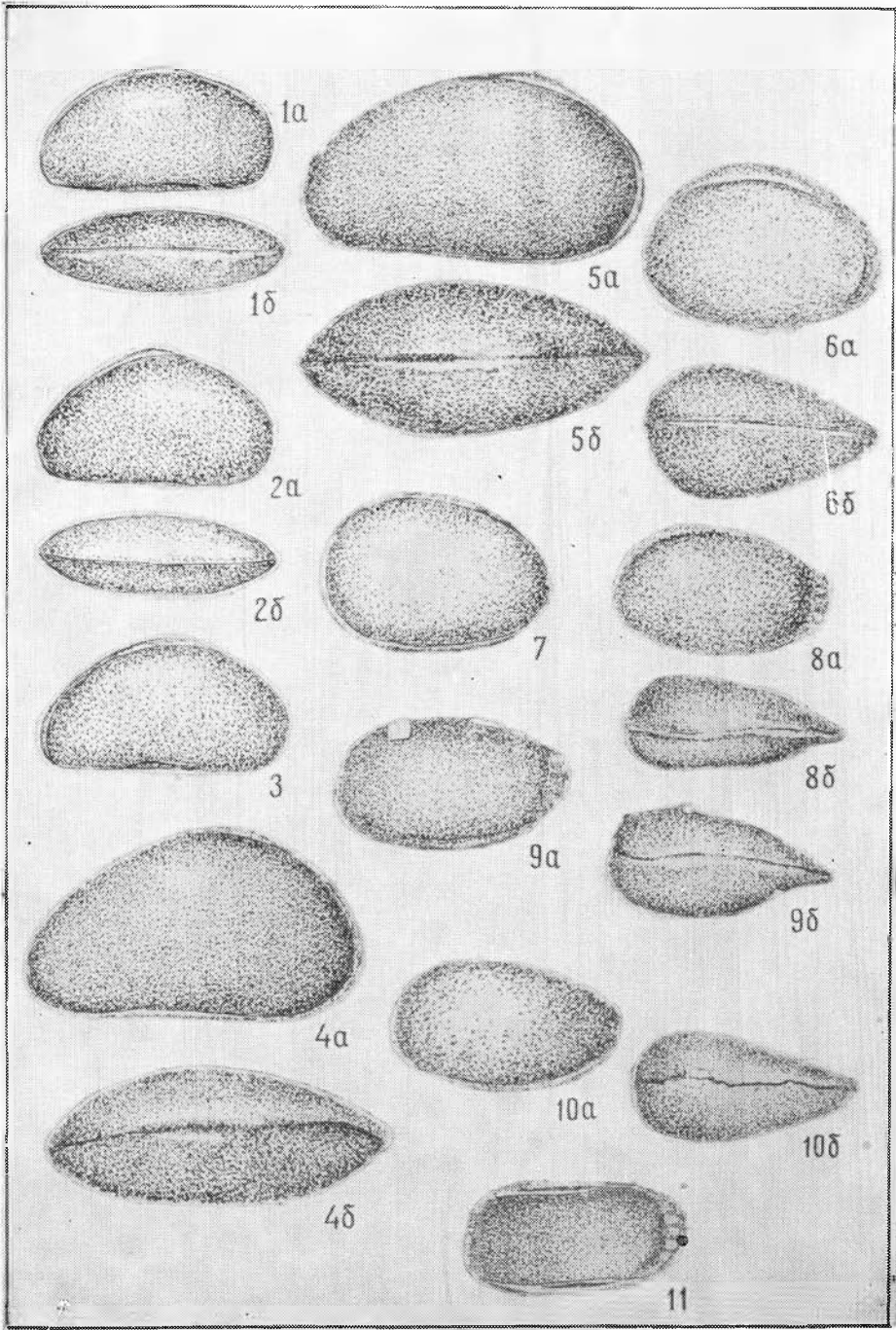


Таблица VI

Фиг. 1а—в; 2а—в. *Pulviella obola* sp. n., × 75, стр. 17, 18. Индерский район, скв. 97-к, глубина 157—162 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

1а—в — голотип; 1а — вид со стороны правой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.

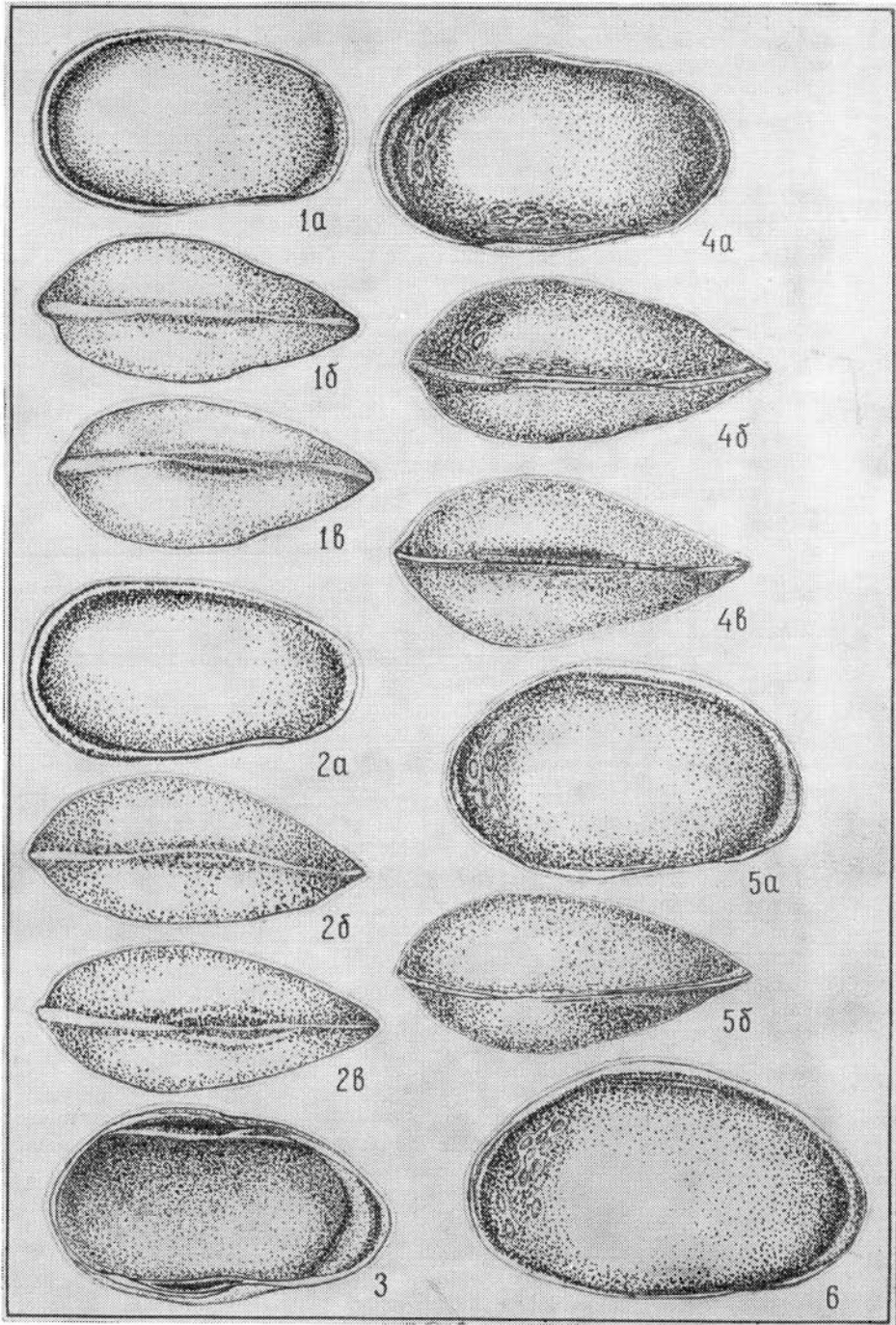
2а—в — оригинал; Индерский район, скв. 112-к, глубина 129—134 м; 2а — вид со стороны правой створки, 2б — вид со спинной стороны, 2в — вид с брюшной стороны.

Фиг. 3; 4а—в; 5а, б; 6. *Pulviella lubimovae* sp. n. × 75, стр. 20. Индерский район, скв. 112-к, глубина 134—139 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

3 — оригинал; левая створка с внутренней стороны.

4а—в — голотип; 4а — вид со стороны правой створки, 4б — вид со спинной стороны, 4в — вид с брюшной стороны.

5а, б — оригинал; 5а — вид со стороны правой створки, 5б — вид со спинной стороны
6 — оригинал; вид со стороны правой створки.



Фиг. 1а—в; 2а, б; 3а, б; 4а, б. *Casachstanella schungayica* Schleifer, × 50, стр. 22. Шунгайский район, скв. 31-р, глубина 2786—2791 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Gemmanella parva*.

1а—в — голотип; целая раковина гетероморфы; 1а — вид со стороны левой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.

2а, б — оригинал; целая раковина гетероморфы; 2а — вид со стороны правой створки, 2б — вид со спинной стороны.

3а, б — оригинал; целая раковина текноморфы; 3а — вид со стороны левой створки, 3б — вид со спинной стороны.

4а, б — оригинал; целая раковина личинки; 4а — вид со стороны левой створки, 4б — вид со спинной стороны.

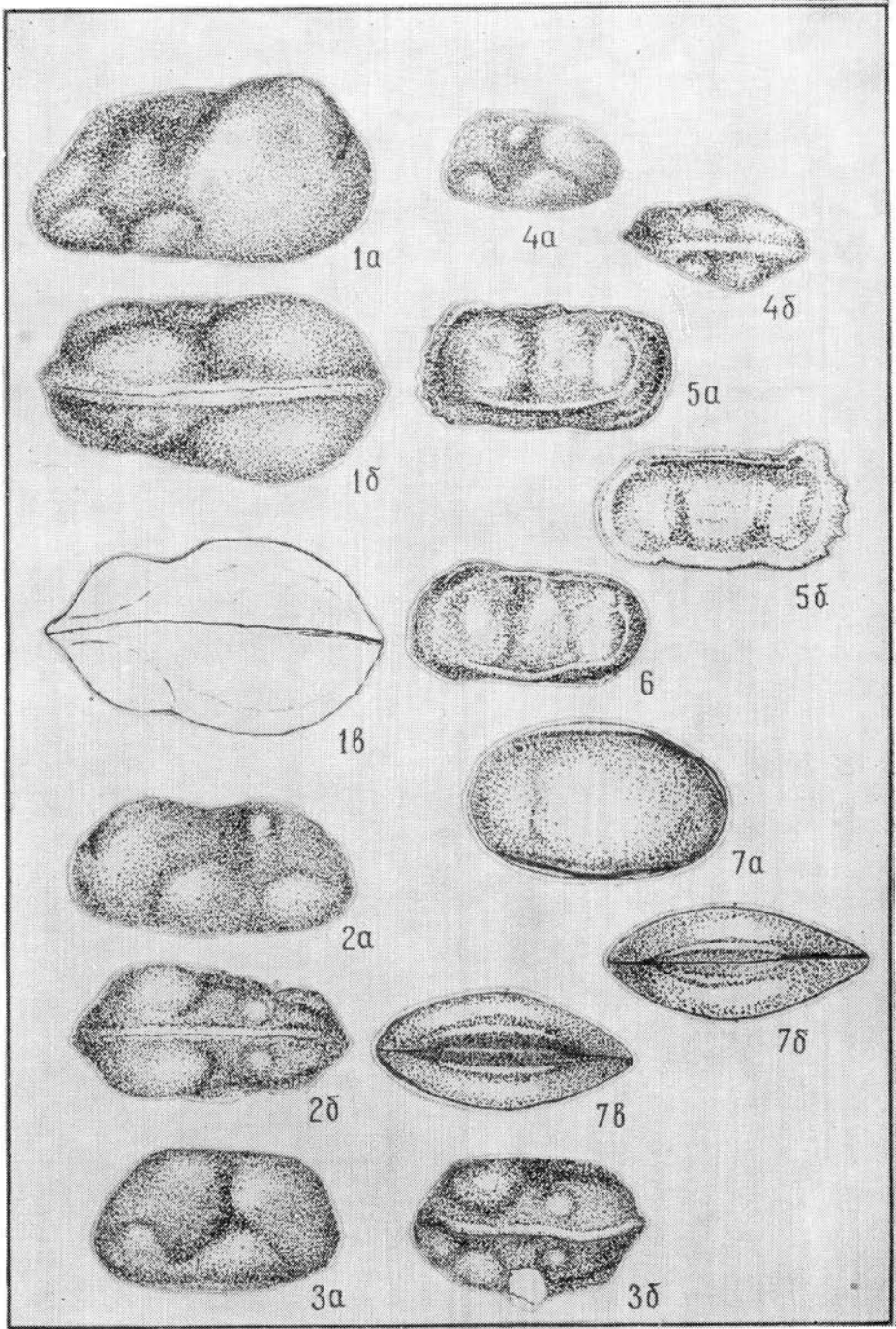
Фиг. 5а, б; 6. *Renngartenella auerbachi* Schleifer, × 50, стр. 28. Индерский район, скв. 71-к, глубина 242 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

5а, б — голотип; 5а — левая створка снаружи, 5б — левая створка с внутренней стороны.

6 — оригинал, левая створка снаружи.

Фиг. 7а—в: *Gemmanella? pygmeas* p. n. × 85, стр. 22. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2911—2914 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

Голотип: 7а — вид со стороны правой створки, 7б — вид со спинной стороны, 7в — вид с брюшной стороны.



Фиг. 1а—в. *Glorianella inderica* sp. n., $\times 50$, стр. 25. Индерский район, скв. 112-к, глубина 190—193 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

Голотип: 1а — вид со стороны левой створки, 1б — вид с брюшной стороны, 1в — вид со спинной стороны.

Фиг. 2. *Gemmanella tuberculata* sp. n., $\times 60$, стр. 23, 24. Район Телсу, скв. 8-к, глубина 417—423 м. Средний — верхний триас, зона *Gemmanella parva*. Правая створка с внутренней стороны.

Фиг. 3а—в; 4а, б. *Aralsorella uralica* S c h l e i f e r, $\times 50$, стр. 28. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2911—2914 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

3а—в — голотип: 3а — вид со стороны правой створки, 3б — вид со спинной стороны, 3в — вид с брюшной стороны.

4а — левая створка с внутренней стороны, 4б — замочный край.

Фиг. 5а, б. *Aralsorella usjenica* sp. n. $\times 100$, стр. 29. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2911—2914 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

Голотип: 5а — вид со стороны правой створки, 5б — вид со спинной стороны.

Фиг. 6а, б; 7а, б; 8а, б. *Glorianella philippschuki* S c h l e i f e r, $\times 50$, стр. 25. Индерский район, скв. 71-к, глубина 242 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

6а, б — голотип; 6а — вид со стороны левой створки, 6б — левая створка с внутренней стороны.

7а, б — оригинал, 7а — вид со стороны правой створки, 7б — вид со спинной стороны.

8а, б — оригинал, 8а — правая створка снаружи, 8б — правая створка с внутренней стороны.

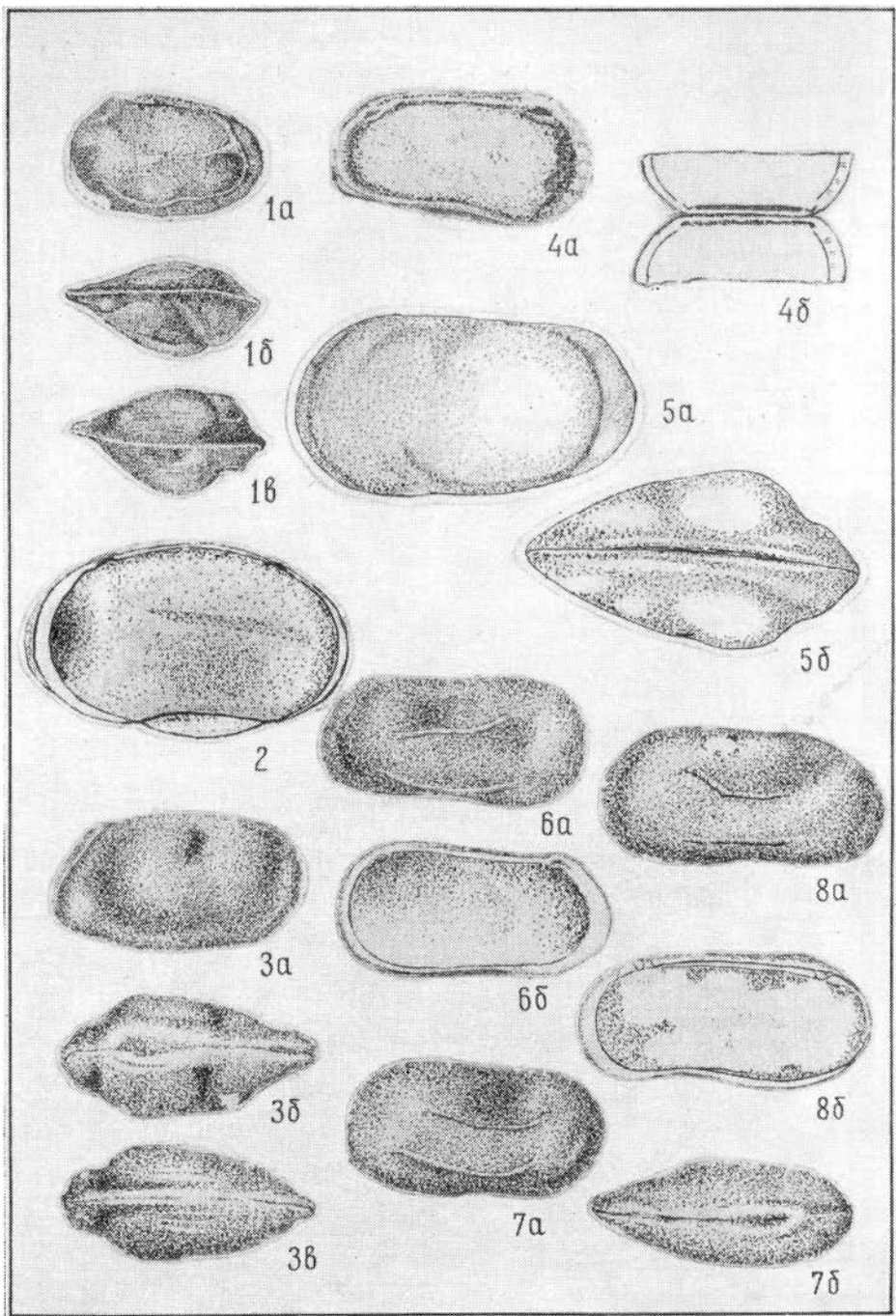


Таблица IX

Фиг. 1а, б; 2а, б; 3а, б. *Cytherissinella crispa* (Schleifer), × 50, стр. 30. Аралсорский район, скв. 1-сг, глубина 3462—3464 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона Pulviella aralsorica.

1а, б — голотип, 1а — вид со стороны правой створки, 1б — вид со спинной стороны.
2а, б — оригинал, 2а — вид со стороны правой створки, 2б — вид со спинной стороны.
3а, б — оригинал, 3а — вид со стороны правой створки, 3б — вид со спинной стороны.

Фиг. 4а—в. *Gemmanella tuberculata* sp. n., × 50, стр. 23, 24. Телсурский район, скв. 8-к, глубина 417—423 м. Средний — верхний триас, зона Gemmanella parva.

Голотип: 4а — правая створка снаружи, 4б — та же створка со спинной стороны, 4в — та же створка с брюшной стороны.

Фиг. 5а—в; 6а, б. *Cytherissinella tercobayica* sp. n., стр. 32, 33. Аралсорский район, скв. 101-к, глубина 550—555 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона Glorianella iberica.

5а—в — голотип, 5а — вид со стороны левой створки, 5б — вид со спинной стороны, 5в — вид с брюшной стороны.
6а, б — оригинал, 6а — вид со стороны левой створки, 6б — вид со спинной стороны.

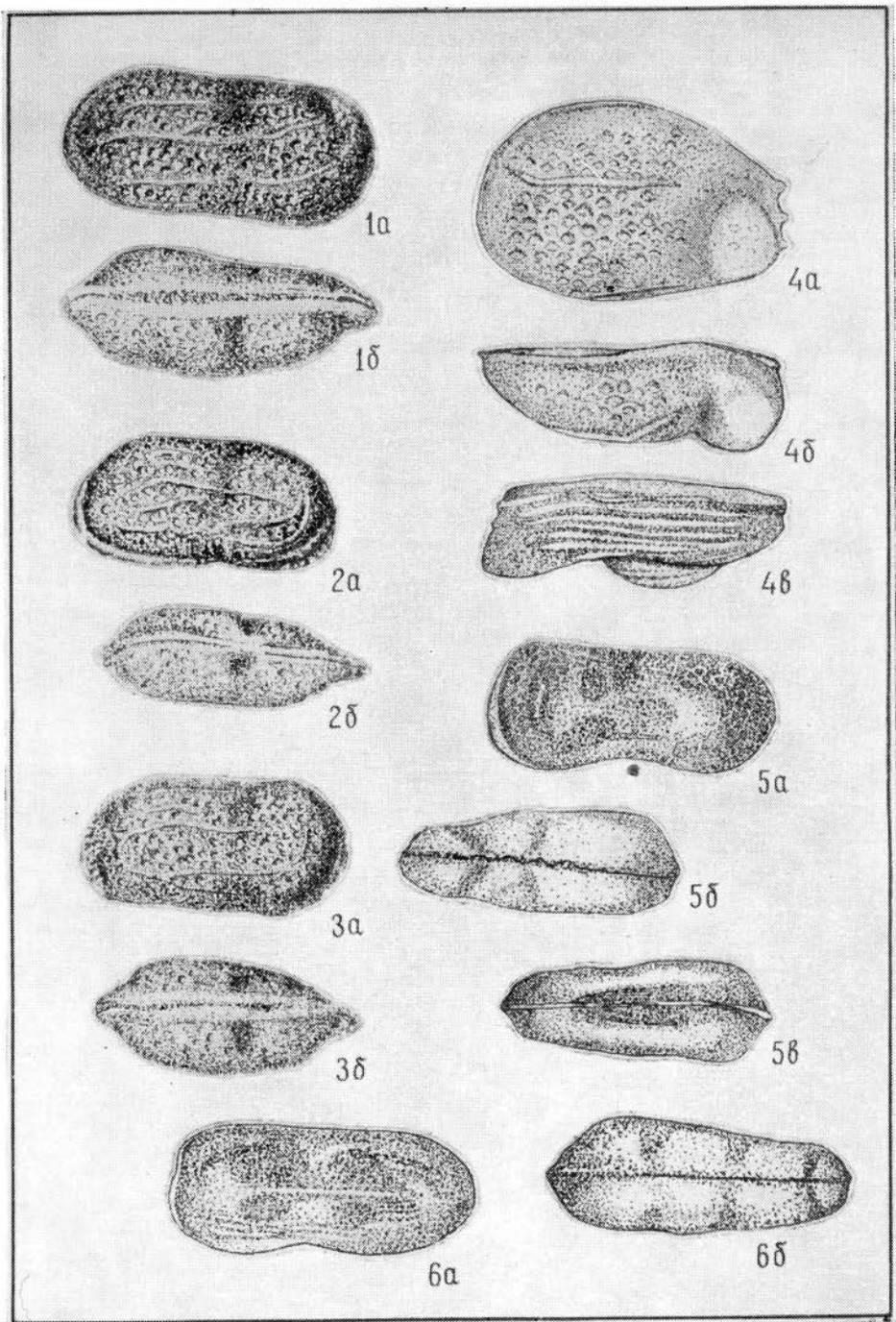


Таблица X

Фиг. 1а, б; 2; 3а, б. *Lutkevichinella tscharigini* Schleifer, × 50, стр. 35. Индерский район, скв. 112-к, глубина 119—124 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

1а, б — голотип, 1а — вид со стороны левой створки, 1б — вид со стороны спинного края.
2 — оригинал; вид со стороны правой створки.
3а, б — оригинал, 3а — левая створка с внешней стороны, 3б — вид с внутренней стороны.

Фиг. 4а—в; 5а, б. *Lutkevichinella archangelskyi* sp. n. × 50, стр. 35. 36. Акмайский район, скв. 35-к, глубина 522—530 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

4а—в — голотип, 4а — вид со стороны левой створки, 4б — вид с брюшной стороны, 4в — вид со спинной стороны.
5а, б — оригинал, 5а — вид со стороны правой створки, 5б — вид со спинной стороны.

Фиг. 6а—б. *Darwinula postinornata* sp. n., × 50, стр. 7. 8. Индерский район, скв. 97-к, глубина 186—188 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

Голотип, 6а — вид со стороны левой створки, 6б — вид со спинной стороны.

Фиг. 7а—в. *Triassinella bogdoana* sp. n., × 90, стр. 38, 39. Район Владимирского купола, скв. 7, глубина 916—923 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

Голотип, 7а — вид со стороны правой створки, 7б — вид со спинной стороны, 7в — вид с брюшной стороны.

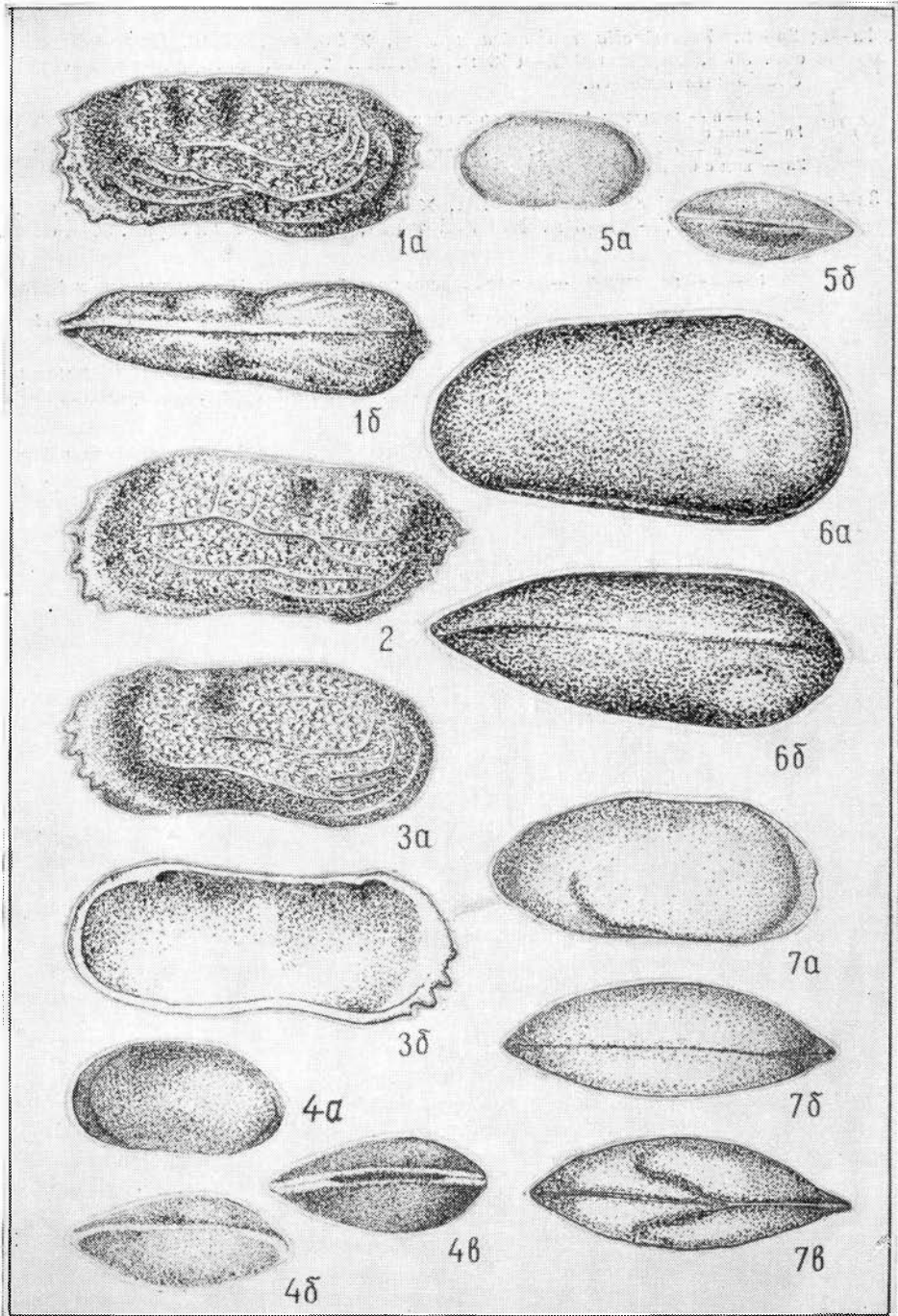


Таблица XI

Фиг. 1а—в; 2а—в. *Triassinella aralsorica* sp. n., × 90, стр. 39, 40. Джамбайский район, скв. 36-к, глубина 642—646 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

1а—в — голотип; 1а — вид со стороны правой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.

2а—в — оригинал; 2а — вид со стороны правой створки, 2б — вид со спинной стороны, 2в — вид с брюшной стороны.

Фиг. 3а—в; 4а—в. *Triassinella gubkini* sp. n., × 90, стр. 41, 42. Индерский район, скв. 101-к, глубина 414,3—417,3 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

3а—в — голотип; 3а — вид со стороны правой створки, 3б — вид со спинной стороны, 3в — вид с брюшной стороны.

4а—в — оригинал; 4а — вид со стороны правой створки, 4б — вид со спинной стороны, 4в — вид с брюшной стороны.

Фиг. 5а—в; 6а, б. *Triassinella astrachanica* sp. n., × 90, стр. 42, 43. Район Владимирского купола, скв. 7-с, глубина 916—923 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

5а—в — голотип; 5а — вид со стороны правой створки, 5б — вид со спинной стороны, 5в — вид с брюшной стороны.

6а, б — оригинал; 6а — вид со стороны левой створки, 6б — вид со спинной стороны.

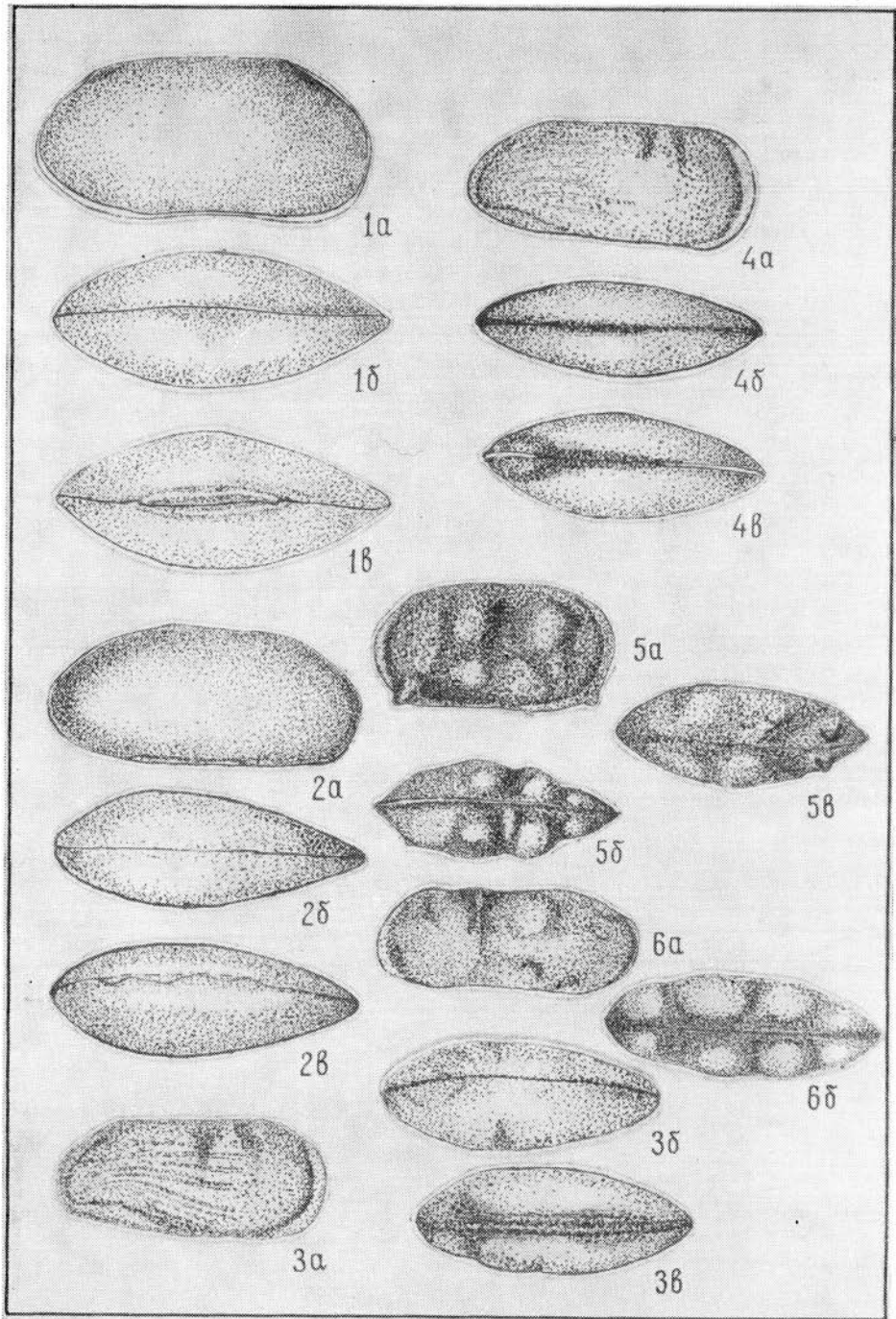


Таблица XII

Фиг. 1а—в; 2а—в. *Cytherissinella elongata* sp. n., стр. 34, 35. Порт-Артурский район, скв. 17, глубина 3369—3373 м. Средний — верхний триас, зона Gemmanella parva.

1а—в — голотип, $\times 50$, 1а — вид со стороны левой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.

2а—в — оригинал, $\times 50$; 2а — вид со стороны левой створки, 2б — вид со спинной стороны, 2в — вид с брюшной стороны.

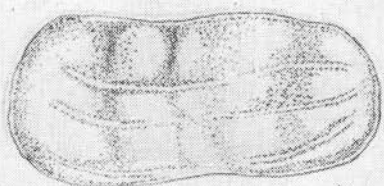
Фиг. 3а—в, 4. *Speluncella schneiderae* sp. n., $\times 50$, стр. 12, 13. Индерский район, скв. 112-к, глубина 134—139 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона Pulviella aralsorica.

3а—в — голотип, 3а — вид со стороны правой створки, 3б — вид со спинной стороны, 3в — вид с брюшной стороны.

4 — голотип, вид со стороны левой створки.

Фиг. 5. *Cytherissinella elongata* sp. n., $\times 50$, стр. 34, 35. Порт-Артурский район, скв. 17, глубина 3369—3373 м. Средний — верхний триас, зона Gemmanella parva.

5 — оригинал, вид со стороны левой створки.



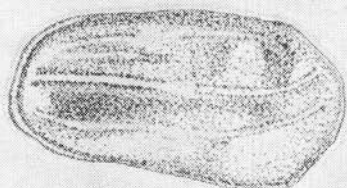
1a



1b



1b



2a



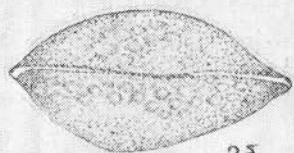
2b



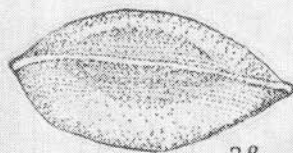
2b



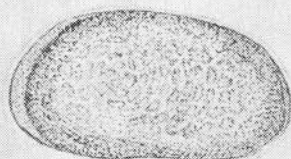
3a



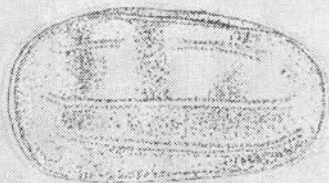
3b



3b



4



5

Фиг. 1а—в. *Glorianella telsuensis* sp. n., × 50, стр. 27, 28. Телсуйский район, скв. 8-к, глубина 417—423 м. Средний — верхний триас, зона *Gemmanella parva*.

Голотип, 1а — вид со стороны правой створки, 1б — вид со спинной стороны, 1в — вид с брюшной стороны.

Фиг. 2а—в. *Speluncella masarovitschi* sp. n., × 50, стр. 14—16. Индерский район, скв. 112-к, глубина 158—163 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

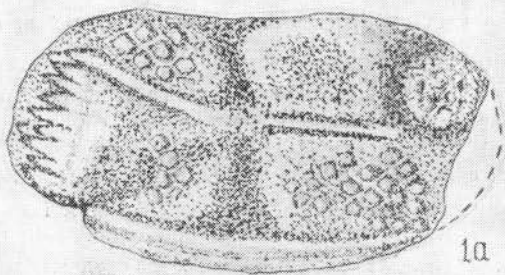
Голотип, 2а — вид со стороны левой створки, 2б — вид со спинной стороны, 2в — вид с брюшной стороны.

Фиг. 3а—в. *Speluncella auerbachi* sp. n., × 50, стр. 10—12. Индерский район, скв. 97-к, глубина 157,1—162,1 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Pulviella aralsorica*.

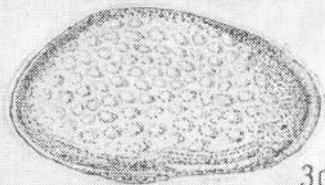
Голотип, 3а — вид со стороны левой створки, 3б — вид со спинной стороны, 3в — вид с брюшной стороны.

Фиг. 4а—в. *Cytherissinella caspia* sp. n., × 50, стр. 30—32. Кулагинский район, скв. 71, глубина 207 м. Нижний триас, баскунчакская серия, зона *Glorianella inderica*.

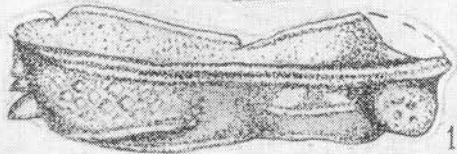
Голотип, 4а — вид со стороны левой створки, 4б — вид со спинной стороны, 4в — вид с брюшной стороны.



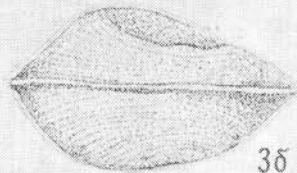
1a



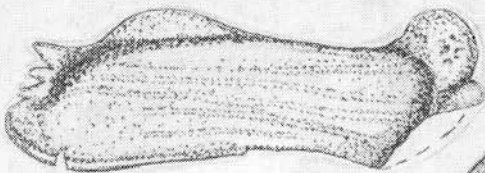
3a



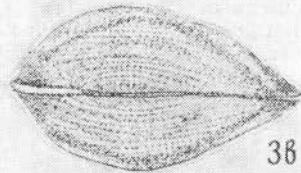
1δ



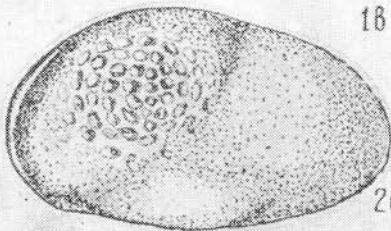
3δ



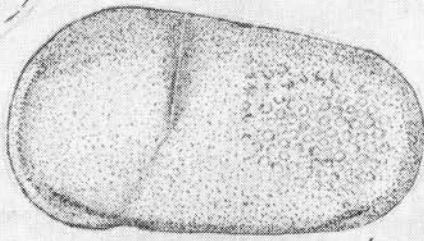
1β



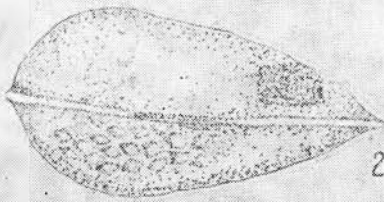
3β



2a



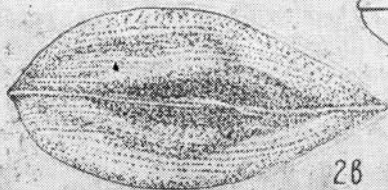
4a



2δ



4δ



2β

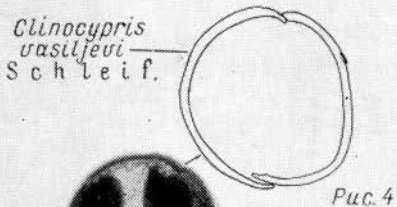
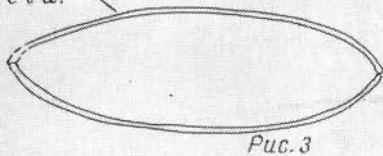
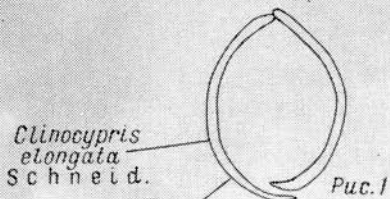


4β

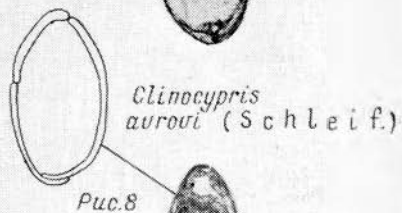
Таблица XIV

- Рис. 1. *Clinocypris elongata* (S c h n e i d e r), $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Обнажение горы Большой Богдо.
- Рис. 2; 3. *Clinocypris triassica* (S c h n e i d e r), $\times 100$.
 2 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 97-к, глубина 186—188 м.
 3 — продольный шлиф.
- Рис. 4. *Clinocypris vasiljevi* S c h l e i f e r, $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 97-к, глубина 186—188 м.
- Рис. 5; 6. *Clinocypris longus* S c h l e i f e r, $\times 100$.
 5 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Теркобайский район, скв. 11-к, глубина 405—411 м.
 6 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Захат-Сор, скв. 1, глубина 2510—2513 м.
- Рис. 7. *Clinocypris?* *lii* (S c h l e i f e r), $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Акмайский район, скв. 9-г, глубина 2265—2275 м.
- Рис. 8. *Clinocypris avrovi* (S c h l e i f e r), $\times 100$. Обнажение Кок-тау. Поперечный шлиф через среднюю часть створок.
- Рис. 9. *Casachstanella chungauyica* S c h l e i f e r, $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Шунгайский район, скв. 31-р, глубина 2782—2786 м.
- Рис. 10. *Gerdalia defecta* S c h l e i f e r, $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Обнажение горы Большой Богдо.

Pod *Clinocypris*



Puc.6



Pod *Casachstanella*



Pod *Gerdalia*

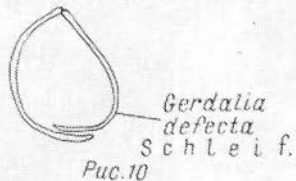


Рис. 1. *Speluncella spinosa* S c h n e i d e r, $\times 100$. Поперечный шлиф через середину створок. Район Каленый, скв. 19-к, глубина 350 м.

Рис. 2. *Speluncella ascendens* D i e b e l, $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Шар-Царынская площадь, скв. 2, глубина 1696—1700 м.

Рис. 3; 4. *Speluncella schneiderae* sp. n., $\times 100$.

3 — поперечный шлиф через среднюю часть створки. Аралсорский район, скв. 1-сг, глубина 3399—3401 м.

4 — продольный шлиф, вид с брюшной стороны. Аралсорский район, скважина и глубина те же.

Рис. 5. *Speluncella auerbachi* sp. n., $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 97-к, глубина 149—153 м.

Рис. 6. *Speluncella masarovitschi* sp. n., $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 158—163 м.

Рис. 7; 8. *Speluncella aspecta* sp. n., $\times 100$.

7 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 153—158 м.

8 — продольный шлиф, вид с брюшной стороны. Индерский район, скв. 112-к, глубина 153—158 м.

Рис. 9. *Pulviella ovalis* S c h n e i d e r, $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 134—139 м.

Рис. 10—12. *Pulviella aralsorica* S c h l e i f e r, $\times 100$.

10 — поперечный шлиф через среднюю часть створки. Индерский район, скв. 112-к, глубина 124—129 м.

11 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 158—163 м.

12 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 158—163 м.

Рис. 13; 14. *Pulviella obola* sp. n., $\times 100$.

13 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 129—134 м.

14 — поперечный шлиф через замочный край. Раковина та же, $\times 200$.

Рис. 15; 16. *Pulviella lubimovae* sp. n., $\times 100$.

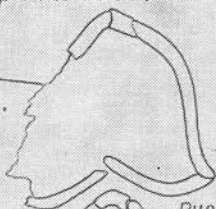
15 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 134—139 м.

16 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 134—139 м.

Pod Speluncella

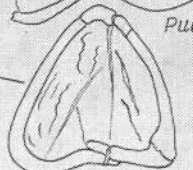
Pod Pulviella

Speluncella spinosa
Schneid.



Puc. 1

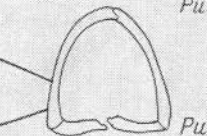
Speluncella ascendens
Diebel



Puc. 2



Speluncella schneiderae
sp. n.



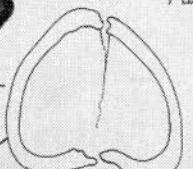
Puc. 3



Puc. 4



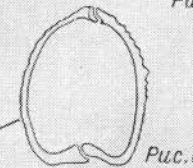
Speluncella auerbachi
sp. n.



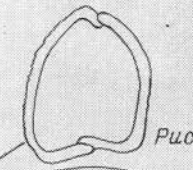
Puc. 5



Speluncella masaroviitschi
sp. n.



Puc. 6



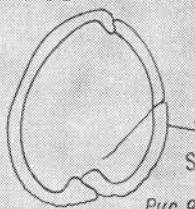
Puc. 7

Speluncella aspecta
sp. n.



Puc. 8

Pulviella ovalis
Schneid.



Puc. 9

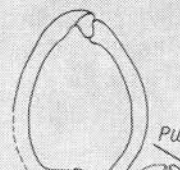


Puc. 10



Pulviella aralsortica
Schleif.

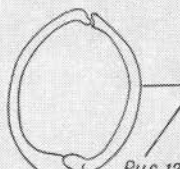
Puc. 11



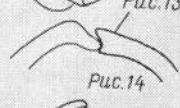
Puc. 12



Pulviella obola
sp. n.



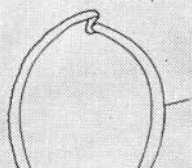
Puc. 13



Puc. 14



Pulviella lubimovae
sp. n.



Puc. 15



Puc. 16

Рис. 1. *Gemmanella parva* Schneider, $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Челкарский район, скв. 395-к, глубина 148,5 м.

Рис. 2—5. *Gemmanella pygmaea* sp. n., $\times 100$.

2 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Захат-сорский район, скв. 1, глубина 2424—2427 м.

3 — поперечный разрез замочного края через среднюю часть. Та же раковина при $\times 200$.

4 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 195—210 м, $\times 100$.

5 — та же раковина. Поперечный шлиф через среднюю часть брюшного края.

Рис. 6. *Inderella usunica* Schleifer, $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2742—2747 м.

Рис. 7—12. *Gemmanella schweyeri* Schneider, $\times 100$.

7 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Шунгайский район, скв. 31-р, глубина 2843—2848 м.

8 — продольный шлиф, вид со спинной стороны. Аралсорский район, скв. 2-г, глубина 3250—3255 м.

9 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Аралсорский район, скв. 2-г, глубина 3250—3255 м.

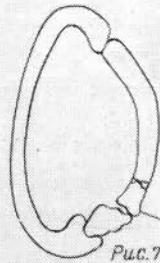
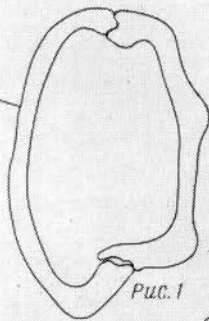
10 — та же раковина. Поперечный шлиф через среднюю часть замочного края, $\times 200$.

11 — та же раковина. Поперечный шлиф через среднюю часть брюшного края, $\times 200$.

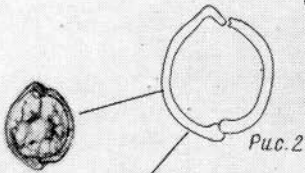
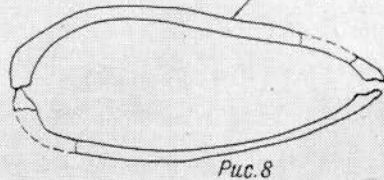
12 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Аралсорский район, скв. 2-г, глубина 3250—3255 м, $\times 100$.

Pod *Gemmanella*

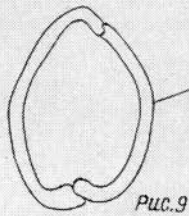
Gemmanella parva
Schneid.



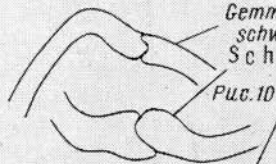
Gemmanella schweyeri
Schneid.



Gemmanella pygmaea
sp. n.



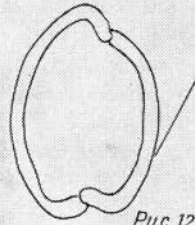
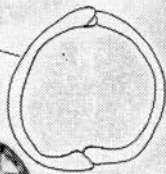
Gemmanella schweyeri
Schneid.



Puc.11

Pod *Inderella*

Inderella usunica
Schleif.



- Рис. 1. *Glorianella efforta* (Glebow s k.), $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 402-к, глубина 633—669 м.
- Рис. 2—4. *Glorianella inderica* S ch l e i f e r, $\times 100$.
- 2 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 112-к, глубина 190—193 м.
- 3 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Акмайский район, скв. 35-к, глубина 516—527 м.
- 4 — продольный шлиф, вид с брюшной стороны. Индерский район, скв. 112-к, глубина 190—193 м.
- Рис. 5; 6. *Glorianella culta* S t a r o z h., $\times 100$.
- 5 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 71-к, глубина 207 м.
- 6 — поперечный шлиф ближе к переднему концу. Индерский район, скв. 71-к, глубина 207 м.
- Рис. 7. *Glorianella philipptschuki* S ch l e i f e r, $\times 100$. Поперечный шлиф через середину створок. Индерский район, скв. 71-к, глубина 242 м.
- Рис. 8; 9. *Aralsorella uralica* S ch l e i f e r, $\times 100$.
- 8 — поперечный шлиф через середину створок. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2911—2914 м.
- 9 — поперечный шлиф через середину створок. Та же скважина.
- Рис. 10. *Aralsorella usjenica* sp. n., $\times 100$. Поперечный шлиф через середину створок. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2911—2914 м.
- Рис. 11; 12. *Renngartenella auerbachi* S ch l e i f e r, $\times 100$.
- 11 — поперечный шлиф через середину створок. Индерский район, скв. 105-к, глубина 349—350 м.
- 12 — продольный шлиф, вид с брюшной стороны. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2911—2914 м.

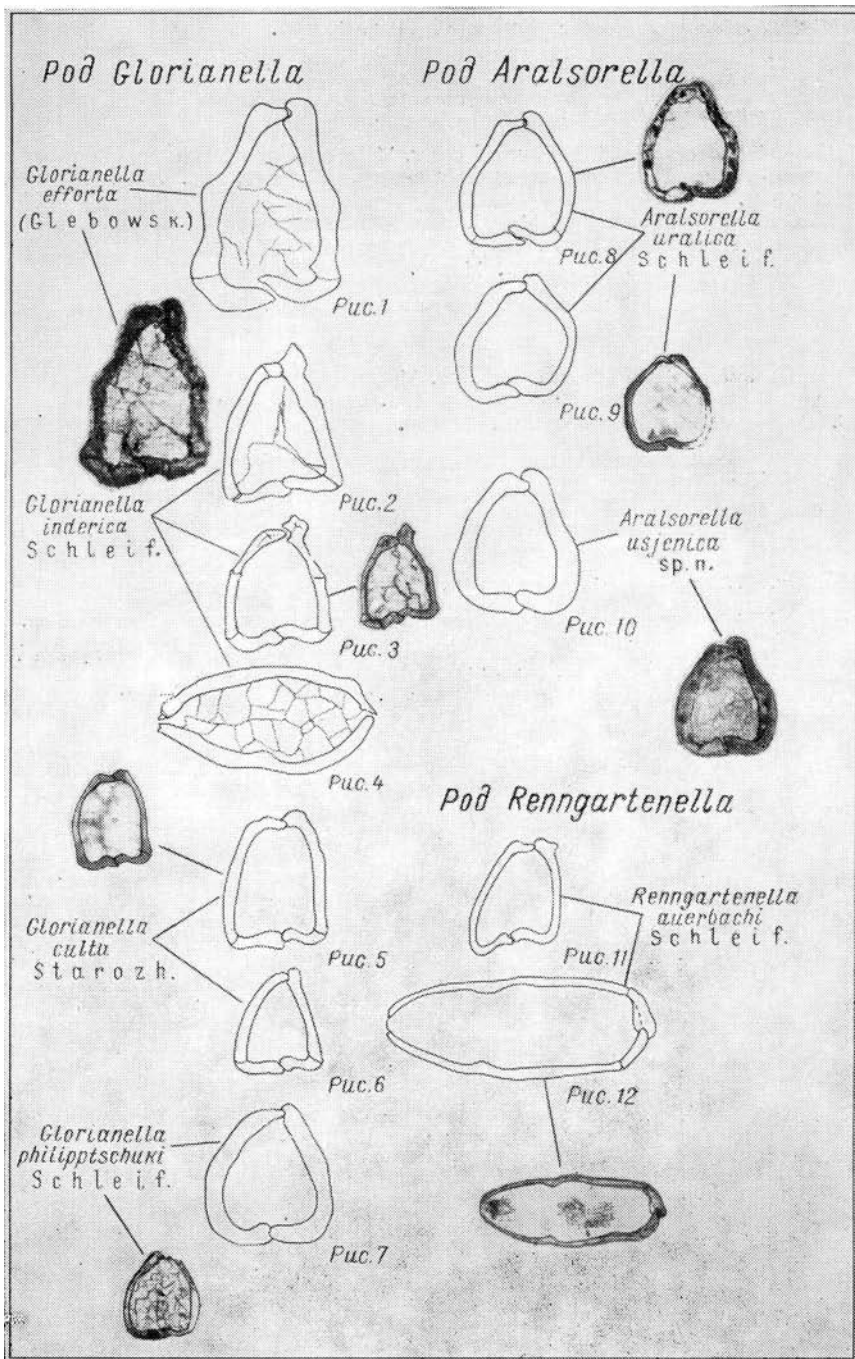


Рис. 1; 2. *Cytherissinella sokolovae* S c h n e i d e r, $\times 100$.

- 1 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Шунгайский район, скв. 31-р, глубина 2843—2848 м.
 2 — поперечный шлиф через среднюю часть створок, ближе к переднему концу. Шунгайский район, скв. 31-р, глубина 2843—2848 м.

Рис. 3. *Cytherissinella okrajanci* S c h n e i d e r, $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок ближе к переднему концу. Шунгай, скв. 31-р, глубина 2843—2848 м.

Рис. 4. *Cytherissinella uralica* sp. n., $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Шунгайский район, скв. 31-р, глубина 2835—2841 м.

Рис. 5; 6. *Cytherissinella elongata* sp. n., $\times 100$.

- 5 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Порт-Артурский район, скв. 17-г, глубина 3369—3373 м.
 6 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Скважина и глубина те же.

Рис. 7. *Cytherissinella crista* (S c h l e i f e r), $\times 100$. Поперечный шлиф через среднюю часть створок. Индерский район, скв. 71-к, глубина 242 м.

Рис. 8—10. *Cytherissinella caspia* sp. n., $\times 100$.

- 8 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Акмамыкский район, скв. 1, глубина 2781—2788 м.
 9 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Район Калёный, скв. 19-в, глубина 350 м.
 10 — продольный шлиф, вид со спинной стороны. Захатсорский район, скв. 1, глубина 2424—2427 м.

Рис. 11—14. *Cytherissinella tercobayica* sp. n., $\times 100$.

- 11 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Теркобайский район, скв. 11-к, глубина 405—411 м.
 12 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Скважина и глубина те же.
 13 — Та же раковина. Разрез через спинной край, $\times 200$.
 14 — Та же раковина. Характер охвата на брюшном крае, $\times 200$.

Pod *Cytherissinella*

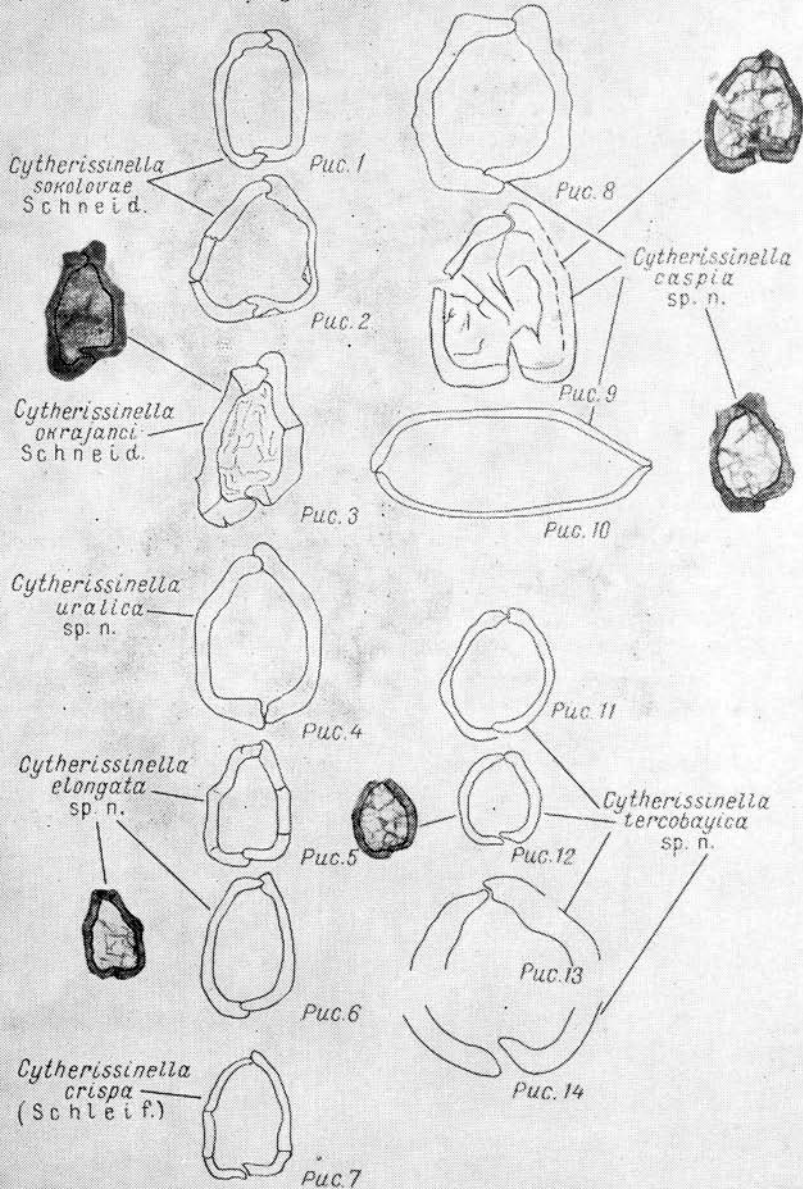


Рис. 1—3. *Triassinella chramovi* (S c h n e i d e r)

- 1 — поперечный шлиф через среднюю часть створки, $\times 100$. Обнажение горы Большой Богдо.
 2 — характер охвата створок на брюшной стороне. Та же раковина; $\times 200$.
 3 — поперечный шлиф через середину створок, $\times 100$. Обнажение горы Большой Богдо.

Рис. 4; 5. *Triassinella bogdoana* sp. n.

- 4 — поперечный шлиф через среднюю часть створок, $\times 100$. Район Владимирского купола, скв. 7-с, глубина 916—923 м.
 5 — продольный шлиф, вид с брюшной стороны; передний конец слева; скважина и глубина те же.

Рис. 6; 7. *Triassinella astrachanica* sp. n., $\times 100$. Район Владимирского купола, скв. 7-с, глубина 929—931 м.

- 6 — поперечный шлиф через среднюю часть створок.
 7 — продольный шлиф, вид со спинной стороны, передний конец слева.

Рис. 8; 9. *Triassinella gubkini* sp. n., $\times 100$. Обнажение горы Коктау.

- 8 — поперечный шлиф.
 9 — продольный шлиф, вид с брюшной стороны, передний конец слева.

Рис. 10; 11. *Lutkevichinella bruttanae* S c h n e i d e r, $\times 100$. Индерский район, скв. 112-к, глубина 168—172 м.

- 10 — поперечный шлиф через среднюю часть створки.
 11 — продольный шлиф, вид с брюшной стороны, передний конец слева.

Рис. 12; 13. *Lutkevichinella archangelskyi* sp. n., $\times 100$.

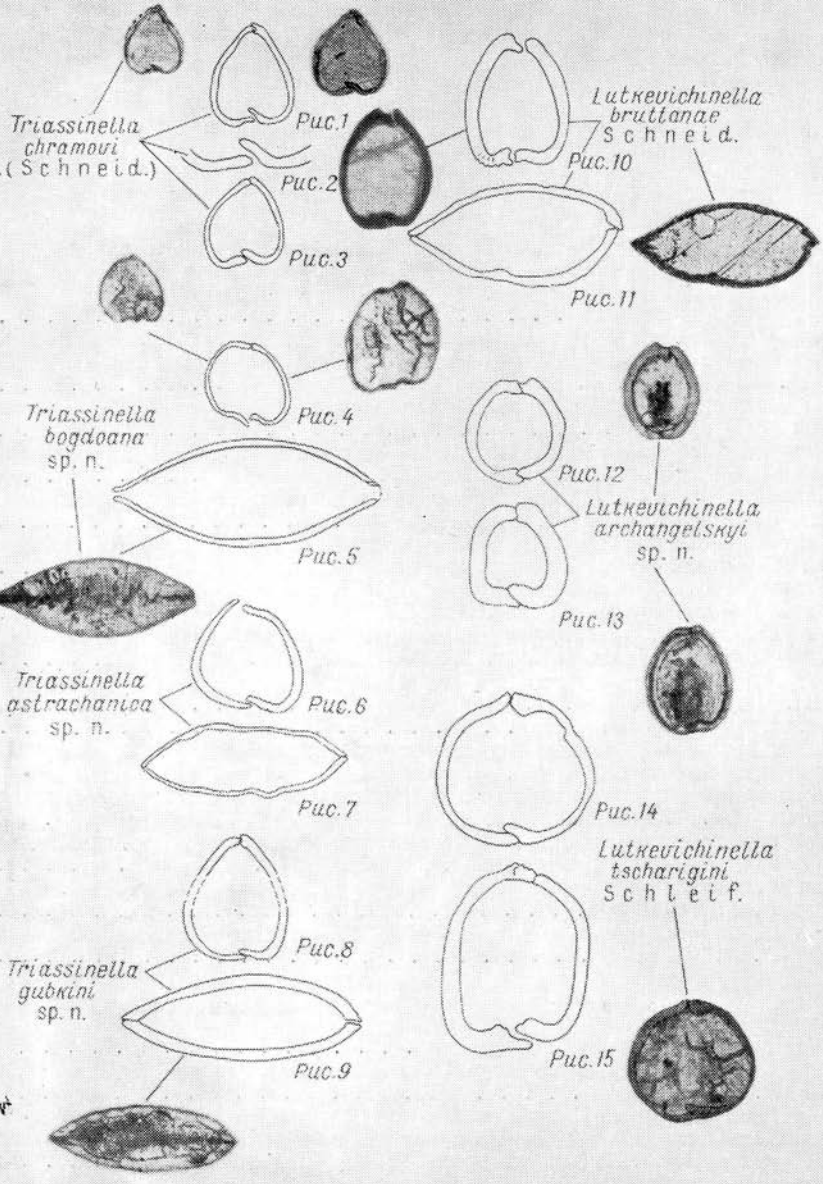
- 12 — поперечный шлиф через среднюю часть створки. Акмай, скв. 35-к, глубина 522—530 м.
 13 — поперечный шлиф через среднюю часть створок. Обнажение горы Коктау.

Рис. 14; 15. *Lutkevichinella tscharigini* S c h l e i f e r, $\times 100$.

- 14 — поперечный шлиф через среднюю часть створки. Жетыбайский район, скв. 1, глубина 2780—2786 м.
 15 — поперечный шлиф через среднюю часть створки. Мастексайский район, скв. 28-п, глубина 2742—2747 м.

Pod Triassinella

Pod Lutkevichinella



СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Геология и нефтегазоносность Прикаспийской синеклизы и смежных районов Оренбургского свода	
Стратиграфия и литология	3
Остракоды из отложений триаса Прикаспийской впадины (А. Г. Шлейфер)	3
Верхнепалеозойские отложения северного борта Прикаспийской впадины (Ю. М. Васильев, Н. Б. Гибшман, А. В. Ярошенко)	43
Наннопланктон в верхнемеловых отложениях Прикаспийской впадины (О. Б. Дмитренко)	52
Фаунистическая характеристика и стратиграфия михайловского горизонта Оренбургской области (Т. Г. Кнутова, Ш. Ф. Юльметов)	62
Фаунистическая характеристика пограничных девонско-каменноугольных отложений Татарского свода (Ш. Ф. Юльметов)	65
Литолого-фациальная характеристика депрессионных типов разрезов турнейского яруса Оренбургской области и их нефтегазоносность (В. Г. Кузнецов)	66
Верхнепалеозойские отложения Прикаспийской впадины по данным бурения сверхглубоких скважин (Ю. М. Васильев, А. В. Ярошенко)	83
Характеристика пластов-коллекторов из разреза Аралсорской сверхглубокой скважины (Б. К. Прошляков, Ю. М. Васильев, Т. И. Гальянова)	88
Соляные пласты кунгура в качестве маркирующих горизонтов в Оренбургской области (Ю. М. Васильев, А. Н. Дианов)	96
Тектоника и нефтегазоносность	101
Сравнительная характеристика геологии и нефтегазоносности Примексиканской и Прикаспийской синеклиз (Ю. М. Васильев, В. П. Гаврилов, А. В. Бухаров)	101
Современные представления о тектонике подсолевого комплекса Прикаспийской впадины (М. С. Арабаджи, Ю. М. Васильев, В. С. Мильничук)	123
Влияние глубинной тектоники на формирование соляных куполов и связанных с ними залежей нефти и газа (Ю. М. Васильев, В. А. Демидов)	128
Принципы выделения палеогеоморфологических ловушек нефти и газа (Ю. М. Васильев, В. Г. Кузнецов)	132
Зональность соляных куполов на юго-востоке Прикаспийской впадины (Ю. М. Васильев, В. А. Демидов)	138
Геология и нефтегазоносность эпипалеозойских плит СССР	
Региональная тектоника и нефтегазоносность	143
Особенности пространственного распределения мощностей земной коры (Ю. М. Васильев, В. П. Гаврилов)	143
Общие черты строения и развития эпипалеозойских плит в СССР (В. П. Гаврилов)	148
Проблема освоения глубоко погруженных нефтегазоносных комплексов эпипалеозойских плит СССР (Ю. М. Васильев, В. П. Гаврилов)	155
Разрывная тектоника	163
Развитие учения о крупных разломах земной коры (И. О. Авербух, Р. И. Быков, Ю. М. Васильев, В. П. Гаврилов)	163
Региональные разломы — один из структуро-формирующих факторов в платформенных условиях (В. П. Гаврилов)	169

	Стр.
Ловушки неструктурного типа в пределах эпипалеозойских плит СССР (<i>В. П. Гаврилов</i>)	176
Приуроченность гидрогеологических аномалий к региональным разломам Южно-Мангышлакской впадины (<i>Р. И. Быков, Ю. М. Васильев, В. П. Гаврилов, Я. И. Морозов</i>)	182
Особенности проявления региональных разломов фундамента в геотермическом поле Арало-Каспийского региона (<i>М. С. Арабаджи, Ю. М. Васильев, В. П. Гаврилов, В. С. Мильничук</i>)	187
Роль разломов в формировании солянокупольных структур в пределах Припятской, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской впадин (<i>Ю. М. Васильев, В. А. Демидов</i>)	193
Список литературы	194

*Московский Ордена Трудового Красного Знамени
институт нефтехимической и газовой промышленности
им. И. М. Губкина*

Труды, выпуск 103

ГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ЮГА СССР

**Редактор издательства Г. П. Вантогина
Технический редактор Л. В. Дунаева
Корректор Р. А. Слобоженко**

Сдано в набор 14/IX 1972 г. Подписано в печать 16/XI 1972 г.
Т-17197. Формат 70 × 100^{1/16}. Бумага № 1 и мел.
Печ. л. 16,0 с вкл. Усл. п. л. 20,8. Уч.-изд. л. 20,45.
Тираж 1000 экз. Заказ 2007/11368—7. Цена 2 р. 40 к.

**Издательство «Недра», Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Главполиграфпрома
Государственного Комитета Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Московский пр., 91.**