

Глубинная геология Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье

Р. Г. Гарецкий

Содержание. В статье приводятся новые данные о стратиграфии и тектонике палеозойских и мезозойских отложений, вскрытых бурением в районе Кокпектинской антиклинали в Примугоджарье. Отмечается значительная эрозионная расчлененность поверхности палеозойского фундамента. Доказывается унаследованный характер развития Кокпектинской антиклинали. Делается ряд выводов о южном продолжении зоны Уралтау, о характере сочленения в описываемом районе Уральской складчатой системы и Русской платформы, о палеогеографии южных Мугоджар в нижнем и среднем карбоне.

Введение

В 1918 г. А. Н. Замятином [9] был опубликован отчет о поисках фосфоритов, которые производились им в 1915 г. на левобережье среднего течения р. Эмбы. В этом отчете впервые отмечалось существование антиклинального поднятия меловых пород в районе р. Ат-жаксы и ее притока р. Кокпекты. Позднее Кокпектинская антиклиналь изучалась в 1941 г. А. К. Бувалкиным, закартировавшим ее в масштабе 1 : 500 000, а в 1948 г.— В. И. Самодуровым, проводившим здесь геологическую съемку в масштабе 1 : 200 000. В том же 1948 г. антиклиналь исследовалась А. Л. Яншиным, который дал ее краткую характеристику в ряде своих работ [21, 23]. В честь первооткрывателя этой структуры—А. Н. Замятина—она была названа А. Л. Яншиным [21] «антиклиналью Замятина». Однако это наименование не привилось среди геологов, работающих в Примугоджарье. Поэтому в дальнейшем мы будем применять для нее другое название—Кокпектинская антиклиналь, которое принято геологами треста «Актюбиннефтеразведка» и которое употребляет А. Л. Яншин в одной из последних своих статей [23]. Упомянутые исследования выявили основные черты стратиграфии и тектоники отложений, выходящих на дневную поверхность в районе Кокпектинской антиклинали.

С 1952 г. трестом «Актюбиннефтеразведка» на Кокпектинской антиклинали было начато бурение—вначале картировочное (Н. П. Дубовенко и А. Ш. Хаджиев), с 1953 г. крелиусное (Чен Ын Ен, А. Ш. Хаджиев и В. Б. Васильев), а с 1956 г. глубокое (В. Б. Васильев и Ф. М. Пухова). Бурение дало много нового материала, главным образом по глубинной геологии Кокпектинской антиклинали.

В течение последних четырех лет мной изучалось формирование структур платформенного чехла периферии Мугоджар, в том числе Кокпектинской антиклинали; производилось уточнение ее геологической карты и обработка полученного при ее разбуривании кернового материала. В настоящей статье сообщается часть полученных мной выводов, касающаяся глубинного геологического строения этой структуры.

Кокпектинская антиклиналь расположена в 80 км к югу от ст. Эмба (рис. 1) в пределах линейно вытянутой меридиональной зоны антиклинальных структур мезо-кайнозоя, которые лежат на продолжении осевой линии антиклиниория Уралтау и являются отражением в структуре платформенного чехла его южной погребенной части.

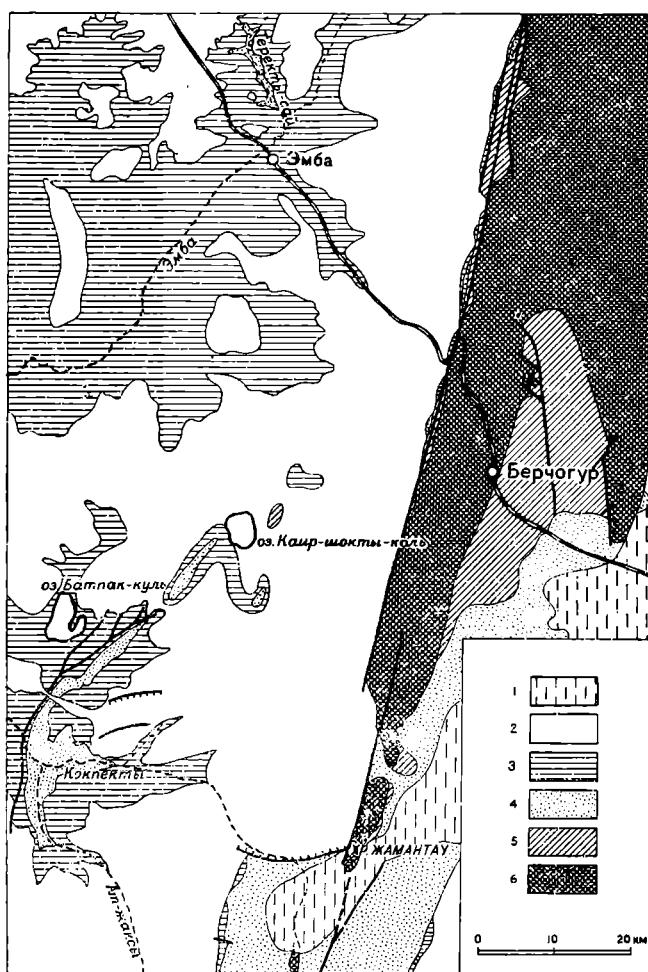


Рис. 1. Схематическая геологическая карта юго-западного Примугоджарья:
1 — неоген; 2 — палеоген; 3 — верхний мел; 4 — нижний мел;
5 — нижняя пермь — верхний девон; 6 — дозверхнедевонские породы

Кокпектинская антиклиналь отчетливо выделяется на геологической карте (рис. 1, 2) выходом альбских отложений. Этот выход протягивается от широты оз. Батпак-куль на севере до параллели 48° с. ш. на юге; последняя параллель примерно соответствует широте южного окончания Мугоджар.

В средней части антиклиналь прорезается р. Ат-жаксы и ее притоками, по которым наблюдается ряд неплохих обнажений пород, слагающих структуру. С запада Кокпектинская антиклиналь обрезана крупным разломом, который протягивается вдоль всей структуры.

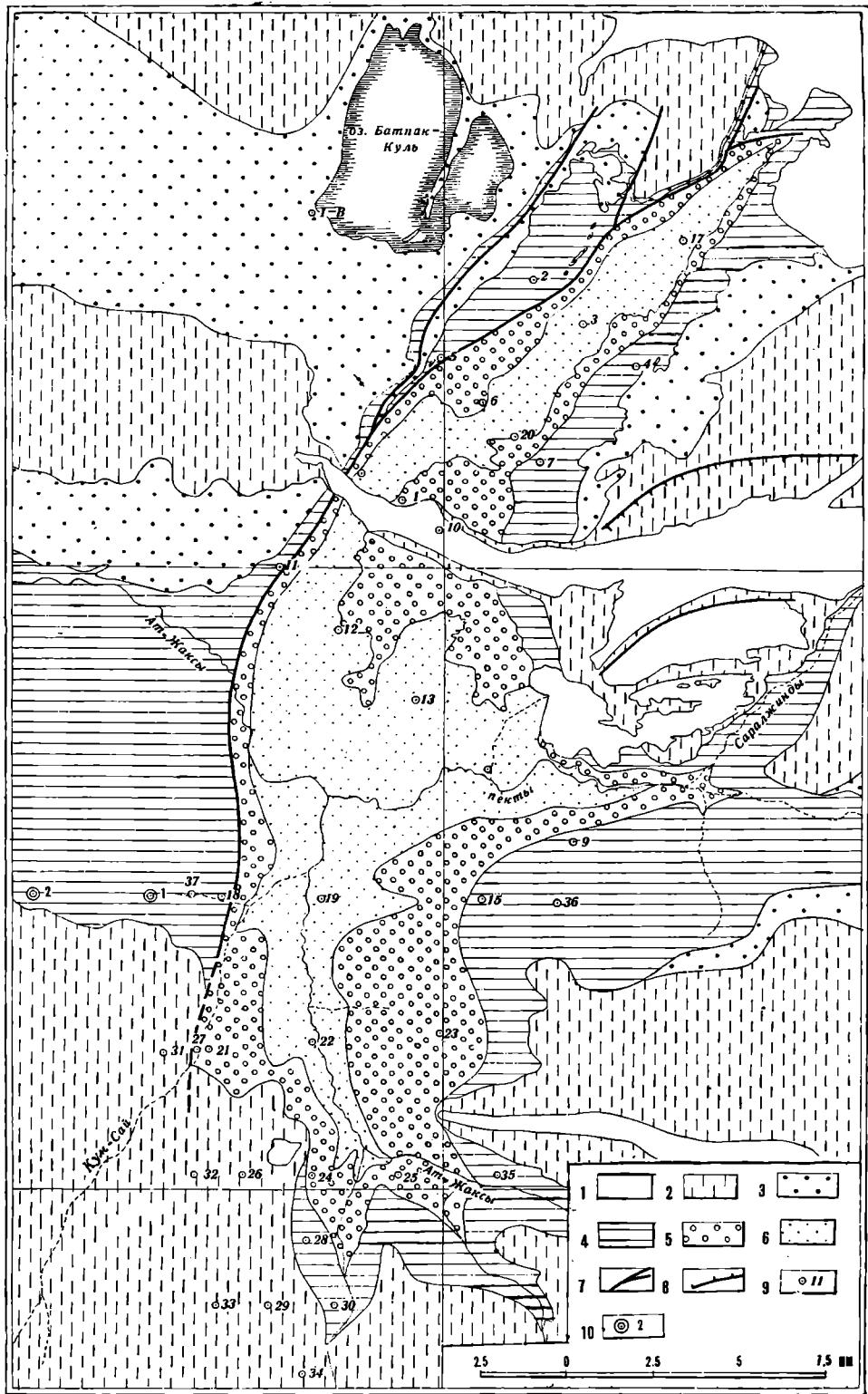


Рис. 2. Геологическая карта Кокпектинской антиклиналии:
1 — верхний олигоцен (чаграйская свита); 2 — средний — низы верхнего эоцена (тасаранская свита);
3 — маастрихт; 4 — кампан; 5 — сантон; 6 — альб; 7 — разломы; 8 — флексура; 9 — крелиусная скважина
и ее номер; 10 — глубокая скважина и ее номер

В районе Кокпектинской антиклинали на поверхность выходят отложения палеогена, верхнего мела и альба. Налегающий резко несогласно на меловые осадки палеоген подразделяется на две толщи: континентальные пески и песчаники верхнего олигоцена и морские опоковидные глины тасаранской свиты среднего и низов верхнего эоцена с фосфоритовым слоем в основании. Верхний мел представлен морскими отложениями маастрикта, кампана и сантона, а также, возможно, континентальными породами турона.

Поскольку содержанием настоящей статьи является описание глубинного геологического строения Кокпектинской антиклинали, постольку я не буду останавливаться на характеристике упомянутых выше отложений, а перейду к освещению нижнемеловых и юрских осадков.

Нижнемеловые и юрские отложения

В своде Кокпектинской антиклинали на всем ее протяжении на поверхность выходят отложения альбского возраста, которые занимают широкую площадь в средней части структуры, где она прорезается р. Кокплекты; их поле сужается к северу и к югу по мере погружения оси антиклинали в этих направлениях.

Альбские отложения по составу делятся на две свиты. Верхняя свита представлена континентальными мелко-, средне- и крупнозернистыми кварцево-слюдистыми светло-серыми, желтовато-серыми, желтыми и белыми часто косослоистыми песками с редкими глинистыми прослойями. В песках нередко встречаются гальки кварца и кремня. Здесь же часто можно наблюдать линзы и караваи кварцево-слюдистых косослоистых песчаников, достигающие мощности в 5—8 м. Нижняя свита сложена светло-серыми, серыми и темно-серыми глинами с редкими песчаными прослойями. По всему разрезу альба встречаются прослои кварцево-слюдистых железистых песчаников различной мощности, количество которых преобладает в верхней свите.

Аналогичные отложения были выделены В. А. Вахрамеевым [3, 4] и А. Л. Яншиным [20, 22] для Чушкакульской антиклинали под названием алтыкудукской и карачетауской свит. Нами [7] было предложено распространить эти наименования для стратиграфически и литологически сходных отложений других мест Примугоджарья и Приаралья. Это полностью относится и к району Кокпектинской антиклинали.

Залегающие между названными свитами сероцветная кокбулакская и пестроцветная кызылшенская свиты [4, 22], которые имеются на соседней к юго-востоку Чушкакульской антиклинали (а последняя свита и в ряде мест западного Примугоджарья), в пределах Кокпектинской антиклинали отсутствуют, и здесь алтыкудукская свита ложится прямо на карачетаускую. Возможно, что карачетауская свита Кокпектинской антиклинали соответствует по возрасту карачетауской и частично кызылшенской свитам Чушкакульской антиклинали.

Возраст алтыкудукской свиты определяется как верхнеальбский и, возможно, частично сеноманский. Однако в сводовых частях антиклинальных структур (в том числе и Кокпектинской) алтыкудукская свита в связи с сокращением здесь разреза охватывает по сравнению с соседними синклинальными участками меньший стратиграфический диапазон, равный, видимо, в основном только верхнему альбу. Верхнеальбский возраст верхней части рассматриваемой свиты в разрезах Кокпектинской антиклинали подтверждает видовой состав ископаемой флоры, обнаруженной в обрывах р. Кокплекты и детально описанной В. А. Вахрамеевым [4].

Карачетауская свита в основном охватывает средний альб, а нижние ее слои относятся уже к нижнему альбу и, возможно, частично к апту. Возраст карачетауской свиты был обоснован В. А. Вахрамеевым [4] и А. Л. Яншиным [22]. Сейчас, на основании новых спорово-пыльцевых определений с большей уверенностью можно говорить о том, что низы свиты относятся не к среднему, а к нижнему альбу и даже верхам апта. Из самых низов карачетауской свиты, вскрытой на Кокпектинской антиклинали, Н. И. Филипповой (Западно-Казахстанское геологическое управление) были определены следующие спорово-пыльцевые комплексы (табл. 1).

В первых двух колонках табл. 1 споры папоротникообразных составляют 40,6 и 41,0% всего комплекса. Среди них преобладают споры родов *Gleichenia*, *Mohria*, *Coniopteris*. Среди пыльцы голосемянных характерно присутствие довольно большого количества пыльцы семейства Cypressaceae (10 и 6%). Такой состав спор и пыльцы близок составу спорово-пыльцевых комплексов, приводимых Н. А. Болховитиной [2] для низов альба бассейна р. Эмбы. О принадлежности содержащих их слоев к нижнему альбу свидетельствует полное отсутствие пыльцы цветковых растений современного типа, которая уже появляется в среднем альбе, а в небольшом количестве иногда и в верхах нижнего альба, довольно значительное количество пыльцы семейства Cypressaceae и спор рода *Mohria*, встречающихся в апте в малом числе, и отсутствие пыльцы *Brachyphyllum* sp.¹, которая обильна в неокоме и обычно еще сохраняется в апте [2].

Последние две колонки табл. 1 говорят скорее всего об апском возрасте самых низов карачетауской свиты Кокпектинской антиклинали. В спорово-пыльцевом комплексе преобладают споры папоротникообразных (57,2 и 58,0%). Среди них 14,6 и 23% относятся к спорам рода *Gleichenia*, которые принадлежат к видам, весьма характерным для апта [2]. Споры рода *Mohria* отсутствуют полностью. Пыльца семейства Cypressaceae отсутствует в первой колонке и встречается только во второй, но в незначительном количестве (2%). Во втором образце появляется пыльца *Brachyphyllum* sp., как правило, отсутствующая в альбе. В обоих списках отсутствует пыльца цветковых современного типа.

В связи с весьма незначительным отбором керна установить границу двух свит альба в разрезах скважин часто довольно трудно. Лучше всего она отбивается по данным электрокаротажных диаграмм: преимущественно песчаная алтыкудукская свита выделяется резкими пиками высокого сопротивления в несколько сот, иногда тысячу омм, а глинистая карачетауская — спокойными кривыми КС с сопротивлением в несколько десятков омм. Однако в опущенном крыле основного разлома и на периферии антиклинали, где алтыкудукская свита обычно насыщена водой и становится более глинистой, ее выделение по каротажным диаграммам становится затруднительным и зачастую совсем невозможным. Мощность алтыкудукской свиты колеблется от 45 до 80 м, уменьшаясь в присводовых частях структуры и увеличиваясь на ее периферии и в опущенном крыле разлома. Мощность карачетауской свиты изменяется от 70

¹ Ранее Н. А. Болховитиной [2] эта форма называлась *Aporina striatella* Bolch., но все ее морфологические особенности говорят о ее принадлежности к описанной В. В. Зауер и Н. Д. Мchedлишвили [10] пыльце *Brachyphyllum* Brongn. В. В. Зауер и Н. Д. Мchedлишвили отмечают, что в районе Тюмени и Барабинска пыльца рода *Brachyphyllum* встречается в небольших количествах в верхах среднеюрских отложений, в максимальном количестве — в осадках верхней юры; в отложениях готерив — баррема ее содержание значительно уменьшается, а в более молодых отложениях она вовсе отсутствует.

Таблица 1

**Спорово-пыльцевой состав низов карачетауской свиты
Кокпектинской антиклинали (в %)**

Виды спор и пыльцы	Скв. 8, 135—149 м	Скв. 21, 178—188 м	Скв. 22, 135—150 м	Скв. 17, 140—144 м
Споры папоротникообразных				
<i>Coniopteris</i> sp.	6,2	1,0	5,4	16,0
<i>Dicksonia</i> sp.	—	—	—	2,0
<i>Polypodiaceae</i>	12,5	8,5	8,1	—
<i>Leptochylus</i> sp.	—	4,0	—	—
<i>Matonia</i> sp.	—	—	—	1,0
<i>Phleopteris</i> sp.	—	5,0	1,8	—
<i>Gleichenia</i> sp.	—	12,0	7,3	—
“ <i>delicata</i> Bolch.	—	4,0	—	13,0
“ <i>carinata</i> Bolch.	1,2	3,0	0,9	5,0
“ <i>stellata</i> Bolch.	—	—	—	5,0
“ <i>laeta</i> Bolch.	3,1	—	—	—
“ <i>peregrina</i> Bolch.	1,2	—	—	—
“ <i>nigra</i> Bolch.	—	2,0	—	—
“ <i>angulata</i> (Naum.) Bolch.	3,8	2,0	6,4	4,0
“ <i>umbonata</i> Bolch.	2,5	—	—	—
<i>Lygodium</i> sp.	—	—	0,9	—
“ <i>subsimplex</i> Naum.	1,9	—	—	—
<i>Aneimia</i> sp.	2,5	—	2,7	—
“ <i>tricostata</i> Bolch.	—	—	1,8	—
<i>Mohria</i> sp.	1,2	—	1,8	—
“ <i>striata</i> Naum.	0,6	2,0	—	—
<i>Osmunda</i> sp.	—	—	0,9	—
<i>Ophioglossum</i> sp.	—	—	0,9	—
<i>Botrychium</i> sp.	—	—	—	—
<i>Hausmannia</i> sp.	—	2,0	—	4,0
<i>Selaginella</i> sp.	—	—	0,9	—
<i>Lycopodium</i> sp.	0,6	—	0,9	1,0
<i>Leiotriletes</i> sp.	—	1,0	8,1	—
“ <i>tricuspidatus</i> Bolch.	0,6	—	—	2,0
<i>Stenozonotriletes</i> sp.	—	1,0	3,6	4,0
“ <i>cerebriformis</i> Naum.	—	1,0	—	—
<i>Lophotriletes</i> sp.	0,6	—	1,8	—
<i>Trachytriletes</i> sp.	1,2	—	—	—
<i>Euryzonotriletes</i> sp.	—	2,0	2,7	—
<i>Hymenozonotriletes rugulosus</i> Naum.	0,6	—	—	—
Не определенные споры	—	2,0	—	—
Пыльца голосемянных				
<i>Schizaea</i> sp.	0,6	—	—	—
<i>Chamaecyparis</i> sp.	3,8	—	—	1,0
<i>Thujopsis</i> sp.	—	32,0	—	2,0
<i>Cupressaceae</i>	10,0	6,0	—	2,0
<i>Ginkgoales</i>	—	—	—	1,0
<i>Podozamites</i> sp.	—	7,0	6,4	—
<i>Podocarpus</i> sp.	3,8	—	7,3	—
<i>Pinus</i> , подрод <i>Diploxyylon</i>	6,2	9,0	3,6	—
“ <i>Haploxyylon</i>	32,5	—	—	—
<i>Picea</i> sp.	2,5	1,0	5,4	19,0
<i>Cedrus</i> sp.	—	—	3,6	3,0
<i>Coniferae</i> с 2 воздушными мешками	—	4,0	16,4	6,0
<i>Brachiphyllum</i> sp.	—	—	—	8,0
Всего спор папоротникообразных	40,6	41,0	57,2	58,0
Всего пыльцы голосемянных	59,4	59,0	42,8	42,0

до 120 м. Максимальная общая мощность обеих свит достигает 180—190 м. В изменении величины мощности свит ощущается влияние не только структурных условий, но частично и того древнего рельефа палеозойского основания, который возник в раннем мезозое и о котором подробнее будет сказано ниже.

Бурением на полную мощность были пройдены осадки неокома, которые представлены в большинстве скважин двумя пачками: верхней континентальной и нижней морской. Верхняя часть неокома сложена такими же пестроцветными породами, как неоком Чушкаульской антиклинали и других мест периферии Мугоджар, где он носит название даульской свиты. Толщу пестроцветных пород Кокпектинской антиклинали также следует называть даульской свитой. Она представлена здесь зелеными, красными, желтыми, часто пятнистыми жирными каменистыми нередко песчанистыми и карбонатными (табл. 2) глинами с прослоями зеленовато-серого мелкозернистого слюдистого песка и алеврита, известковистого песчаника и иногда со стяжениями доломитизированного известняка.

Нижняя пачка неокома состоит из переслаивания мелкозернистых полимиктовых зеленовато-серых песков и песчаников со светло-зелеными известковистыми глинами и реже зеленовато-серыми кристаллическими зачастую глинистыми известняками (табл. 2). Глины плотные неслоистые с характерным раковистым изломом. Почти все скважины, вскрывшие морской неоком, давали керн, содержащий остатки морской фауны. Среди последней Ю. П. Никитиной были определены следующие виды: *Nuculana scapha* Orb., *Tellina* sp., *Protocardium* sp. indet., *Thracia* aff. *striata* Werth., *Corbula jengeldensis* Nikitina.

Вскрытые на Кокпектинской антиклинали морские отложения неокома на основании ископаемой фауны могут быть отнесены к готериву. Скорее всего они соответствуют всем трем свитам, выделенным Ю. П. Никитиной [14, 15] в готериве южной Эмбы: морской готерив Кокпектинской антиклинали содержит остатки фауны, характерные как для самой нижней «пелепциподовой» свиты Никитиной, так и для ее наиболее верхней «свиты песков».

Из тех же пород М. И. Мандельштамом были определены остракоды: *Palaeocytheridella observata* (Sharapova) и *P. denticulata* (Sharapova), встреченные в больших количествах. Эти виды характерны для отложений готерива Эмбинской области, что подтверждает возраст пород, установленный по моллюскам.

В северной половине Кокпектинской антиклинали морской неоком был встречен во всех пробуренных скважинах. Он здесь полностью перекрывает поднятие и выклинивается где-то восточнее разбуренной площади. В южной половине структуры в наиболее крайних к востоку скважинах (рис. 3) морские осадки неокома отсутствуют. В этой части антиклинали между скв. 25 и 35, 19 и 15, 13 и 14 проходила береговая линия готеривского бассейна, которая далее к северу отступала немного восточнее.

Соотношение мощностей неокома на южных профилях показывает, что морские отложения готерива к востоку не срезаются вышележащими пестроцветными породами даульской свиты, а переходят в ее континентальные осадки. Так, на крайнем к югу профиле мощность неокома на пологом восточном крыле Кокпектинской антиклинали увеличивается с запада на восток — с 85 м в скв. 25 до 98 м в скв. 35. Несмотря на такое увеличение мощности неокома, в скв. 25 присутствует 9-метровая пачка морского готерива, а в скв. 35 неоком полностью представлен континентальными породами. Аналогичное соотношение мощностей видно

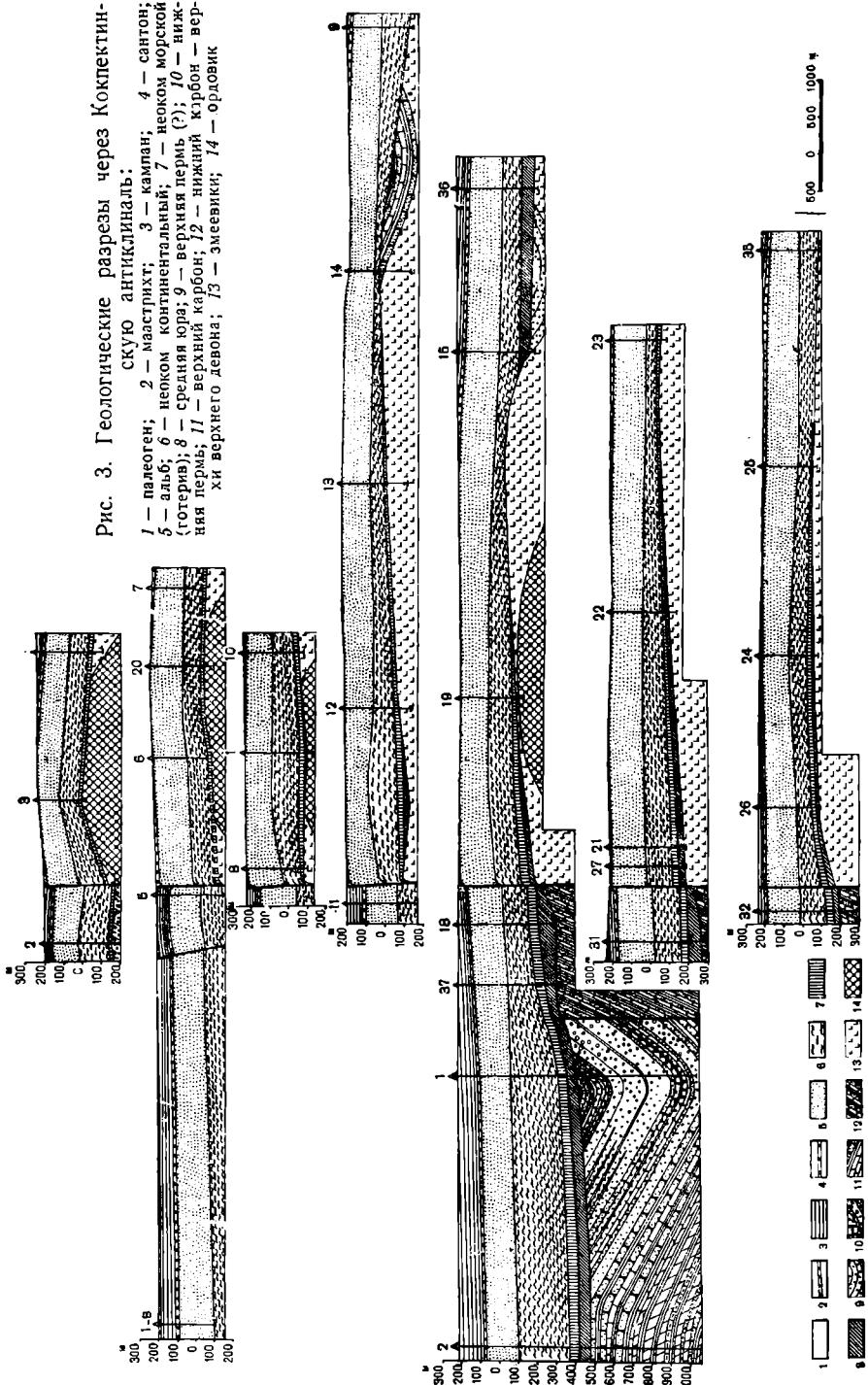
Таблица 2

Анализ карбонатных пород различных отложений Коксектигской антиклиналии¹

№ скважины и глубина образца в м	Возраст образца	Минераль- ный не- растровой оста- ток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Сумма	CaSO ₃	MgCO ₃	CO ₂ из- быточный	CaO из- быточный
Скв. 37, 369—371	Cr ₁ ^{br}	66,70	4,22	12,26	0,59	9,30	93,47	19,70	1,23
» 31, 415—419	Cr ₁ ^{lt}	57,34	2,96	20,51	0,55	16,85	98,51	36,54	0,17
» 32, 367—372	Cr ₁ ^{lt}	29,96	2,74	38,06	1,72	32,15	96,63	67,89	3,60
Глубокая скв. 1, 826—828	P ₁	0,88	—	55,51	—	43,55	99,94	99,03	0,44
» 1, 896,2—898,5	P ₁	0,56	—	55,78	0,38	44,00	100,72	99,68	0,03
» 1, 935—956,5	P ₁	0,38	0,08	56,57	—	44,45	101,48	100,68	—
» 1, 987—990	P ₁	0,98	0,18	55,51	—	43,25	99,92	98,18	—
» 1, 1017—1019	P ₁	0,28	—	56,04	—	43,80	100,12	99,54	—
» 1, 1048,5—1059,5	P ₁	0,36	—	59,57	—	43,80	100,73	99,54	—
» 1, 1072—1075	P ₁	0,70	0,20	55,51	0,19	44,15	100,75	99,02	0,44
» 1, 1184—1189	P ₁	4,00	0,38	53,56	—	42,10	100,04	95,55	0,11
» 1, 1257—1261	P ₁	0,56	0,20	55,51	—	43,76	100,02	99,03	0,23
Глубокая скв. 2, 750—753	C ₁ ⁱⁱ	0,74	0,34	55,61	—	43,87	99,89	99,18	—
» 2, 899—905	C ₁ ⁱⁱ	23,04	1,10	41,77	1,91	32,38	100,17	64,70	0,63
» 2,	8,42	1,26	C ₁ ⁱⁱ	27,52	17,09	41,21	1,21	95,33	49,09	35,59	6,54
» 2, 939—944	C ₁ ⁱⁱ	11,66	1,30	26,71	16,71	(доломит 78,10%, кальцит 6,72%)	94,28	44,70	—
» 2, 1019—1022	C ₁ ⁱⁱ	15,30	3,66	24,68	15,87	(доломит 76,40%, кальцит 3,25%)	96,66	44,02	33,18
» 2, 1072—1076	C ₁ ⁱⁱ	11,48	2,08	27,78	16,13	(доломит 72,53%, кальцит 4,67%)	96,52	48,47	33,72
» 2, 1072—1076	C ₁ ⁱⁱ	9,44	1,78	28,32	17,00	(доломит 73,71%, кальцит 6,48%)	97,59	50,52	35,55
» 2, 1215—1219	C ₁ ⁱⁱ	7,16	0,40	50,20	0,67	(доломит 77,71%, кальцит 8,36%)	99,85	89,59	0,44
Скв. 32, 460—463	D ₃ — C ₁	23,28	0,66	38,58	2,03	32,60	97,15	68,82	1,40
» 32, 475—479	D ₃ — C ₁	3,66	0,17	51,02	0,11	40,80	95,76	91,02	0,35
» 32, 496—498	D ₃ — C ₁	2,80	1,34	52,92	0,76	42,70	100,52	14,44	1,59
			D ₃ — C ₁	3,52	1,80	52,34	0,19	41,30	99,09	93,86	0,40

¹ Анализы проведены в лаборатории Геологического института АН СССР (Э. С. Зальманзон).

Рис. 3. Геологические разрезы через Кокпектин-скую антиклиналь:



и на профиле скв. 13 и 9. Здесь в скв. 13 мощность неокома равна 89 м, из которых 16 м падает на морской готерив, а в скв. 9 имеется только континентальный неоком мощностью в 149 м.

Таким образом, пестроцветные отложения даульской свиты неокома периферии Мугоджар представляют собой континентальную фацию не только баррема [4], но и морских слоев готерива.

Из зеленовато-серых глин верхней части пестроцветного неокома Н. А. Болховитиной и И. З. Котовой был выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором абсолютно преобладает пыльца *Brachyphyllum* sp. (табл. 3).

Таблица 3
Спорово-пыльцевой состав даульской свиты неокома
Конкептинской антиклинали (в %)¹

Виды спор и пыльцы	Скв. 33, 274—278 м
Споры папоротникообразных	
<i>Leiotriletes gradatus</i> (Mal.)	5
<i>Hymenozonotriletes rugulosus</i> Naum.	8
<i>bracteatus</i> Bolch.	1
<i>Stenozonotriletes bimammatus</i> Naum.	1
<i>maculosus</i> sp. nov. ²	2
<i>Lophotriletes cava</i> Bolch.	1
<i>Phlebopteris conspicuus</i> Bolch.	2
<i>Cheilanthes perpallidus</i> Bolch.	6
<i>Alsophila asperata</i> Bolch.	1
<i>Lygodium gibberulum</i> var. <i>minor</i> K.-M.	9
var. <i>gibberulum</i> K.-M.	7
<i>smithianiformis</i> sp. nov.	16
<i>pseudogibberulum</i> sp. nov.	1
<i>magnituberculatum</i> sp. nov.	2
<i>ambiguum</i> Bolch.	1
<i>elegans</i> Bolch.	4
<i>cotidianum</i> Bolch.	2
Не определенные споры	2
Пыльца голосемянных	
<i>Psophosphaera aggereloides</i> (Mal.)	1
<i>bennettitoides</i> Bolch.	2
<i>Juniperus praerimosus</i> sp. nov.	2
<i>Caytonia</i> sp.	2
<i>Pinus divulgata</i> Bolch.	6
<i>pernobilis</i> Bolch.	1
<i>subconcinua</i> Bolch.	1
aff. <i>pinaster</i> Sol.	3
<i>Podozamites tenuis</i> (Naum.) Bolch.	11
Всего спор папоротникообразных	81
Всего пыльцы голосемянных	16
Всего пыльцы покрытосемянных	3

¹ Состав комплекса вычислен без пыльцы *Brachyphyllum* sp.

² Споры и пыльца, помеченные „sp. nov.“, — неопубликованные новые виды Н. А. Болховитиной.

Указанный спорово-пыльцевой комплекс говорит о принадлежности верхней части пестроцветного неокома к баррему.

Таблица 4

Споро-пыльцевой состав морского горизонта Кокиентинской антиклинали (в %)

Виды спор и пыльцы	Скв. 37, глубина 414—418 м	Скв. 37, глубина 418—423 м
Споры папоротникообразных		
<i>Leiotriletes gradatus</i> (Mal.)	—	1,5
" <i>varius</i> Bolch.	5	0,5
sp.	—	—
<i>Trachytriletes trivialis</i> Bolch.	2,5	—
<i>Hymenozonotriletes rugulosus</i> Naum. <i>forcipatus</i> (Mal.)	2	—
<i>Stenozonotriletes asiaticus</i> sp. nov.	—	1,5
<i>Lophotriletes salebrosus</i> Bolch.	0,5	—
<i>Chomotriletes redundus</i> Hlonova	0,5	—
<i>Coniopteris</i> sp.	0,5	0,5
<i>Onochiopsis elongata</i> (Geyer) Jocy jama	—	0,5
<i>Acrostichum elegans</i> K.-M.	1,5	—
Polypodiaceae?	—	0,5
<i>Adiantum speciosum</i> Bolch.	—	1
<i>Pteris parvimamma</i> (Naum.) Bolch.	—	3,5
<i>Salvinia</i> sp.	—	3,5
<i>Selaginella obscura</i> Bolch.	—	0,5
<i>Gleichenia angulata</i> Bolch. <i>orientalis</i> Bolch.	7	—
<i>Dicksonia derrsa</i> Bolch. <i>bulbacea</i> Bolch.	5,5	2,5
<i>Lygodium sparsaetuberculatum</i> K.-M.	—	0,5
<i>Aneimia pacifica</i> sp. nov.	—	0,5
Не определенные споры	1	3,5
Пыльца голосемянных		
<i>Brachiphyllum</i> sp.	10	14
<i>Podozamites laricinus</i> (Naum.) Bolch.	12	24
" <i>helvus</i> Bolch.	—	0,5
" <i>tenuis</i> (Naum.)	0,5	—
<i>Bennettites elongatus</i> Bolch.	—	8
<i>Ginkgo parva</i> Bolch. " <i>praeacuta</i> Bolch.	5,5	5,5
<i>Cupressacites coriaceus</i> Bolch. " <i>minor</i> (Mal.) Bolch.	—	0,5
<i>Taxodium rotundiformis</i> Bolch.	—	1
<i>Cedrus deodaraeformis</i> Bolch. sp.	—	—
<i>Podocarpus patula</i> Bolch. " <i>multesima</i> Bolch.	—	2,5
" <i>multicina</i> Bolch.	2,5	—
<i>Pseudopodocarpus gracilenta</i> Bolch.	5,5	—
<i>Picea exiloides</i> Bolch. " <i>spirellaeformis</i> (Mal.) Bolch. " <i>depressa</i> Bolch.	2	3,5
<i>Piceites expositus</i> Bolch.	—	1,5
<i>Pseudopicea variabiliformis</i> (Mal.) Bolch. " <i>bibulba</i> (Mal.) Bolch.	8,0	—
<i>Pinus subconcinna</i> Bolch.	0,5	—
" <i>vulgaris</i> Bolch.	—	7,5
" <i>aequalis</i> (Naum.) Bolch.	—	2,5
" <i>concessa</i> (Naum.) Bolch.	7,5	2,0
<i>Pseudopinus cavernosa</i> Bolch. " <i>oblatinooides</i> (Mal.)	5,5	—
<i>Caytonia oncodes</i> (Harris)	6,5	4
Всего спор папоротникообразных	26	22
Всего пыльцы голосемянных	74	78

В зеленовато-серых глинах морского горизонта Н. А. Болховитина и И. З. Котова обнаружили следующие споры и пыльцу (табл. 4).

Наибольшая мощность морского неокома была пройдена в опущенном крыле разлома, где в скв. 37 она достигает 55 м. Мощность континентального неокома значительно меняется — от 27 в скв. 14 до 267 м в глубокой скв. 2.

Под неокомом залегают среднеюрские осадки, представленные темно-серыми углистыми глинами с обильными остатками обуглившейся растительности, серыми полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песками и песчаниками, для которых характерно наличие значительного количества обломков змеевиков и диабазов, часто плохо окатанных.

Их возраст (средняя юра) устанавливается на основании литологического сходства с породами средней юры бассейнов рек Илека, Уила и Эмбы и периферии Мугоджар (Чушкаульская антиклиналь, Берчогурская синклиналь), а также на основании спорово-пыльцевых исследований, проведенных Н. И. Филипповой (табл. 5). Последние показали чрезвычайное сходство комплексов спор и пыльцы описываемых отложений Кокпектинской антиклинали с комплексами из среднеюрских пород соседних районов, в частности бассейна р. Илека, где они были очень подробно изучены Э. А. Копытовой.

Мощность средней юры в зависимости от древнего рельефа палеозойского основания колеблется от нулевой на выступах этого рельефа до 50—70 м в его впадинах. Максимальная мощность среднеюрских пород была обнаружена скв. 18, которая прошла этими породами 82 м и немногого не достигла их подошвы.

О древнем рельефе палеозойского фундамента и его влиянии на мощности континентальных отложений средней юры и нижнего мела

Как уже отмечалось мной ранее [6], для поверхности погребенного под мезозойскими осадками палеозойского фундамента периферии Мугоджар характерна сильная эрозионная расчлененность. Эта особенность молодых платформ (существование ярко выраженного эрозионного рельефа их складчатого фундамента) отчетливо отмечается и в районе Кокпектинской антиклинали. Древний рельеф поверхности палеозоя сказался и на его современной поверхности (рис. 3), которая отражает как этот древний рельеф, так и произошедшие позднее мезо-кайнозойские тектонические движения и не является, таким образом, поверхностью, пригодной для построения структурной карты. Наиболее близко характер древнего рельефа палеозоя можно восстановить путем построения карты изопахит отложений, заполнявших и выровнивших этот рельеф, т. е. отложений, заключенных между какой-то выровненной структурной поверхностью внутри мезо-кайнозоя и современной поверхностью палеозоя.

В районе Кокпектинской антиклинали наиболее ясной структурной поверхностью является кровля неокома, на положение которой древний рельеф палеозойского основания оказал относительно небольшое влияние. Она четко отбивается по бурению и по каротажу и является весьма удобной для построения структурной карты.

Построение карты изопахит отложений, заключенных между кровлей неокома и современной поверхностью палеозоя, лучше всего проводить при наложении на карту современной поверхности палеозоя (рис. 4) структурной карты по кровле неокома (рис. 5). При таком построении мы

Таблица 5

Спорово-пыльцевой состав среднеюрских отложений Бокпектинской антиклинали (в %)

Виды спор и пыльцы	Скв. 1, гл. 315—320 м	Скв. 1, гл. 325—331 м	Скв. 21, гл. 363—370 м	Скв. 31, гл. 487—494 м
Споры папоротниковообразных				
<i>Coniopteris</i> sp.	9,0	25,7	3,8	16,0
<i>Dicksonia</i> sp.	2,0	3,5	—	—
<i>Cyathea</i> sp.	—	3,5	—	—
<i>Polypodiaceae</i>	—	0,9	3,8	5,0
<i>Leptochylus</i> sp.	13,0	3,5	9,5	—
<i>Acrostichum</i> sp.	—	—	3,8	—
<i>Cheiroleuras</i> sp.	2,0	—	1,0	2,0
<i>Matonia</i> sp.	13,0	8,0	—	—
<i>Phlebopteris</i> sp.	4,0	9,8	5,6	6,0
<i>Gleichenia</i> sp.	13,0	6,2	6,0	4,0
<i>Osmunda</i> sp.	10,0	1,8	3,8	9,0
<i>Botrychium</i> sp.	—	—	—	1,0
<i>Hausmannia</i> sp.	—	0,9	1,0	—
<i>Selaginella</i> sp.	—	—	—	10,0
<i>Equisetum</i> sp.	—	—	—	1,0
<i>Lycopodium</i> sp.	3,0	0,9	1,9	—
<i>Dictyophyllum</i> sp.	4,0	—	—	—
<i>Leiotriletes</i> Naum.	2,0	3,5	—	4,0
<i>Stenozonotriletes</i> Naum.	—	—	—	2,0
<i>Lophotriletes</i> Naum.	1,0	3,5	—	2,0
<i>Chomotriletes</i> Naum.	1,0	—	1,0	—
<i>Trachytriletes</i>	—	—	1,9	—
<i>Acanthotriletes</i>	4,0	1,8	5,0	—
Не определенные споры	—	—	—	1,0
Пыльца голосемянных				
<i>Thujopsis</i> sp.	—	—	—	5,0
<i>Cupressaceae</i>	—	0,9	—	1,0
<i>Ginkgoales</i>	3,0	3,5	10,5	3,0
<i>Cycadales</i>	—	—	2,8	6,0
<i>Bennettitales</i>	—	—	1,0	—
<i>Araucariaceae</i>	—	—	5,6	—
<i>Podozamites</i> sp.	—	0,9	—	—
<i>Podocarpus</i> sp.	3,0	0,9	—	2,0
<i>Pinus</i> , подрод <i>Diploxylon</i>	6,0	2,6	—	1,0
<i>Pinus</i> , подрод <i>Haploxyylon</i>	—	2,6	10,5	1,0
<i>Picea</i> sp.	—	3,5	1,0	—
Coniferae с 2 воздушными мешками	8,0	11,5	13,0	18,0
Coniferae с 1 воздушным мешком	—	—	6,5	—
Всего спор папоротниковообразных . . .	80,0	74,3	48,1	63,0
Всего пыльцы голосемянных . . .	20,0	25,7	51,9	37,0

получаем значительное число дополнительных точек мощностей отложений. Полученная карта изопахит (рис. 6) будет, возможно, близко при данных условиях отражать характер древнего рельефа, так как она представляет собой современную поверхность палеозоя за вычетом поверхно-

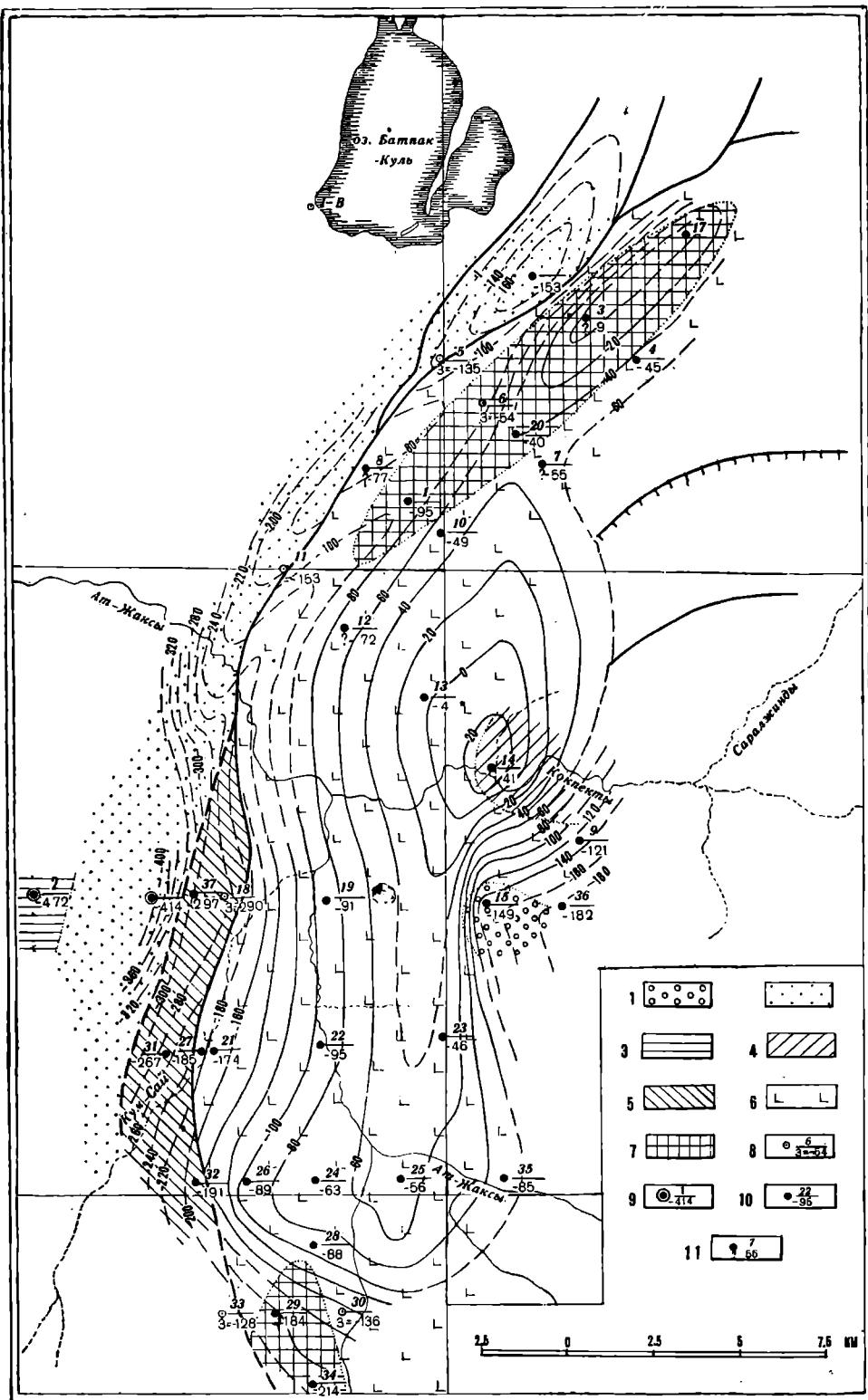


Рис. 4. Геологическая карта палеозоя Кокпектинской антиклинали и рельеф его современной поверхности:

1 — верхняя пермь (?); 2 — нижняя пермь; 3 — верхний карбон; 4 — нижний карбон — верхний девон; 5 — нижний карбон — верхний девон; 6 — змеевики; 7 — ордовик; 8 — крелиусная скважина, не вскрывшая палеозой; ее номер и абсолютная отметка ее забоя; 9 — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя; 10 — крелиусная скважина, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя; 11 — крелиусная скважина, в которой не был поднят керн палеозойских пород, ее номер и абсолютная отметка поверхности палеозоя

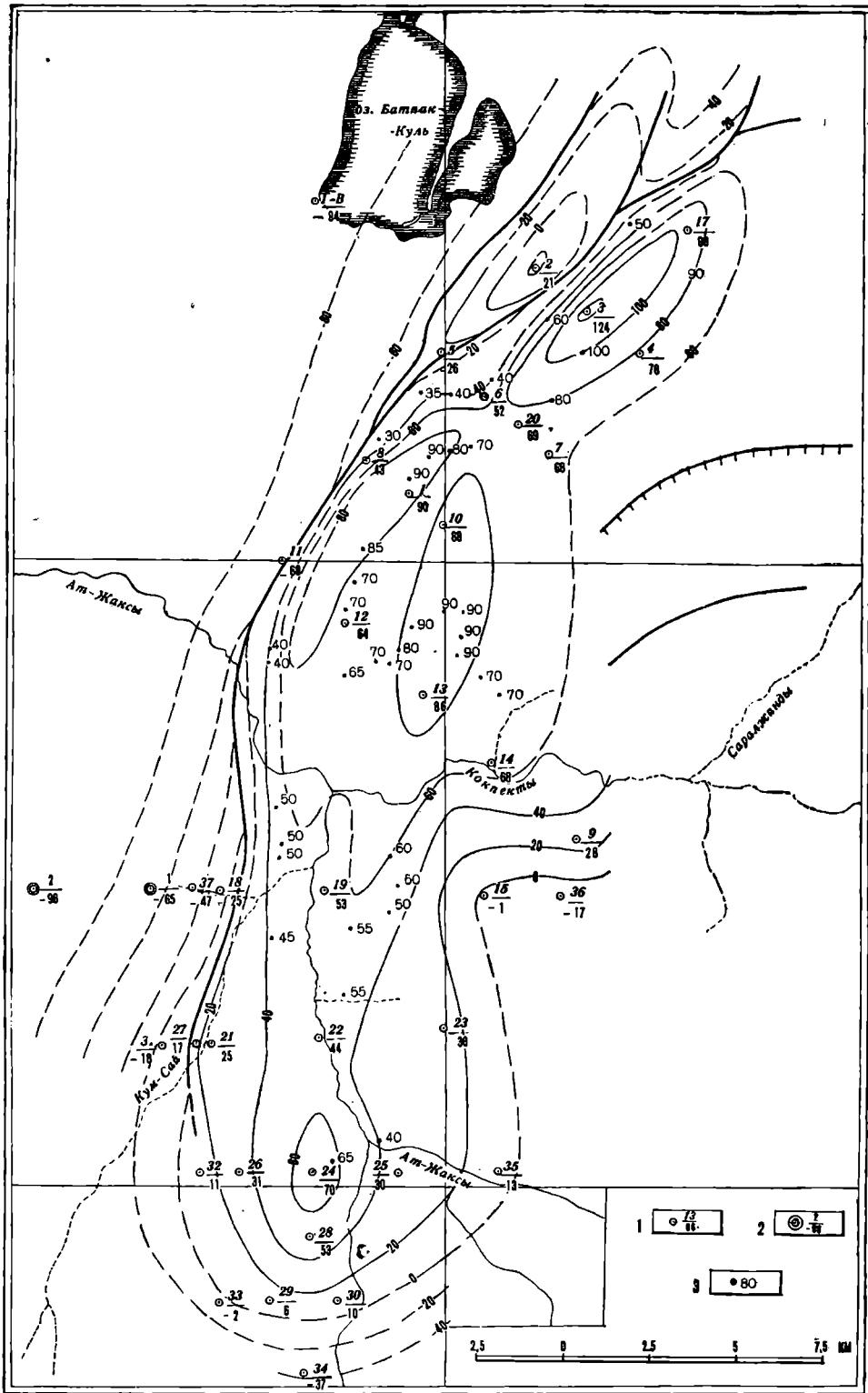


Рис. 5. Структурная карта Кокпектинской антиклинали по кровле неокома:
1 — крелическая скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома; 2 — глубокая скважина, ее номер и абсолютная отметка кровли неокома; 3 — абсолютная отметка кровли неокома, вычисленная по отметке подошвы сантонов с учетом мощностей альба

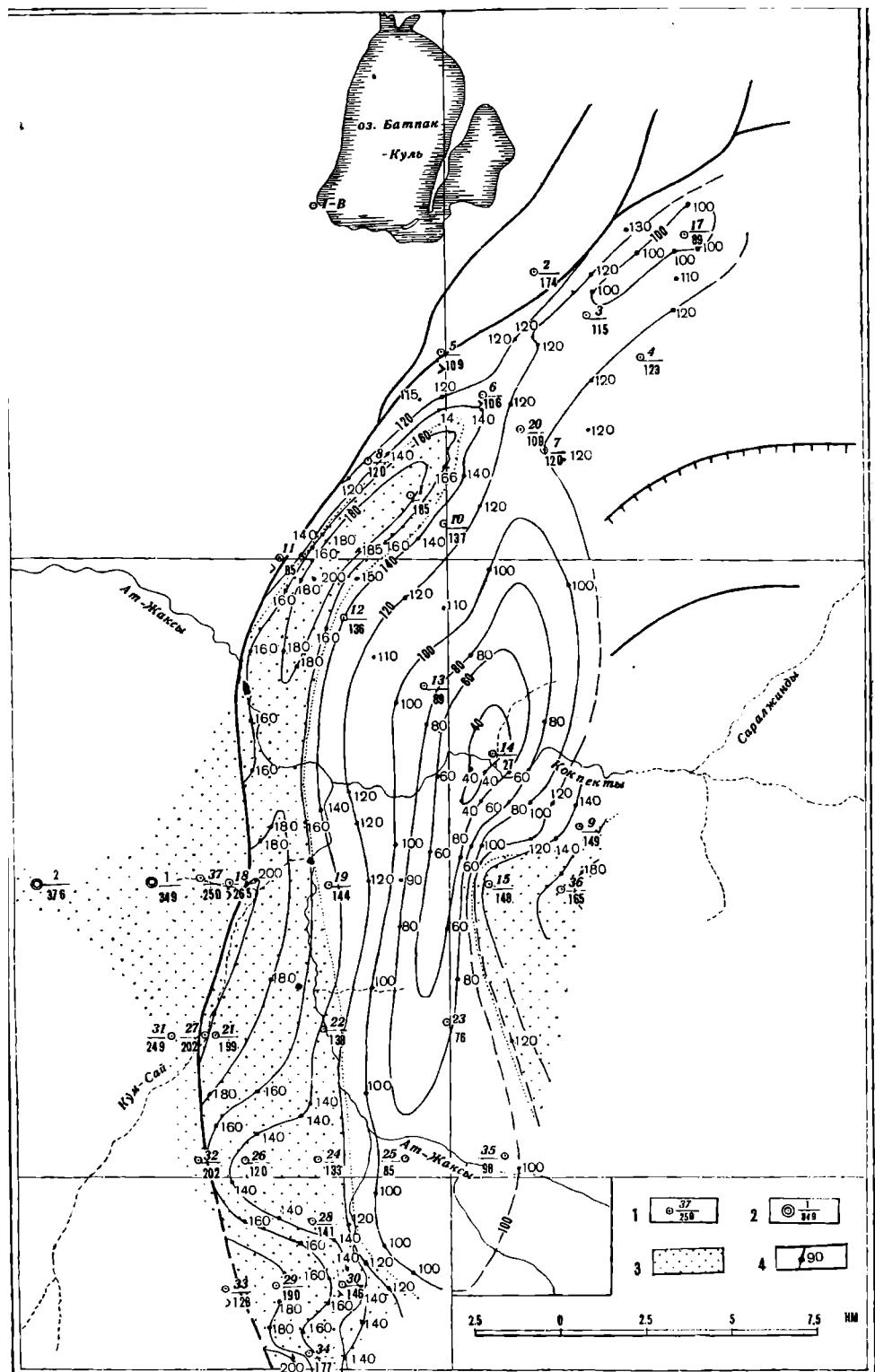


Рис. 6. Карта изопахит среднеюрских и неокомских отложений Кокплетинской антиклинали. Карта рисует древний рельеф поверхности палеозоя:

1 — крелиусная скважина, ее номер и мощность пород средней юры и неокома; 2 — глубокая скважина, ее номер и мощность пород средней юры и неокома; 3 — площадь распространения осадков средней юры; 4 — мощность среднеюрских и неокомских отложений в точках пересечения изолиний, получившихся при наложении структурной карты по кровле неокома на карту рельефа современной поверхности палеозоя

сти, которая образована главным образом тектоническими движениями посленеокомского времени. Следовательно, не учтеными при этом построении остаются только неокомские и средне — верхнеюрские движения, которые уловить не удается.

Как видно из карты изопахит пород мезозоя, лежащих ниже кровли неокома (рис. 6), через скв. 17, 14, 23 и другие проходила довольно высокая меридионально вытянутая гряда рельефа, сложенная крепкими породами ультрабазитов. Восточнее гряды (скв. 15, 9, 36), где, видимо, были развиты более рыхлые осадочные отложения предположительно нижнего карбона, вследствие размыва этих пород образовалась глубокая впадина рельефа. На западе параллельно гряде проходила четко выраженная почти меридиональная древняя долина, идущая от скв. 6 через скв. 1 и далее на юг. Ее образованию в значительной степени способствовал основной разлом антиклинали. Западнее разлома, где развиты наиболее молодые отложения палеозоя, располагалось понижение древнего рельефа. Мощности отложений низов мезозоя существенно зависят от древнего рельефа палеозойского фундамента (рис. 3).

Распространение и мощности среднеюрских отложений целиком подчинены древнему рельефу. Эти осадки сохранились между неокомом и палеозоем только в долинах и понижениях древнего рельефа и совершенно отсутствуют на его выступах (рис. 3 и 6).

Мощность континентального неокома резко меняется и в значительной степени также зависит от древнего эрозионного рельефа палеозойского основания. К востоку от разлома, т. е. в его поднятом крыле, она колеблется от 145 в скв. 1, расположенной в древней долине, до 27 м в скв. 14, которая находится над крупным выступом древнего рельефа фундамента. Наибольшую мощность пестроцветы неокома имеют в западном опущенном крыле разлома, где существовали низкие отметки первоначального рельефа поверхности палеозоя. Здесь она равна 143 м в скв. 37, 157 м в скв. 2, а в расположенных западнее глубоких скважинах 1 и 2 соответственно достигает 244 и 267 м.

Влияние древнего рельефа палеозойского фундамента (правда, в весьма ослабленном виде) ощущается еще и в распределении мощностей альбских отложений. Именно благодаря описанной зависимости в распределении мощностей отложений средней юры и нижнего мела изопахиты этих осадков вырисовывают древний рельеф поверхности палеозоя.

Палеозойские отложения

Под чехлом мезо-кайнозоя подавляющее большинство скважин входило на небольшую глубину в палеозойские породы фундамента. В результате можно с той или иной долей достоверности выделить поля распространения определенного типа и возраста палеозойских пород, т. е. составить геологическую карту складчатого основания Кокпектинской антиклинали (рис. 4).

В скв. 17 был поднят керн хлоритовой и сильно ожелезненной перемятоей породы. Скв. 20 с глубины 294—300 м дала миндалекаменные базальтовые порфиры, основная масса которых представляет собой войлок игольчатых микролитов плагиоклаза в стекловатой массе. Для этой породы характерно присутствие большого количества более или менее округлых миндалин, выполненных кальцитом и хлоритом. Глубже был обнаружен вариолит, основная масса которого состоит из тонко-зернистого хлоритово-полевошпатового агрегата с большим количеством рудных минералов. В скв. 1 были вскрыты спилиты. Судя по каротаж-

ным диаграммам, возможно, такие же породы встречены в скв. 3 и 6, в которых не удалось поднять керн палеозоя. Таким образом, в северной части антиклинали, в ее сводовой части, выделяется участок развития каких-то древних эфузивных пород.

В скв. 19 под неокомом были встречены змеевики (с глубины 289—293 м), а ниже их были обнаружены (до 323 м) темно-коричневые и шоколадные сильно ожелезненные и перемятые туфосланцы с зеркалами скольжения.

Скв. 29 с глубины 420—426 м дала керн спилитов, а в скв. 34 на глубине 447—448 м были вскрыты сильно милонитизированный вариолит и спилит. Следовательно, на юге антиклинали вырисовывается новое поле распространения эфузивных пород.

На крайнем юге обнаженной части зоны Уралтау миндалекаменные породы встречаются только в силуре и ордовике [11]. Перечисленные выше породы ближе всего напоминают эфузивы ордовика. В отложениях этого возраста встречаются и породы, сходные с обнаруженными в скв. 19. Большинством скважин были вскрыты змеевики, достоверная площадь распространения которых теперь превышает 200 км². Судя по гравиметрической карте, на которой контур ультрабазитового массива прекрасно выделяется резко повышенными значениями аномалий силы тяжести, достигающими +80 — +100 мгл, территория этого массива велика (примерно 1500 км²) и по своим размерам не уступает известным массивам ультраосновных пород в открытой части зоны Уралтау (Кемпирсайский, Хабаренский, Халиловский). Кокпектинский ультраосновной массив является самым южным в Уральской складчатой системе.

Как и для более северных ультрабазитовых интрузий зоны Уралтау, для Кокпектинского массива характерно пластообразное залегание змеевиков в периферийных частях плутона. Такое их залегание подтверждается скв. 19, где ниже небольшого пласта змеевиков были вскрыты более древние породы. Центр внедрения ультраосновной магмы, очевидно, приурочен к наиболее крупному гравитационному максимуму в 100 мгл, находящемуся непосредственно к западу от южного окончания Мугоджар — хребта Жамантау. Он скорее всего связан с разломом западного подножия Мугоджар, продолжение которого как раз пересекает этот максимум.

Для Кемпирсайского, Халиловского и некоторых других районов возраст ультрабазитовых интрузий устанавливается как среднедевонский (верхненеживетский) [5]. По аналогии можно думать, что такой же возраст скорее всего имеют и ультрабазиты Кокпектинской антиклинали, лежащие в одной с ними структурной зоне.

В той же приподнятой зоне разлома, на восточном крыле антиклинали в скв. 14 выше змеевиков была встречена пачка песчаников и аргиллитов с конгломератом в основании, имеющая, по данным электрокаротажа, мощность в 14 м. Песчаники зеленовато-серые, местами почти черные полимиктовые слюдистые. Аргиллиты темно-серые с зеленоватым оттенком, с неровным изломом, с включением кристаллов пирита. В основании пачки в песчанике была найдена раковина брахиопода, имеющая, по мнению В. Н. Крестовникова, нижнекаменноугольный облик.

Имеются ли какие-либо осадочные породы палеозоя выше змеевиков в скв. 9 и 36, сказать трудно, так как возможный интервал их местонахождения был пройден без отбора керна и до этих глубин скважины не были прокартированы. Может быть, здесь есть над змеевиками небольшая пачка осадочных пород, но более вероятно, что она отсутствует. Последнее предположение подтверждается существованием в районе этих скважин глубокой впадины в рельефе палеозоя. В скв. 15

над змеевиками была встречена 5-метровая пачка, охарактеризованная весьма скучным керном, который представлен розовато-серым и буровато-серым конгломератом, состоящим из редкой кремнистой, глинистой и известняковой гальки до 0,8 см в диаметре. Цемент, придающий окраску всей породе, сложен глинисто-известковым материалом. В породе встречаются тонкие прожилки кальцита. О возрасте этой пачки судить трудно. По литологическому характеру она скорее всего напоминает отложения верхней перми Актюбинского Приуралья.

К западу от разлома площадь распространения ультраосновных пород резко обрывается и в его опущенном крыле развиты осадочные породы палеозоя.

В южной половине Кокпектинской антиклинали за разломом тремя скважинами (32, 31 и 37) обнаружены отложения верхов девона — нижнего карбона.

На наибольшую глубину (92,5 м) они были пройдены скв. 32, в которой породы палеозоя пошли с 427 м (по каротажной диаграмме). Пройденная толща представляет собой переслаивание аргиллитов и глинистых песчаников. Аргиллиты серые, темно-серые, зеленовато-серые тонкослоистые, зачастую с зеркалами скольжения. Известняки довольно чистые (табл. 2) серые, темно-серые, иногда с буроватым оттенком, мелко-зернистые кристаллические, редко с прожилками белого кристаллического кальцита. Первый поднятый керн (в интервале 448—454 м) представляет собой аргиллит с прослойем мелкозернистого глинистого песчаника; угол падения слоев равен 20—22°. Извлеченные непосредственно ниже аргиллит и известняк имеют угол падения в 50°. С глубиной наклон слоев описываемой толщи увеличивается и в последнем интервале керна (512,5—519,5 м), сложенном тонким переслаиванием аргиллитов, алевролитов и тонкозернистых песчаников с углистым растительным детритом, угол падения достигает 65—70°.

В прослоях известняков, относящихся к интервалу 460—463 м. Е. А. Рейтлингер были обнаружены остатки следующих фораминифер: *Parathurammina paulis* Byk., *P. spinosa* Lip., *Endothyra* sp., *Archaeosphaera* sp., *Sphaerella* sp.

В известняке с глубины 475—479,15 м были определены: *Parathurammina paulis* Byk., *Endothyra* cf. *bella* N. Tchern., *E. ex gr. communis* Raus. Указанный комплекс фораминифер позволяет отнести вскрытые скв. 32 отложения к самой верхней части фаменского яруса верхнего девона. В трех образцах той же скв. 32, поднятых с интервалов глубин в 473—475, 481—483 и 517—519 м, Е. Ф. Шаткинской были обнаружены следующие споры и пыльца: *Leiotriles plicatus* (Waltz.) Naum., *Lophotriletes rotundus* Naum., *L. grandicornis* (Lub.) Naum., *Zonotriletes punctulosus* Lub., *Stenozonotriletes simplex* Naum., *Hymenozonotriletes subtilis* (Lub.) Naum., *Archaeozonotriletes orbiculatus* Naum., *A. variabilis* Naum., *Calamotriletes microrugosus* (Waltz.), *Lepidozonotriletes verriculifer* forma *minor* Lub., *Lycopodizonotriletes pilantus* Lub., *Angaropteritriletes trichaeanthus* forma *tenuis* Lub., *Filicitriletes inordinatus* Lub., *F. scrobiculatus* (Lub.), *Gynkgaletes retroflexus* (Lub.).

Указанный спорово-пыльцевой комплекс считается характерным для отложений нижнего карбона. Однако в юго-восточных районах нашей страны (Южный Урал, Южно-Эмбинское погребенное поднятие) уже неоднократно подобные спорово-пыльцевые комплексы указывались из отложений с морской фауной верхнего девона. Очевидно, здесь многие элементы нижнекаменноугольного флористического комплекса появились раньше, чем в Донецком бассейне, Подмосковье и вообще в более север-

ных районах. Поэтому мне представляется более правильным при определении возраста палеозойских слоев, вскрытых скв. 32, более доверять определениям фораминифер, чем определениям пыльцы и спор. На этом основании я отношу их к верхам фаменского яруса девона. Не исключена, впрочем, возможность, что они относятся к слоям „этрен“, лежащим в основании турнейского яруса. В этом случае они будут возрастным аналогом „джанганинских слоев“ основания карбона Берчогурской синклиналии в Мугоджахах, с которыми сходны и по своему литологическому характеру.

Скв. 31 с глубины 500 м на 19 м были вскрыты аргиллиты серые и темно-серые слюдистые слоистые с редким обуглившимся растительным мусором, с прослойками (до 0,5 см) серого и светло-серого алевролита и мелкозернистого глинистого полимиктового песчаника (до 4 см). Угол падения слоев колеблется от 45° до 55°.

С. Н. Наумовой в аргиллитах этой скважины (с глубин 508—512 и 512—519 м) был обнаружен следующий спорово-пыльцевой комплекс: *Leiotriletes tristichus* (Lub.) Naum., *L. inermis* Naum., *Acanthotriletes multisetus* (Lub.) Naum., *Lophotrilites piriformis* (Lub.) Naum., *L. grandicornis* (Lub.) Naum., *L. variotuberculatus* (Lub.) Naum., *L. tuberculatus* Naum., *Hymenozonotriletes subtilis* (Lub.) Naum., *H. marginatus* (Lub.) Naum., *H. pusillus* (Lub.) Naum., *Zonotriletes breviapiculatus* Lub., *Z. brachyacanthus* Lub.

Перечисленный комплекс спор и пыльцы наиболее близок спорово-пыльцевому комплексу, выделенному А. А. Любера [12, 13] из угленосных отложений карагандинской свиты Карагандинского бассейна, которая относится к нижнему карбону (скорее всего к намюрскому, а возможно, визейскому ярусу).

Таким образом, однообразную толщу пород, вскрытую скв. 32 и 31, можно отнести к самым верхам верхнего девона — нижнему карбону.

На глубину в 26 м (с 509 до 535 м) были пройдены палеозойские отложения, видимо, того же возраста в скв. 37. Здесь они представлены такими же серыми и темно-серыми с зеленоватым оттенком тонкослоистыми аргиллитами с зеркалами скольжения, с редкими тонкими прослойками мелкозернистого светло-серого песчаника, а также желтовато-серого сидерита. Угол падения пород равен 50°.

Глубокая скв. 2, расположенная на крайнем западе района, под среднеюрскими отложениями, на глубине 694 м (по каротажу) также вошла в палеозойские породы, но другого возраста. Первый поднятый керн этих пород (интервал 750—753 м) представлен песчаниками серыми и светло-серыми полимиктовыми сильно известковистыми (табл. 2) тонкозернистыми и аргиллитами темно-серыми песчанистыми слюдистыми. В керне не отмечаются углы наклона слоев, а песчаники даже обладают неясно выраженной горизонтальной слоистостью. Судя по каротажу, проведенному до глубины 800 м, вся толща пород мощностью в 106 м (694—800 м) состоит из переслаивания 2—5-метровых пластов песчаников и аргиллитов.

Эти породы на глубине 750—753 м содержат большое количество остатков фауны, среди которой Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской были определены *Cancrinella konincki* Verneuil (3 экз.), *Tara jötensis* (Derby) (2 экз.) и *Dielasma* sp. (3 экз.). Указанные брахиоподы с несомненностью говорят о верхнекаменноугольном возрасте пород. В известковистых песчаниках этого интервала Д. М. Раузер-Черноусовой и С. Ф. Щербович были обнаружены фораминиферы, среди которых *Triticites* ex gr. *pseudoarcticus* Raus. подтверждает верхнекаменноугольный возраст слоев.

Нижележащие породы (с 800 по 1251 м) представлены переслаиванием аргиллитов, ангидритов, глинистых доломитов, а с 1215 м известняков и песчаников.

В интервалах 899—905; 939—944; 984—988; 1019—1022; 1072—1076; 1112—1117; 1135,5—1137,5; 1215—1219 и 1247—1251 м был поднят керн аргиллита темно-серого, серовато-коричневого, темно-коричневого, а в последних интервалах буровато-красного, карбонатного, обычно со слабо выраженной горизонтальной слоистостью; во всех средних интервалах этот аргиллит содержит включения неправильной формы белого и голубовато-серого ангидрита, реже светло-серого доломита и тонкие прожилки кальцита.

В интервалах 939—944; 1019—1022; 1072—1076; 1112—1117; 1135,5—1137,5 м был встречен белый, голубовато-серый, иногда пятнистый крепкий кристаллический ангидрит.

В интервалах 899—905; 939—944; 1019—1022; 1072—1076 м был обнаружен доломит (табл. 2) серый известковистый глинистый крепкий с неровным изломом. На глубине 1215—1219 м был поднят глинистый известняк, который имеет белый цвет и сильно разбит трещинами, заполненными налетами зеленой хлоритовой глины.

В интервале 838—839 м был поднят песчаник темно-серый полимиктовый глинистый известковистый крепкий с тонкими прожилками и отдельными кристаллами кальцита; здесь же был встречен прожилок (в 2 мм) гипса. На глубине 1247—1251 м был обнаружен песчаник полимиктовый красный с пятнами зеленого, мелкозернистый крепкий, а также сильно глинистый красный известняк (табл. 2).

По данным электрокаротажа, проведенного до глубины в 1120 м, толщу палеозойских пород глубокой скв. 2 можно разбить на следующие 4 пачки:

1. 694—750 м — переслаивание песчаников (ρ_k до 25 омм) и аргиллитов¹ ($\rho_k = 11$ —12 омм), мощность прослоев равна 0,5—4 м.

Мощность пачки 56 м

2. 750—860 м — переслаивание песчаников сильно известковистых полимиктовых серых и темно-серых ($\rho_k = 25$ —75 омм) и аргиллитов темно-серых часто песчанистых ($\rho_k = 9$ —25 омм), мощность прослоев равна 0,5—5 м. Мощность пачки 110 м.

3. 860—920 м — переслаивание темно-серых аргиллитов ($\rho_k = 11$ омм) и глинистых серых доломитов ($\rho_k = 25$ —40 омм) 60 м

4. От 920 м до конца электрокаротажной диаграммы (1120 м) — частое переслаивание белых, голубовато-серых ангидритов (ρ_k до 15 омм), серых, серовато-коричневых аргиллитов ($\rho_k = 5$ —8 омм) и серых глинистых доломитов (ρ_k до 15—20 омм).

Видимая по диаграмме мощность этой пачки равна 200 м.

Однако такие же породы были подняты и ниже (в интервале 1135,5—1137,5 м). Только в следующих интервалах (1215—1219 и 1247—1251 м) были встречены красные аргиллиты и песчаники, переслаивающиеся с чистыми известняками. Эти красноцветные отложения характеризуют собой новую, пятую пачку пород, вскрываемых глубокой скв. 2. Таким образом, нижняя граница пачки ангидритов, доломитов и аргиллитов проходит на глубине где-то между 1137,5 и 1215 м, а ее мощность равна не менее 320 м.

Общая мощность палеозойских пород, вскрытых на данный момент в глубокой скв. 2, равна 557 м. Судя по тому, что в пределах всего этого интервала характер пород остается одним и тем же, можно думать, что все они относятся к верхнему карбону. Следует отметить, что на широте Актюбинска и севернее морские верхнекаменноугольные отло-

¹ Из этой пачки керна поднято не было.

жения распространены только вдоль западного подножия Урала и не встречаются ни в центральных, ни в восточных его зонах. Отложения, вскрытые глубокой скв. 2 на Кокпектинской антиклинали, отмечают собой, таким образом, самую восточную из известных сейчас точку распространения морских верхнекаменноугольных осадков в пределах Уральской складчатой системы¹.

Следует также отметить, что если верхний карбон Актюбинского Приуралья представлен породами молассовой формации и довольно сильно дислоцирован, то одновозрастные отложения глубокой скв. 2 на Кокпектинской антиклинали представлены сульфатно-карбонатно-терригенным комплексом платформенного типа и залегают спокойно, судя по слоистости в керне, — горизонтально. На тектоническом смысле этого различия мы остановимся ниже.

У самого забоя скв. 2, расположенной на севере Кокпектинской антиклинали в своде небольшой дополнительной антиклинальной складки к западу от основного разлома, на глубине 355—365 м были встречены конгломераты, состоящие главным образом из галек белого и светло-серого известняка различного размера (от нескольких миллиметров до 4 см, а одна галька занимает весь диаметр керна, который равен примерно 5 см, и к тому же еще обрезана при бурении). Кроме известняковых галек, значительно реже встречаются более мелкие (до 1 см) гальки светло-серого кварца и черных кремнистых пород. Гальки различной окатанности — от угловатых до круглых. Цемент песчано-глинистый известковистый зеленовато-серого цвета.

В одной из известняковых галек Д. М. Раузер-Черноусовой, Е. А. Рейтлингер и С. Ф. Щербович были обнаружены раковинки фораминифер: *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Archaeodiscus karreri* Raus., *Pectogyra cf. bradyi* (Mikh.), *Pl. cf. exilis* Raus., *Eostaffella mosquensis* Viss., *Parastaffella cf. struvei* (Moell.) и много водорослей *Uragiella*. Этот комплекс говорит о принадлежности гальки к известнякам окского подъяруса визейского яруса нижнего карбона.

В другой гальке известняка были встречены остатки следующих фораминифер: *Eostaffella protvae* Raus., *Eost. paraprotvae* Raus. и *Millerella* sp., которые указывают на то, что известняк относится к протвинскому или краснополянскому горизонту намюрского яруса.

Были встречены гальки, принадлежащие известнякам башкирского яруса среднего карбона (*Tolyrammia agrestis* Reitl., *Globivalvulina minima* Reitl., *Gl. parva* Chern., *Haplophragmina cf. kashirica* Reitl., *Schubertella obscura* var. *mosquensis* Raus., *Parastaffella cf. timonica* Raus. и водоросли: *Ungdarella* и *Dvinella* sp., а также — относящиеся к известнякам верхней части московского яруса среднего карбона, скорее всего, мячковскому горизонту *Fusulina rara* Shlyk., *F. elegans* Raus. et Bel., *Ozawainella* ex gr. *angulata* Col. и *Fusiella typica* Lee et Chen.

Таким образом, в конгломератах скв. 2 были обнаружены гальки известняка нижнего и среднего карбона, что говорит о более молодом (верхнекаменноугольном или, возможно, даже пермском) возрасте самих конгломератов.

¹ В некоторых работах А. Л. Яншина [21 и др.] имеется указание на то, что каменноугольные известняки, выходящие на восточном склоне Мугоджар по р. Улу-Талдыку, в самой верхней своей части относятся к верхнему карбону. Это указание, сделанное на основании старых определений фауны, собранной Г. И. Водорезовым, не вполне точно. Определения послойных сборов фауны, сделанные здесь в 1956 г. Л. И. Киселевым, показали, что наиболее молодые слои известняков Улу-Талдыка относятся к мячковскому горизонту московского яруса среднего карбона.

Конгломераты, аналогичные вскрытым скв. 2, были встречены в глубокой скв. 1, которая под осадками средней юры вошла в мощную толщу (пройденная глубина 628 м — с 633 до 1261 м) конгломератов, песчаников, аргиллитов и известняков. Эта толща в основном сложена конгломератами, состоящими преимущественно из гальки белых, бледно-розовых, светло-серых, серых и темно-серых известняков. Гальки имеют различные размеры (от 0,1 до 5 см и более, так как иногда керн обрезан по гальке) и различную окатанность — от угловатой до окатанной, причем преобладают слабо окатанные и угловатые. Значительно реже встречается галька белого и светло-серого кварца, черных, темно-серых, зеленовато-серых и красноватых кремнистых пород, а еще более редко темноцветных магматических пород (диабазов, спилитов). Как правило, эти гальки имеют меньшие размеры, чем известняковые, но также иногда достигают диаметра 2—4 см. Для них характерна худшая окатанность. Цемент конгломератов песчано-глинистый известковистый бурого, буровато-серого, зеленовато-серого цветов.

В интервалах 682—685, 745—749, 776—780, 1104,5—1109,5, 1133—1136, 1164,5—1170,4 и 1221—1223 м был поднят керн песчаников бурых, желтовато-серых, буровато-серых, зеленовато-серых полимиктовых (обломки кварца, слюды, известняков, диабазов, спилитов, змеевиков и др.), известковистых, иногда глинистых, мелко-, реже среднезернистых, местами с включением гравия и гальки известняков и кремнистых пород, в верхних интервалах с прожилками (от 0,1 до 1,5 см) розовато-белого кристаллического гипса; на некоторых участках песчаников заметна косая слоистость под углом 15—25°.

В интервалах 714—717, 776—780, 1104,5—1109,5, 1133—1136 и 1200—1202 м были встречены аргиллиты буровато-серые, шоколадно-серые, грязно-сиреневые, зеленовато-серые, иногда пятнистые нередко песчанистые известковистые с раковистым изломом.

В интервалах 1133—1136 и 1184,35—1189 м был поднят керн известняков светло-серых, белых, желтовато-серых и зеленовато-серых песчанистых трещиноватых (трещины заполнены песчано-глинистым полимиковым материалом).

По данным электрокаротажа, проведенного до глубины 842 м, можно более подробно представить разрез верхней части описываемой толщи. Эту часть можно разбить на три пачки. Верхняя (с 633 до 752 м) состоит из частого чередования пластов конгломератов, характеризующихся сопротивлением в 50—100 омм, и песчаников с сопротивлением в первые десятки омм; реже встречаются прослои аргиллитов. Конгломераты некрепкие с большим количеством песчано-глинистого цемента. Мощность отдельных пластов колеблется в пределах 1—3 м. Средняя пачка (с 752 до 786 м) характеризуется пиками сопротивлений в 8—15 омм, которые отражают чередование 1—2-метровых пластов песчаников и аргиллитов. Нижняя пачка, идущая до конца интервала проведенного каротажа (известная мощность пачки с 786 по 842 м), отличается высокими сопротивлениями до 500—1000 омм. Она сложена целиком из крепких плотно сцепленных конгломератов.

Судя по керну, толща почти сплошных конгломератов (с резко подчиненными прослойями песчаников и аргиллитов) прослеживается по крайней мере до глубины 1075 м и, возможно, несколько больше. И лишь с глубины 1075 (а достоверно с 1104 м) до 1275 м керн сложен аргиллитами, песчаниками и известняками, которые в этом интервале, судя по шламу, резко преобладают над конгломератами. Последний керн (1257—1261 м) вновь представлен плотно сцепленными конгломератами.

Конгломераты содержат гальку известняков, принадлежащих на основании определений фораминифер (Д. М. Раузер-Черноусова и С. Ф. Щербович) к визейскому ярусу нижнего карбона (*Eostaffella ex gr. mosquensis* Viss., *Eost. ex gr. mediocris* Viss., *Parastaffella struvei* (Moell.) и др.), к каширскому горизонту среднего карбона (*Profusulinella prisca* (Deprat), *Pr. ex gr. prisca* (Deprat), *Pr. prisca* var. *timanica* Kir., *Pr. paratimanica* Raus., *Pr. ex gr. simplex* Saf., *Fusulinella schubertelinoides* Putrja, *Fusulinella cf. inflata* Sosn., *Pseudostaffella ex gr. confusa* Ozawa и др.), к низам башкирского яруса — нижнему наморю (*Eostaffella ex gr. pseudostruvei* Raus. et Bel., *Eost. ex gr. postmosquensis* Kir., *Eost. parva* Moell., *Eost. paraprotae* Raus. и др.).

В. В. Спириной в одной известняковой гальке (интервал 826,5—828,5 м) была обнаружена раковинка *Triticites ex gr. montiparus* (Ehrenb.-Moell.), говорящая о принадлежности известняка к нижней части верхнего карбона. Наибольшее количество гальки состоит из известняков визейского яруса нижнего карбона и каширского горизонта среднего карбона. Какой-либо закономерности в их распространении уловить не удается: гальки известняков различного возраста встречаются и вместе и в разных интервалах. Так, например, фораминиферы визе встречаются как в самых верхах толщи (657—660 м), так и в середине ее (866,5—868,7; 1017—1019 м), и в последнем интервале подъема керна (1257—1261 м).

В известняках интервалов 1133—1136 и 1184,3—1189 м Д. М. Раузер-Черноусовой и С. Ф. Щербович были обнаружены следующие фораминиферы: *Rugosofusulina pulchella* Raus., *R. pulchella* var. *firma* Sul., *R. aff. pulchella* Raus., subsp. *irregularereplicata* Bensh., *Schwagerina moelleri* Raus., *Triticites* sp., *Quasifusulinoidea* sp.

Указанный комплекс свидетельствует о принадлежности известняков к швагериновому горизонту сакмарского яруса перми. О таком же возрасте говорит комплекс фораминифер (*Dentalina* sp., *Schubertella paramelonica* var. *minor* Sul., *Schub. sphaerica* Sul., *Pseudofusulina ex gr. fecunda* Sham. et Scherb., *Quasifusulina* sp.), обнаруженный в известковистых песчаниках интервала 1221—1223 м.

Таким образом, в конгломератах глубокой скв. 1 содержатся гальки известняков нижнего, среднего и, в одном случае, верхнего карбона. Комплекс фораминифер, обнаруженный в известняках и песчаниках низов толщи, вскрытой глубокой скв. 1, говорит о том, что сама эта толща относится к швагериновому горизонту сакмарского яруса нижней перми, а более высокие ее горизонты могут иметь и несколько более молодой возраст. Большое сходство конгломератов глубокой скв. 1 и скв. 2 позволяет отнести конгломераты последней скважины также к сакмарскому ярусу.

Бурением на Кокпектинской антиклинали были обнаружены богатые признаки нефти в виде примазок битума и даже жидкой нефти. Признаки нефти были отмечены в редких случаях в отложениях альба, в пестроцветах неокома и в породах нижнего карбона — верхнего девона; наиболее обильное насыщение нефтью песков и песчаников наблюдалось в готеривских и среднеюрских осадках. Важно отметить, что довольно заметные примазки нефти были встречены в змеевиках и других магматических породах приподнятого крыла разлома, причем они оказались не только в поверхностных частях пород, но и на глубинах в первые десятки метров.

Тектоника

Основные черты строения Кокпектинской антиклинали довольно отчетливо выступают из рассмотрения геологической карты (рис. 2).

Кокпектинская структура вытянута в виде полумесяца, ориентированного почти меридионально. Ее протяженность, измеренная по контуру альбских отложений, достигает 36 км.

Прослеживая площадь распространения альбских пород, можно видеть, что в средней части структуры между скв. 12 и 13 поле альба разделяется надвое идущим к югу узким языком сantonских фосфоритов. Южнее альбское поле вновь сливается и, постепенно суживаясь, протягивается по долине р. Ат-жаксы. Отметка подошвы фосфоритов сантона в районе скв. 12 равна 220 м, а к северу от скв. 13 возрастает до 240 м. Такое залегание сантона вместе с описанным распространением отложений альба и сантона говорит о существовании к востоку от языка сantonских фосфоритов небольшого поднятия, т. е. указывает на то, что Кокпектинская антиклиналь состоит из двух кулисообразных поднятий. Одно из них составляет северную оконечность структуры и выделяется выходом альба в районе скв. 17, 3, 8 и др. К востоку от скв. 12, отделяясь от него небольшим погружением, выполненным сантоном, кулисообразно расположено второе поднятие. Оно намечается широким выходом альба близ скв. 13, сужающимся в районе скв. 19 и 22, и является южной оконечностью Кокпектинской антиклинали. Простирации осей обоих поднятий ориентированы почти параллельно друг другу с северо-северо-востока на юго-юго-запад с несколько большим отклонением от меридионального у северного поднятия. В результате такого сочетания двух кулисообразных поднятий и глубокого вреза долины р. Ат-жаксы и ее притока Кокпекты выход альбских пород в ядре Кокпектинской антиклинали получает вышеуказанное очертание полумесяца.

Кокпектинская антиклиналь имеет четко выраженный свод и характеризуется асимметричным строением с крутым западным крылом и пологим восточным. Падение пород сантона на восточном крыле в обнажениях по р. Кокпекты равно всего 35—40 минутам. Вдоль всего западного крыла структуры проходит крупный разлом, непосредственно близ которого слои сантона резко наклонены под углами, достигающими иногда 40° . По другую, западную сторону разлома можно наблюдать кампанские глины и фосфориты маастрихта, которые залегают очень полого, почти горизонтально. Благодаря такой резкой смене наклона слоев по разные стороны от разлома он хорошо виден на местности. Амплитуда разлома в молодых мезозойских отложениях в центральной части структуры достигает 100 м. К югу и северу вместе с замыканием антиклинали амплитуда нарушения постепенно уменьшается.

Севернее скв. 8 от этого основного разлома ответвляется нарушение, идущее восточнее оз. Батпак-куль. Между нарушением и основным разломом развита небольшая антиклинальная складка с выходом кампана в своде. От северной оконечности разлома перисто ответвляются два разрыва, между которыми лежит синклинальная складка, выполненная опоковидными глинами тасаранской свиты эоценена.

Основной разлом Кокпектинской антиклинали, безусловно, был заложен еще в палеозое, о чем свидетельствует резкое различие палеозойских пород по обе стороны от него. Разлом развивался в течение всего мезозоя и нижней части кайнозоя и только отложения верхнего олигоцена перекрывают его без заметного разрыва сплошности слоев.

На восточном крыле Кокпектинской антиклинали в ее срединной части проходит небольшое дугообразное нарушение, которое выделяется на аэрофотосхеме резким контактом светлого поля, образуемого верхнеолигоценовыми песками, и темного поля тасаранских глин эоценена.

Несколько севернее этого разрыва параллельно ему протягивается флексура, идущая внутри поля палеогеновых глин. Эта флексура четко

прослеживается в рельефе в виде структурной грядки, которая образуется довольно крутым смыкающим крылом. Слои тасаранской свиты, обычно лежащие почти горизонтально, падают здесь на юг под углами в 5—6°. Структурная грядка флексуры прекрасно выделяется на аэрофотосхеме. Как по разлому, так и по флексуре опущены их южные крылья.

Те черты строения антиклинали, которые выявились из рассмотрения геологической карты, значительно уточняются структурной картой, построенной по кровле неокома (рис. 5). На ней еще более отчетливо видно, что Кокпектинская антиклиналь представляет собой сложную структуру, состоящую из двух кулисообразных поднятий: северного и южного. Каждое поднятие в свою очередь в результате ундуляции оси разбивается на две брахиантиклинальные складки.

Наиболее резко выражена северная брахиантиклиналь. Амплитуда ее поднятия по кровле неокома превышает 80 м. В этой части Кокпектинской антиклинали кровля неокома наиболее высоко приподнята и в скв. З, расположенной в самом ядре брахискладки, она залегает на абсолютной отметке +124 м. Складка обладает ясными периклинальными окончаниями и характеризуется резко асимметричным строением. Общий наклон кровли неокома на западном крыле равен 5—6°, видимо, сильно увеличиваясь близ самого разлома, а на восточном крыле эта же поверхность имеет угол падения, не превышающий 1,5°. Длинная ось брахиантиклинали имеет около 11 км, короткая — 4 км.

К югу ось северного поднятия ундулирует, и в районе скв. 1 выделяется еще одна брахиантиклинальная складка, размеры которой примерно равны размерам предыдущей. Она также резко асимметрична: западное крыло имеет падение в 4°, восточное — менее 45 минут. Кровля неокома здесь менее высоко приподнята, чем в вышеописанной брахиантиклинали, и наиболее высокая точка ее залегает на абсолютной отметке +90 м. Амплитуда брахиантиклинали превышает 50 м.

Отделяясь мелким меридиональным прогибом от предыдущего, к востоку расположено южное кулисообразное поднятие. Северная брахиантиклиналь этого поднятия представляет собой спокойную складку такой же амплитуды, что и соседняя с северо-запада структура. Кровля неокома приподнята на ту же высоту (+90 м). В связи с тем, что разлом проходит вдали от складки, она не имеет асимметричного строения, и падение слоев неокома на обоих ее крыльях не превышает 45 минут.

Ось поднятия к югу погружается, и после структурной седловины на крайнем юге Кокпектинской антиклинали намечается новая брахиантиклиналь, ядро которой не совпадает с выходом альба на поверхность, а расположено несколько западнее, уже в области развития сантонских отложений.

Выходы альба приурочены к глубокой долине р. Ат-жаксы, протекающей по восточному крылу брахиантиклинали. В связи с общим погружением оси антиклинали в южном направлении кровля неокома здесь не поднимается выше абсолютной отметки +70 м. Вместе с некоторым затуханием к югу разлома менее резко выражено и асимметричное строение южной брахиантиклинали.

На севере антиклинали в опущенном крыле ограничивающего ее на западе разлома, между главной его плоскостью и ее ответвлением наблюдается еще одна небольшая брахиантиклинальная структура, которая значительно опущена по сравнению с основным поднятием. Кровля неокома в ее своде (в скв. 2) поднята на высоту всего лишь +21 м. Эта брахиантиклиналь имеет вытянутую форму с хорошо выраженным периклинальными погружениями. По-видимому, эта складка не имеет длительного унаследованного развития и возникла лишь в конце палеогена.

в результате молодых подвижек по разрывам. Поэтому ей на глубине не отвечает антиклинальная складка в палеозойских отложениях.

По составленной геологической карте палеозойских отложений (рис. 4) можно наметить осевую линию древней антиклинали палеозоя. Сводовая часть этой антиклинали сложена ордовикскими эфузивными породами, а ее присводовые участки — пластовой интрузией ультрабазитов. На крыльях структуры (скв. 14, 15) появляются каменноугольные и более молодые палеозойские отложения. Только сравнительно молодые породы палеозоя (верхний девон — нижняя пермь) слагают опущенное крыло разлома. Скважины, вскрывшие древние породы палеозоя, располагаются в сводовой части молодой структуры. Скважины, в которых были пройдены более молодые палеозойские отложения, находятся на крыльях мезо-кайнозойской антиклинали. Осевая линия палеозойской антиклинали проходит через скв. 17, 3, 20 и др. Здесь же проходит и ось молодой структуры. Это указывает на совпадение осей древней палеозойской структуры и молодой Кокпектинской антиклинали, т. е. говорит о строго унаследованном характере ее развития.

Основной разлом Кокпектинской антиклинали представляет собой часть той крупной и непрерывной полосы разломов, которая в открытой части Урала ограничивает с запада осевую зону Уральской складчатой системы (зону Уралтау и тесно связанную с ней Сакмарскую зону [21]). Эта важнейшая структурная линия Урала не затухает в районе Кокпектинской антиклинали, а почти меридионально протягивается далее к югу вплоть до северных чинков Устюрта, где образует торцовое сочленение с широтными дислокациями северного Устюрта. Сакмарско-Кокпектинская зона разлома на всем протяжении хорошо прослеживается по полосе повышенного градиента силы тяжести, достигающего 25—60 этвешей, по резкой смене характера графиков ΔT_a , а в ряде мест по молодым унаследованным развивавшимся разломам, установленным геологической съемкой в мезо-кайнозойских отложениях.

Ограниченнная с запада описанным выше разломом зона Уралтау к югу прослеживается в мезо-кайнозойских отложениях по полосе меридионально вытянутых антиклинальных структур, которые благодаря их унаследованному развитию отражают в молодых осадках древнюю антиклинальную структуру палеозоя. В месте взаимодействия осевой линии в этой полосе возникают наиболее четко выраженные антиклинали: группа Изембетско-Ильинских поднятий на севере, Теректасайская антиклиналь к северу от ст. Эмба, группа Каиршоктыкольских поднятий¹, Кокпектинская антиклиналь, группа Алитауских поднятий и, наконец, у подножия северных чинков Устюрта установленная сейсморазведкой Актумсуская антиклиналь.

В пределах Кокпектинской антиклинали змеевики и породы ордовика, относящиеся к сравнительно древним породам зоны Уралтау, на западе обрываются разломом и уступают место более молодым осадочным породам иной структурной зоны.

В южной половине антиклинали к змеевикам непосредственно примыкает толща аргиллитов, песчаников и известняков фаменского яруса — нижнего карбона. Далее к западу глубокой скв. I под юрой вскрыты

¹ Наиболее интересным новым фактором в районе Каиршоктыкольских поднятий является обнаружение бурением (трест "Актюбиннефтегазразведка") крутонаклонных (до 70°) темно-серых аргиллитов и песчаников верхнего палеозоя, залегающих или непосредственно под почвой, или под тонким плащом опоковидных глин палеогена, или под глинами палеогена и песками верхнего альба. Таким образом, в 5—6 км к северо-востоку от оз. Каиршокты-коль расположен новый небольшой выход на поверхность палеозойских пород в Примугоджарье (рис. 1).

конгломераты сакмарского яруса нижней перми. Резко различные углы наклона слоев в толще верхнего девона — нижнего карбона (до 70°) и нижней перми (до 25°) и большой стратиграфический диапазон между этими отложениями при близком (всего 1250 м) расстоянии между глубокой скв. 1, вскрывшей нижнюю пермь, и скв. 37, вошедшей в верхний девон — нижний карбон, говорят о наличии в палеозое разлома между упомянутыми скважинами. Косвенно об этом же свидетельствует резкая разница в отметках залегания кровли морского готерива и средней юры в обеих скважинах: их нельзя соединить между собой без некоторого флексурного изгиба или небольшого разрыва слоев готеривских и средненюрских отложений. Таким образом, толща верхнего девона — нижнего карбона зажата между разломами в виде клина, внутри которого слои задраны под углами в 40—70° к основному разлому Кокпектинской антиклинали.

Западнее распространена преимущественно конгломератовая толща нижней перми. Судя по скв. 2, также вскрывшей эти отложения на севере антиклинали, конгломераты нижней перми развиты вдоль всего западного края Кокпектинской структуры.

Вскрытая глубокой скв. 2 толща аргиллитов, ангидритов, доломитов, известняков и песчаников как по залеганию (практически горизонтальное), так и по формационному характеру скорее всего относится к образованиям платформенным. Таким образом, расстояние между полем развития геосинклинальных образований поднятого крыла Кокпектинской антиклинали и платформенным породами глубокой скв. 2 равно всего 5,5 км. Чрезвычайно узкий здесь краевой прогиб по существу представляет собой шовную структуру, отделяющую в этом месте Русскую платформу от Уральской складчатой области.

Как показал Н. С. Шатский [19], при высоком положении складчатого основания древних платформ краевые прогибы отсутствуют. То или иное высотное положение фундамента оказывается на строении краевого прогиба. К западу от Кокпектинской антиклинали, по-видимому, располагался в начале перми приподнятый край платформы, что привело хотя и не к уничтожению Уральского краевого прогиба, но почти к полному его выклиниванию.

В районе Кокпектинской антиклинали между зоной Уралтау и краем Русской платформы совершенно не остается места для Зилаирского синеклиния и более западных зон краевого прогиба, которые развиты на широте г. Оренбурга. Можно сделать вывод, что здесь они выклиниваются.

О том, что к западу от Кокпектинской антиклинали расположено не продолжение Уральского краевого прогиба, а приподнятый край Русской платформы, можно было предполагать и раньше по некоторым геофизическим и геологическим данным: 1) исключительно четко выраженная линейность структур в краевом прогибе Оренбургского и Актюбинского Приуралья к югу на продолжении полосы прогиба постепенно смещается к востоку, а уже в районе нижнего течения р. Темир исчезает вовсе; 2) такое же изменение линейности характерно для аномалий гравитационного поля: четкая линейность на севере к западу от Кокпектинской антиклинали в районе р. Эмбы сменяется расплывчатыми изоморфными очертаниями аномалий; 3) вне зон региональных гравитационных максимумов (Хобдинского и Южно-Эмбинского) к востоку от меридиана 55° единственный в восточной части Прикаспийской синеклизы положительный максимум силы тяжести (правда, достигающий всего +4 мгл) отмечен к западу от Кокпектинской антиклинали; 4) весь этот район характеризуется положительными значениями ΔT_a ; 5) как подметил В. С. Журавлев [8], зоне Хобдинского максимума и району

р. Эмбы к западу от Кокпектинской антиклинали присуще, в отличие от остальной части Прикаспийской синеклизы, развитие крупных соляных куполов с широким полем выхода альбских отложений, слабо нарушенных разломами, что, видимо, связано с различием в составе и характере строения кунгурской галогенной толщи. На последнее в свою очередь влияло распределение структур. Приподнятое положение фундамента Хобдинского поднятия и поднятия к западу от Кокпектинской антиклинали сказалось в сходстве морфологии соляных куполов обоих районов.

Новые данные глубокой скв. 2 еще раз убедительно говорят о существовании на небольшом расстоянии к западу от Кокпектинской антиклинали не краевого прогиба, а древней платформы.

Исследование состава конгломератов скв. 2 и глубокой скв. 1 Кокпектинской антиклинали и некоторые другие факты приводят к выводу о том, что в нижнем и среднем карбоне для южных Мугоджар наступило время исключительного выравнивания, когда вся эта территория была покрыта сплошным морем.

Нижнепермские конгломераты Кокпектинской антиклинали состоят почти целиком из галек чрезвычайно чистого (табл. 2) известняка, который по возрасту относится к нижнему (середина визе — намюру), среднему и низам верхнего карбона. Большая мощность вскрытых конгломератов говорит о том, что при их образовании была размыта значительная толща чистых каменноугольных известняков. Плохая окатанность галек свидетельствует, видимо, о недалеком пути их переноса.

В пределах восточного склона Мугоджар (южная часть Урало-Тебольского антиклиниория) в узких грабенообразных впадинах местами сохранились каменноугольные отложения, которые представлены чистыми известняками значительной мощности. Примером может служить сплошная мощная толща чистых известняков в ущелье р. Улу-Талдыка. Возраст этих известняков: середина визе — верхи среднего карбона.

На юге Берчогурской синклинали вскрытая бурением карабулакская свита визе — намюра также представлена чистыми известняками.

К северу от выхода р. Эмбы из гор развиты конгломераты верхнего палеозоя, в которых, по данным Г. И. Водорезова, в изобилии содержатся гальки известняка с фауной визе, намюра и среднего карбона.

Аналогичные конгломераты с известняковой галькой, содержащей ископаемые, главным образом нижне- и среднекаменноугольного возраста, распространены в районе рек Бакай и Кокпекты к югу от Кемпир-сайского массива ультрабазитов.

Все перечисленные выше факты свидетельствуют о том, что на обширной территории южных Мугоджар (в том числе и на погребенной сейчас под мезо-кайнозоем площади южного продолжения зоны Уралтау) примерно со среднего визе и до низов верхнего карбона был распространен сплошной морской бассейн с непрерывным накоплением карбонатных осадков. Лишь севернее, уже в пределах Актюбинского Приуралья, существовала размывавшаяся суши в виде Сакмарской кордильеры, на что указывает преимущественно терригенный здесь состав каменноугольных отложений.

Существование явной складки в палеозойских породах Кокпектинской антиклинали с выходом ордовика (?) в ядре указывает на поднятие уже в палеозойское время. Перед отложением обнаруженных в районе Кокпектинской структуры мезозойских осадков эта область испытала усиленную эрозионную деятельность, создавшую довольно сложный рельеф, характер которого наиболее близко отображает рис. 6. Эрозионная расчлененность поверхности палеозойского основания была настолько сильной, что зачастую в тех случаях, когда древняя долина или какая-

нибудь другая отрицательная форма рельефа проходила по своду палеозойской антиклинальной складки, последующее унаследованное развитие структуры в мезо-кайнозое не компенсировало размыва поверхности палеозоя, и отметки ее продолжают сейчас оставаться относительно пониженными. Если в таком случае принять поверхность палеозоя за структурную, то можно прийти к ошибочному выводу о том, что свод антиклинали по мезо-кайнозойским отложениям на глубине соответствует синклинальный прогиб по поверхности палеозоя, т. е. что здесь имеется налицо факт инверсии [1]. Подобный случай можно видеть на профиле через скв. 8,1 и 10 (рис. 2). Здесь свод антиклинали по мезо-кайнозою находится прямо над понижением поверхности палеозоя. Однако район скв. 1 соответствует ядру палеозойской и одновременно мезо-кайнозойской структур, что говорит не об инверсионном, а об унаследованном характере развития антиклинали. Пониженное положение поверхности палеозоя обязано прохождению здесь описанной выше меридионально вытянутой эрозионной долине.

На сильно расчлененной поверхности палеозоя в ее понижениях в среднеюрское время началось отложение угленосных осадков, а в неокоме — морских глинисто-песчаных пород гортерива и континентальных пестроцветных отложений даульской свиты, которые постепенно заполнили не только впадины рельефа, но и перекрыли его выступы. Среднеюрские и неокомские осадки не дают достаточных данных для решения вопроса о тектонических движениях во время их отложения.

Альбские породы с несогласием и размывом налегают на неоком, что указывает на относительное поднятие района антиклинали в аптское время. Несогласное залегание сантона на альбских осадках и их уменьшенная мощность в зоне свода антиклинали говорят о новых тектонических движениях в сеномане или туроне. О тектонической жизни антиклинали в течение кампана говорить трудно, пока не изучены его мощности и фация в соседних синклинальных погружениях. Маастрихтские мелоподобные мергели сокращаются в мощности с приближением к антиклинали, а в присводовых частях сохранилась только фосфоритовая серия основания маастрихта.

Тасаранские глины в соседних с запада и востока синклиналях располагаются на маастрихте, а при переходе к присводовым частям антиклинали во многих местах полностью срезают маастрихтские мергели и ложатся прямо на кампан, а в средней и южной частях структуры — на сантон. Эти факты говорят о тектонических движениях, произошедших после отложения маастрихта и до отложения тасаранской свиты, т. е. в самом конце мелового или начале третичного периода.

Тектонические поднятия происходили и после отложения глин тасаранской свиты, что отмечается небольшим наклоном слоев этой свиты и резко несогласным и трансгрессивным залеганием на различных более древних отложениях вплоть до альба грубых песков чаграйской свиты верхнего олигоцена.

Таким образом, Кокпектинская антиклиналь развивалась длительный период времени с постепенным упрощением ее структуры при переходе от более глубоких горизонтов к более высоким.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
2. Болховитина Н. А. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений

- ний центральных областей СССР. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 1, 5, геол. сер. (№ 61), 1953.
3. Вахрамеев В. А. Нахodka нижнемеловых покрытосемянных растений в Западном Казахстане. Бюл. Моск. о-ва испытат. природы, отд. биол., т. LI, вып. 3, 1946.
4. Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. «Регион. стратиграфия СССР», т. 1, 1952.
5. Водорезов Г. И. и Розман Х. С. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала. Мат-лы геол. и полезн. ископаемым Южного Урала, вып. 1, 1956.
6. Гарецкий Р. Г. Теректысайская унаследованная антиклиналь западного Примугоджарья (О древнем рельфе палеозойского основания периферии Мугоджар). Бюл. Моск. о-ва испытат. природы, отд. геол., т. XXX, вып. 2, 1955.
7. Гарецкий Р. Г. и Кузьмина О. А. Новый выход континентальных меловых отложений в Северном Приаралье. Бюл. Моск. о-ва испытат. природы, отд. геол., т. XXXI, вып. 5, 1956.
8. Журавлев В. С. О тектонической природе региональных гравитационных максимумов Прикаспийской синеклизы. Бюл. Моск. о-ва испытат. природы, отд. геол., т. XXXII, вып. 3, 1957.
9. Замятин А. Н. Отчет о геологическом исследовании фосфоритов в восточной части Темирского уезда Тургайской области в 1915 г. Тр. Комис. Моск. с.-х. ин-та иссл. фосфоритов, сер. 1, т. 8, 1918.
10. Зауэр В. В. и Мчедлишвили Н. Д. О пыльце *Brachyphyllum Brongn.* Мат-лы палинологии и стратиграфии. Тр. ВСЕГЕИ, 1954.
11. Леоненок Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). Тр. Лабор. геол. угля, вып. III, 1955.
12. Любер А. А. Атлас спор и пыльцы палеозойских отложений Казахстана. Изд. АН КазахССР, 1955.
13. Любер А. А. и Вальц И. Э. Классификация и стратиграфическое значение спор некоторых каменноугольных месторождений СССР. Тр. ЦНИГРИ, вып. 105, 1938.
14. Никитина Ю. П. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Эмбенской нефтеносной области. Бюл. Моск. о-ва испытат. природы, отд. геол., т. XXIII, вып. 2, 1948.
15. Никитина Ю. П. К изучению фауны нижнего мела Южной Эмбы. Изв. АН КазахССР, сер. геол., № 9, 1948.
16. Руженцев В. Е. Краткий очерк стратиграфии верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений Оренбургской области. Бюл. Моск. о-ва испытат. природы, отд. геол., т. XV, вып. 1937.
17. Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны верхнего карбона на Южном Урале. ДАН СССР, т. LIII, № 8, 1946.
18. Руженцев В. Е. Верхнекаменноугольные аммониты Урала. Тр. Палеонтол. ин-та, т. XXIX, 1950.
19. Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
20. Яшин А. Л. Объяснительная записка к листу L—40 (Эмба). Геологическая карта СССР в масштабе 1:1 000 000. Госгеолиздат, 1949.
21. Яшин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сб. Памяти акад. А. Д. Архангельского, изд-во АН СССР, 1951.
22. Яшин А. Л. Геология Северного Приаралья. Мат-лы познан. геол. строения, нов. сер., вып. 15 (19), изд. МОИП, 1953.
23. Яшин А. Л. О погружении к югу Уральской складчатой системы и тектонической природе Южноэмбенского поднятия. Бюл. Моск. о-ва испытат. природы, отд. геол., т. XXX, вып. 5, 1955.