

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1970

11

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ОРГАН МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ СССР

Год издания тринадцатый

11 • ноябрь • 1970

Содержание

К. Ф. Родионова, С. П. Максимов

Критерии диагностики нефтегазоматеринских пород 3

А. А. Геодекан

Нефтегазоносность шельфов 11

✓ *Н. С. Иголкина, В. П. Кириков, Т. Ю. Кривская*

Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы 16

✓ *И. А. Ефимов, Г. И. Бурд*

Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар 36

Н. В. Аксаментова

Геохимические особенности и генезис орогенных девонских вулканических серий Северо-Востока Центрального Казахстана 57

✓ *Т. Б. Добрев, Ю. К. Щукин*

Глубинные разломы Западного Причерноморья и некоторые геофизические признаки их выявления 76

В. Ф. Шульга

Перспективы угленосности верхневизейских отложений Западного Донбасса 90

Н. И. Дорошенко, С. А. Синайский, В. А. Ставинский

Условия локализации оловянного оруденения в Сарыджазском рудном районе 102

В. Н. Корценштейн, В. М. Кирьяшкин, А. С. Филин, Ю. Д. Фомин, В. А. Бородин

К оценке ресурсов растворенного газа водонапорных систем 116

(Продолжение см. на стр. 2)

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

✓ Л. А. Рябинин,
В. В. Знаменский,
Ю. Н. Воскресенский

О применении сейсмического метода
РНП в СССР и за рубежом . . . 128

✓ Л. А. Буряковский

Условия осадконакопления, законо-
мерности изменения и перспективы
поисков пород-коллекторов в преде-
лах западной акватории Апшерон-
ского порога . . . 133

В. Ф. Ерофеев

Геотермическая активность недр и
размещение залежей углеводородов 142

✓ В. Г. Сухинин, В. А. Шахмундес

Характеристика отложений неокома
Северо-Западного Устья . . . 148

ХРОНИКА НАУЧНОЙ ЖИЗНИ

Г. Р. Кирпаль

Семинар по оценке перспектив бок-
ситоносности Русской платформы и
методике поисково-разведочных ра-
бот на бокситы . . . 153

КРИТИКА И РЕЦЕНЗИИ

Е. В. Пиннекер

Ценный труд о происхождении под-
земных вод . . . 157

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Г. И. Горбунов (главный редактор), Н. П. Лаверов (заместитель главного редактора),
Л. В. Пустовалов (заместитель главного редактора), В. В. Белоусов, А. А. Богданов,
Н. И. Буялов, В. А. Вахрамеев, А. А. Геодекин, А. Н. Еремеев, А. И. Жамойда,
Г. А. Израилева (ученый секретарь), Е. В. Карус, Н. В. Неволин, А. В. Пейве,
Н. В. Роговская, И. С. Рожков, А. В. Тыжнов, М. А. Фаворская, Н. И. Хитаров,
Н. А. Хрущов, А. Л. Яншин, В. А. Ярмолюк

Адрес редакции:

Москва, Д-242, Б. Грузинская, 4/6, тел. 252-16-45

СОВЕТСКАЯ ГЕОЛОГИЯ № 11 — 1970 г.

Технические редакторы Т. М. Шмакова, В. И. Калужина

Корректор Т. Ю. Шульц

Сдано в набор 24/IX-1970 г.

Формат 70×108¹/₁₆.

Зак. 745

Печ. л. 10,0.

Подписано в печать 27/X-1970 г.

Усл. печ. л. 14,0.

Тираж 3210 экз.

Уч.-изд. л. 15,33.

Т-16057.

Бумага № 1.

Цена 1 руб.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19

Ленинградская картфабрика ВАГТ

захоронения в связи с развитием трупядов, илоядов и анаэробных бактерий.

Органическое вещество, по-видимому, оказало значительное влияние на состав океанических вод, так как играет ведущую роль в процессах выветривания. Не меньшую роль, видимо, здесь играли и обитатели моря, избирательно концентрировавшие в своих скелетах многие растворенные в воде вещества, захоронявшиеся затем в осадках. Велико значение органического вещества и в формировании солевого состава подземных вод, в частности под влиянием сульфатредуцирующих бактерий образовались многие лечебные воды (магистинские).

Следует отметить большие перспективы такого нового и прогрессивного метода изучения органического вещества, как изотопный анализ. Уже сейчас изучение изотопного состава углерода и кислорода помогает в решении ряда вопросов: стратификации отложений, накопившихся за последние 50—70 тыс. лет; выяснении эволюции состава атмосферы и органического вещества, источников нефтей; установления обстановки осадконакопления. В этой части представляет интерес статья А. П. Виноградова и Э. М. Галимова по изотопии углерода и проблеме происхождения нефти*.

В заключение надо отметить, что наиболее обстоятельные исследования органического вещества в осадочных породах производятся именно в связи с разработкой проблемы нефтегазообразования и нефтегазонакопления. В настоящее время все больше нефтяников признают, что для обоснованной оценки перспектив нефтегазоносности земель необходимы сведения о наличии и характере потенциально нефтематеринских отложений; диагностика же их, как и отложений, уже генерировавших нефть (т. е. нефтегазопроизводивших), базируется на детальном изучении органического вещества и его компонентов.

Благодаря успехам в области нефтяной геологии, литологии, органической геохимии, биохимии и др. изучение проблемы генезиса нефти сильно продвинулась вперед. Установлено, что в составе нефти имеются углеводороды (УВ) нескольких генераций, начиная с УВ, синтезированных в телах организмов, и кончая УВ, являющимися продуктами термоллиза или термокатализа керогена. Интенсивное формирование этих углеводородов, отвечающее главной фазе нефтеобразования, начинается, по-видимому, при температуре $90 \pm 25^\circ \text{C}$.

Изучение органического вещества и его компонентов в современных и ископаемых осадках, особенно в шельфовых зонах морей и океанов, имеет очень большое научное и практическое значение. Это объясняется широким распространением органического вещества в самых различных осадках и его влиянием на процессы осадконакопления и на образование месторождений многих полезных ископаемых. Изучение органического вещества открывает большие возможности с точки зрения получения ценной информации, например, в отношении познания стадий и зон литогенеза и характеризующих их условий. Органическое вещество является прекрасным индикатором фациальной обстановки седиментогенеза и особенно диагенеза, степени катагенного преобразования, испытанного вмещающими породами, и играет роль максимального геологического термометра.

Таким образом, необходимы дальнейшие более углубленные и всесторонние исследования с целью познания многих нерешенных вопросов геолого-геохимических процессов, протекающих в земной коре, с целью научного прогнозирования нефтегазоносности шельфов.

* «Геохимия», 1970, № 3.

Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы

Во Всесоюзном научно-исследовательском геологическом институте (ВСЕГЕИ) большим коллективом авторов совместно с геологами различных организаций составлена тектоническая карта Русской платформы и ее складчатого обрамления в масштабе 1:1 500 000. При составлении карты были использованы все имеющиеся геолого-геофизические материалы и опубликованные работы, касающиеся тектонического строения платформы. Особенностью этой карты является изображение структуры осадочного покрова при помощи изопакит. Подобный способ характеристики чехла платформы был использован при составлении тектонической карты СССР масштаба 1:2 500 000 [8].

На тектонических картах, составленных по этому методу, линиями равных мощностей показаны морфологические особенности структурных ярусов осадочного чехла, представляющих собой его региональные тектонические подразделения. Структурные ярусы разделены крупными перерывами, отражающими наиболее существенные перестройки структурного плана. Особенности рисунка изопакит каждого из ярусов позволяют выявить характерные черты структурного плана чехла на различных этапах развития платформы, а также проследить формирование отдельных структур во времени.

В осадочном чехле платформы выделяются четыре структурных яруса, отвечающих следующим этапам формирования покрова: I — рифею, II — промежутку времени от венда до начала среднего девона, III — от среднего девона до конца триаса и IV — от начала юры до настоящего времени.

В статье рассматриваются основные этапы формирования осадочного чехла и присущие им структурные формы. Составлены схемы изопакит каждого структурного яруса и схема изогипс поверхности кристаллического фундамента (рис. 1). Эти схемы, наложенные одна на другую, дают представление об истории формирования осадочного покрова в целом.

Первый этап. В тектоническом развитии Русской платформы начальный этап послегеосинклинального периода очень резко отличается от предшествующего времени сменой геосинклинального режима платформенным, а от более позднего, послерифейского, периода — характером тектонических движений. Специфика последних обусловила морфологические особенности формирующихся в этот этап структурных элементов, отличных от тех, которые развивались в течение всей последующей жизни платформы. Данный этап характеризуется крупнейшей перестройкой структурного плана, связанной с заложением и развитием обрамляющих платформу байкальских геосинклиналей и началом формирования осадочного покрова.

Древнейшие отложения покрова, отвечающие начальному этапу развития платформы, слагают I структурный ярус и принадлежат рифейскому комплексу верхнего протерозоя. Отложения рифея с резким несогласием залегают на породах кристаллического основания и отделяются от перекрывающих образований венда также границей размыва и несогласия. Стратиграфическое расчленение рифейского комплекса нельзя считать достаточно разработанным. Выделение в разрезе платформы нижне- и среднерифейских отложений наряду с верхнерифейскими пока еще условно. Поэтому, несмотря на то, что продолжительность первого этапа составляет почти 1000 млн. лет (1600—650 млн. лет), т. е. превышает время формирования всей остальной части осадочного покрова, рифейский период рассматривается в целом, без выделения в нем более мелких подразделений.

Распространены рифейские отложения в относительно глубоко погруженных участках кристаллического фундамента, представляющих собой узкие прогибы преимущественно северо-западного и северо-восточного простираний. Эти прогибы устанавливаются в основном геофизическими методами, и характеристика их морфологии в значительной мере обусловлена степенью точности данных методов. Н. С. Шатским такие прогибы были названы авлакогенами. Морфологические особенности авлакогенов, их место в истории тектонического развития платформы, а также возможность их классификации рассматривались в работах Н. С. Шатского [10, 11], М. В. Муратова [5], А. А. Богданова [1], А. С. Новиковой [7] и других исследователей.

На тектонической карте масштаба 1:1 500 000 видно, что авлакогены — значительно более сложные и разнообразные по морфологии структурные формы, чем это считалось ранее. Об их размещении на территории платформы можно судить по контурам распространения отложений I структурного яруса, которые в общих чертах отвечают границам авлакогенов. Большинство последних тяготеет к краевым частям плиты и открывается или в сторону прогибов, связанных с обрамляющими платформу геосинклинальными системами, или в крупные впадины окраинных частей платформы. На севере территории авлакогены располагаются веерообразно по отношению к Балтийскому щиту. На Русской платформе описаны Оршанский, Крестецкий и Средне-Русский (видимо, представляющие собой продолжение Оршанского), Пачелмский, Приладожский, Беломорский, Кажимский, Калтасинский и Радаевский авлакогены (рис. 2).

Очертания авлакогенов, определяемые системой ограничивающих их разломов, часто сложные, не прямолинейные, что в какой-то степени может быть связано с последующим размывом отложений рифея. Глубина залегания фундамента в пределах авлакогенов меняется от 1000 до 7000 м, ширина последних — от нескольких десятков до 150—200 км, протяженность достигает сотен километров. Сложное строение описываемых структур, как установлено по наиболее изученным из них (Средне-Русский, Пачелмский, Оршанский авлакогены), обусловлено тем, что фундамент в их пределах разбит разломами неодинакового простирания на блоки. Эти блоки перемещены на разные гипсометрические уровни и образуют горсты и грабены с разницей абсолютных отметок поверхности фундамента до 500 м (Пачелмский прогиб).

Крупные впадины, собственно авлакогены, часто сопровождаются мелкими глубокими грабенами, располагающимися под некоторым углом к основному прогибу. В качестве примера приведем Оршанский авлакоген и Клиновскую (Унечскую) впадину, Пачелмский авлакоген и Московский грабен, Приладожский авлакоген и Пашийскую впадину, Беломорский авлакоген и Малошуйскую впадину. Мелкие грабены еще

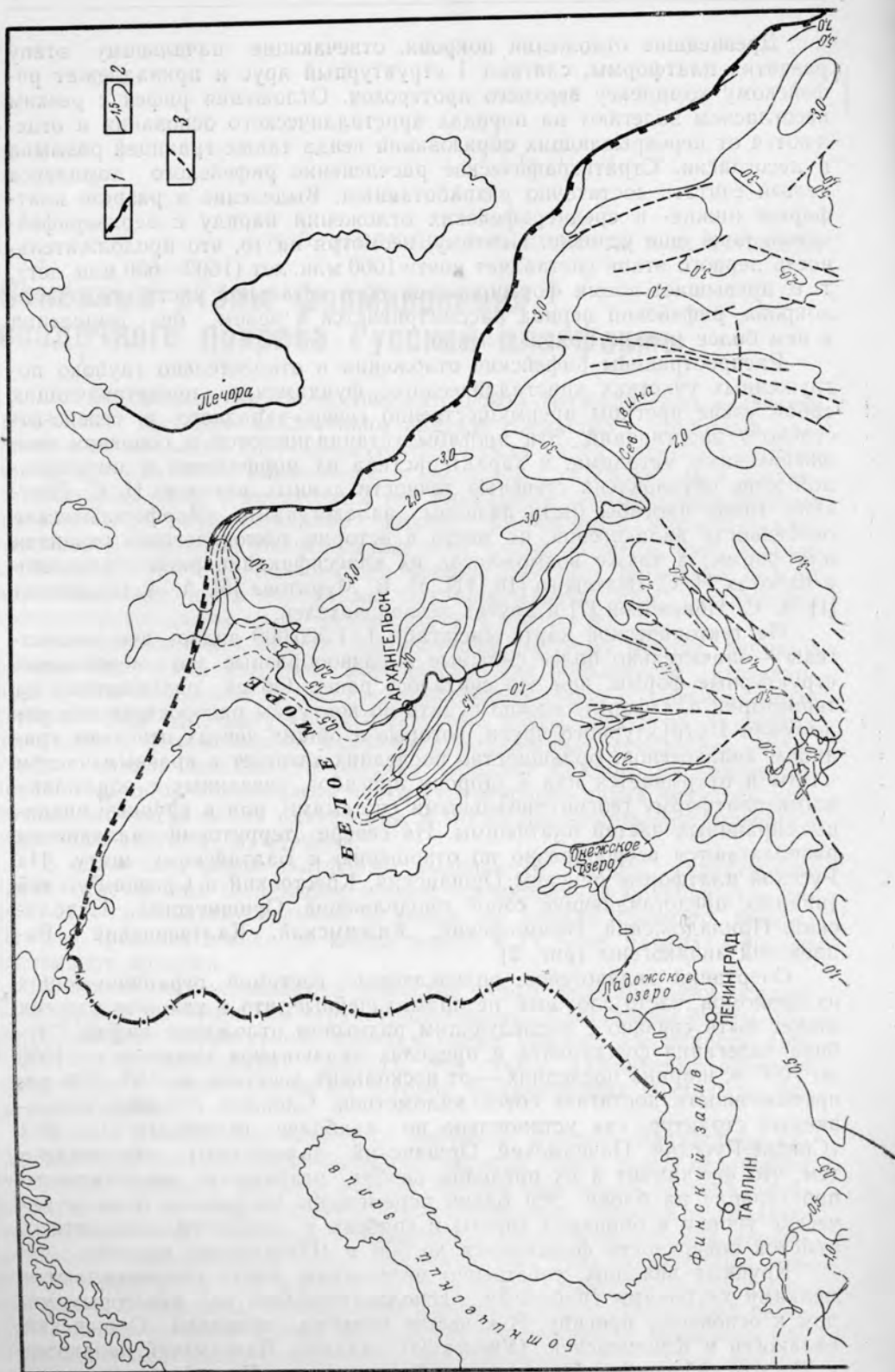
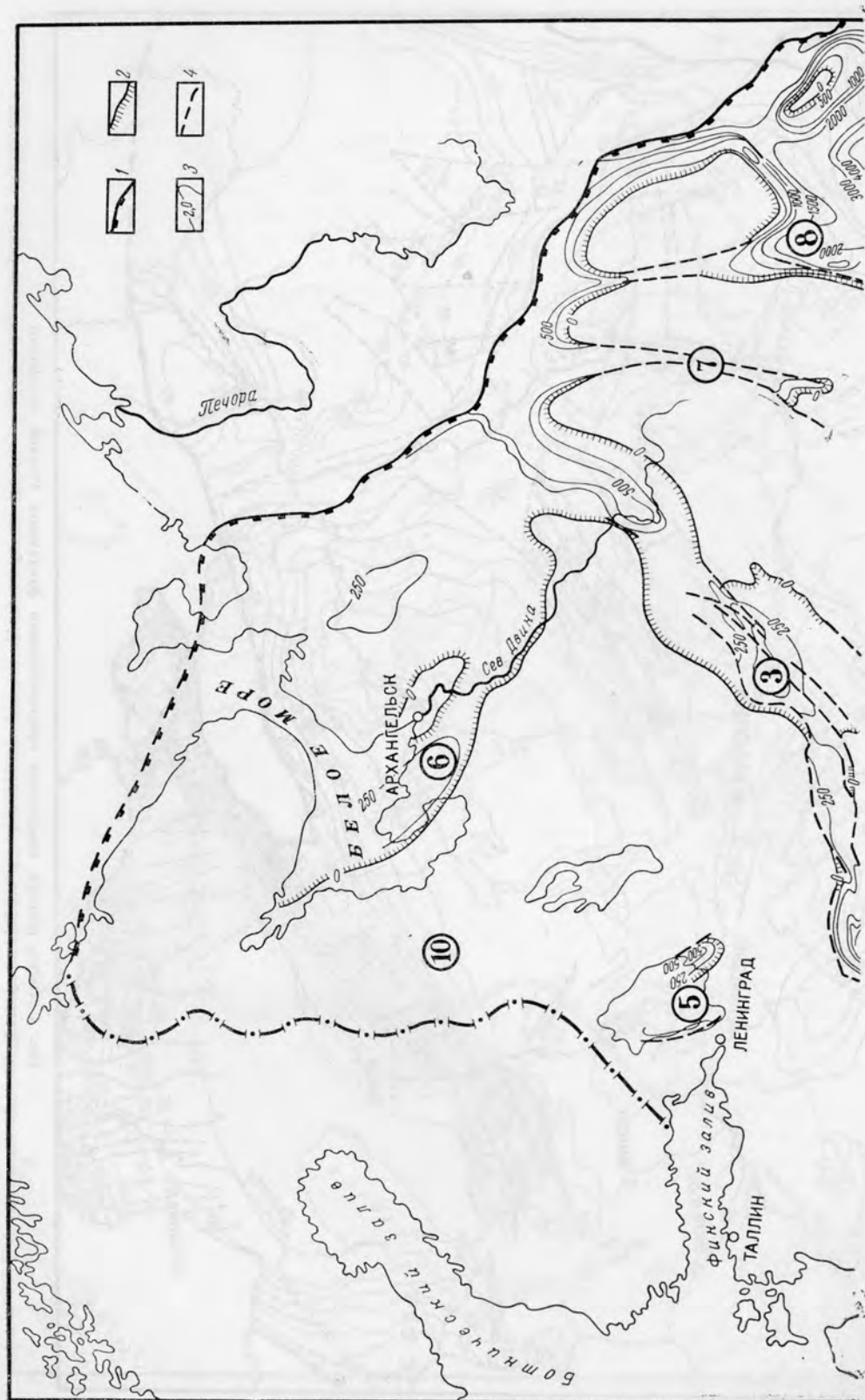




Рис. 1. Схема рельефа поверхности кристаллического фундамента Русской платформы
 1 — современная граница Русской платформы, 2 — изогипсы поверхности фундамента, 3 — наиболее значительные разрывные нарушения



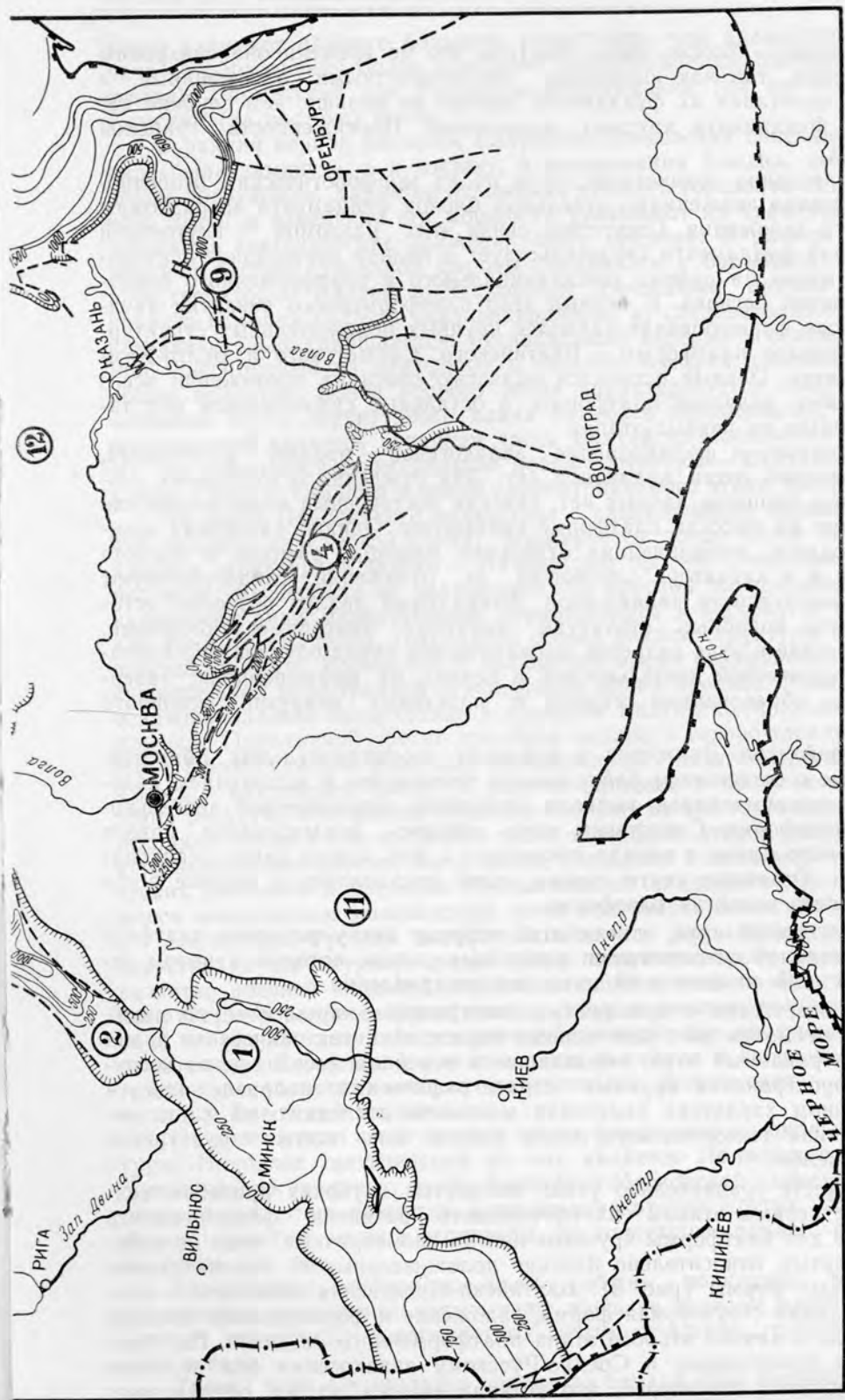


Рис. 2. Схема изопакит I структурного яруса

1 — современная граница Русской платформы, 2 — граница распространения отложивший I структурного яруса, 3 — изопакиты I структурного яруса, 4 — наиболее значительные разрывные нарушения. Основные структуры (цифры в кружках): 1 — Оршанский авлакоген, 2 — Крестецкий авлакоген, 3 — Средне-Русский авлакоген, 4 — Палеозойский авлакоген, 5 — Приполадожский авлакоген, 6 — Беломорский авлакоген, 7 — Казимский авлакоген, 8 — Калтаинский авлакоген, 9 — Радзевский авлакоген, 10 — Балтийский шит, 11 — Сарматский шит, 12 — Волго-Камский шит.

слабо изучены. Можно лишь отметить, что по времени они синхронны авлакогенам, так как выполнены одновозрастными отложениями и глубина залегания их фундамента обычно не меньше, чем глубина залегания фундамента крупных авлакогенов. Протяженность грабенов невелика.

Образование авлакогенов, судя по их морфологическим особенностям, вызвано движениями отдельных блоков фундамента по разломам глубокого заложения. Отсутствие связи этих разломов с внутренней структурой фундамента свидетельствует о полной перестройке тектонического плана на рубеже геосинклинального и платформенного периодов развития региона. В первый этап платформенного развития началось также формирование наиболее крупных положительных структурных элементов платформы — Балтийского, Сарматского и Волго-Камского щитов. Первый оставался областью сноса на протяжении всего дальнейшего развития платформы, а остальные существовали как таковые только на первых этапах.

Заложение и формирование авлакогенов — процесс длительный, охватывающий сотни миллионов лет. Для суждения о начальных стадиях этого процесса данных нет, так как достоверные нижнерифейские отложения на Русской платформе неизвестны. Однако различная мощность осадков, выполняющих отдельные прогибы, разница в полноте разрезов и в характере слагающих их отложений свидетельствуют о разновозрастности авлакогенов. Фациальный анализ позволил установить, что подобные структуры являются конседиментационными, а присутствие в ряде разрезов магматических пород обусловлено активной магматической деятельностью в период их формирования, завершившейся образованием секущих и пластовых интрузий основного состава.

Второй этап. Движения в пределах геосинклинальных областей, связанные с окончанием байкальского тектогенеза и заложением каледонских геосинклиналей, вызвали оживление тектонической деятельности на платформе. Следствием этого явилось формирование нового структурного плана и начало связанного с ним нового цикла осадконакопления. Основные черты такого плана сохранились в течение всего дальнейшего развития платформы.

Структурный ярус, отвечающий второму этапу развития платформы, объединяет литологически различные толщи, которые в целом составляют один законченный цикл осадконакопления.

В соответствии с принципами построения карты и ее легендой, а также несмотря на существенные перестройки тектонического плана в рассматриваемый этап, выразившиеся в резком несовпадении контуров распространения крупных стратиграфических подразделений и в различном характере изменения мощности последних, на карте характеристика тектонического плана дается для всего структурного яруса в целом.

На месте сравнительно узких вытянутых глубоких прогибов, связанных с первым этапом платформенного развития, формировались типичные для платформы крупные, иногда изометричные, чаще несколько вытянутые, относительно плоские положительные и отрицательные структурные формы (рис. 3). Балтийско-Московская синеклиза — наиболее крупная структурная форма, заложение и формирование которой произошло в начале второго этапа платформенного развития. По отношению к Крестецкому и Средне-Русскому авлакогенам она является унаследованной структурой, что устанавливается по их одинаковому простираанию, определяемому направлением основных разломов. Сине-

клиза занимает намного большую территорию, чем авлакогены. В начале ее образования более отчетливо обособливаются Балтийский (на севере), Сарматский или Украинско-Воронежский (на юге) и Волго-Камский (на востоке) щиты.

В ранний период развития Балтийско-Московская синеклиза на западе была замкнута, а к востоку, в направлении Тимана, испытывала общее погружение. Характер отложений нижнего горизонта II структурного яруса и изменения его мощности указывают на сравнительно интенсивные тектонические движения этого времени. В раннем кембрии морской бассейн Западной Европы соединялся с бассейном, занимавшим территорию Балтийско-Московской синеклизы, причем в конце раннего кембрия область осадконакопления и, следовательно, прогибания значительно сокращается. Региональный перерыв в осадконакоплении, фиксируемый на платформе в позднем кембрии, указывает на ее общее поднятие. Конец второго этапа характеризуется тем, что хотя основные черты структурного плана остаются неизменными, наиболее погруженной является западная часть Балтийско-Московской синеклизы, где начинается формирование новой структуры — Балтийской синеклизы. Связь с Тиманом в конце рассматриваемого этапа прекращается.

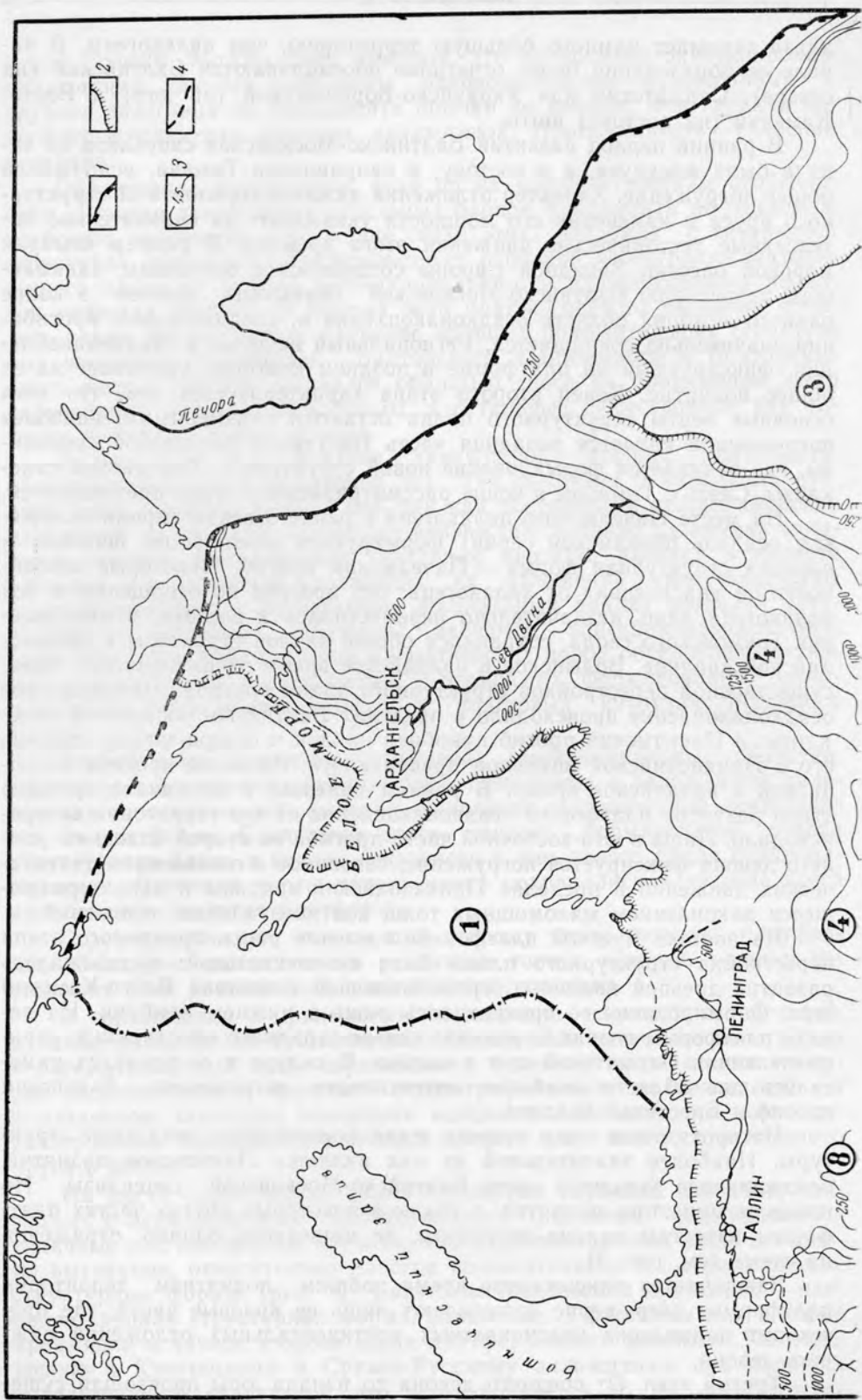
На месте Пачелмского авлакогена с раннего венда (время отложения осадков пачелмской серии) формируется новая более широкая и плоская структурная форма — Пачелмский прогиб. Некоторые особенности он унаследовал от авлакогена: ось прогиба по отношению к оси авлакогена лишь незначительно переместилась к востоку, в направлении Токмовского свода, сохранился общий наклон структуры к Прикаспийской впадине. Волынское и валдайское время ознаменовалось более существенной перестройкой структурного плана прогиба. Максимальное осадконакопление происходило в пределах Балтийско-Московской синеклизы, а Пачелмский прогиб приобрел наклон к северо-западу, и связь его с Прикаспийской впадиной прекратилась. Развитие прогиба закончилось в валдайское время. В раннем палеозое и до начала третьего этапа развития платформы осадконакопление на его территории не происходило. Лишь в юго-восточной части прогиба во второй половине раннего девона фиксируется погружение, связанное с оживлением тектонических движений в пределах Прикаспийской впадины и характеризующееся накоплением маломощных толщ континентальных отложений.

На востоке Русской платформы в начале рассматриваемого этапа перестройка структурного плана была незначительной: продолжалось развитие древней впадины, ограничивающей с востока Волго-Камский щит. Формирование ее прекратилось лишь в нижнем кембрии. На западе платформы возникла впадина северо-западного простирания, ограничивающая Сарматский щит с запада. В силуре в ее пределах наметились две области наиболее интенсивного погружения — Львовский прогиб и Брестская впадина.

На протяжении всего второго этапа формируются локальные структуры. Наиболее значительной из них является Локновское поднятие, осложняющее западную часть Балтийско-Московской синеклизы. На продолжении этого поднятия, а также в некоторых других частях платформы известны мелкие структуры, не нашедшие, однако, отражения на схеме (см. рис. 3).

Завершается описываемое время общим поднятием территории платформы: погружение испытывают лишь ее краевые части, где происходит накопление красноцветных континентальных отложений нижнего девона.

Третий этап. От среднего девона до начала юры произошли существенные изменения структурного плана платформы, обусловленные ак-



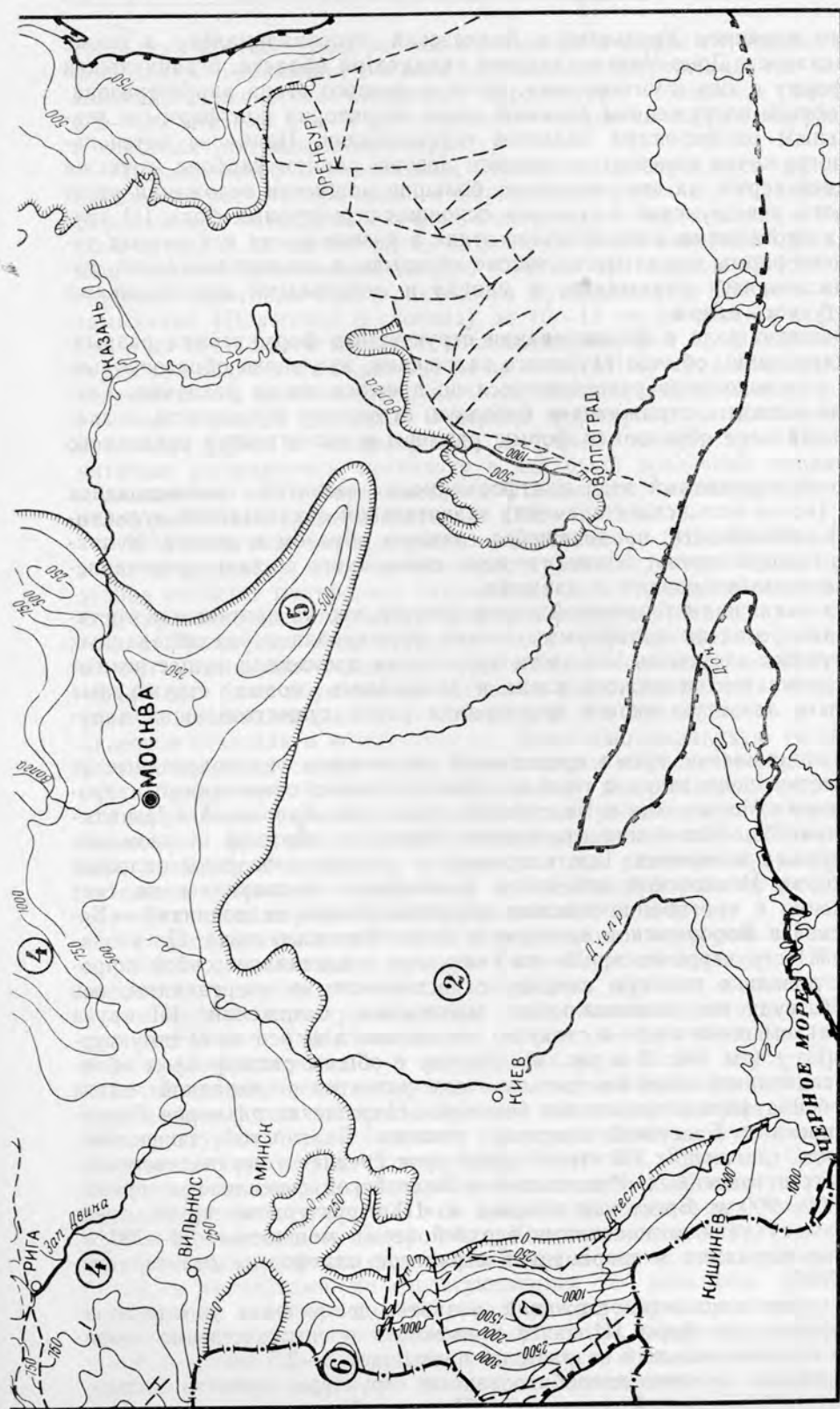


Рис. 3. Схема изоплахт II структурного яруса

1 — современная граница Русской платформы, 2 — граница распространения II структурного яруса, 3 — изоплахты II структурного яруса, 4 — наиболее значительные разрывные нарушения. Основные структуры (цифры в кружках): 1 — Балтийский щит, 2 — Сарматский щит, 3 — Волго-Камский щит, 4 — Балтийско-Московская синеклиза, 5 — Пачелмский прогиб, 6 — Брестская впадина, 7 — Львовский прогиб, 8 — Львовское поднятие

тивным влиянием Уральской и Кавказской геосинклиналей, а также образованием Доно-Мангышлакской складчатой области, ограничившей платформу с юга и юго-востока. Начало данного этапа характеризовалось общим погружением большей части территории платформы и значительным расширением областей седиментации. Наиболее интенсивные погружения отмечены в позднем девоне, раннем карбоне, а также в ранней перми, на что указывают большие мощности отложений этого возраста, участвующих в строении основных структурных форм III яруса. На протяжении всего третьего этапа в разное время и в разных частях платформы имели место частые перерывы в осадконакоплении, сопровождавшиеся размывами, а иногда и локальными перестройками структурного плана.

Важную роль в формировании структурных форм играли разрывные нарушения, обычно глубокого заложения, как вновь образованные, так и унаследованно развивавшиеся по древним зонам разломов. Глубинные разломы, отражающие блоковую структуру фундамента, в значительной мере обусловили форму, размеры и тип структур осадочного покрова.

Рассматриваемый этап платформенного развития ознаменовался вновь (после вольинского времени) значительной активизацией вулканической деятельности, проявившейся главным образом в девоне. Вулканогенные образования основного, реже смешанного состава представлены лавовыми покровами и дайками.

Из анализа тектонической карты следует, что на протяжении третьего этапа развития платформы, помимо формирования унаследованных структурных элементов, на части территории произошла существенная перестройка тектонического плана и заложилась новые структурные элементы, зачастую вкрест простирания ранее существовавших нарушений.

В описываемое время продолжали развиваться унаследованные от предшествующего этапа с теми же приблизительно очертаниями и простираниями Московская и Балтийская синеклизы, Львовский и Пачелмский прогибы. Изменения отмечаются главным образом в размерах структурных элементов. Так, например, в среднем и позднем палеозое территория Московской синеклизы значительно расширилась за счет вовлечения в прогибание крыльев ограничивающих ее поднятий — Белорусской и Воронежской антеклиз и Волго-Камского щита. По изопхитам III структурного яруса эта синеклиза представляет собой широкую и довольно плоскую впадину с распывчатыми очертаниями, ось которой, судя по максимальным мощностям отложений III яруса (2000 м), смещена к юго-востоку по отношению к ее оси по II структурному ярусу (см. рис. 3 и рис. 4). Наряду с общим расширением областей осадконакопления на третьем этапе развития в западной части Русской платформы происходит некоторое сокращение размеров Львовского прогиба, Брестской впадины, отчасти Балтийской синеклизы. Мощность слагающих III структурный ярус средне- и верхнедевонских, пермских и триасовых образований в Балтийской синеклизе не превышает 850—900 м. Брестская впадина по III структурному ярусу, представленному лишь отложениями верхней перми мощностью 50—100 м, почти не выражена в современной структуре платформы (на территории СССР).

В целом мощность отложений, развитых в пределах унаследованных структурных форм III яруса и имеющих преимущественно девонский и каменноугольный возраст, не превышает 2—2,5 км.

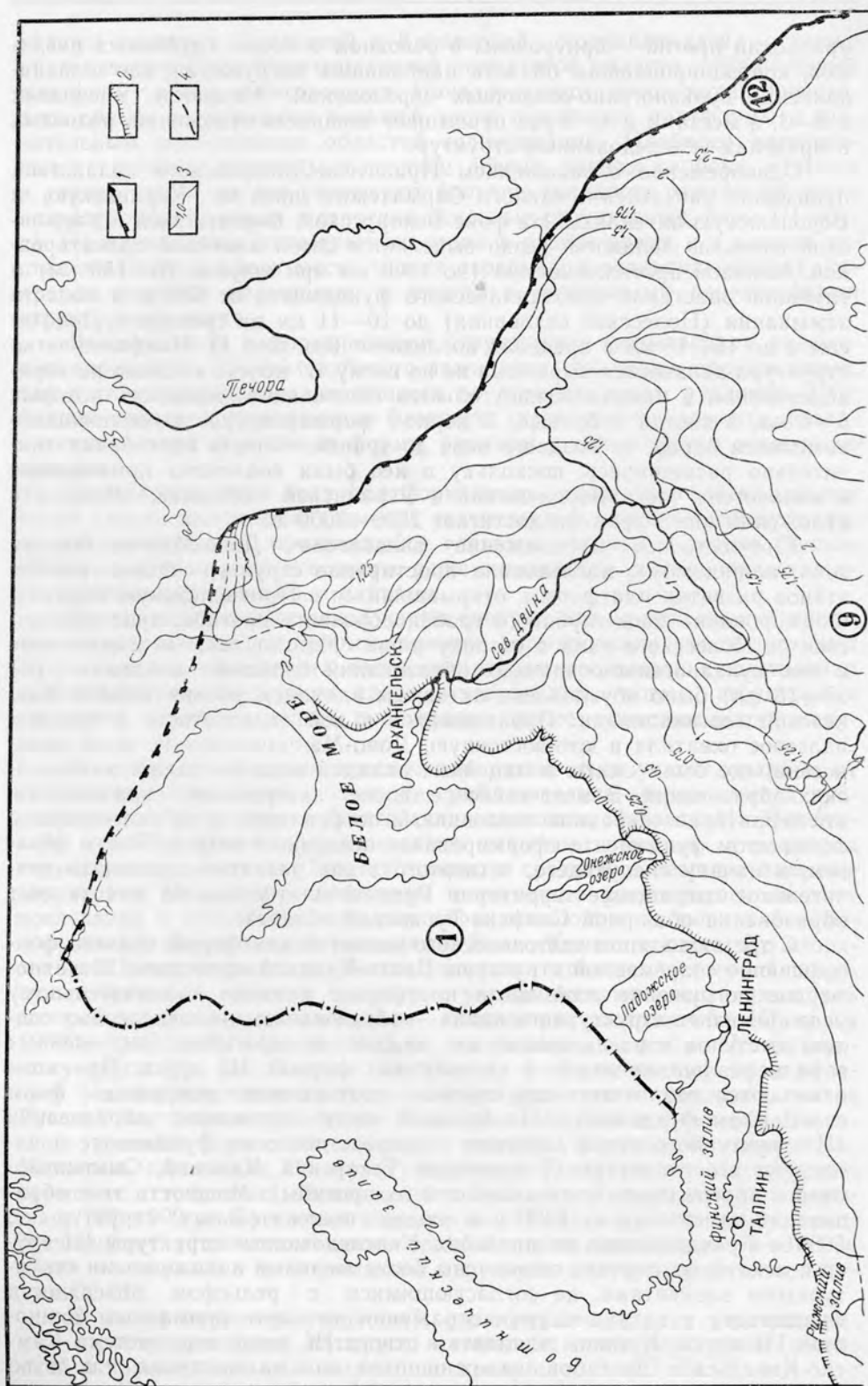
Наиболее крупные новообразованные структуры третьего этапа — Припятско-Днепровский авлакоген, Прикаспийская синеклиза и При-

уральский прогиб — приурочены в основном к зонам глубинных разломов, контролировавшим области наибольших погружений, где шло накопление вулканогенно-осадочных образований. Мощность последних в 2—3, а местами и 4—5 раз превышает мощность отложений, развитых в пределах унаследованных структур.

Одновременно с заложением Припятско-Днепровского авлакогена произошло расчленение единого Сарматского щита на Украинскую и Воронежскую антеклиз. На фоне Белорусской, Воронежской и Украинской антеклиз авлакоген резко выделяется своей линейной ориентировкой, большой протяженностью (до 1000 км при ширине 75—150 км) и глубиной залегания кристаллического фундамента от 500 м в области замыкания (Полесская седловина) до 10—11 км на границе с Донбассом и до 16—18 км в пределах последнего (см. рис. 1). Наиболее четко структура авлакогена выражена не по всему III ярусу, а только по верхнедевонским и нижнекаменноугольным отложениям, мощность которых 5—6 км, а иногда и больше. В период формирования вышележащего комплекса пород, от позднего визе до триаса, область прогибания значительно расширилась, поскольку в нее были вовлечены прилежащие к авлакогену части Воронежской и Украинской антеклиз. Мощность отложений этого времени достигает 2500—3000 м.

Юго-восточное продолжение авлакогена — Доно-Мангышлакская зона, по-видимому, наследовала простирающие структуры более ранних этапов развития платформы, открывавшихся в Прикаспийскую впадину. Формирование зоны глубокого грабенообразного прогиба, простиравшегося от Полесского вала в сторону п-ова Мангышлак, и накопление в нем вулканогенно-осадочных образований большой мощности (до 15—18 км) было обусловлено активным влиянием развивавшейся Кавказской геосинклинали. Проявившаяся в ней складчатость в позднем палеозое охватила и юго-восточную, Доно-Мангышлакскую часть авлакогена, где были смяты в линейные складки мощные толщи палеозойских образований. В мезо-кайнозое, после завершения складчатости, эта территория сохранила тенденцию к погружению, и на палеозойском складчатом фундаменте сформировался осадочный покров. Таким образом, к началу следующего, четвертого этапа развития произошло значительное сокращение территории Русской платформы на юге за счет образования обширной Скифско-Туранской области.

С третьим этапом тектонического развития платформы связано формирование современной структуры Волго-Камской антеклизы. Неравномерное погружение этой части платформы привело к значительному усложнению ее структурного плана — образованию многочисленных сводов, выступов и разделяющих их впадин и прогибов, выраженных в рельефе фундамента и в структурных формах III яруса. При этом отмечаются различные структурные соотношения покровных форм с рельефом фундамента. На большей части антеклизы образования III структурного яруса залегают непосредственно на фундаменте и наследуют его структуру (Токмовский, Татарский, Камский, Сыктывкарский и другие своды и разделяющие их прогибы). Мощность этих образований изменяется от 1000 м в сводах положительных структур до 5000 м в разделяющих их прогибах. Унаследованные структуры III яруса в некоторых случаях осложнены более мелкими наложенными структурными элементами, не согласующимися с рельефом поверхности фундамента и не нашедшими отражения на карте суммарных мощностей III яруса. К таким элементам относится, например, система Камско-Кинельских прогибов, заложившихся как на выступах, так и во впадинах, выраженных по поверхности фундамента и осадочному покрову, сформировавшемуся ранее. Эта система прогибов находит свое



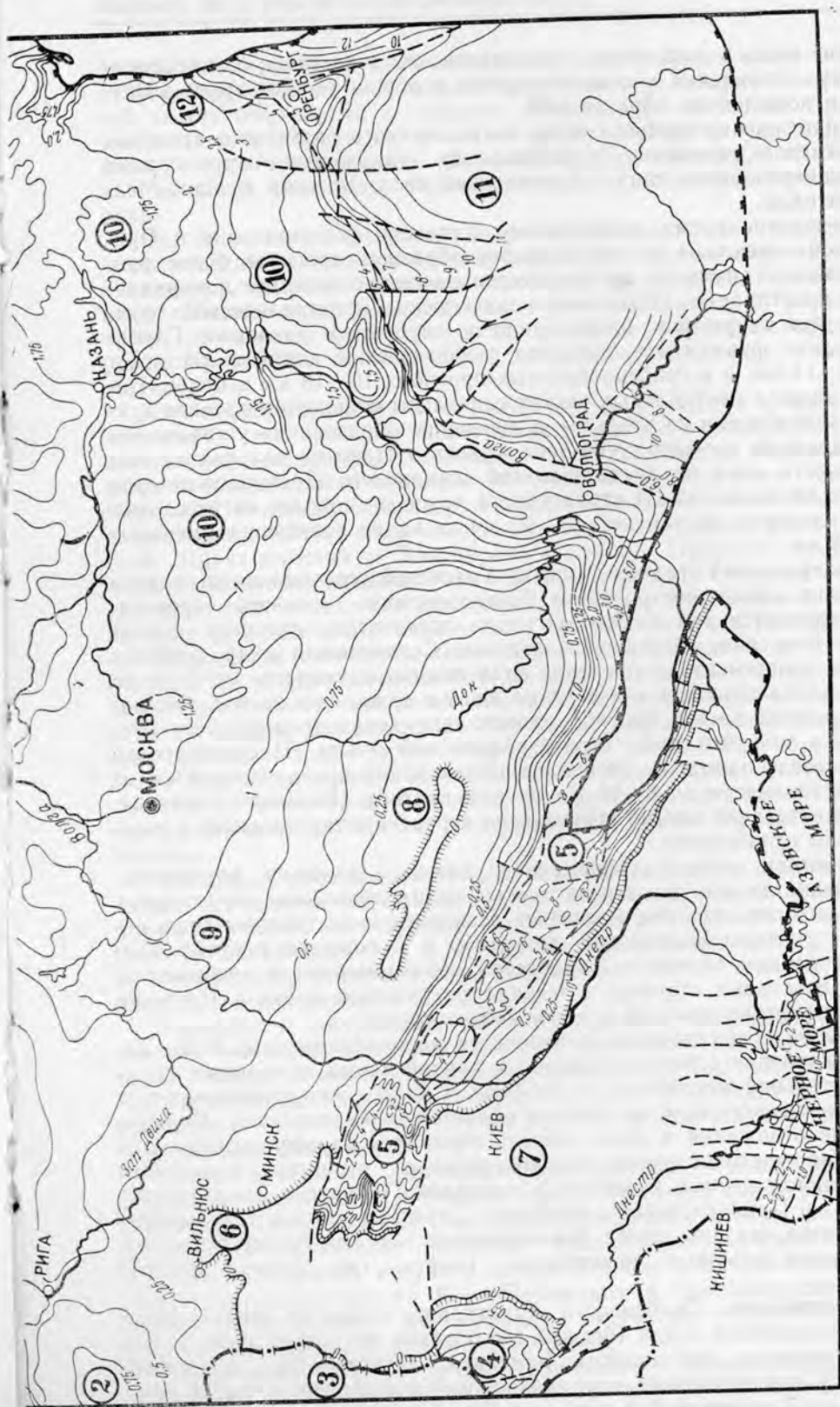


Рис. 4. Схема изопакт III структурного яруса

1 — современная граница Русской платформы, 2 — граница распространения III структурного яруса, 3 — изопакты III структурного яруса, 4 — наиболее значительные разрывные нарушения. Основные структуры (цифры в кружках): 1 — Балтийский щит, 2 — Балтийская синеклиза, 3 — Брестская впадина, 4 — Львовский прогиб, 5 — Украинская антеклиза, 6 — Белорусская авлакоген, 7 — Днепровско-Донецкая антеклиза, 8 — Воронежская антеклиза, 9 — Московская синеклиза, 10 — Волго-Камская антеклиза, 11 — Прикаспийская синеклиза, 12 — Приуральский прогиб

отражение лишь в мощностях верхнедевонских и частично нижнекаменноугольных отложений и компенсируется в общем объеме яруса вышележащим комплексом образований.

На протяжении третьего этапа тектонического развития в пределах Волго-Камской антеклизы формировались наложенные структурные формы инверсионного типа — Башкирский свод, Вятский и Доно-Медведицкий валы.

В девонское время, по-видимому, началось формирование и Прикаспийской синеклизы на месте грабенообразных прогибов более раннего заложения, имевших преимущественно северо-западное и меридиональное простирание. Интенсивное погружение кристаллического фундамента этой территории происходило по глубинным разломам. Глубина залегания фундамента, согласно геофизическим данным, достигает здесь 13—14 км, а в грабенообразных прогибах 16—18 км и более. Поскольку нигде в центральных частях синеклизы отложения древнее кунгурских скважинами не вскрыты, а девонские образования установлены лишь в краевой, приразломной зоне, судить о строении покрова на всю его мощность пока не представляется возможным. Предположительно мощность образований III структурного яруса в наиболее погруженных частях синеклизы составляет 10—12 км, а на ее периферии уменьшается до 5 км.

С инверсионной стадией развития Уральской геосинклинали связано образование сложнопостроенного Приуральского краевого прогиба. В нем выделяется ряд вытянутых вдоль складчатых структур Урала впадин — Бельская, Юрезано-Сылвенская, Соликамская и др. Глубина залегания фундамента в пределах этих впадин изменяется от 3—4 до 10—12 км, увеличиваясь с севера на юг и с запада на восток. Формирование разных частей прогиба происходило неодновременно. Это выражается в том, что здесь стратиграфический объем III структурного яруса не везде одинаков. Мощность образований яруса изменяется от 2,5—3 км на севере до 8—10 км на юге прогиба (Бельская впадина). Наиболее отчетливо прогиб выражен по верхнекаменноугольным и нижнепермским отложениям.

На третьем этапе платформенного развития началось формирование большинства известных в настоящее время локальных структурных форм различного строения и генезиса. Исключение составляют лишь некоторые структуры Балтийской синеклизы и Львовского прогиба, возникшие в раннем палеозое. Характерно неравномерное и прерывистое развитие локальных структур в течение длительного времени. Часть их продолжает формироваться и в настоящее время.

Одной из существенных особенностей рассматриваемого этапа является накопление в позднем девоне и ранней перми соленосных осадков значительной мощности, до 3—4 км и более. Это свидетельствует о большой тектонической активности областей соленакопления. Мощные соленосные отложения в свою очередь оказались благоприятными для образования многочисленных солянокупольных структур различного типа строения, широко развитых в пределах Припятско-Днепровского авлакогена и Прикаспийской синеклизы. С третьим этапом платформенного развития связано также формирование залежей большинства неметаллических полезных ископаемых (нефть, газ, уголь, бокситы и др.).

Четвертый этап. Особенности структурного плана на данном этапе развития осадочного чехла Русской платформы, от ранней юры до настоящего времени, обусловлены влиянием тектонических движений Альпийской геосинклинали, ограничивающей платформу с юга и юго-запада. Самой подвижной в этот этап была именно южная часть плат-

формы, испытывавшая наибольшие погружения. Лишь в юре и раннем мелу незначительные погружения происходили в северной и центральной частях платформы, в пределах Московской синеклизы. Для всего этапа в целом характерно развитие преимущественно унаследованных (рис. 5) структурных форм (Украинская, Прикаспийская, Балтийская и Московская синеклизы, Львовская мульда, Причерноморская впадина).

На протяжении четвертого этапа имели место значительные перемены в осадконакоплении (между эоценом и олигоценом, миоценом и плиоценом), сопровождавшиеся некоторой перестройкой структурного плана. Последнее явилось основанием для выделения в IV структурном ярусе, отвечающем четвертому этапу развития платформы, трех подъярусов. Проявления магматической деятельности данного этапа неизвестны.

Время формирования 1-го структурного подъяруса (юра — эоцен) характеризуется наиболее значительной для всего четвертого этапа амплитудой тектонических подвижек и соответственно большой интенсивностью накопления осадков. Структурные формы этого подъяруса выражены наиболее отчетливо. С рассматриваемым временем связано дальнейшее развитие ряда унаследованных структурных форм: Украинской, Прикаспийской и Балтийской синеклиз, Причерноморской впадины и Львовской мульды. Размеры перечисленных структур несколько увеличиваются вследствие вовлечения в погружение склонов ограничивающих их поднятий, а в некоторых случаях и сводов последних.

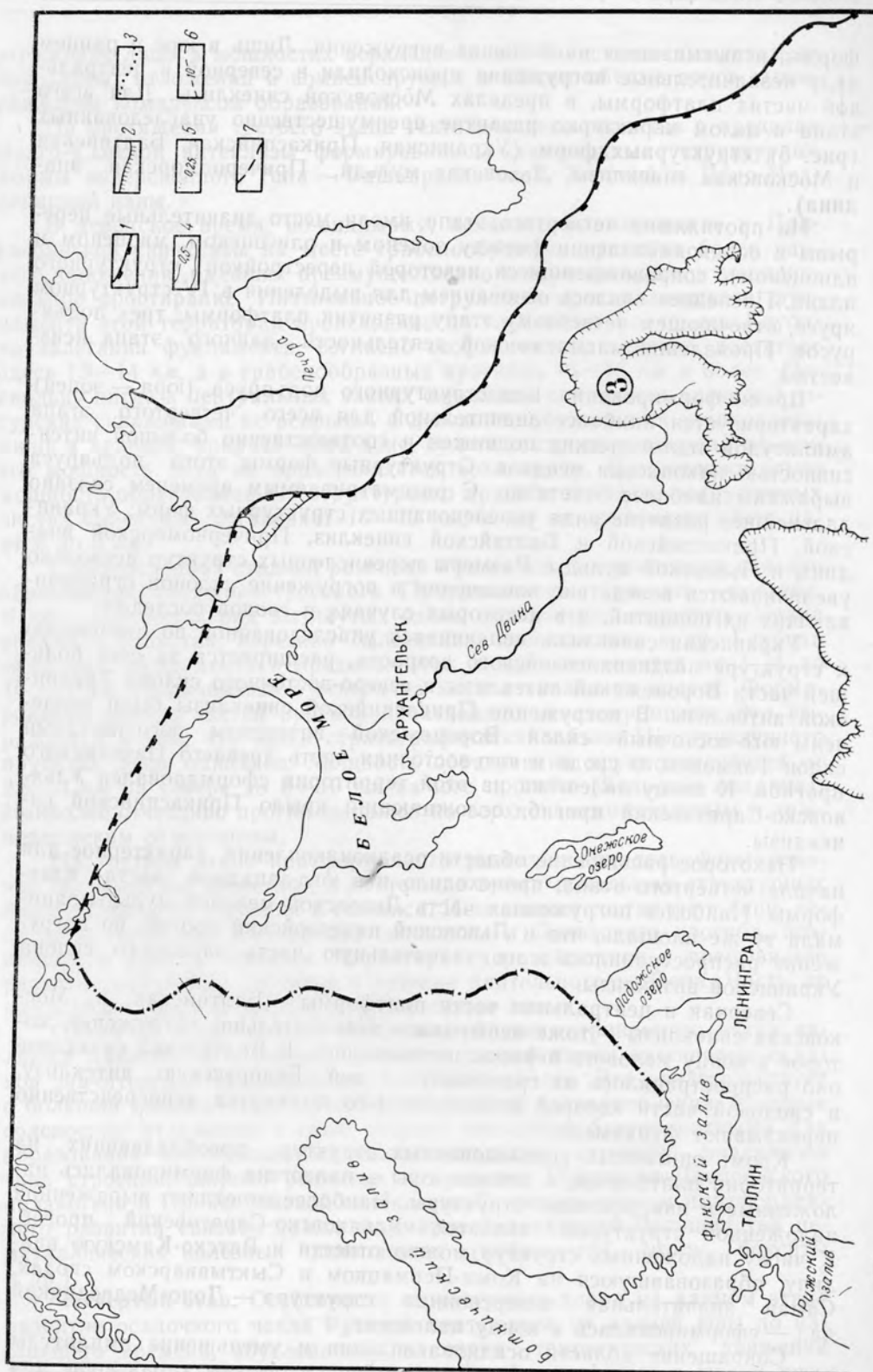
Украинская синеклиза, являющаяся унаследованной по отношению к структуре позднепалеозойского возраста, расширяется за счет большей части Воронежской антеклизы и северо-восточного склона Украинской антеклизы. В погружение Прикаспийской синеклизы были вовлечены юго-восточный склон Воронежской антеклизы, юго-западный склон Токмовского свода и юго-восточная часть древнего Пачелмского прогиба. К концу палеогена на этой территории сформировался Ульяновско-Саратовский прогиб, осложняющий крыло Прикаспийской синеклизы.

Некоторое расширение области осадконакопления, характерное для начала четвертого этапа, происходило и в юго-западной части платформы. Наиболее погруженная часть Львовской меловой мульды занимала ту же площадь, что и Львовский палеозойский прогиб, но погружение распространилось и на значительную часть западного склона Украинской антеклизы.

Северная и центральная части платформы — Балтийская и Московская синеклизы — тоже испытывали незначительное погружение, которое к концу мелового периода прекратилось. В Балтийской синеклизе оно распространялось на граничащую с ней Белорусскую антеклизу, в сводовой части которой отложения 1-го подъяруса непосредственно перекрывают фундамент.

Кроме описанных унаследованных структур, преобладающих на территории платформы, в течение юры — палеогена формировались наложенные и инверсионные структуры. Наиболее отчетливо выраженной наложенной структурой является Ульяновско-Саратовский прогиб. К числу наложенных структур можно отнести и Вятско-Камскую впадину, образовавшуюся на Коми-Пермяцком и Сыктывкарском сводах. Самая значительная инверсионная структура — Доно-Медведицкий вал — сформировалась к концу палеогена.

Сокращение области осадконакопления и уменьшение амплитуды погружений на большей части территории платформы характерны для начала формирования отложений 2-го подъяруса. В олигоцен-миоцено-



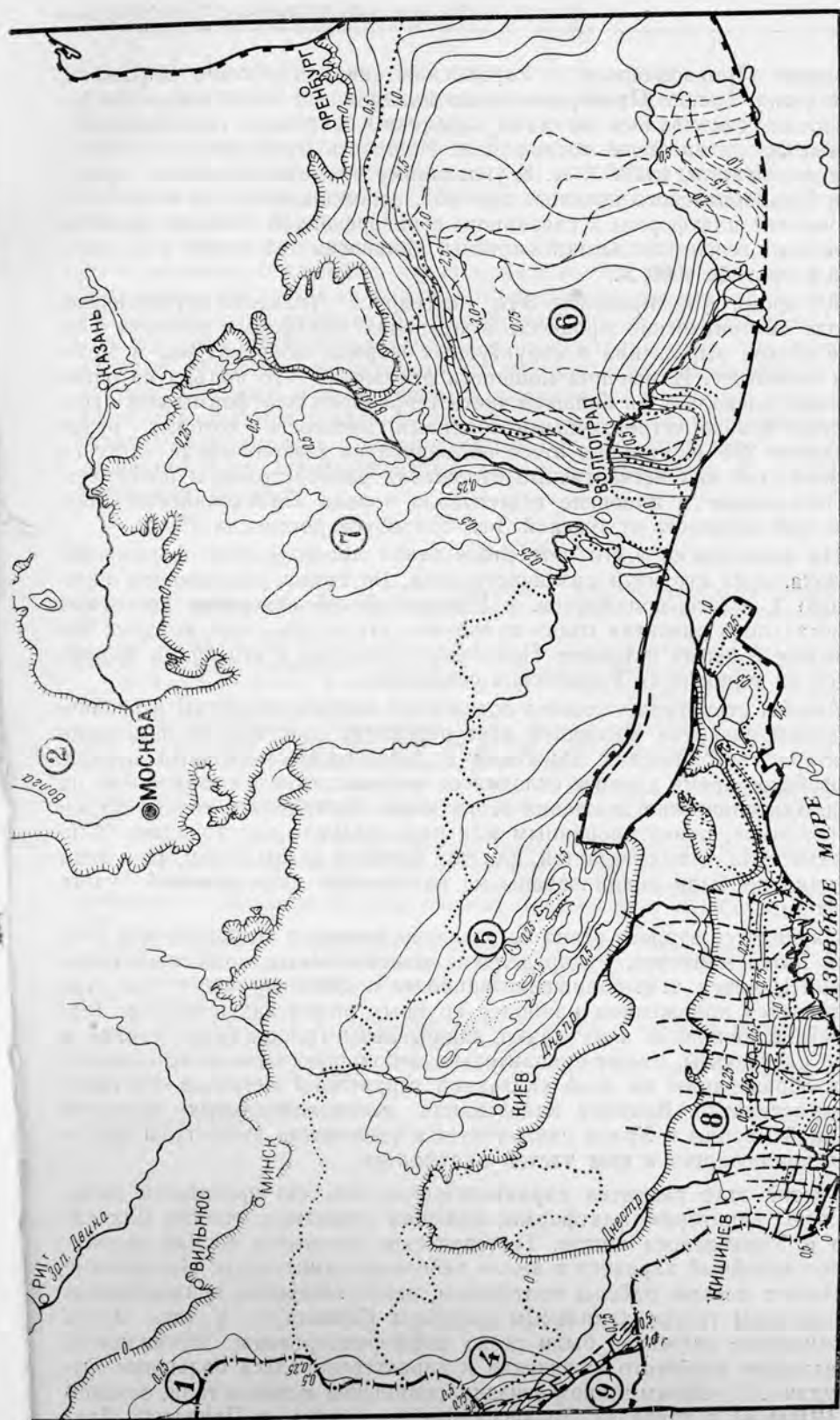


Рис. 5. Схема изопхит IV структурного яруса

1 — современная граница Русской платформы, 2 — граница распространения 1-го подъяруса, 3 — граница распространения 2-го подъяруса, 4 — изопхиты 1-го подъяруса, 5 — изопхиты 2-го подъяруса, 6 — изопхиты 3-го подъяруса, 7 — наиболее значительные разрывные нарушения. Основные структуры (цифры в кружках): 1 — Белостокский прогиб, 2 — Московская синеклиза, 3 — Бятско-Камская впадина, 4 — Львовская муфта, 5 — Украинская синеклиза, 6 — Прикарпатский прогиб, 7 — Прикарпатский прогиб, 8 — Причерноморская впадина, 9 — Прикарпатский прогиб

вое время Прикаспийская и Украинская синеклизы были выражены менее четко. Только Причерноморская впадина, где в это время наиболее сильно сказывалось влияние Крымско-Кавказской геосинклинали, испытывала интенсивное погружение. Мощность отложений 2-го подъяруса достигает здесь 1500 м. К указанному времени относится образование Прикарпатского краевого прогиба, заложившегося на юго-западной окраине платформы и связанного с инверсионной стадией развития Карпатской геосинклинальной системы. Мощность отложений 2-го подъяруса в прогибе 4000 м.

Во время формирования 3-го подъяруса (плиоцен-четвертичный период) тектонические процессы в пределах платформы находят еще менее четкое выражение в структурных формах покрова, чем в мезозое и палеогене. Изменения мощности отложений 3-го подъяруса очень невелики, поскольку на большей части территории платформы они представлены только четвертичными осадками, мощность которых редко превышает 250 м. Граница этого подъяруса на тектонической карте не показана, так как четвертичные отложения распространены повсеместно. Погружение в плиоцен испытывала только Прикаспийская синеклиза, где мощность отложений 3-го подъяруса достигала 750 м.

На протяжении всего четвертого этапа продолжалось формирование локальных структур различного типа. Во время, отвечающее образованию 1 и 2-го подъярусов, в Прикаспийской синеклизе достигают максимального развития солянокупольные структуры, рост которых начался еще в перми и триасе. Подобные структуры в это время формируются на территории Украинской синеклизы.

Анализ структурного плана осадочного чехла платформы в различные этапы развития последней дает основание говорить об изменении характера тектонических движений в послегеосинклинальный период. В рифейское время древнее складчатое основание было раздроблено на блоки. Тектонические движения этого этапа проявлялись только по зонам разломов, ориентированным или параллельно простиранию байкальских складчатых областей, или под прямым углом к ним. При этом движения не были локализованы в какой-либо определенной части платформы.

Начиная со второго этапа ее развития характер тектонических движений резко меняется. Распределение максимальных мощностей образований II яруса, т. е. положение наиболее подвижных зон, в этот этап определяется положением наиболее крупных рифейских прогибов. Тектонические движения охватывают значительные площади на западе и севере платформы, имеют сравнительно небольшую амплитуду и приводят к образованию на всей указанной территории типичных платформенных структур. Влияние каледонских геосинклинальных областей Западной Европы и Урала сказывается в увеличении амплитуды прогибания прилежащих к ним частей платформы.

Третий этап развития характеризуется тем, что прогибание охватило всю территорию платформы, включая отдельные участки Балтийского и Украинского щитов. Тектонические движения носили сравнительно спокойный характер и имели небольшие амплитуды. Исключение составляют южные районы платформы, непосредственно примыкающие к герцинским геосинклинальным системам Кавказа и Урала. Здесь тектонические движения были резко дифференцированы, проявлялись по разломам глубокого заложения и характеризовались большими амплитудами. С данным этапом связано накопление мощных толщ осадков (до 12 000 м) в пределах Прикаспийской впадины и Припятско-Днепровского прогиба, сходного с прогибами рифейского этапа развития.

Наиболее четко связь тектонических движений на платформе и в геосинклинальной области проявлялась на четвертом этапе развития. Погружениехватило лишь южную половину платформы, непосредственно примыкающую к области альпийской складчатости. Остальная, большая часть платформы оставалась относительно стабильной, о чем свидетельствует отсутствие здесь хорошо выраженных структурных форм этого этапа развития.

Как видно из приведенного обзора, тектонический план в каждый этап развития осадочного чехла определяется размещением наиболее подвижных зон, а также амплитудой и характером движений, выраженных в мощности отложений структурных ярусов. Размещение подвижных зон обусловлено положением в рассматриваемый этап геосинклинальных областей относительно платформы и их тектонической активностью. Характер и интенсивность движений, на которых тоже несомненно сказываются тектонические процессы в геосинклиналях, в значительной мере зависят и от внутренней структуры платформенного блока земной коры, претерпевавшей некоторые изменения в истории развития платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). «Советская геология», 1964, № 9.
2. Гардасников В. Н., Троицкий В. Н. Средне-Русская авлакоген-стержневая структура Московской синеклизы. «Советская геология», 1966, № 12.
3. Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. М., изд-во «Недра», 1967.
4. Международная тектоническая карта Европы масштаба 1:2 500 000. Составлена подкомиссией по тектонической карте Мира под руководством Н. С. Шатского. Изд-во ГУГК Министерства геологии СССР, 1962.
5. Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 11, 1962.
6. Неволлин Н. В. и др. Строение современного рельефа поверхности фундамента Русской платформы. «Советская геология», 1965, № 2.
7. Новикова А. С. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла. Докл. АН СССР, т. 131, № 2, 1960.
8. Тектоническая карта СССР масштаба 1:2 500 000. Главн. редактор Т. Н. Спичарский. М., изд-во ГУГК Министерства геологии СССР, 1966.
9. Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1:5 000 000. Главный редактор А. Л. Яншин, 1966.
10. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изд. АН СССР, серия геол., № 5, 1947.
11. Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 30, вып. 5, 1955.

Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт

УДК 551.24:552.5(47)

Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар

В течение 1958—1969 гг. авторы изучали геологию, вещественный состав и условия образования месторождений тальково-магнезитового камня, вермикулита и антофиллит-асбеста Мугоджар, залегающих в древних толщах, а также строение и условия образования докембрийских метаморфических толщ Центрального и Южного Казахстана (Кокчетавской глыбы, Макбальского поднятия Киргизского хребта, Заилийского Алатау и др.). Полученные новые материалы позволяют рассмотреть вопросы регионального метаморфизма, возраста и геологического развития некоторых глубинных пород Мугоджарского региона и сравнить с геологическим развитием древнейших толщ Центрального и Южного Казахстана, Южного Урала и Северного Тянь-Шаня.

Начало исследования стратиграфии докембрийских пород Мугоджар было положено Г. И. Водорезовым (1933—1952 гг.) и Н. Г. Касиным (1933 г.). В последующие годы геологами Западно-Казахстанской комплексной геологической экспедиции был собран большой фактический материал, обобщение которого нашло отражение в работе Р. А. Сегедина [36]. Впоследствии изучение продолжала группа геологов Московского университета (В. И. Фонарев, А. В. Миловский, Р. В. Гетлинг и др., 1966—1968 гг.) и Института геологических наук АН Казахской ССР под руководством А. А. Абдулина (1967—1969 гг.). В результате совместных работ в 1968 г. была разработана новая схема стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Мугоджар [1, 2], в которой были выделены южномугоджарская и талдыкская серии верхнего протерозоя общей мощностью около 5500 м, узункайрактинская серия нижнего палеозоя мощностью 2200 м. По данным А. В. Миловского [25], породы южномугоджарской и талдыкской серий были метаморфизованы преимущественно в условиях ставролитовой и силлиманитовой субфаций альмандин-амфиболитовой фации, но некоторые из них в условиях гранулитовой фации. На последнее, по его мнению, указывает широкое развитие аплито-гнейсов, называемых гранулитами, наличие эклогитоподобных пород, встреченных в бассейне р. Кандыкара, а также находки корунда и сапфирина среди глубокометаморфизованных толщ докембрия. А. В. Миловский отмечает, кроме того, уменьшение степени метаморфизма докембрийских пород, слагающих Мугоджары, с юга на север.

На карте метаморфических фаций СССР, составленной Н. Л. Добрецовым, В. С. Соболевым и др. [12], район выхода древнейших пород Мугоджар показан как нерасчлененная зона гранулитовой и амфиболитовой фаций. Таким образом, вопрос о степени регионального метаморфизма пород этого района остался открытым.

О принятой схеме фаций регионального метаморфизма

Анализ фаций регионального метаморфизма обычно проводится по схеме У. Файфа, Ф. Тернера [37], на которой выделяются эклогитовая, гранулитовая, алмадин-амфиболитовая, глаукофановая, зеленосланцевая и цеолитовая фации.

Позднее были предложены новые, уточненные схемы Н. Л. Добрецовым и В. С. Соболевым [12], Л. Л. Перчуком [30], В. А. Пугиным и

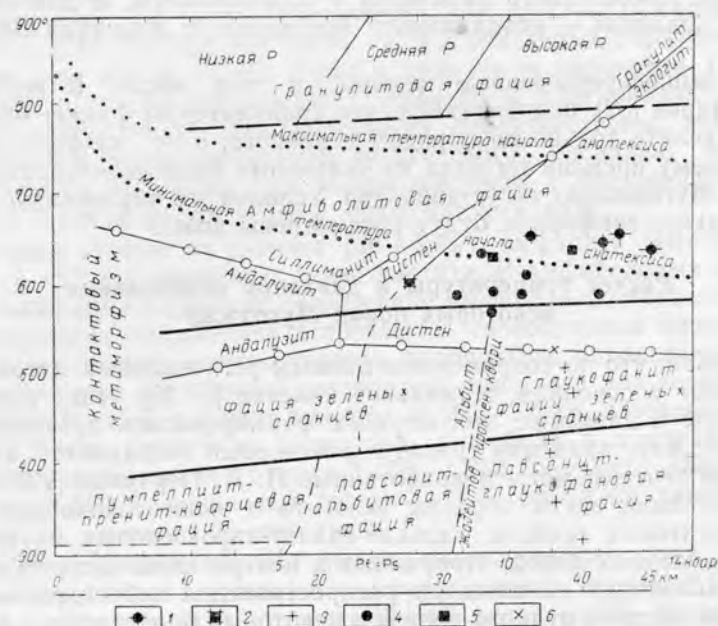


Схема фаций регионального метаморфизма в координатах «температура — давление» (по Г. Винклеру [5], А. Рингвуду и Д. Грину [9] и Л. Л. Перчуку [30])

1 — эклогиты и эклогитоподобные породы Мугоджар; 2 — диопсид-гранатовые породы Мугоджар; 3 — эклогиты Урала; 4 — эклогиты Кокчетавской глыбы; 5 — эклогиты Киргизского хребта; 6 — эклогиты Кастекского хребта (у г. Актюз)

Н. И. Хитаровым [32]. В последнее время накопилось много новых экспериментальных и расчетных данных по генезису и устойчивости минералов в условиях высоких температур и давлений, которые, по нашему мнению, наиболее полно обобщены Г. Винклером [5] (см. рисунок). Поэтому при анализе фаций регионального метаморфизма пород докембрия Мугоджар и сопредельных районов нами принята именно эта схема с небольшими дополнениями по Д. Х. Грину и А. Э. Рингвуду [9] и Л. Л. Перчуку [30].

В рассматриваемой схеме не выделена эклогитовая фация, так как в настоящее время экспериментально доказано [9], что эклогиты — это породы базальтоидного состава, которые могут кристаллизоваться в условиях высоких давлений непосредственно из магмы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Уточнено и положение линий равновесия дистена, силлиманита и андалузита.

Поскольку для Мугоджар спорным является именно вопрос о наличии гранулитовой фации, кратко напомним последние данные о принципах ее выделения. Д. Х. Грин и А. Э. Рингвуд [9] по условиям давления гранулитовую фацию метаморфизма подразделили на три субфа-

ции: низкого давления, для которой характерна ассоциация оливин — плагиоклаз — кордиерит, среднего — моноклинный пироксен (богатый алюминием и бедный жадеитом) — ромбический пироксен — плагиоклаз — кварц и высокого — гранат — моноклинный пироксен — плагиоклаз — кварц (при отсутствии гиперстена). Ассоциация гранат — моноклинный пироксен является реперной для пересыщенных кремнеземом пород гранулитовой субфации высокого давления. Г. Винклер [5] также считает, что для гранулитовой субфации низкого давления характерны ассоциации ромбического пироксена с плагиоклазом, а для субфаций высокого давления — моноклинного пироксена с альмандиновым гранатом.

Все вышеперечисленные авторы, в том числе В. А. Пугин и Н. И. Хитаров [32], подчеркивают, что гранулитовую фацию можно надежно выделить только по породам основного, а не кислого состава. К настоящему времени ни одна из указанных выше минеральных ассоциаций в Мугоджарах не установлена. Условия же образования эклогитов, корунда и сапфирина будут рассмотрены ниже.

Расчет температуры и давления образования некоторых пород Мугоджар

Учитывая, что по современным данным региональный метаморфизм представляет в основном термальное явление [5, 35], мы рассчитали температуры и давления, при которых формировались древнейшие породы Мугоджар, применив гранат-пироксеновый геобарометр и гранат-биотитовый геотермометр, разработанные Л. Л. Перчуком [29]. Для исследования были взяты образцы эклогита и эклогитоподобных пород, гранат-биотитовых гнейсов, кальцит-гранат-пироксеновых и гранат-корунд-флогопитовых пород, отобранных в центральной части Мугоджарского антиклинория на площади распространения асбестоносных залежей Бугетыйсайского рудного поля и в некоторых близлежащих районах. Здесь обнажаются верхи улыталдыкской и залегающей выше кандыкаринской толщ, являющихся верхней частью разреза южномугоджарской и нижней частью разреза талдыкской серий, в которых сосредоточены все промышленные месторождения антофиллит-асбеста Мугоджар.

Образцы гранат-биотитовых гнейсов взяты из скважин, пересекающих асбестоносные залежи. Гранат-корунд-флогопитовые породы встречаются на контакте 10-метрового ксенолита гнейсов, залегающего в теле асбестизированного серпентинита на месторождении Бугетыйсай.

Тела эклогитов и эклогитоподобных пород наиболее широко распространены на водоразделе рек Кандыкара — Китарсай в Китарсайском эклогит-серпентинитовом массиве, прослеживающемся вдоль всего Бугетыйсайского разлома от месторождения Бугетыйсай до р. Улыталдык; кроме того, отдельные мелкие тела эклогитов встречаются и на месторождении Бугетыйсай. Гранат-пироксеновые породы отобраны из маломощного (3—6 м) пропластка мрамора в южной части месторождения антофиллит-асбеста Китарсай.

Эклогиты и эклогитоподобные породы. Первое упоминание о наличии в Мугоджарах эклогитов имеется в работе Г. И. Водорезова [7], а эклогитоподобных пород — в работе А. В. Миловского [25]. Нами исследованы эклогит-серпентинитовые Китарсайские массивы, протягивающиеся в виде цепочки на 5 км при мощности отдельных тел от 25 до 150 м. Отдельные тела эклогитов и серпентинитов прослежены по простиранию на север до месторождения Бугетыйсай и на юг — до проявления Улыталдык. Тела эклогитов во вскрытой эрозией части мас-

свивают небольшие (10×20 —40 м) размеры и линзовидную форму. Встречены шпильки эклогитов в серпентинитах Улыталдыкского проявления антофиллит-асбеста и среди вмещающих пород месторождения Бугетыйсай.

Омфацит-гранатовые и амфиболовые эклогиты, а также эклогитоподобные породы, в состав которых входит плагиоклаз, лишь изредка образуют отдельные тела, чаще наблюдаются взаимные переходы, а иногда они переходят в плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклаз-амфибол-пироксеновые и даже мономинеральные пироксеновые породы. Интересно отметить, что такая изменчивость или «пестрота» состава отмечается не только в отдельных телах, но и в отдельных образцах и даже в шпильках, где наблюдаются участки граната и пироксена (эклогит), плагиоклаза и пироксена (габбро), граната и плагиоклаза и одного пироксена (пироксенит). Эта особенность, вероятнее всего, объясняется гравитационной дифференциацией эклогитового расплава, а сильная амфиболитизация эклогитов — их взаимодействием с вмещающими породами (гнейсами и мигматитами), содержащими воду.

Эклогиты состоят из граната (40—55%), омфацита (40—50%), рутила (до 1—2%) и единичных зерен апатита. В амфиболовых эклогитах за счет замещения пироксена содержание амфибола достигает 25—30%.

В отдельных обнажениях встречаются своеобразные породы, которые, судя по составу, можно назвать пироповыми пироксенитами. Они выделяются резко порфиоровой структурой, так как в них зерна граната составляют 10—15% и имеют диаметр до 2,0—2,5 см, а основная мелкозернистая масса состоит из пироксена, амфибола и примеси граната. Показатель преломления граната 1,760—1,762; параметр элементарной ячейки $a = 11,560$ Å; вероятный состав (в %): пироп 42, альмандин 40,grossуляр 14, андрадит 3, спессартин 1.

Эклогитоподобные породы имеют темно-зеленую окраску, среднезернистое строение и массивную текстуру; размер зерен 0,5—4,0 мм. Минеральный состав (в %): гранат 30—45, пироксен 30—60, плагиоклаз (№ 53—65) 12—25, цоизит — до 3, роговая обманка — до 5, рутил 0,5—3,0. Порфиробластовая структура создается за счет отдельных зерен граната диаметром 3—4 мм. Основная масса сложена пироксеном, плагиоклазом, гранатом с зернами размером 0,3—0,6 мм. Состав граната grossуляр-пироп-альмандиновый (табл. 1, обр. М-8г), а пироксен по составу соответствует омфациту с высоким содержанием алюминия и низким содержанием натрия (см. табл. 1, обр. М-8о). Пироксен характеризуется очень плохой спайностью, что часто затрудняет его диагностику. Плагиоклаз образует короткие пластинчатые кристаллы с полисинтетическими двойниками $N_p 010 = 30$ — 34° , что соответствует лабрадору № 56—65. В плагиоклазе установлены Na_2O (4,69%) и K_2O (1,34%).

В эклогитоподобных породах наблюдается следующая равновесная ассоциация минералов: гранат — пироксен — плагиоклаз (№ 53—65) и цоизит (+ апатит, рутил). Химический состав (табл. 2, обр. М-8) эклогитоподобных пород довольно близок к среднему составу оливинового габбро, по Р. Дэли, и, судя по отсутствию реликтов офитовых или габброидных структур, они, как и эклогиты, вероятно, образовались непосредственно при кристаллизации базальтоидной магмы в условиях высокого давления.

Расчетные данные равновесия пар «гранат — пироксен» (см. рисунок, табл. 3, см. табл. 4) показывают, что давление при кристаллизации эклогитов и эклогитоподобных пород было в пределах 10,3—13,0 кбар, а температуры 620—650°С, что соответствует условиям среднетемпера-

Таблица 1

**Химический состав гранатов, пироксенов
и флогопита из метаморфических пород Мугуджар (в %)**

Окислы	Пироп-альмандиновые гранаты		Гроссуляр	Омфацинт	Диопсид	Флогопит
	из эклогито- подобных пород, обр. М-8г	из корунд- флогопит- гранатовой породы, обр. М-7г	из диопсид- гранатовой породы, обр. М-9г	из эклогито- подобной породы, обр. М-8о	из диопсид- гранатовой породы, обр. М-9п	из корунд- флогопит- гранатовой породы, обр. М-7ф
SiO ₂	40,40	39,90	39,00	47,94	51,30	36,04
TiO ₂	0,50	0,27	0,32	1,08	0,02	1,38
Al ₂ O ₃	19,50	21,37	15,75	10,46	1,97	19,34
Fe ₂ O ₃	2,38	1,36	6,09	2,47	2,31	2,83
FeO	19,24	20,71	1,87	5,87	6,01	8,49
MnO	0,51	3,29	0,31	0,08	0,29	0,23
MgO	7,09	7,07	0,34	10,34	12,71	17,98
CaO	7,84	5,88	33,04	18,20	24,50	0,28
Na ₂ O	0,41	0,38	0,14	1,17	0,33	0,90
K ₂ O	0,31	0,31	0,11	0,37	0,06	6,98
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,08	0,08	0,09	0,05
H ₂ O ⁻	0,18	0,06	0,20	0,46	0,23	0,90
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	3,61
П.п.п.	0,00	0,00	0,16	1,54	0,45	0,14
Сумма	100,95	100,83	99,41	100,06	100,27	99,15
N	1,779	1,779	1,760	—	—	—

М-8г (K_{0,03}Ca_{0,68}Na_{0,06}Mn_{0,03}Fe^{''}_{1,32}Mg_{0,86})_{2,98}(Ti_{0,02}Fe^{'''}_{0,13}Al_{1,89})_{2,04}Si₃O₁₂+0,18 SiO₂

М-7г (K_{0,03}Ca_{0,48}Na_{0,06}Mn_{0,21}Fe^{''}_{1,35}Mg_{0,82})_{2,95}(Ti_{0,02}Fe^{'''}_{0,08}Al_{1,96})_{2,06}Si₃O₁₂+0,07 SiO₂

М-9г (K_{0,01}Ca_{2,92}Na_{0,02}Mn_{0,02}Fe^{''}_{0,12}Mg_{0,04})_{3,13}(Ti_{0,02}Fe^{'''}_{0,37}Al_{1,53})_{1,92}Si₃O₁₂+0,12 SiO₂

М-8о (K_{0,02}Na_{0,08}Ca_{0,73})_{0,83}(Fe^{''}_{0,19}Mg_{0,58}Fe^{'''}_{0,07}Ti_{0,03}Al_{0,28})_{1,15}(Si_{1,81}Al_{0,19})_{2,00}O₆

М-9п (Na_{0,02}Ca_{0,19})_{1,01}(Fe^{''}_{0,19}Mg_{0,71}Fe^{'''}_{0,06}Al_{0,02})_{0,98}(Si_{1,93}Al_{0,07})_{2,00}O₆

М-7ф (K_{0,65}Na_{0,13}Ca_{0,02})_{0,80}(Mg_{1,95}Mn_{0,01}Fe^{''}_{0,52}Fe^{'''}_{0,15}Al_{0,29}Ti_{0,08}(3,00(Si_{2,63}Al_{1,37})_{4,00}O₁₀
(OH_{1,97}F_{0,03})_{2,00}

Примечание. Аналитик Л. В. Лисицина, КазИМС.

турной части амфиболитовой фации и давлению толщи мощностью порядка 36—45 км.

В описываемых породах широко распространена ассоциация гранат — моноклинный пироксен, но совместно с ними никогда не встречается кварц, что отличает эти породы от пород гранулитовой фации.

Пироксен-гранатовые скарноподобные породы имеют среднезернистое строение; размер зерен 0,5—1,0 мм. В шлифах видна нематобластовая структура. Минеральный состав (в %): гранат 35—60, пироксен 30—50, кальцит 0—10, апатит 0,5—1,0, сфен — единичные зерна. По данным химического анализа, состав граната андрадит-гроссуляровый (см. табл. 1, обр. М-9г), а состав пироксена отвечает салиту (см. табл. 1, обр. М-9п). В этих породах минеральная ассоциация гроссуляр — салит — кальцит (+ апатит, сфен) находится в равновесии; признаков замещения одних минералов другими не обнаружено. Эти породы могли образоваться при региональном метаморфизме мергелистых известняков. Расчет условий их образования по паре «гранат — пироксен» показал, что равновесие наступило при давлении 8,0 кбар и температуре 600°С, что соответствует давлению толщи мощностью 28,0 км (табл. 4).

Таблица 2

Химический состав некоторых пород докембрия Мугоджар (в %)

Окислы	Эклогито-подобная порода, обр. М-8	Серпентинит, обр. 1964—66 (объемный вес 2,67)	Тальк-антофилитовая порода, обр. 1964—64 (объемный вес 2,81)	Корунд-флогопит-гранатовая порода, обр. М-7	Биотит-гранатовый плагиогнейс, обр. 1964—65 (объемный вес 2,85)
SiO ₂	45,72	45,00	51,53	37,80	63,89
TiO ₂	0,35	0,04	0,08	2,42	0,79
Al ₂ O ₃	20,38	1,66*	1,35	21,49	16,50
Fe ₂ O ₃	1,44	2,94	1,55	2,01	1,78
FeO	7,90	3,07	4,29	16,03	5,13
MnO	0,17	0,08	0,09	2,29	0,14
Cr ₂ O ₃	—	0,29	0,41	—	—
MgO	7,20	32,49	33,14	9,25	2,59
CaO	11,62	0,82	0,29	3,78	2,72
Na ₂ O	1,67	0,07	0,06	0,84	3,39
K ₂ O	0,91	0,43*	0,20*	2,15	2,20
P ₂ O ₅	0,09	0,04	0,04	0,45	—
H ₂ O	0,30	12,78	6,03	0,08	0,70
П.п.п.	1,74	—	1,40	0,83	—
Сумма	99,49	99,71	100,46	99,42	99,83

* Повышенные содержания калия и алюминия в серпентините связаны с присутствием 6% гидрофлогопита.

Примечание. Аналитик Л. В. Лисицина, КазИМС.

Таблица 3

Содержание отдельных элементов в минералах пород массива Китарсай (в %)

Окислы	Эклогит, обр. С-18		Амфиболовый эклогит, обр. С-2		Эклогитоподобная порода, обр. С-15	
	гранат	пироксен	гранат	пироксен	гранат	пироксен
Fe ₂ O ₃	25,28	10,65	22,63	7,98	25,28	9,32
MgO	6,62	11,11	8,0	12,98	6,75	11,82
CaO	6,74	19,46	6,49	19,96	6,49	19,21
MnO	0,35	0,04	0,43	0,04	0,28	0,06
K ₂ O	—	0,31	—	0,2	—	0,15
Na ₂ O	—	1,32	—	1,18	—	1,14

Гнейсы и пегматиты в рассматриваемом районе развиты довольно широко. В настоящее время Мугоджары намечаются как крупная провинция мусковита, поскольку здесь уже выявлено около 50 пегматитовых полей, залегающих в породах сланцево-гнейсового комплекса. В связи с этим выяснение благоприятных условий для формирования слюдосных пегматитов представляет несомненный интерес.

Возможность выборочного плавления горных пород при повышенной температуре и давлении в определенных условиях признается всеми исследователями. Для определения температуры образования гнейсов Мугоджар нами были специально выделены четыре пары минералов (гранат и биотит) из гранат-биотитовых гнейсов кандыкаринской толщи, вмещающей месторождения антофиллит-асбеста. Для сравнения эти же пары минералов взяты из гнейсов южномугоджарской и талдык-

Таблица 4

Температуры и давления образования эклогитов (обр. С-18, С-2),
эклогитоподобных (обр. М-8 и С-15) и диопсид-гранатовый пород (обр. М-9)

Номер образца	X_{Ca}^*		X_{Mg}^*		K_D^{Mg}	$t, \text{ } ^\circ \text{C}$	$P, \text{ кбар}$	Глубина образова- ния по давлению нагрузки, км
	Ca		Ca					
	Ca+Na+K		Ca+Fe+Mg+Mn+K+Na					
	Пироксен	Гранат	Пироксен	Гранат				
М-8	0,880	0,220	0,694	0,365	0,252	620°	13,0	45
С-18	0,880	0,198	0,670	0,340	0,254	640°	12,3	42
С-2	0,895	0,191	0,763	0,405	0,212	650°	10,3	36
С-15	0,896	0,190	0,705	0,342	0,256	650°	12,5	43
М-9	0,970	0,810	0,733	0,243	0,117	600°	8,0	28

* X_{Ca} — кальциевость и X_{Mg} — магнизиальность пироксенов и гранатов; K_D^{Mg} — коэффициент распределения, по Л. Л. Перчуку [30].

ской серий. В результате расчетов (табл. 5 и 6) получены следующие температуры минеральных равновесий (в $^\circ C$): 530, 550, 630, 670, 670, 670, 690.

По новейшим экспериментальным данным Г. Винклера [5], начало плавления гнейсов и сланцев происходит при давлении воды 2000 бар и температуре 670—705° и мало зависит от исходного состава пород. При более высоком давлении воды (7—10 кбар) и наличии газовой фазы расплав-минимум (или «мобилизат», по терминологии К. Менерта [24]) может появиться уже при температуре 625—655° (см. рисунок), причем его количество сильно зависит от содержания в породах воды. Таким образом, при анатексисе гнейсы как бы «разлагаются» на две части: полевошпатово-кварцевый расплав (или «мобилизат»), имеющий состав гранита или гранодиорита, и кристаллический остаток («кингицит»), обогащенный Mg, Fe, Al, а иногда Ca. Примером могут служить межбужинные пегматиты Бугетысайского месторождения, локализиру-

Таблица 5

Состав (в %) и температуры ($^\circ C$) образования гранат-биотитовых гнейсов
кандыкаринской толщи

Номер образца	526		5798		5866		114-63	
	Гранат	Биотит	Гранат	Биотит	Гранат	Биотит	Гранат	Биотит
Окислы								
MgO	2,44	8,38	1,92	7,91	4,08	8,82	2,73	5,92
MnO	0,89	0,03	1,03	0,03	0,91	0,06	4,43	0,40
Fe ₂ O ₃	36,12	20,00	35,92	20,00	34,49	18,67	23,68	17,14
N	1,802	—	1,795	—	1,799	—	1,768	—
X_{Mg}	0,114	0,453	0,093	0,43	0,228	0,495	0,160	0,375
t	550		530		670		670	

Таблица 6

Состав (в %) и приближенные температуры образования (в °С)
гнейсов различных свит докембрия

Окислы	Южноугоджарская серия				Талдыкская серия (нижняя часть)	
	нижняя часть		верхняя часть		Гранат	Биотит
	Гранат	Биотит	Гранат	Биотит		
MgO	5,00	9,60	5,58	7,75	5,35	8,70
MnO	1,70	0,30	1,70	0,46	1,70	0,40
Fe ₂ O ₃	3,66	11,00	7,92	12,35	7,57	10,20
FeO	25,19	8,50	22,72	8,55	26,19	8,70
$X_{Mg} = \frac{Mg}{Mg+Fe+Mn}$	0,23	0,48	0,24	0,44	0,15	0,46
<i>t</i>	670		690		630	

щиеся в теневых зонах выклинивания или в обрывах крупных асбестоносных залежей. Слюдоносные пегматиты Карасайского, Милисайского и других полей тоже могли образоваться в процессе анатексиса.

Для проверки этой гипотезы по гранат-биотитовому геотермометру нами рассчитана температура образования гранит-пегматита месторождения Бугетсай вблизи зоны контакта с гранито-гнейсами, которая оказалась равной 630° С (табл. 7, обр. 86). По трем парам минералов рассчитаны температуры образования (250—300°) спессартина и мелкочешуйчатого мусковита из зоны мусковитового пегматита Милисайского поля (см. табл. 7, обр. III-19—5, III-19—9, P-3).

Таблица 7

Содержания (в %) отдельных элементов в мусковите
и гранатах из пегматитов и температуры их образования (в °С)

Образец Окислы	86		III-19—5		III-19—9		P-3	
	Альмандин	Биотит	Спессартит	Мусковит	Спессартит	Мусковит	Спессартит	Мусковит
MgO	4,39	1,26	0,25	0,36	0,32	0,63	1,32	1,23
MnO	1,81	0,03	23,29	0,03	22,90	0,07	14,35	0,04
Fe ₂ O ₃	34,11	2,19	17,10	3,32	18,27	3,32	24,71	6,65
$X_{Mg} = \frac{MgO}{Mg+Fe+Mn}$	0,18	0,52	0,02	0,175	0,02	0,27	0,06	0,27
<i>t</i>	630		250—300		250—300		250—300	

В 1959 г. Р. С. Ламберт показал, что состав белой слюды изменяется с изменением температуры; он вывел зависимость температуры ее образования от содержания в мусковите параганитовой молекулы. По этому методу нами проведены четыре расчета температуры образования кондиционных пластин мусковита в пегматитах, расположенных на контактах с кварцевыми ядрами, и получены следующие результаты: 460, 460, 480, 490° С (табл. 8, обр. E-1, 2, 3, 4).

Таблица 8

Расчетные температуры образования мусковита
из кварц-мусковитового комплекса пегматитов (по Р. С. Ламберту, 1959 г.)

Номер образца	Содержание, %		Содержание парагонитовой молекулы в мусковите, %	t, °C
	Na ₂ O	K ₂ O		
E-1	0,71	9,30	10,0	460
E-2	0,70	9,47	10,0	460
E-3	0,72	9,35	10,3	480
E-4	0,82	9,45	11,7	490

Все приведенные выше данные по температурам образования гнейсов, пегматитов, мелкочешуйчатого и промышленного мусковита, рассчитанные различными методами, показывают, что температура установления равновесия в гнейсах равна 530—690°С, причем преобладают 670—690°С, которые достаточны и благоприятны для выплавления анатектического расплава («мобилизата») и образования пегматитов. Окончательный же процесс формирования самих пегматитов, связанных с региональным метаморфизмом, чрезвычайно сложен, и в нем несомненно участие как магматического процесса, так и ряда метасоматических стадий. Следует отметить, что температура образования пачек и крупных пластин мусковита, который обычно как бы экранируется кварцевыми ядрами, более высокая (460—490°С), чем для мелкочешуйчатого мусковита и спессартина гранитных пегматитов (250—300°С); это указывает на более раннее образование крупных пластин мусковита в зоне контакта с кварцевыми ядрами.

Для уточнения температурных условий регионального метаморфизма в отдельных районах Мугоджар очень важно изучить реакции взаимоперехода силлиманита, кианита и андалузита, положение которых на диаграмме $P-t$ (см. рисунок) теперь установлено достаточно точно [5]. В связи с этим интересно проследить распространение указанных минералов-индикаторов в районах асбестоносных ультрабазитов и слюдоносных пегматитовых полей. Так, на месторождении кианита Китарсай-1, расположенном в 5—6 км к юго-западу от месторождения Бугетсай, широко распространены кварц-кианит-двуслюдяные сланцы, в которых встречаются алмадин (до 3%), ставролит (до 10%) и плагиоклаз (до 15%). Вмещающие породы месторождения Бугетсай представлены гнейсами с кианитом, но в них больше граната и отсутствует ставролит (верхняя пачка кандыкаринской толщи талдыкской серии). В 45—50 км южнее месторождения Бугетсай в породах южномугоджарской серии и в 6—8 км северо-западнее этого же месторождения, но в породах талдыкской серии (борлинская свита) также широко распространены сланцы, состоящие из кварца, биотита и мусковита с примесью граната (до 8%) и олигоклаза. Но здесь уже по мусковиту развивается силлиманит (фибrolит).

Гнейсы и сланцы с силлиманитом (но без дистена) встречены также на Карасайском и Милисайском полях мусковитовых пегматитов; силлиманит-мусковитовые гнейсы — в борлинской свите талдыкской серии и в низах южномугоджарской серии в районе рек Каинды и Карасай. В Северных Мугоджарах в нерасчлененной метаморфической толще докембрия в районе Актастинского и Шотинского массивов гранитоидов развиты гнейсы и сланцы с кианитом, аналогичные распространенным в районе месторождения Китарсай-1, но в них уже силлиманит появляется изредка.

Приведенный краткий обзор показывает, что в древнейших толщах Мугоджар широко распространены силлиманит и кианит, но отсутствует андалузит. Пегматитовые поля приурочены преимущественно к толщам с силлиманитом, температура образования которых была более 600°C (см. рисунок). Для выплавления пегматитов наиболее благоприятны участки гнейсов, богатые магнием, железом, алюминием и кальцием (биотит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые, двуслюдяные гнейсы с силлиманитом), которые более высокотемпературные ($630\text{--}690^{\circ}$). Причем, по данным Г. Винклера [5], расплавы с более высоким содержанием ортоклаза (40%), а значит и калия (K_2O 6,75%), возникают в гнейсах более основного состава, богатых CaO и бедных Na_2O , т. е. когда отношение альбита к анортиту менее 1,8 ($\text{CaO} > 2,08\%$ и $\text{Na}_2\text{O} < 1,8\%$), что также необходимо учитывать при поисках и прогнозировании полей слюдоносных и керамических пегматитов.

Ультраосновные породы с антофиллит-асбестом, корундом и сапфирином

Древние толщи Мугоджар исключительно интересны с точки зрения изучения взаимодействия кислого материала земной коры с ультраосновным материалом глубинных зон в термодинамических условиях амфиболитовой фации, так как именно с этими процессами связано образование месторождений антофиллит-асбеста и вермикулита, а также проявлений корунда и сравнительно редкого минерала — сапфирина.

Ультрабазиты и образование антофиллит-асбестоносных пород. На геологических картах Мугоджарского антиклинория, составленных Р. А. Сегединым [36], наиболее древние серпентиниты датированы нижним палеозоем. Г. И. Водорезов [7] относит к ранним этапам докембрийского магматизма только крупнозернистые амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Позднее антофиллитизированные серпентиниты Мугоджар были отнесены к докембрию [4]. В настоящее время получен новый материал о структурном соотношении антофиллитизированных и асбестизированных массивов серпентинитов, позволяющий подтвердить их докембрийский возраст и выделить среди них две фазы.

Выше указывалось, что цепочка тел Китарсайских эклогит-серпентинитовых массивов фиксирует Бугетысайский разлом, занимающий секущее положение относительно складчатости, в то время как асбестоносные метагипербазиты месторождения Бугетысай, участвовавшие в складчатости, залегают с ней согласно. Это наблюдение и позволяет среди ультрабазитов выделить две фазы: более раннюю (асбестоносные метаультрабазиты Бугетысая) и более позднюю (эклогит-серпентинитовые массивы Китарсая). Для обеих фаз характерны ассоциации с телами эклогитов и наложение процессов антофиллитизации и асбестизации, но проявлены они по-разному. Асбестоносные метагипербазиты (месторождения Бугетысай и др.) изменены на всю мощность и в ядрах их тел лишь изредка сохраняются антигорит и хризотил, в то же время в Китарсайских массивах изредка встречаются участки антофиллитизированных и слабоасбестизированных приконтактных зон мощностью 1—2 м, а сами массивы сложены в основном лизардитом с наложенными иногда зонами лиственитизации.

Обе фазы несомненно имеют докембрийский возраст, так как сами ультрабазиты, судя по наличию тел эклогитов и эклогитоподобных пород, претерпели метаморфизм в условиях амфиболитовой фации. В условиях высокого давления ультрабазиты могли внедриться в твердом состоянии как «диапировые дайки», а затем были блокированы текто-

ническими процессами и превращены в «мертвые интрузии», или «мертвые будинаж-плутоны», по терминологии А. А. Полканова [31]. Последние образуются, когда движение вмещающих пород (в нашем случае гнейсов и сланцев) продолжается после формирования магматических тел (ультрабазитов). Такие движения вполне вероятны при складкообразовании в зонах анатексиса. По данным А. В. Миловского [25], будинаж-структуры характерны и для основных пород низов южномугоджарской серии, которые встречаются в обнажениях гнейсов на левобережье р. Женишке.

Асбестоносные метаультрабазиты представлены небольшими ($150 \times 150 \times 100$ м) линзовидными или округлыми телами с зональным строением. Минеральный состав измененных ультрабазитов довольно простой: серпентин (хризотил, антигорит, лизарит), тальк, антофиллит, антофиллит-асбест, флогопит, актинолит, доломит, кальцит, магнезит, хлорит. Полная зональность отмечается лишь в наиболее мощных телах, ядра которых сложены интенсивно антофиллитизированным и оталькованным серпентинитом, затем следует тальк-антофиллит-карбонатная зона, постепенно сменяющаяся тальк-антофиллитовой; иногда за ней наблюдается почти мономинеральная тальковая зона. Во всех зонах присутствует флогопит. В экзоконтакте за счет вмещающих пород образуются флогопитовые или флогопит-актинолитовые оторочки. В приповерхностных условиях флогопит переходит в вермикулит.

Проведенное нами изучение миграции элементов в различных зонах показало, что в направлении от вмещающих пород к серпентинитовому ядру, вплоть до тальк-антофиллит-карбонатной зоны, интенсивно привносился кремнезем, который фиксируется в тальке и флогопите, а калий и кальций достигает периферии ядерных частей. При этом соответственно происходит вынос магния. Кальций осаждается исключительно в доломите и кальците тальк-антофиллит-карбонатной зоны и в карбонатизированных серпентинитах.

Температура установления равновесия в оторочках ультрабазитов по паре «флогопит — гранат» ($t=610^\circ\text{C}$, см. табл. 1, обр. М-7г и М-7ф) и температура равновесия в межбужинных пегматитах ($t=630^\circ\text{C}$) совпадают с температурой устойчивости антофиллита ($t=580-760^\circ\text{C}$ при $P_{\text{H}_2\text{O}}=2-4$ кбар) и вмещающих гнейсов ($t=530-690^\circ\text{C}$) [5, 37]. Эти температуры отвечают условиям амфиболитовой фации, т. е. зоне частичного плавления вмещающих пород, и являются наиболее благоприятными для антофиллитизации ультрабазитов.

Все известные ныне тела метаультрабазитов с промышленными скоплениями антофиллит-асбеста приурочены к полям распространения гнейсов и сланцев с кианитом и телами эклогитов в ультрабазитах. Из этого наблюдения ясно, что высокие давления (выше 10 кбар при температуре $630-660^\circ$) наиболее благоприятны для образования антофиллита, который впоследствии асбестизируется.

Корунд-флогопит-гранатовые породы. Эти породы встречены нами в виде ксенолита в серпентинитах; состав их следующий (в %): гранат 65—75, флогопит 18—25, корунд 5—8, апатит 1—2, рутил 1—1,5, плагиоклаз (№ 46—50) 2—3. Зерна граната идиоморфны, зональны, диаметром 1—3 мм. Во внутренней части зерен много (до 10%) пылевидных включений сфеноподобного минерала и редких зерен корунда. По химическому составу гранат относится кgrossуляр-пироп-альмандиновому ряду (табл. 9; см. табл. 1, обр. М-7г).

Флогопит присутствует в виде коричнево-красных чешуек диаметром 1—2 мм, которые выполняют промежутки между зернами граната. По составу он соответствует титанистому флогопиту (см. табл. 1, обр. М-7ф). Корунд образует резко ксеноморфные бесцветные таблитчатые

Т а б л и ц а 9
Компонентный состав гранатов, %

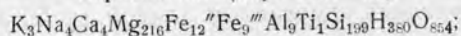
Компоненты	Номер образца		
	М-8г	М-7г	М-9г
Пироп	28,37	26,69	1,34
Альмандин	43,56	43,99	4,12
Гроссуляр	20,79	18,57	73,23
Андрадит	6,29	3,91	20,63
Спессартин	0,99	6,84	0,68

кристаллы с редкими простыми двойниками. Размер зерен 0,5—1,0 мм. Он одноосный, отрицательный, *No* 1,768, *Ne* 1,760, угасание косое. Хорошо видна параллельная отдельность. Внутри зерен имеются включения флогопита, апатита; рутил наблюдается в сростках с флогопитом. Форма его зерен округлая, изредка удлинённая; размер 0,1—0,2 (до 2 мм). Все наблюдаемые взаимоотношения минералов в этой породе, в частности, отсутствие замещения одних минералов другими, свидетельствуют о близком или даже одновременном их образовании. Равновесная ассоциация минералов: гранит — флогопит — корунд — плагиоклаз № 46—50 (+рутил, апатит).

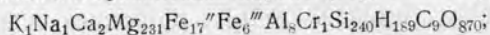
Как было сказано выше, корунд-флогопит-гранатовые породы обнаружены нами в виде оторочек (0,5—1,0 м) в зоне контакта ксенолита гнейсов, включенных в будинированное тело оталькованного и антофиллитизированного серпентинита. Таким образом, эти породы, несомненно, являются глубинными контактовыми метасоматическими образованиями.

Ниже приведены равнообъемные формулы пород, рассчитанные по методу И. А. Ефимова [12] для реакционной метасоматической колонки, состоящей из серпентинита, тальк-антофиллитовых, корунд-флогопит-гранатовых пород и биотит-гранатового плагиогнейса (единица объема равна 16630 Å).

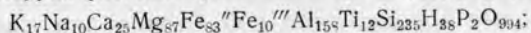
Серпентинит (обр. 1964—66)



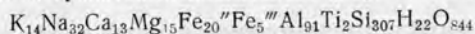
Тальк-антофиллитовая порода (обр. 1964—64)—



Корунд-флогопит-гранатовая порода (обр. М-7)—



Биотит-гранатовый плагиогнейс (обр. 1964—65)—



Образование тальк-антофиллитовых пород за счет серпентинитов в первой зоне сопровождается привнесом 20% атомов кремния и выносом 50% атомов водорода. Содержание остальных элементов остается почти неизменным. Следующая зона высокоглиноземистых корунд-флогопит-гранатовых пород сильно обогащена кальцием, железом, алюминием, кислородом, калием, натрием и в меньшей степени марганцем, фосфором и титаном. Равновесие пары «гранат — флогопит» наступило при 610°С (отношение Mg: (Mg+Fe+Mn) в гранате равно 0,332, в флогопите 0,740). При взаимодействии гнейсов и ультрабазитов в зоне контакта произошло резкое (на 70%) обогащение породы алюминием,

приведшее к образованию корунда. Вполне вероятно, что близкий метасоматический генезис имеют и другие широко распространенные корунд-флогопитовые породы, обычно локализующиеся в зоне контакта ультрабазитов с кислыми и даже основными гнейсами.

Ультрабазиты с корундом и сапфирином. На серпентинитовом массиве месторождения вермикулита Каратас хорошо видны результаты воздействия вмещающих пород, т. е. гнейсов и мигматитов в условиях амфиболитовой фации на уже остывшие ультраосновные породы. Здесь же в зонах эндоконтакта ультрабазитов совместно присутствуют корунд и сапфирин. Массив расположен в 150 км к юго-востоку от г. Актюбинска. Он ориентирован субпараллельно и имеет длину 2,5 км при ширине 0,2—0,4 км. Зоны эндоконтакта имеют мощность от 10 до 90 м; восточный контакт сложен плагиоклаз-эденитовыми породами. В гнейсах и внутри массива встречено много пегматитовых жил кварц-альбит-ортоклазового состава мощностью 2—3 м и длиной до 40—80 м.

В образовании серпентинитового массива и его эндоконтактовой зоны можно выделить ряд основных этапов. После внедрения ультрабазитов в гнейсы и их затвердения на сформировавшийся массив начали воздействовать температуры и растворы вмещающих пород в условиях амфиболитовой фации, вследствие чего в зоне эндоконтакта образовались оторочки шпинель-энстатитового состава мощностью 5—20 м. При дальнейшем воздействии гнейсов на эти оторочки, сопровождавшемся дополнительным привнесом алюминия и кальция, образуются шпинель-эденитовые и эденитовые породы, причем к контакту с серпентинитами приурочиваются зоны антофиллит-энстатитовых пород, а к непосредственному контакту с гнейсами и пегматитами — породы, сильно обогащенные шпинелью. При последующем привносе кремния и выносе магния шпинель замещается сапфирином или корундом. На контакте гнейсов с эденитовыми и эденит-энстатитовыми породами образуются породы с флогопитом в виде оторочек, гнезд и линз мощностью до 30 м. Несомненно, что все оторочки, включая и флогопитовые, образовались за счет ультрабазитов, о чем свидетельствует постоянное присутствие в них хрома (0,2—1,0%), содержание которого в гнейсах не превышает 0,005%.

Сапфирин и корунд обычно приурочены к эденитовым породам со шпинелью, которую они замещают. Корунд наблюдается в виде пластинчатых бледно-розовых кристаллов длиной до 20 мм и толщиной до 3—6 мм. Он одноосный, оптически отрицательный, N_p 1,766, N_e 1,758. Кристаллы корунда часто покрыты агрегатом мелких синевато-серых зерен сапфирина $(Mg, Fe)_2Al_4O_6[SiO_4]$ с примесью шпинели. У сапфирина в шлифах наблюдается сильный плеохроизм от бесцветного до светло-голубого цвета, N_p 1,710; N_g 1,716; — $2v$ 50°. К ним близки по генезису сапфириновые породы Западной Гренландии, где ультрабазиты залегают в гнейсах гранулит-амфиболитовой фации [11].

О возрасте глубокометаморфизованных толщ комплекса основания Мугоджар и перекрывающих их отложений

Региональные подвижные пояса Мугоджар, Южного Урала, Центрального и Южного Казахстана входят в состав единой Урало-Саянской складчатой области, имея много общего в условиях геологического развития, степени метаморфизма и возрасте древнейших образований.

Учитывая геологическое положение, складчатость, степень метаморфизма и возраст древнейших образований Мугоджар, мощность которых по новым данным составляет 5,5 км, все они, по классификации М. В. Муратова [26], относятся к комплексу основания. Ранее Н. П. Хе-

расковым [39] образования Уральской складчатой системы были подразделены на доуралиды и уралиды; границей между этими двумя структурными этапами считалась граница ордовика и силура. Н. С. Шатский [40] эту границу проводил по рифею, а К. А. Львов [23] верхнюю границу доуралид проводил по кембрию. Многие исследователи предполагали рифейский возраст древнейших пород Мугоджар по аналогии с Башкирским антиклинорием [1, 2], но прямых данных для этого не было.

Из пород комплекса основания Южных Мугоджар (улыталдыкская толща) в 1965 г. было изучено 11 образцов мраморизованных известняков месторождения антофиллит-асбеста Китарсай (10 образцов из обнажений, 1 — из керна). Кроме того исследованы по одному образцу графитистых кварцитов месторождения Бугетысай из керна и обнажения, которые чрезвычайно широко распространены в районе в большинстве толщ докембрия. Во всех образцах удалось выделить растительные остатки (акритархи) хорошей сохранности, представленные как новыми, так и уже ранее известными видами (всего более 100 экземпляров, относящихся к 13 формальным родам; сборы Г. И. Бурда, определения А. С. Лопухина, Институт геологии АН Киргизской ССР).

Среди них: *Leiominuscula Minuta* Naum., *Margominuscula antiqua* Naum., известные в рифее Башкирского антиклинория; *Rifenita crassa* Naum., установленная С. Н. Наумовой в сейской свите рифея Патомского нагорья; *Leiopsophosphaera mugodjarica* Lор. sp. nov., распространенная в среднем рифее кокджотской серии хр. Каратау и в улыталдыкской толще Мугоджар; *Polyforama formosa* Naum. msc. — известна в рифее и среднем кембрии Тянь-Шаня и рифее Северного Казахстана; *Polyforama incrustata* Lор. sp. nov. (рифей и кембрий Тянь-Шаня, рифей Северного Казахстана); *Leiosophosphaera mugodjarica* sp., *Margominuscula antiqua* Naum., распространенная в низах рифея Башкирского антиклинория Урала; *Leiosophosphaera mugodjarica* sp. nov. Lор. ex. gr. *adischevi* Lор., *Trachysphaeridium* ex. gr. *simplex* Lор., *Leiominuscula minuta* Naum., известные в авзянской свите юрматинской серии среднего рифея Башкирского антиклинория.

В 1969 г. пробы графитистых кварцитов месторождения Бугетысай и мраморов месторождения Китарсай нами были вторично переданы в лабораторию АН КазССР Л. Н. Ржаниковой и лабораторию Казахского политехнического института А. Побережской. При этом были выделены аналогичные и новые формы акритархов, также подтверждающие рифейский возраст исследованных пород.

В частности, А. Побережской были установлены формы *Acantominuscula* Naum., *Margominuscula* Naum., являющиеся характерными представителями рифея Русской платформы и Башкирского антиклинория, и колониальные водоросли группы *Rifenites* Naum., *Rifenita* cf. *mirabilis* Naum., которые, по данным С. Н. Наумовой [27, 28], широко распространены в рифее Русской и Сибирской платформ; встречены также формы *Margominuscula antiqua* Naum., *Margominuscula verrucosa* Naum., *Poliforama incrustata* Lор. из группы *Foramosphaera* Naum., широко развитые в докембрии Сибири и Тянь-Шаня. Характерно наличие оболочек группы *Rifenites*, *Rifenita ovalis* Naum. — типичных представителей отложений рифея.

В Северных Мугоджарах в районе Кара-Кудукского тальково-магнетитового месторождения с метаморфизованными толщами комплекса основания контактируют углисто-графитовые, кварц-альбит-актинолитовые, кварц-альбит-серицитовые и филлитовидные сланцы, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев. Все эти породы, заключенные в узкие рамки Кара-Кудукской грабен-синклинали, ограничен-

ной с востока и запада разломами, по аналогии с соседними районами относились к карбону. В углисто-графитовых сланцах обнаружены комплекс оболочек спор и остатки водорослей, характерных для кембрия (сборы Г. И. Бурда, определения А. С. Лопухина): *Leiopsophosphaera mirabilis* L o s., msc., *Trachypsophosphaera cineraria* L o p., in litt., *Lophopsophosphaera saturata* L o p., msc., *Margodiscina mendacis* L o p., in litt., *Hystriospheraidium clavatum* L o p., in litt., *Latoporata* sp., *Margoporata* sp., *Margodiscina mendacis* L o p., in litt. *Trachypsophosphaera cineraria* L o p., in litt, *Margominuscula korolevi* L o p., in litt, *Uniporata sinuata* L o p. in litt.

По литологическому составу и степени метаморфизма вмещающие породы Кара-Кудукского месторождения, на наш взгляд, аналогичны породам узункайрактинской серии, которую, по-видимому, следует относить к низам нижнепалеозойского геосинклинального комплекса уралид, как предполагал ранее Н. С. Шатский [40].

О связи регионального метаморфизма пород докембрия Мугоджар с тектоникой

Все рассчитанные температуры минеральных равновесий в гнейсах ($530-690^{\circ}\text{C}$), как и условия образования эклогитов и эклогитоподобных пород ($t=620-650^{\circ}\text{C}$, $P=10,3-13,0$ кбар), пироксен-гранатовых ($t=600^{\circ}\text{C}$, $P=8,0$ кбар) и корунд-флогопит-гранатовых ($t=610^{\circ}$) пород, с учетом высокого давления соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма (см. рисунок). Наличие же кианита и силлиманита в перемежающихся гнейсово-сланцевых кандыкаринской и борлинской толщах и низах южномугоджарской серии говорит о том, что температуры и давления при образовании этих пород были близки к линии перехода силлиманит — кианит ($t=590-670^{\circ}\text{C}$, $P=7-9$ кбар), а это близко к условиям, при которых возникли эклогиты и эклогитоподобные породы. Отсюда можно сделать вывод, что породы древнейших свит докембрия Мугоджар, а также массивов ультрабазитов были метаморфизованы в течение единого этапа метаморфизма в условиях амфиболитовой фации.

Необходимо учитывать, что многие древние тела измененных ультрабазитов с антофиллитом, корундом, сапфирином и др., особенно ассоциирующие с телами эклогитов, имеют сравнительно небольшие размеры и являются бескорневыми интрузиями, которые могли образоваться в более глубоких горизонтах земной коры.

Исходя из геотермической ступени в подвижных зонах ($10-30$ м на 1°C), температур образования пород амфиболитовой фации метаморфизма ($560-750^{\circ}\text{C}$) и полученных нами расчетных данных об условиях становления равновесия первичных минеральных парагенезисов эклогитов, эклогитоподобных пород, гнейсов и скарноподобных пород ($t=530-690^{\circ}\text{C}$, $P=8,0-13,0$ кбар), следует, что глубокометаморфизованные докембрийские породы Мугоджар образовались при давлении, которое могло возникнуть на глубине $28-43$ км, и вполне вероятно перемещение материала земной коры к поверхности с таких глубин.

Полученные нами расчетные данные по глубине образования и величине давления оказались несколько выше предполагаемых. Эта проблема недавно критически рассмотрена Р. У. Рутландом [33], сделавшим вывод, что ни глубина залегания, ни избыточное тектоническое давление не могут обеспечить таких высоких давлений, какие получены экспериментально при синтезе минералов. Однако оно могло быть создано временным «избыточным давлением флюида» или «избыточным термальным давлением», которые могли образоваться за счет термаль-

ного расширения, когда скорость нагревания превышает скорость перераспределения материала и снятия напряжения. Если учесть, что все эти сравнительно стабильные сверхдавления создаются на обширных площадях, то, по нашему мнению, можно сделать вывод об исключительной стабильности теплового потока в период метаморфизма вдоль линейных зон в пределах крупных регионов.

Согласно данным Р. М. Деменицкой [10], средняя мощность континентальной земной коры до поверхности Мохоровичича составляет 38 км; температуры в пределах этой зоны могут изменяться от 200 до 600°С; глубина же верхней границы «базальтового слоя» равна 18—20 км.

По данным глубинного сейсмического зондирования, проведенного сотрудниками АН КазССР (А. Н. Антоненко, А. А. Попова и др.) в Мугоджарах (Актюбинское пересечение), граница Мохоровичича находится на глубине 51—53 км, а верхняя граница «базальтового слоя» — на глубине 20—22 км, причем с тенденцией поднятия в центральной части. В соответствии с этими данными формирование древнейших пород Мугоджар могло проходить в зоне течения пород или в средней части так называемого «базальтового слоя» земной коры.

По данным Л. Л. Перчука [30], эклогиты Южного Урала образовались при температуре 300—540°С и давлении 11,0—11,8 кбар (давление нагрузки на глубине 38—42 км), а эклогиты Полярного Урала (хр. Марун-Кей) — при температуре 500—690°С и давлении 10,0—11,0 кбар (давление нагрузки на глубине 35—38 км), т. е. кристаллизация эклогитов всех трех регионов могла происходить в средней или нижней части «базальтового слоя» земной коры.

Сопоставление комплекса основания Мугоджар с аналогичными образованиями Урала и Казахстана

По нашему мнению, Е. Д. Шлыгин прав, что для Казахстана формула «чем древнее порода, тем сильнее она метаморфизована» остается в силе. По нашим данным, эта же формула применима для Мугоджар, Южного Урала и Северного Тянь-Шаня.

В табл. 10 приведена составленная нами сводка по возрасту метаморфизма древнейших пород Мугоджар и сопредельных регионов Урала и Казахстана, полученному различными методами. Из этих данных видно, что самые древние из них имеют возраст 1100—1400 млн. лет, что соответствует среднему рифею, и лишь цифры по Макбальскому поднятию ($1,688 \pm 75$ млн. лет) соответствуют нижнему рифею.

За последние годы в Казахстане и Северном Тянь-Шане обнаружены строматолиты только среднего и верхнего рифея (Б. М. Келлер, В. Г. Королев, И. Н. Крылов и др.), поэтому архей, нижний и средний протерозой и нижний рифей в этих регионах выделяются сейчас условно. Если учесть приведенные выше, а также полученные нами данные по возрасту растительных остатков в древнейших породах Мугоджар (низы рифея, рифей), принять согласно Дж. Саттону [35], время «жизненного цикла» метаморфических поясов (от 200 до 900 млн. лет) и что конец метаморфизма наступает очень быстро, то вполне вероятно, что породы комплекса основания Мугоджар, Центрального, Южного Казахстана и Северной Киргизии имеют нижнерифейский возраст. А наиболее интенсивный метаморфизм и складчатость произошли на границе нижнего и среднего рифея (около 1,3—1,4 млрд. лет), что, по данным А. А. Богданова и В. Е. Хаина [3], соответствует готской или эльсонской складчатости.

Возраст древнейших пород Южного Урала, Мугоджар и Восточного Казахстана

Номер образца	Минерал или порода	Место взятия образца	Абсолютный возраст, млн. лет	Метод исследования	Автор, литературный источник	Исполнитель
	Гранито-гнейсы	Южный Урал, Губенский массив гранито-гнейсов	1400	α -Pb	В. И. Ленных (1967 г.), Горногеологический институт, Уфа.	А. Краснобаев, УФАН СССР
1127	Биотит из гранитоидов, прорывающих талдыкскую серию	Мугоджары	1100	K-Ag	К. И. Фонарев, А. В. Миловский и др., МГУ (1966 г.)	К. Г. Кнорре, ГЕОХИ АН СССР
1410	Биотит из амфибол-биотитового гнейса кандыкаринской свиты	Мугоджары, у пос. Борды	1110	K-Ag	То же	То же
17—61	Биотитовый плагиогранит	Мугоджары, р. Балата-дык	1020	K-Ag	К. И. Фонарев, А. В. Миловский и другие, МГУ (1966 г.)	" "
	Фенгит из кварц-гранат-слюдяного сланца	Кокчетавская глыба, у с. Чаглинка	1300 ± 200	Pb-Sr	И. А. Ефимов, КазИМС (1962 г.)	Э. К. Герлинг, ЛАГД АН СССР
	Эклогиты (11 опрел.)	Кокчетавская глыба	1300 ± 50	Изохрона по Pb-изотопному методу	И. А. Ефимов, КазИМС (1968 г.)	Э. В. Сабатович, Ради-евый ин-т АН СССР, Б. М. Найденов, КазИМС
44—18	Биотит из двуслюдяного гнейса	Кокчетавская глыба, у озера Кумды-Куль	1000 ± 200	Pb-Sr	И. А. Ефимов, КазИМС (1962 г.)	Э. К. Герлинг, ЛАГД АН СССР
1	Циркон из гранито-гнейсов	Кокчетавская глыба, у с. Кулет	1250	Pb-изотопный	А. И. Тугаринов (1969 г.)	Е. В. Бибилова, ГЕОХИ АН СССР
2	То же	То же	1100	То же	То же	То же
3	" "	" "	1080	" "	" "	" "
N-60—42	Обломочный циркон из кварцитов кокчетавской свиты (переотложен из гнейсов)	Кокчетавская глыба, у горы Илекты	1485 ± 50	α -Pb	И. А. Ефимов, КазИМС (1962 г.)	А. Краснобаев, УФАН СССР
N-60—85	То же	Кокчетавская глыба, у гор. Галчева	1345 ± 120	α -Pb	О. М. Розен (1968 г.)	То же

0336-1	" "	Кокчетавская глыба, южнее горы Илекты	1170 ± 100	α-Pb	То же	" "
	Циркон из порфиroidов боровой серии	Кокчетавская глыба, р. Иманбурлук	1190 ± 150	α-Pb	" "	" "
	Циркон из кристаллических сланцев комплекса основания	Сев.-Вост. Казахстан, Ишкельмесский антиклинорий	1400 ± 100	α-Pb	Р. М. Антоноук, Южн.-Каз. ГУ	" "
1202	Обломочный циркон кварцитов желтауской свиты	Улутуа, ю.-з. Колдыбой-шоки	1220—100	α-Pb	Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова, МГУ (1969 г.)	" "
3112	Обломочный циркон из кварцитов кокчетавской серии	Улутуа, у с. Карасире	1240 ± 100	α-Pb	То же	" "
12—300	Циркон из порфиroidов кособинской свиты	Улутуа, р. Жийде	1215 ± 100	α-Pb	Ю. А. Зайцев, Л. И. Филатова, МГУ (1969 г.)	" "
5—208—1	Циркон из порфиroidов кужарминской свиты	Улутуа, р. Керегитас	1220 ± 50	α-Pb	То же	" "
	Циркон из гранитов	Атасу-Монтинский водораздел, Утенжальский гранитный массив	1410 ± 30	Pb-изохрон.	В. Д. Вознесенский, ВСЕГЕИ (1969 г.)	Мурина, ВСЕГЕИ
0—26а	Обломочный циркон из кварцитов макбальской свиты киргизской серии	Киргизский хребет, Макбальское поднятие	1840 ± 200	α-Pb	В. Г. Королев, Кирг. АН (1969 г.)	А. Краснобаев, УФАН СССР
0—26б	Гранат из кварц-гранатовой породы низов тюекарынской свиты	То же	1688 ± 75	K-Ar	И. А. Ефимов, КазИМС (1969 г.)	Э. Я. Полювяный, КазИМС
0—72г	Гранат из экологита низов тюекарынской свиты	" "	1678 ± 75	K-Ar	То же	То же
0—72б	Пироксен из экологита низов тюекарынской свиты	" "	1263 ± 50	K-Ar	" "	" "
	Гранат из экологита низов тюекарынской свиты	" "	1160 ± 50	K-Ar	" "	" "
0—171а	Гранат из экологита низов тюекарынской свиты	" "	1059 ± 50	K-Ar	" "	" "

(метасоматическая зональность) весьма напоминает зональность месторождения Бугетысай.

6. В Казахстане и Северном Тянь-Шане по условиям метаморфизма и тектоническому положению наиболее благоприятным для поисков месторождений антофиллит-асбеста является комплекс пород основания района Кокчетавской глыбы, Улутау, Бетпак-Далы и Макбальского поднятия (Киргизия), метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. В Кокчетавской глыбе близ курорта Боровое нами обнаружены мономинеральные антофиллитовые породы, образовавшиеся при метаморфизме ультрабазитов, что свидетельствует о необходимости постановки здесь поисковых работ на антофиллит-асбест. Эти регионы благоприятны также для поисков слюдяных и керамических пегматитов.

7. По литературным данным [16, 18], аналогичные по морфологии, внутреннему строению, составу, условиям залегания и степени метаморфизма метаультрабазиты имеются в Болгарии, в Родопском кристаллическом массиве, сложенном толщами докембрия, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. По нашему мнению, среди них вполне могут быть обнаружены промышленные месторождения антофиллит-асбеста, аналогичные месторождению Бугетысай.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А. А. Важнейшие вопросы изучения геологии и металлогении Мугоджар. Изв. АН КазССР, № 5, 1969.
2. Абдулин А. А., Водорезов Г. И., Гетлинг Р. В. и др. К проблеме стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Мугоджар. Изв. АН КазССР, серия геол., № 6, 1968.
3. Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных. Послесловие к кн. Г. Штилле «Ассинская тектоника в геологическом лике Земли». М., изд-во «Мир», 1968.
4. Бурд Г. И. Оценка асбестоносности гипербазитов на примере месторождений антофиллит-асбеста Мугоджар. В кн. «Вопросы перспективной оценки асбестоносности Казахстана». Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1969.
5. Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., изд-во «Мир», 1969.
6. Водорезов Г. И. Докембрий Мугоджар. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 15, 1952.
7. Водорезов Г. И. Магматизм и метаморфизм докембрия Мугоджар. В сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала». Свердловск, 1963.
8. Водорезов Г. И., Кассин К. Г., Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чингизского и Улектинского листов. Тр. ВГРО, вып. 318, 1933.
9. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии. В кн. «Петрология верхней мантии». М., изд-во «Мир», 1968.
10. Деменицкая Р. М. Кора и верхняя мантия Земли. М., изд-во «Недра», 1967.
11. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 1, 3. М., изд-во «Мир», 1966.
12. Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации регионального метаморфизма СССР. Новосибирск, изд-во «Наука», 1966.
13. Ефимов И. А. Комбинированный объемный метод количественного учета перемещения атомов элементов при метасоматических процессах. Вестн. АН КазССР, вып. 9. Алма-Ата, 1963.
14. Ефимов И. А. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана. В кн. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Тр. III Всесоюз. петрогр. совещ. М., изд-во АН СССР, 1964.
15. Ефимов И. А. Стратиграфия и фации метаморфизма пород низов докембрия Кокчетавской глыбы. Изв. АН КазССР, серия геол., № 1, 1968.
16. Иовчев И. Полезные ископаемые Болгарии. М., София, 1960.
17. Кожухаров Д., Кожухарова Е. Характерные черты некоторых орто-амфиболитов из Родопского срединного массива. Карп.-Балкан. геол. ассоц. VIII конгр. Белград, 1967.

18. Кожухаров Д. Стратиграфическая корреляция докембрийских метаморфитов Центральных Родоп и Пелагонийского массива. Карпато-Балканская геол. ассоц. VIII Конгр. Докл. по стратигр. Белград, 1967.
19. Комиссаров В. И., Смольяников П. Л. Тектоническое районирование Мугуджар по результатам региональных геофизических съемок. Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Западного Казахстана. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966.
20. Ленных В. И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород Максютковского комплекса (Южный Урал). В сб. «Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала», т. 3. Свердловск, изд-во УФ АН СССР, 1963.
21. Ленных В. И. О формациях и зонах регионального метаморфизма миогеосинклинали Южного Урала. Второе Уральское петрогр. совещ. Тезисы докл. (общие вопросы). Свердловск, изд-во УФ АН СССР, 1966.
22. Ленных В. И. Путеводитель Урал-Тауской экскурсии. Второе Уральское петрогр. совещ. Уфа, изд-во Баш. фил. АН СССР, 1966.
23. Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. «Советская геология», сб. 55, 1957.
24. Менерт К. Новое в проблеме гранитов. М., изд-во иностр. лит., 1963.
25. Миловский А. В. Метаморфизм. «Геология СССР», т. XXI, ч. 1, М., изд-во «Недра», 1969.
26. Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития складчатых геосинклинальных областей. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.
27. Наумова С. Н. Спорово-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, пробл. 88. М., изд-во АН СССР, 1960.
28. Наумова С. Н. Зональные комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, пробл. 88. М., изд-во АН СССР, 1960.
29. Перчук Л. Л. Биотит-гранатовый геотермометр. Докл. АН СССР, т. 177, № 2, 1967.
30. Перчук Л. Л. Пироксен-гранатовые равновесия в фации глубинности эклогитов. Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 11.
31. Полканов А. А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. Тр. Юбилейной науч. сессии Ленингр. ун-та, 1918—1944. Л., 1946.
32. Пугин В. А., Хитаров Н. И. $P-T$ схема метаморфических фаций пелитовых пород по экспериментальным данным. «Геохимия», № 9, 1968.
33. Рутланд Р. У. Избыточное тектоническое давление. В кн. «Природа метаморфизма», М., изд-во «Мир», 1967.
34. Салимбаев А. С., Бурд Г. И., Милецкий Б. Е. Мугуджары — новая провинция антофиллит-асбеста в СССР. Вестн. АН КазССР, № 4, 1967.
35. Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. В кн. «Природа метаморфизма», М., изд-во «Мир», 1967.
36. Сегедин Р. А. К вопросу о стратиграфии древних толщ Мугуджар. В сб. «Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана». Актюбинск, т. 1, 1961.
37. Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метасоматические реакции и метаморфические фации. М., изд-во иностр. лит., 1962.
38. Фонарев В. И., Миловский А. В., Гетлинг Р. В., Рошковин Г. Р. Стратиграфия верхнего докембрия (рифей) Южных Мугуджар. Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 6.
39. Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 5.
40. Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объема рифейской группы. В кн. «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Докл. сов. геологов, М., изд-во АН СССР, 1960.

33. Федоров Т. О. Значение игнимбритов в строении девонского вулканического пояса восточнее Семиз-Бугу. В сб. «Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана». Тезисы докладов I Казахстанского петрографического совещания, Алма-Ата, 1965.
34. Четверикова Н. П. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLI (2), 1966.
35. Healy J. Volcanic mechanism in the Taupo volcanic zone. New Zealand. N. Z. J. geol. geoph., vol. 7, N 7, 1964.
36. Kushiro J., Kuno H. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rocks. J. Petrol., vol. 4, N 1, 1963.
37. Luth W. S., Jahns R. H., Tuttle O. F. The granite at pressures of 4 to 10 kilobars. J. Geoph. Res., vol. 69, N 4, 1964.
38. Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental of the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Geol. Soc. Amer. Mag., vol. 74, p. 153, 1958.

Белорусский научно-исследовательский
геологоразведочный институт

УДК 553.53:551.734:550.4+552.11 (574-18)

тая зона Предбалкан, Предкарпатский прогиб и др.), выполнены гравиметрические и магнитометрические исследования, сейсморазведочные (преимущественно МОВ) и электроразведочные (методом ВЭЗ) работы на нефть и газ.

Комплексная интерпретация данных КМПВ, ГСЗ и гравиметрических съемок на территориях, смежных с Карпато-Балканским регионом

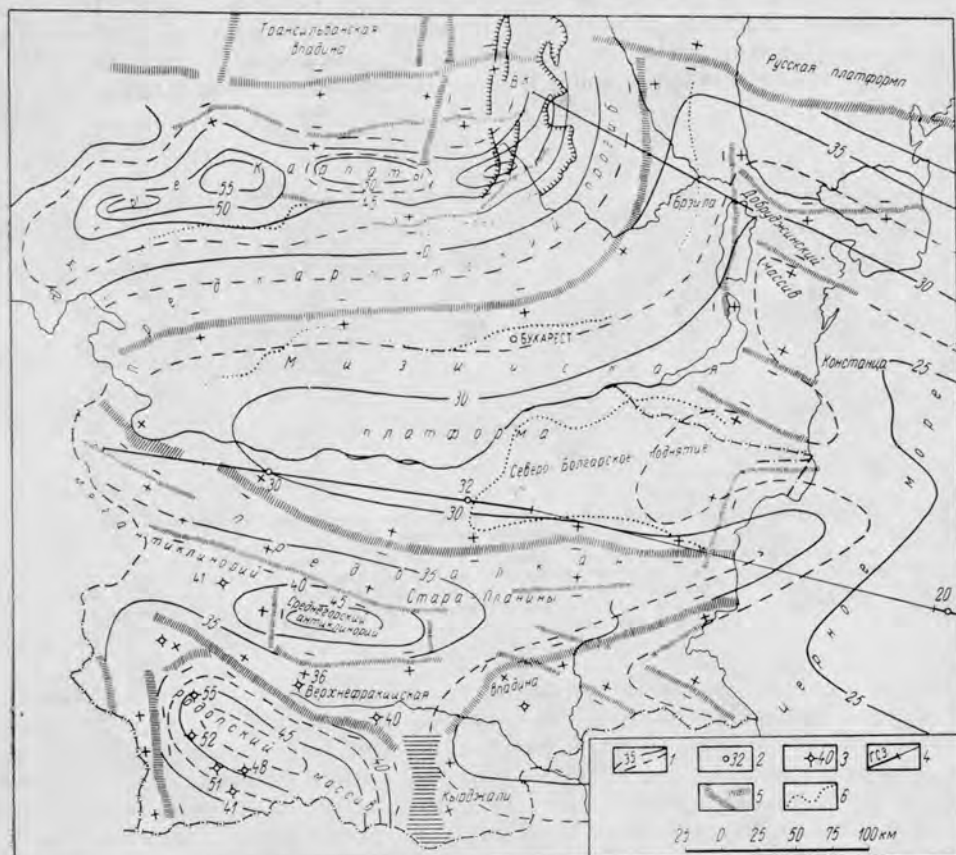


Рис. 1. Схема глубинного строения земной коры и расположения основных гравитационных ступеней Западного Причерноморья

1 — изогипсы рельефа поверхности Мохоровичича, по гравиметрическим данным; 2 — глубина до этой поверхности, по данным ГСЗ; 3 — то же, по сейсмологическим данным; 4 — положение глубинных разрывов; 5 — гравитационные ступени; 6 — контуры геологических структур

[5, 16, 19, 20, 30, 32], позволяет получить богатую геологическую информацию о глубинной структуре и разломной тектонике земной коры. Установлено [5, 11, 12, 16, 35, 36], что хорошо выраженные аномалии и интенсивные протяженные ступени регионального гравитационного поля вызваны глубинными положительными или отрицательными структурами, отделёнными друг от друга глубинными разломами.

Геологическая информация, содержащаяся в геомагнитных картах [9, 11, 16, 22, 23, 39], может быть использована для решения частных вопросов, связанных преимущественно с выявлением и изучением разломных структур. Это обусловлено тем, что магнитные аномалии вызваны в основном магматическими (интрузивными и эффузивными) магнитными породами, обнажающимися на дневной поверхности или расположенными на различных глубинах, вплоть до поверхности Мохоровичича.

Некоторые признаки выявления глубинных разломов в условиях Карпато-Балканского региона. Ранее [14] при изучении земной коры и природы сейсмичности Карпато-Балканского региона стоял вопрос о возможном картировании зон глубинных тектонических нарушений на основании комплексного анализа всех имеющихся геологических и геофизических факторов (признаков). Использование некоторых из них позволило уточнить положение частей известных (краевой шов Русской платформы, Восточнокарпатский, Балканский, Маришский, Центрально-Родопская меридиональная зона, Ямбот-Лимитровградский, Южно-Мизийский и др.).

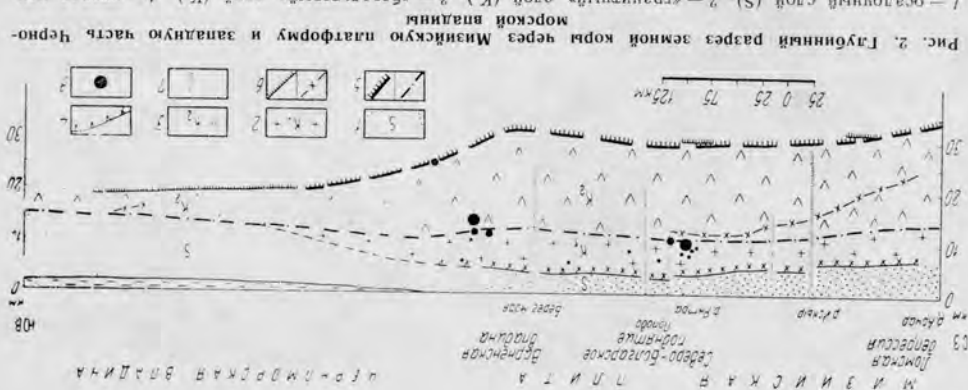


Рис. 2. Глубинный разрез земной коры через Мизийско-Куюкский район. 1 — осадочный слой (S), 2 — гранитный слой (G), 3 — «газальтовый» слой (K), 4 — кварцевый слой (Q), 5 — поверхность, 6 — по расчетам авторов, 7 — по данным ГСЗ «Базальтового» слоя (D), 8 — по расчетам авторов, 9 — то же, по данным ГСЗ последних лет [10, 19]; 7 — глубинные разломы земной коры; 8 — гипоцентр землетрясений (магнитуда).

Рассмотрим основные особенности проявления разломов на территории Карпато-Балканского региона и критерии их выделения по совокупности геологических и геофизических признаков, а также значимость последних в комплексной интерпретации данных. К наиболее важным признакам мы относим характер изменения гравитационной и магнитного полей (интенсивность и протяженность гравитационной аномалии), соотношение разновозрастных комплексов горных пород и степень их дислоцированности, особенности проявления сейсмичности (энергия землетрясений, глубина их гипоцентров, плотность сейсмических линий), характер новейших и современных вертикальных тектонических движений (амплитуда и прайсент), наличие термоминеральных источников, метаморфические проявления и др.

Структура наблюдаемого гравитационного поля * обусловлена влиянием поверхностных и глубинных геологических факторов. Первые находят отражение в конфигурации локального, а вторые — в характере регионального гравитационного поля [11, 14, 39]. В зависимости от положения глубинных структур и мощности глубоких слоев земной коры возникают положительные и отрицательные региональные гравитационные аномалии.

Формирование глубинных структур сопровождается интенсивным разломлением пород (иногда проявлением магматизма) по разломам, обрамляющим крупные блоки земной коры. Относительные смещения и

* Подробный анализ гравитационного и геоматематического полей Болгарии и соседних территорий был проведен Т. Б. Добревым и С. С. Пишаровым [11].

разная глубина залегания этих блоков в большинстве случаев обуславливают появление региональных гравитационных ступеней, интенсивность, протяженность и ширина которых зависят от амплитуды смещения блоков, глубины проникновения и ширины зон разломов. Указанная корреляционная связь параметров, характеризующих региональные гравитационные ступени и разломные структуры, использовалась в качестве одного из основных критериев выявления и классификации разломов.

Расположение крупных региональных гравитационных ступеней показано на рис. 1, а результаты их геологической интерпретации представлены в виде схемы глубинных разломов земной коры Карпато-Балканского региона (см. рис. 5). Для однозначного решения вопроса о существовании глубинных разломов, выделенных по региональным гравитационным ступеням, привлекались также данные магнитометрии.

Магнитные аномалии в пределах исследуемой территории вызваны преимущественно магматическими породами основного и ультраосновного состава. Внедрение таких образований могло происходить по глубинным трещинам различных размеров, протяженности и глубины заложения, расположенным преимущественно по периферии крупных тектонических блоков. Они определяют характер, размеры и форму магнитоактивных геологических объектов, а следовательно, интенсивность и пространственное распределение региональных и локальных магнитных аномалий. Локальные аномалии связаны с молодыми тектоническими нарушениями. Совпадение региональных и локальных положительных магнитных аномалий, часто отмечаемое [9, 11, 12, 13, 20, 22, 39] для исследуемой территории (рис. 3), указывает на унаследование древних тектонических нарушений более молодыми, а также на то, что магнитные массы залегают неглубоко и имеют большие мощности. Несовпадение же этих аномалий по простиранию свидетельствует о взаимном пересечении разновозрастных систем тектонических нарушений земной коры.

Таким образом, одним из самых представительных геофизических признаков наличия разломов земной коры в данном регионе можно считать линейно вытянутые положительные магнитные аномалии. Простирания их осей или цепочек локальных аномалий, показанные на рис. 3, мы рассматриваем как направления зон разломов.

Выше было сказано, что положительные магнитные аномалии, обусловленные внедрившейся по разломам магнитоактивной магмой, могут служить надежным критерием для определения положения и глубины затухания разломных структур, часто скрытых под чехлом осадочных отложений. Поэтому в условиях хорошей обнаженности такой геологический фактор, как магматизм, является решающим при прослеживании разломов. Состав приуроченных к разломам магматических образований (в частности, их основность) косвенно указывает на глубину тектонического шва. Так, все молодые (ларамийские) интрузии Южной Болгарии имеют основной состав (габбро, габбро-диориты, монцититы и др.), что свидетельствует об их возможной связи с «базальтовым» слоем земной коры. Погребенные под осадочным чехлом молодых впадин интрузии того же возраста отчетливо маркируются линейно вытянутыми положительными магнитными аномалиями значительной интенсивности (более 500 гамм). Глубинные разломы, скрытые под покровами эффузивов (андезитов, трахитов, риолитов), как и сами магнитоактивные вулканогенные породы Южной Болгарии и Восточных Карпат, хорошо выражены в геомагнитном поле и трассируются по осям региональных положительных магнитных аномалий.

Однако следует заметить, что не все интрузивные комплексы находят отражение в геомагнитном поле. Палеозойские гранитоиды Южной и Центральной Болгарии, обычно характеризующиеся слабой магнитностью, не создают свойственных глубинным разломам линейно вытянутых аномалий (см. рис. 3). В то же время незначительно распространены

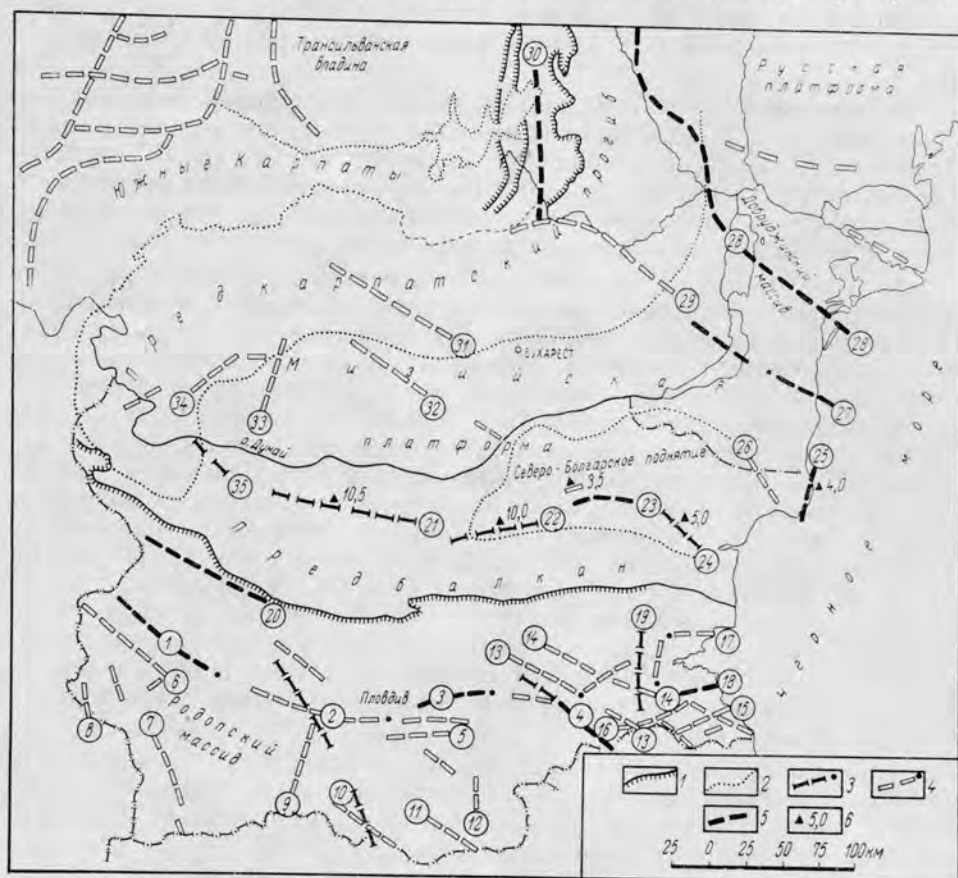


Рис. 3. Схема расположения основных осей положительных магнитных аномалий Западного Причерноморья

1 — фронтальные надвиги Карпат и Балкан; 2 — контуры геологических структур; оси положительных магнитных аномалий: 3 — региональных, 4 — локальных, 5 — совпадение осей локальных и региональных аномалий, 6 — глубины до поверхности магнитовозмущающих масс, в км. Положительные магнитные аномалии: 1 — Брезнишко-Самоковская, 2 — Пазарджикско-Пловдивская, 3 — Чирпанская, 4 — Монастырско-Мамарчевская, 5 — Асеновградско-Хасковская, 6 — Крайштинская, 7 — Струмская, 8 — Руенская, 9 — Девинская, 10 — Маданская, 11 — Момчиловград-Авренская, 12 — Мажаровская, 13 — Бояджикско-Желязковская, 14 — Крушаревско-Вършиловская, 15 — Бръшленско-Изграевская, 16 — Воденская, 17 — Несебырско-Айтосская, 18 — Созопольская, 19 — Грудовская, 20 — Берковско-Ботевградская, 21 — Плевенская, 22 — Поповская, 23 — Разградская, 24 — Ветринская, 25 — Шабленская, 26 — Спасовская, 27 — Капидава-Канарская, 28 — Печиняга-Каменская, 29 — Буззю-Кымшинская, 30 — Петричско-Ковасненская, 31 — Питештинская, 32 — Балачкая, 33 — Балшкая, 34 — Бэйлешты-Крайовская, 35 — Ломская

ные на исследуемой территории ультраосновные породы, обычно группирующиеся в цепочки тел небольших размеров, всегда вызывают положительные магнитные аномалии и, как правило, наблюдаются вдоль глубинных разломов, которые определяют простираание крупных геотектонических структур [11, 22, 34]. В Родопском массиве ультраосновные породы связаны с глубинными разрывными нарушениями внутри самого массива [34].

Большой интерес представляет изучение многофазности проявления разновозрастных магматических образований. Возможность дифферен-

циации горных пород по их петрографическому составу и возрасту качественно определяется характером магнитных аномалий. Симметричные вытянутые положительные магнитные аномалии свидетельствуют о вертикальном положении плоскости разлома, а асимметричные — о наклонном. Последнее обуславливает смещение максимумов магнитных аномалий или их осей относительно положения гравитационной ступени. В качестве примеров можно привести Южно-Мизийский разлом, Маришский шов и др. (см. рис. 3).

Покажем возможность использования сведений о землетрясениях в совокупности с другими геологическими и геофизическими данными для изучения особенностей тектоники сейсмически активных областей Карпато-Балканского региона, главным образом для установления и характеристики сейсмогенных глубинных разломов и связанных с ними очаговых зон. С этой целью впервые для рассматриваемой территории нами использованы понятия об удельной сейсмической энергии, сейсмической линии, плотности эпицентров, весьма важные для выяснения неоднородностей строения земной коры и верхней мантии [8].

В нашем понимании сейсмические линии — это направления максимального высвобождения сейсмической энергии, по которым наблюдается наибольшая (или аномальная) сотрясаемость. При этом мы допускаем, что основная часть обобщенных сейсмических линий совпадает с сейсмогенными региональными разломами или отдельными участками крупных линеаментов и узлов их пересечения.

Результаты расчетов высвобожденной сейсмической энергии (отнесенной к единице времени и выбранному объему земной коры), полученные нами для территории Восточных Карпат и Балкан, позволяют уверенно судить о положении сейсмогенных глубинных разломов в земной коре и верхней мантии до глубин порядка 200—250 км.

Комплексный статистический анализ сейсмологических данных [8, 33] позволяет наметить критерии обнаружения современных сейсмоактивных дислокаций, определения их направления, длины и глубины проникновения.

Указанные геолого-геофизические признаки были использованы для уточнения положения, протяженности и размера разломов, ранее установленных преимущественно по геологическим данным. Покажем возможность однозначного или условного выделения глубинных разломов по одному или нескольким геологическим и геофизическим признакам для некоторых наиболее типичных разломов Карпато-Балканского региона.

Примером могут служить глубинные разломы системы Балкан, называемой, по Ек. Бончеву [3], *Маришским швом*. На основании выделения интенсивной Маришской протяженной гравитационной ступени (см. рис. 1) можно утверждать, что упомянутый древний тектонический шов, отделяющий Родопский массив от Среднегорской тектонической зоны, лучше всего выражен в своей западной части. Это подтверждается наличием линейно вытянутых Брезнишко-Самоковской и Пазарджикско-Пловдивской положительных магнитных аномалий (см. рис. 3), оси которых совпадают с рядом обнаженных или залегающих на глубине (в западной части Верхне-Фракийской впадины — Пазарджикско-Пловдивская аномалия) молодых магматических образований преимущественно основного и ультраосновного состава. Здесь же имеются выходы термоминеральных источников.

Восточная часть Маришского шва прослеживается менее уверенно по небольшому числу признаков, отражающих особенности геологиче-

ского строения этой части разломной структуры. Вследствие пересечения региональных гравитационных ступеней трех систем (см. рис. 1) — Маришской (субширотного простираия), Центральнo-Родопской (меридионального) и Ямбол-Димитровградской (северо-восточного направления) точное положение Маришского шва по гравитационным данным установить нельзя. Однако на этом участке наблюдаются локальные положительные аномалии субширотного простираия (Асеновградско-Хасковская и др., см. рис. 3), а также исключительно сейсмоактивная Пловдивско-Чирпанская зона (сила землетрясений достигает 10 баллов), свидетельствующая о современной подвижности разлома. Можно сказать, что в отдельных местах юго-восточной части Маришского шва на различных этапах геологического развития активность его была неодинаковой. Это нашло отражение в веерообразном расположении указанных выше осей положительных магнитных аномалий на участке Хасково — Чирпан, направление которых менялось от субширотного до юго-восточного. Подобное проявление некоторых поверхностных сбросовых структур, очевидно, обусловлено сложным глубинным строением Маришского шва и спецификой его развития в течение длительного геологического времени, сопровождавшегося изменением положения (наклона), амплитуды и знака движений Восточно-Родопского, Сакарского и Марбасского блоков.

Положение Маришского регионального шва в глубоких слоях земной коры хорошо устанавливается на основании данных о глубине залегания поверхности Мохоровичича: в пределах Родопского массива 45—50 км, а в Верхне-Фракийской впадине 35 км (см. рис. 1). Дифференцированность новейших (амплитуда поднятия Родопского массива до 1500—2000 м, амплитуда погружения Верхне-Фракийской впадины до 1500 м) и современных (от +1 до +2 мм в год в Родопском массиве и от 0 до 1 мм в год в Верхне-Фракийской впадине) тектонических движений земной коры, а также большая сейсмичность территории вдоль почти всего Маришского разлома говорят о его высокой тектонической активности.

На основании рассмотренных геологических и геофизических признаков можно уточнить положение Маришского шва и отнести его к категории глубинных структур, пересекающих всю земную кору и верхнюю часть мантии.

Южно-Мизийский разлом отделяет складчатую зону Предбалкана от Мизийской платформы. Ему соответствует отчетливо выраженная по простираию региональная гравитационная Южно-Мизийская ступень, протягивающаяся от западных границ Болгарии на восток до Черного моря и характеризующаяся большим горизонтальным градиентом силы тяжести (см. рис. 1). Оси региональных положительных магнитных аномалий — Ломской, Плевенской, Поповской, Разградской и Ветринской трассируют допалеозойский Южно-Мизийский разлом (см. рис. 3) субширотного простираия. По данным аэромагнитной съемки [20] вдоль указанных осей прослеживается полоса крупных магнитных положительных аномалий интенсивностью до 150 гамм и амплитудой до 200—250 гамм. Подобные крупные магнитные аномалии, установленные вдоль северных окраин или вблизи мегантиклинорий Крыма и Кавказа, отождествляются, как и в нашем случае, с зонами глубинных разломов, обрамляющих с юга эпигерцинскую (Скифскую) плиту.

Интересно, что магнитовозмущающие массы, с которыми связано большинство положительных магнитных максимумов, расположены в кристаллическом (допалеозойском) фундаменте центральной части Мизийской платформы (см. рис. 2) на глубинах около 10 км, соответствующих глубине залегания поверхности Конрада [10, 11, 12, 14]. Ис-

ходя из этого можно полагать, что Южно-Мизийский разлом достигает «базальтового» слоя земной коры и, возможно, уходит ниже.

Заметное несовпадение в плане (см. рис. 1, 3) указанных выше осей положительных магнитных аномалий с Южно-Мизийской региональной гравитационной ступенью обусловлено смещением в альпийское время подвижной части разлома к югу, в сторону складчатых сооружений Балкан.

Южно-Мизийский разлом, расположенный в обрамлении крупной позитивной структуры — Мизийской платформы, нашел четкое отражение в смене характера геофизических полей по обе стороны от него, а также в глубинной структуре земной коры. Мощность земной коры в пределах Мизийской плиты составляет 30 км, а южнее, в Балканах, изменяется от 35 до 45 км. Дифференцированность движений блоков земной коры по обе стороны от Южно-Мизийского разлома с суммарной амплитудой (по поверхности фундамента) около 5000—6000 м хорошо выражена как в плане современных вертикальных движений, так и в высокой сейсмичности территории (до 10 баллов в районе Горна-Оряховицы и Тырнова). Аналогичную геолого-геофизическую характеристику имеет Северо-Мизийский (Внешнекарпатский) глубинный разлом, сходный по своей природе с Южно-Мизийским.

Следует выявить геолого-геофизические признаки Балканского регионального разлома, поскольку вопросы о его существовании, положении и особенностях развития весьма дискуссионны [1, 3, 4, 15, 34].

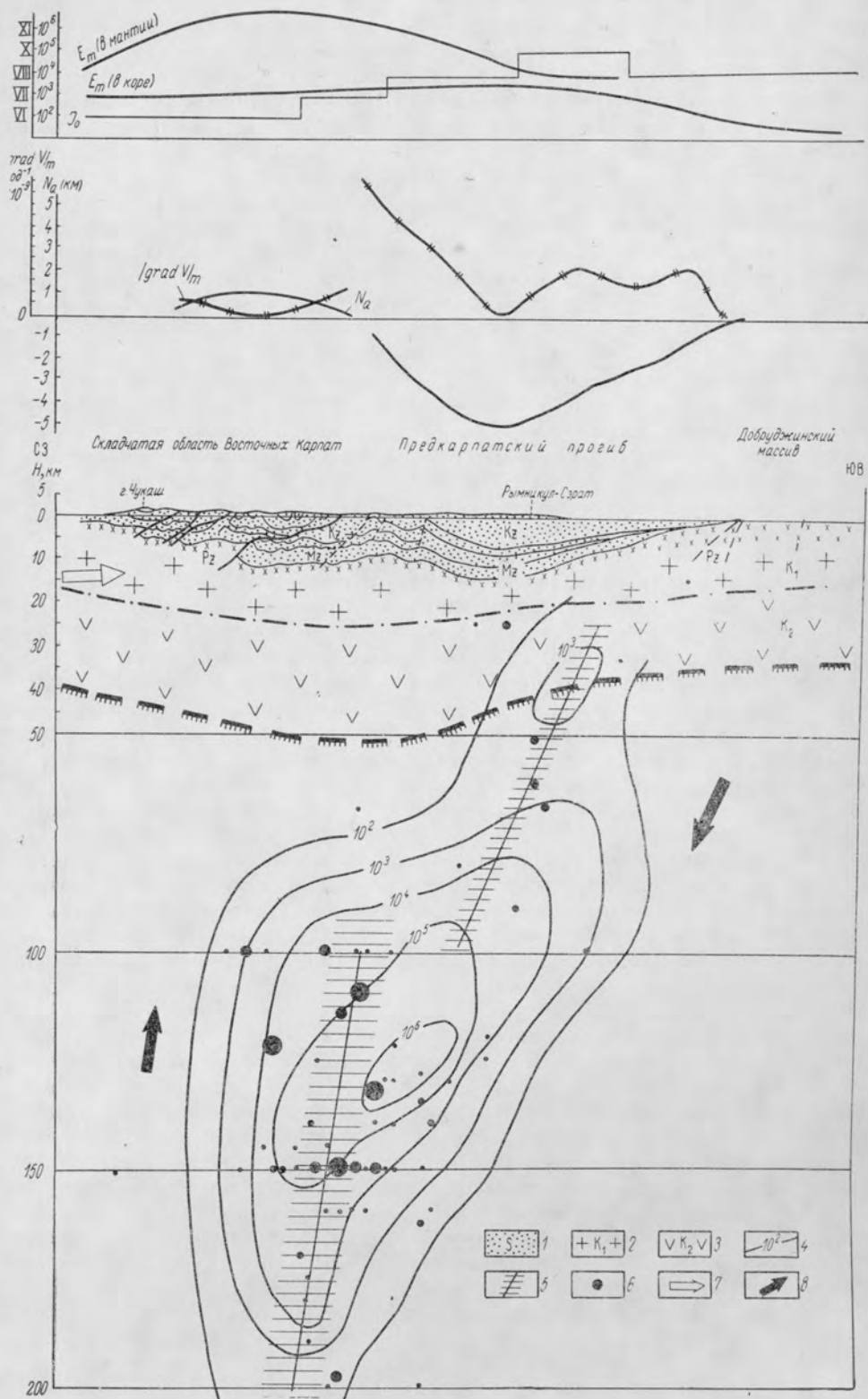
Балканский разлом, представляющий собой крупнейшую в складчатых Балканах разломную зону субширотного простирания, заложились в начале палеозоя [3]. В современном геоструктурном плане он подчеркнут системой молодых продольных грабен — Забалканских котловин, образовавшихся на южном склоне Стара-Планины вдоль почти непрерывного тектонического уступа сбросового типа. Фронт разлома затухает на севере, в пределах так называемой Стара-Планинской фронтальной линии. Осевая часть описываемой зоны разломов трассируется цепочкой вытянутых палеозойских интрузий калиево-щелочных пород (см. рис. 3).

В гравитационном поле Балканский разлом более или менее четко фиксируется по резкому горизонтальному градиенту силы тяжести, лучше всего выраженному на протяжении до г. Сливен на востоке. Сопоставляющая этому разлому гравитационная ступень совпадает с северным обрамлением Среднегорского антиклинория и с выходами на поверхность калиево-щелочных интрузий Стара-Планинского мегантиклинория.

В геомагнитном поле лишь западная часть разлома характеризуется Берковско-Ботевградской региональной и локальной положительными магнитными аномалиями (см. рис. 3). На остальном протяжении этой структуры интрузивные и эффузивные горные породы не создают каких-либо значительных региональных магнитных аномалий.

Таким образом, Балканский разлом можно считать крупным древним тектоническим швом, имеющим сложное внутреннее строение. Он хорошо выражен в поверхностной геологической структуре региона в западной и особенно центральной частях, в глубинных слоях (глубина залегания поверхности Мохоровичича 35—40 км) — хуже, чем региональный Южно-Мизийский разлом.

Исходя из нашего представления о глубинном разломе как особой тектонической структуре с тремя параметрами — глубиной заложения, протяженностью и шириной (до нескольких десятков километров), — Балканский разлом можно в определенной степени отождествлять со Стара-Планинской структурной зоной, однако более узкой,



чем в понимании Ек. Бончева [3, 4]. Поэтому следует говорить скорее о глубинной Балканской зоне разломов, чем о двух обычно выделяемых разломах — Забалканском и Балканском, которые, по существу, представляют собой границы зон тектонических и литологических изменений, всегда имеющих место на периферийных участках глубинных разломов.

Восточно-Карпатский разлом в исследуемом районе находится на стыке складчатых сооружений Восточных и Южных Карпат с погребенными герцинскими структурами Добруджи и Мизийской платформы. Последние оборваны Северо-Мизийским разломом и скрыты под мощными (более 7000 м) неогеновыми отложениями Предкарпатского прогиба и пологими надвигами флишевых Восточных Карпат (см. рис. 1 и 3).

Сложность тектоники, а следовательно и характера геофизических полей в пределах зоны Восточно-Карпатского разлома, не позволяет установить его точное положение. Оси гравитационных аномалий соответствуют касательной к изгибу Карпатской дуги или пересекают ее, а региональные магнитные аномалии обрамления складчатых структур Восточных Карпат отражают, вероятно, границы глубоко погруженного герцинского или более древнего фундамента Предкарпатского прогиба (см. рис. 1, 3).

Несмотря на неопределенность местоположения разлома, скрытого под надвигами Восточных Карпат, он хорошо выражен в глубинной структуре земной коры (рис. 4) и особенно в характере сейсмичности. Используя статистический способ обработки сейсмологических данных, мы достаточно определенно установили положение Восточно-Карпатского разлома в разрезе земной коры и верхней части мантии.

На наш взгляд, эта глубинная ослабленная зона нашла отражение в Предкарпатском прогибе, расположенном на границе альпийских складчатых сооружений Карпат с платформенными структурами (Русской и Мизийской). О современной активности разлома свидетельствуют сильные (до 9—10 баллов) землетрясения в районе Вранча (в изгибе Карпатской дуги), глубина гипоцентров которых порядка 200—250 км. Сейсмо-энергетический разрез дает представление о современной динамике описываемого разлома (см. рис. 4).

В ранее опубликованных работах [9, 14] нами приведены данные о наклоне фокальной зоны в сторону складчатой области Восточных Карпат, об аналогии в ориентировке ее и тектонических разрывов, характерных для альпийской структуры Карпат, и, наконец, о совпадении в плане области наибольших значений сейсмической энергии с областью интенсивных дислокаций в осадочной толще и зоной максимальной мощности земной коры. Следует полагать, что распределение очагов землетрясений, размещение и ориентировка тектонических нарушений, а также особенности строения кристаллического фундамента изученной территории (наличие синклинального корня) зависят от характера единого поля напряжений, а именно — напряжения сжатия, обуславливающего формирование системы скалывающихся разрывных деформаций типа надвигов. К подобному выводу пришли и украинские геофизики при интерпретации результатов ГСЗ в Советских Карпатах [28].

Рис. 4. Глубинный сейсмогеологический разрез через Восточные Карпаты (район Вранча)

1 — осадочный слой (S), 2 — «гранитный» слой (K_1), 3 — «базальтовый» слой (K_2), 4 — изолинии удельной сейсмической энергии (E_m , эрг/см² сек), 5 — предполагаемое положение зон глубинных разломов, 6 — гипоцентры землетрясений (классификация по магнитуде), 7 — преобладающее направление тангенциальных усилий, 8 — принципиальные направления возможных смещений, E_m — удельная сейсмическая энергия, I_0 — сила землетрясений в баллах, N_d — амплитуда, $|\text{grad } V|_m$ — градиент неотектонических движений

1. Наличие одного или нескольких указанных геолого-геофизических признаков обнаружения разломов служит основанием для одного, значащего или условного их выделения, уточнения расположения, протяженности и размеров разрывных нарушений, ранее установленных при изучении по геологическим данным, а также для их классификации. Разломы представляют собой границы самостоятельных коровых и мантийных блоков Карпато-Балканского региона, как правило, хорошо выраженных в рельефе поверхности Мохоровичича (см. рис. 1), а также в характере проявления современных тектонических движений, сейсмичности и т. п.

2. Исходя из рассмотренных выше геологических и геофизических (прежде всего характер распределения линейных правитационных и магнитных аномалий) признаков обнаружения глубинных разломов, кратко описания и классификации самых типичных из них, можно заметить основные закономерности расположения и направления разломных структур в пределах изученной части Карпато-Балканского региона.

Вместе с тем интерпретация магнитных и правитационных аномалий дает возможность получить также определенные сведения и о расположении крупных блоков земной коры (рис. 5), отвечающих в геологическом плане важнейшим структурно-тектоническим элементам, например Мизийской платформе, Среднерусской зоне, Родопскому массиву и др.

3. На территории Болгарии структуры альпийской складчатости имеют отчетливое субширотное простирание и достаточно хорошо выражены в глубоких слоях земной коры. Для них характерна продольная тектоническая зональность структурно-фациальных зон, обусловленная существованием длительно развивавшихся протяженных разломов глубинного заложения.

Система разломов северо-западного и юго-восточного простирания, которую мы считаем более древней, скорее всего палеозойской, «затушевана» наложенной системой разломов альпийского возраста.

Северо-западная региональная система глубинных разломов и структур лучше всего выражена в геологическом плане тех областей, где меньше всего сказалось влияние альпийского тектогенеза. Это прежде всего районы Лобуджи, Сакар-Странджки, Среднерусская тектоническая зона (особенно ее юго-восточная часть), а также сводовая часть Мизийской платформы, т. е. наиболее приподнятые блоки земной коры (Лобуджикский, Мизийский и Бургасско-Странджанский), в пределах которых мощность консолидированного комплекса составляет 30—34 км (см. рис. 5). Менее четко северо-западные (герцинские) простирания структур выражены в областях активной альпийской складчатости и в местах переработки ею древних тектонических структур.

Структуры северо-западного направления протягиваются на юго-восток в пределы Черноморской впадины, имеющей генетическую связь с прилегающими к ней континентальными структурами Балкан. В северо-западном направлении, в областях Предкарпатского прогиба и альпийских складчатых сооружений Карпат и Балкан, разломные структуры герцинского возраста затухают.

Нами выделены следующие основные, принятые за герцинские на правления разломов (см. рис. 5): система Лобуджикских разломов, Спассовский, Ветринский, Питештинский, Балачский, Сливенско-Трама-тиковский, Новозагорско-Желязковский и др. При анализе правитаци-

онных и магнитных аномалий установлено, что некоторые из них по ориентировке отличаются от упомянутых выше разломов (субширотного и северо-западного простираний). Такие структуры промежуточного направления располагаются обычно в узлах пересечения двух

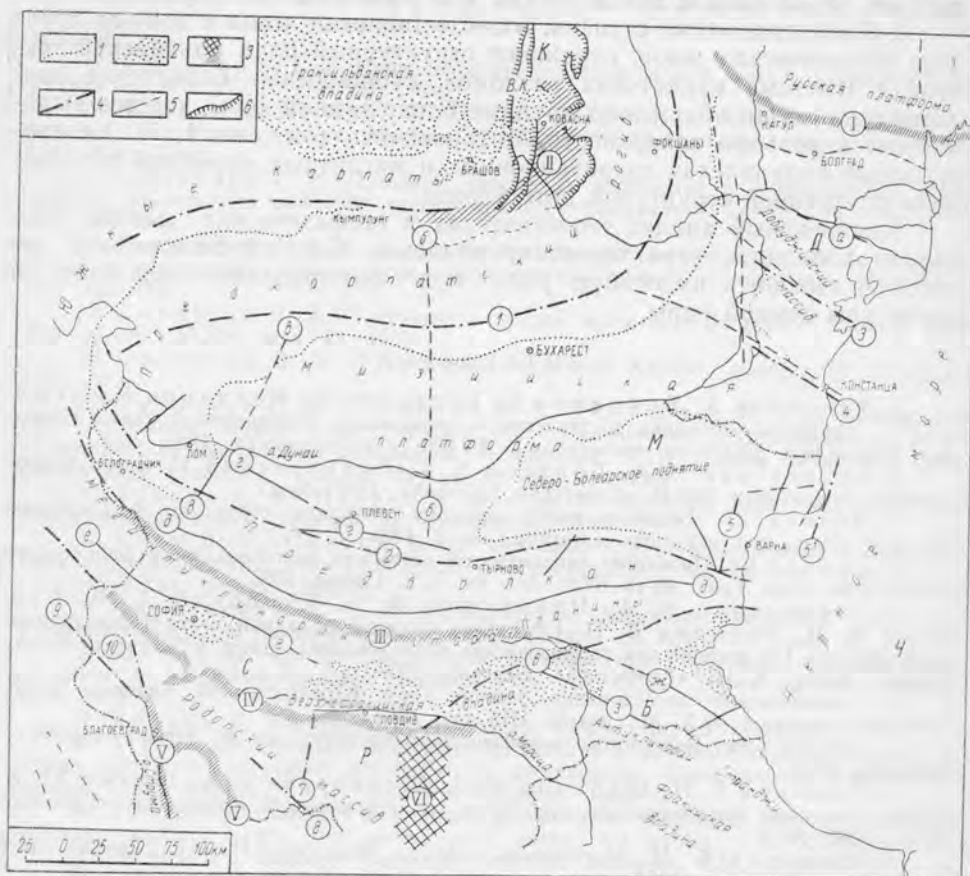


Рис. 5. Схема разломных и блоковых структур земной коры Западного Причерноморья

1 — контуры геологических структур, 2 — молодые наложенные впадины, 3 — разломы первого порядка (собственно глубинные, рассекающие всю земную кору и верхнюю часть мантии), 4 — разломы второго порядка (внутрикоровые), 5 — поверхностные тектонические нарушения (разломы третьего порядка), 6 — покровы и надвиги значительной амплитуды.

Разломы первого порядка: I — краевой шов Русской платформы, II — Восточно-Карпатский, III — Балканский, IV — Маришский, V — Струмский, VI — Местенский, VII — Центрально-Родопская меридиональная зона. Разломы второго порядка: 1 — Внешнекарпатский (Сегеро-Мизийский), 2 — Южно-Мизийский, 3 — Центрально-Добруджский, 4 — Южно-Добруджский, 5 — Венелин-Толбухинский (Венелин-Методиевский), 6 — Ямбол-Димитровградский, 7 — Брацигово-Девинский, 8 — Доспатский, 9 — Верхне-Струмский, 10 — Крайштинский. Разломы третьего порядка: а — Северо-Добруджский (Дунайский), б — Свиштво-Гештинский, в — Златийско-Михайловградский, г — Кнежанский, д — Предбалканский, е — Панатюрский (Среднегорский), ж — Сливенско-Грамафиковский, з — Новозагорско-Желязковский.

Блоки земной коры: К — Карпатский, Д — Добруджский, М — Мизийский, Б — Бургасско-Станджанский, Ч — Черноморский, Р — Родопский.

систем разрывных нарушений (в периферических частях Мизийской платформы и Родопского массива).

Представляет интерес субмеридиональная поперечная зона Родопского массива (см. рис. 1, 5), выделенная по интенсивной и широкой гравитационной ступени, с которой совпадает полоса свинцово-цинковых месторождений крупной металлогенической провинции. Все данные свидетельствуют о наличии здесь крупной зоны разломов, рассекающей всю земную кору и разделяющей области с неодинаковым глубинным строением. Эту зону можно отнести к межблоковым швам [17].

По простирацию упомянутой зоны в пределах Мизийской платформы намечается разлом третьего порядка, названный нами Свиштово-Гэештинским и имеющий возможное продолжение в пределах Восточных Карпат. В целом же такое направление разломов, на наш взгляд, требует объяснения с точки зрения его регионального характера.

4. Гравитационные ступени, отождествляемые нами с зонами крупных тектонических швов, отражают структурный план альпийской тектоники (система карпатских разломов, субширотные балканские разломы и др.). Они обрамляют крупные блоки земной коры, хорошо выраженные в рельефе поверхности Мохоровичича (см. рис. 1, 5). Северо-западные направления гравитационных и магнитных аномалий обусловлены внутренней структурой этих блоков.

Комплексный анализ геологических и геофизических данных позволил дополнить характеристику разломов Карпато-Балканского региона и выяснить их особую роль при формировании современной структуры земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атанасов А., Бояджиев С., Богданов С., Иорданов М., Чешитев Г. Принципы, методика составления и содержание тектонической карты Народной Республики Болгарии масштаба 1:200 000. «Геотектоника», 1966, № 6.
2. Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С. Глубинное строение территории СССР. «Советская геология», 1968, № 11.
3. Бончев Ек. Бележки върху главните разломи на структурата в България. Тр. геол. Бълг., сер. стратигр. и тектон., кн. 2, 1961.
4. Бончев Ек. Проблеми на линейно-тектоничната структура на източната част на Балканския полуостров. Изв. Геол. ин-та Бълг. АН, кн. XIV, София, 1965.
5. Гаркаленко Н. А., Никифоров Б. С., Коморный А. Ф., Биншток М. М., Боронин В. П. Глубинное строение западной части Причерноморской впадины (по материалам геофизических исследований). Докл. VIII съезда Карп.-Балкан. асоц., т. III «Геофизика», Белград, 1967.
6. Геофизические исследования земной коры Юго-Восточной Европы. В сб. «Верхняя мантия», № 5. М., изд-во «Наука», 1967.
7. Годовой отчет Венгерского геофизического института им. Р. Этвеша за 1967 г., Budapest, 1968.
8. Горшков Г. П., Шебалин Н. В., Шенкарева Г. А., Щукин Ю. К. Энергетическая характеристика глубинных зон сейсмической активности. «Геотектоника», 1969, № 6.
9. Григоров Б. М. Магнитное поле на България. Изв. на Геофиз. ин-т Бълг. АН, т. 2, София, 1961.
10. Дачев Хр. Изследване върху методиката и геоложката ефективност от сейсмичните проучвания в Северна България. Автореф. канд. дисс., София, 1968.
11. Добрев Т., Пищалов С. Глубинное строение земной коры Болгарии по региональным гравимагнитным данным. Вест. МГУ, серия IV «Геология», №№ 2, 4, 1963.
12. Добрев Т. Структура фундамента Мизийской платформы на территории Болгарии. «Советская геология», 1966, № 11.
13. Добрев Т., Димитров П., Пищалов С. и др. Изследование върху дълбочинния строеж на югоизточна България по геофизични данни. Списание на Бълг. геол. држнмтво, Год. XXVIII, кн. 1, 1967.
14. Добрев Т., Щукин Ю. К. Изследование земной коры и природы сейсмичности Карпато-Балканского региона. «Советская геология», 1967, № 5.
15. Повчев И. Полезни ископаеми НР България. Геоложки основи на полезните ископаеми. София, изд-во «Техника», 1960.
16. Круглякова Г. И. Интерпретация магнитных аномалий и глубинная тектоника Закарпатья. «Geofiz. közlem.», XIII kötet, 2 szam., 1965.
17. Куини Н. Я., Дитма В. И. Выделение тектонических нарушений и блоков по геофизическим данным в нефтеперспективных впадинах Южного Казахстана. В сб. «Тектоника нефтегазовых впадин Средней Азии и Казахстана», М., изд-во «Наука», 1967.
18. Ломизе М. Г., Плошко В. В. О гипербазитах Главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты). «Геотектоника», 1969, № 2.
19. Непрочнов Ю. П., Маловицкий Я. П. и др. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в западной части Черного моря. Тр. X генеральной ассамблеи ЕСК, т. I, 1970.

20. Нечаев В. В., Тесленко А. В. Пояс глубинных разломов на границе палеозойской складчатой области и альпийской геосинклинали юга европейской части СССР. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 18, 1966.

21. Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., изд-во иностр. лит., 1966.

22. Петков И., Димитров П. Върху някои корелации между геомагнитного поле и разломната тектоника на България. Год. Софийск. ун-т, физ. ф-т, т. 59, 1963/1964.

23. Симоненко Т. Н. Проявление зон разломов земной коры в магнитном поле. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 26, 1968.

24. Славин В. И., Хаин В. Е. Роль тектонических разрывов в строении и развитии Восточных Карпат. Мат-лы VI съезда КБГА (доклады советских геологов). Киев, 1965.

25. Собакаръ Г. И. Признаки разрывных нарушений в геофизических полях областей неглубокого залегания кристаллического фундамента. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 16, 1966.

26. Соллогуб В. Б. и др. Глубинное строение земной коры вдоль меридионального пересечения Черное море — Воронежский массив. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 15, 1966.

27. Соллогуб В. Б. О структуре земной коры Юго-Восточной Европы. Геофиз. сб. АН УССР, вып. 19, 1967.

28. Соллогуб В. Б. О глубинном строении Карпат. «Советская геология», 1967, № 6.

29. Субботин С. Н., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. Новые данные о строении земной коры Украины (по геофизическим исследованиям). В сб. «Геологические результаты прикладной геофизики». XXIII сессия междунар. геол. конгр., докл. советских геологов. М., изд-во «Наука», 1968.

30. Тяпкин К. Ф., Нечаев В. А. и др. О тектонике Украинского щита по геолого-геофизическим данным. «Геотектоника», 1966, № 2.

31. Хаин В. Е., Славин В. И. Основные структурные элементы Карпато-Балканской складчатой области. Мат-лы VII съезда Карп.-Балкан. геол. ассоц., ч. I «Геотектоника», София, 1965.

32. Чирвинская М. В. О классификации разрывных нарушений территории Украинской ССР (по геофизическим данным). Геофиз. сб. АН УССР, вып. 15, 1966.

33. Шукин Ю. К., Добрев Т. Б. О выделении глубинных сейсмоактивных разломов по макросейсмическим данным. Изв. АН СССР, серия «Физика Земли», 1970, № 3.

34. Яранов Д. Тектоника на България. София, изд-во «Техника», 1960.

35. Airinei St. Structure fundamentului hercinic al curbării Carpatilor orientali in lumina anomaliiilor cimpurilor gravimetric si geomagnetic. Assoc. geolog. Karpato-Balkanique, V-eme Congr., v. VII, Geofizica, Bucuresti, 1963.

36. Airinei St. Cumpluri de anomalii gravimetrice—magnetice deschise pe litoralul Romanesc al Marii Negre. Stud. cercet. geol., geofiz., ser. geofiz., v. 5, N 1, 1967.

37. Bancilă J. Geologie Carpatilor Orientali. Bucuresti, Edit. Stiint., 1958.

38. Ciocărdel R., Solulescu M., Teodorescu C. Fractures majeures de l'ecorce terrestre dans le Romaine Carpat-Balkanique. Assoc. geolog. Karpato-Balkanique, VIII-eme Congress, Belgrade, 1967.

39. Cavăt J., Airinei St. si alt. Contributions de la gravimetrie et de la magnetometrie a l'etude de la structure profonde du territoire de la R. P. R. Rev. romaine geol., geophys., ser. geol., t. 9, N 1, 1965.

40. Grigorova Ek., Sokerova D. A determination of the depth of Mohorovicic's Boundary in Bulgaria based on body waves of near Earthquakes. E. S. C., Copenhagen, 1966.

41. Subbotin S., Sollogub V., Prosen D., Dragašević T., Mituch E., Posgay K. Crustal structure of Southeastern Europe according to the data of deep seismic soundings. Boll. di geofiz. teoretica et applicata, v. X, N 39, 1968.

Софийский высший
горно-геологический институт
Всесоюзный научно-исследовательский
институт геофизических методов разведки

УДК 551.243:550.83(234.42+234.421.1)

Перспективы угленосности верхневизейских отложений Западного Донбасса

На территории Западного Донбасса, примыкающей с северо-запада к освоенному промышленностью Красноармейскому угленосному району, по особенностям угленосности и качественной характеристике углей нижнего карбона выделяются три района (с запада на восток): Петровский, Новомосковский и Павлоградско-Петропавловский.

Угольные месторождения, расположенные на юге Западного Донбасса и характеризующиеся неглубоким залеганием пластов углей (300—600 м), в основном уже детально разведаны. В последние 4—5 лет разведочные работы проводятся преимущественно в пределах глубоких горизонтов (глубина залегания пластов 700—1800 м) — обширных площадей, находящихся в северной части рассматриваемой территории. Оценка угленосности этих площадей, имеющая большое значение для определения перспектив развития угольной базы Западного Донбасса, дается на основании детального анализа особенностей строения и условий формирования угленосных отложений в пределах разведанной части территории и распространения установленных особенностей на неразведанные площади.

В процессе полевых работ детально описано по скважинам (с выделением литогенетических типов и фаций угленосных отложений) более 150 разрезов угленосной толщи (около 60 000 пог. м), изучено более 10 000 образцов пород, проведены наблюдения в шахтах. Полученные данные использованы при составлении 30 фацциальных и 8 литогенетических профилей, позволивших выявить особенности литологического и фацциального состава, а также цикличности угленосной толщи. Построены более 100 палеогеографических карт для времени формирования регрессивной (подугольной) и трансгрессивной (надугольной) частей циклов первого порядка, вмещающих отдельные угольные пласты; 15 карт распространения отложений устьев рек, развитых в регрессивной части циклов первого порядка. Воссоздана древняя гидрографическая сеть, существовавшая на юго-востоке Украины в верхневизейское время; установлены направления и площади распространения вторичных размывов угольных пластов; выделены терригенно-минералогические провинции и определен состав пород области сноса.

Используя в качестве маркирующих горизонтов пласты углей и известняков, залегающих в период своего формирования почти горизонтально, мы построили 18 карт, отражающих интенсивность опускания территории Западного Донбасса в течение сравнительно коротких отрезков верхневизейского времени. Кроме того, произведен анализ мощностей угленосной толщи в целом.

Для выявления особенностей угленосности всей толщи составлены карты общего количества угольных пластов, пластов мощностью более 0,6 м, карты изменения коэффициентов общей и промышленной угленос-

систем по ресурсам растворенных в них газов [6]. Этот метод в сочетании с другими методами позволит повысить достоверность оценки прогнозных запасов углеводородов вообще и особенно — прогнозных запасов газа.

В связи с изложенным выше перед гидрогеологами газовой и нефтяной промышленности встает очень важная в теоретическом и практическом отношении задача координации изучения глубинной гидрогеологии с целью получения исходных данных для оценки прогнозных запасов углеводородов. Рекомендуемый для этого гидрогеологический метод отличается от общепринятого, но с определенных позиций является вполне обоснованным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брод И. О., Алексин А. Г. Среднекаспийский нефтегазоносный бассейн. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых». М., изд-во АН СССР, 1962.
2. Корценштейн В. Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. М., Гостоптехиздат, 1963.
3. Корценштейн В. Н. Прогноз нефтегазоносности по глубинным исследованиям подземных вод и оценка прогнозных запасов. Докл. АН СССР, т. 158, № 4, 1964.
4. Корценштейн В. Н. Гидрогеология мезозойской водонапорной системы Предкавказья. В сб. «Гидрогеология газонасыщенных районов Советского Союза», т. II. М., изд-во «Недра», 1964.
5. Корценштейн В. Н. Гидрогеология нефтегазовых месторождений Южного Мангышлака. М., изд-во «Недра», 1967.
6. Корценштейн В. Н. К методике прогнозных запасов газа и нефти по глубинным исследованиям подземных вод. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 42/50. М., 1968.
7. Корценштейн В. Н. Растворенные газы водонапорных систем — основной источник формирования промышленных залежей углеводородов. Тезисы к симпозиуму «Гидрогеологические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Русской платформы». Минск, 1969.
8. Корценштейн В. Н., Кирьяшкин В. М., Филин А. С., Фомин Ю. Д. Новые данные по гидрогеологии мезозойских водоносных комплексов Восточного Предкавказья. Тр. ВНИИГАЗ, вып. 33/41. М., 1970.
9. Мелик-Пашаев В. С., Кочетов М. И., Кузнецов А. В. и др. Методика определения параметров залежей нефти и газа для подсчета запасов объемным методом. М., Гостоптехиздат, 1963.
10. Польстер Л. А. Качественная оценка перспектив нефтегазоносности. В кн. «Принципы оценки перспектив нефтегазоносности крупных территорий». М., изд-во «Недра», 1964.
11. Ханнин А. А. Остаточная вода в коллекторах нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1963.

Всесоюзный научно-исследовательский институт природного газа

УДК 556.334:551.491.41(234.94-11)

Л. А. РЯБИНКИН, В. В. ЗНАМЕНСКИЙ, Ю. Н. ВОСКРЕСЕНСКИЙ

О применении сейсмического метода РНП в СССР и за рубежом

Метод регулируемого направленного приема сейсмических волн (МРНП) является одним из новых в сейсморазведке — основном виде геофизической разведки нефтяных и газовых месторождений. Метод РНП, разработанный в Московском институте нефтехимической и газовой промышленности им. акад. И. М. Губкина, ныне широко внедрен во всех перспективных нефтегазоносных провинциях, а также за рубежом.

Геологическая эффективность данного метода обусловлена применением обостренной частотной фильтрации, детальных систем полевых наблюдений, построением глубинного сейсмического разреза. Наилучшее разрешение регистрируемой сложной волновой картины на отдельные волны, прослеживающиеся в пределах небольших участков наблюдений, достигается не только разновременным суммированием, но и фильтрацией с необычно сильным подавлением низкочастотных составляющих в спектрах регистрируемых волн и смещением максимумов спектров в сторону верхних частот. Для того чтобы сделать наблюдаемую дробную волновую картину приемлемой для геологической интерпретации, необходимо иметь систему наблюдений с двух-трехкратным перекрытием; при сопоставлении волн требуется нанесение всех источников возникновения волн на плоскость глубинного, а не временного сейсмического разреза.

К концу 1969 г. производственными геофизическими организациями выполнено и обработано методом РНП свыше 45 тыс. пог. км профилей. Эффективность МРНП во многих регионах значительно выше по сравнению с другими модификациями сейсморазведки: повышается детальность и глубинность исследований, становится возможным выявлять и трассировать разрывные нарушения, устанавливать несогласия структурных планов, определять зоны выклинивания продуктивных горизонтов. При использовании МРНП выявлено и разведано более 150 сложнопостроенных нефтегазоносных структур, большая часть которых передана под разведочное бурение. Внедрение метода способствовало открытию около 30 нефтяных и газовых месторождений, в том числе таких крупных, как Оренбургское и Вуктыльское (Коми АССР) газовые месторождения, а также месторождений в Белоруссии, на Украине, в Казахстане, Башкирии, Грозненском нефтеносном районе, Азербайджане, Восточной Сибири, Сахалине и др.

Разведочная эффективность метода в различных геологических условиях в СССР и за рубежом широко освещена в геологической и геофизической литературе. Ниже дана краткая сводка об использовании МРНП по крупным регионам Советского Союза и за рубежом (рис. 1).

Европейская часть СССР. Наибольший объем разведочных работ МРНП (свыше 15 тыс. пог. км профилей) выполнен силами нескольких геофизических организаций в различных тектонических условиях в Прикаспийской впадине: в северной, западной и восточной прибортовых зонах, в центральной части впадины, где развиты типичные соляные купола, и в восточной ее части — в зонах развития антиклинальных складок, осложненных соляной тектоникой (Актюбинское Приуралье). Целью этих различных по степени детальности работ является изучение строения межкуповольных зон, конфигурации соляных куполов и тектоники подсольевых отложений.

Материалы, полученные с использованием МРНП, коренным образом изменили представления о строении межкуповольных мульд: опровергнуто основанное на данных сейсморазведки МОВ мнение о наличии мощных толщ соли в мульдах; установлено, что мулды сложены ультрамощными толщами пермтриасовых отложений. Стало возможным выявлять границу между морскими отложениями мезо-кайнозоя и красноцветами пермтриаса, а также несогласное залегание горизонтов в верхней и нижней частях надсольевых толщ. Все это позволило по-новому подойти к оценке перспектив нефтегазоносности межкуповольных мульд и включить их в число первоочередных объектов при поисках новых месторождений нефти и газа.

Геологическая эффективность МРНП при изучении соляных куполов заключается в более надежном трассировании крутых склонов погружения соли, установлении карнизов соли и глубоких криптодиapiровых куполов. Это позволило выявить приуроченность многих куполов к нарушениям в подсолевых отложениях.

При изучении тектоники подсолевых отложений МРНП обеспечивает зондирование на глубину до 10–12 км, способствует установлению ряда опорных отражающих горизонтов, получению данных о блоковом строении подсолевых отложений, несогласном залегании и выклинивании отдельных подсолевых горизонтов к бортовым зонам, выявлению ряда перспективных приподнятых зон (Ново-Алексеевская, Темир-Иттайская, Кисловская и многие другие) на глубинах, доступных для бурения. Типичным примером геологической эффективности МРНП в области развития соляной тектоники является разрез, полученный в западной прибортовой зоне Прикаспийской впадины (рис. 2).



Рис. 1. Районы применения МРНП

1 — объем работ более 1500 пог. км, 2 — объем работ до 1500 пог. км

Использование метода РНП при исследованиях в районе первой в СССР сверхглубокой скважины СГ-1 (Арал-Сор) позволило получить принципиально новые данные о геологическом разрезе и структурном положении скважины, что дало возможность правильно ориентировать ее бурение. Ныне глубинные исследования МРНП в Прикаспийской впадине рекомендованы как обязательные при выборе мест заложения новых сверхглубоких скважин.

В Актюбинском Приустье основной задачей МРНП стало изучение присводовых и сводовых частей соляных и подсолевых антиклиналей, а также такого сложного элемента тектоники, как надвиг, осложняющего подсолевые отложения. Это позволило открыть здесь несколько нефтяных месторождений (Кенкияк, Акжар, Каратюбе и др.).

Значительную роль играет МРНП при разведочных работах в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах. В Днепровско-Донецкой впадине этот метод применяется в основном в южной краевой ее части и в центральном грабене; он позволяет более полно, по сравнению с МОВ, осветить строение верхнего структурного этажа, уверенно проследить отражающие горизонты в отложениях юры, триаса и перми, во втором структурном этаже — карбоне и девоне на глубину до 6–10 км не только в зонах межкупольных мульд, но и в местах развития соляных куполов, а также выявить в подсолевых отложениях зоны тектонических нарушений. Благодаря МРНП были получены более полные данные по всем комплексам отложений (вплоть до фундамента) в пределах 12 площадей.

В Припятской впадине по данным МРНП впервые построены протяженные отражающие горизонты, равномерно и достаточно полно освещающие строение всего осадочного чехла по основным стратиграфическим комплексам в надсолевых, межсолевых и подсолевых отложениях; были также выявлены зоны тектонических нарушений. Применение МРНП обеспечило получение новых данных о строении подсолевых отложений ряда площадей Ельской, Речицкой, Осташковичской, Тишковской, Северо-

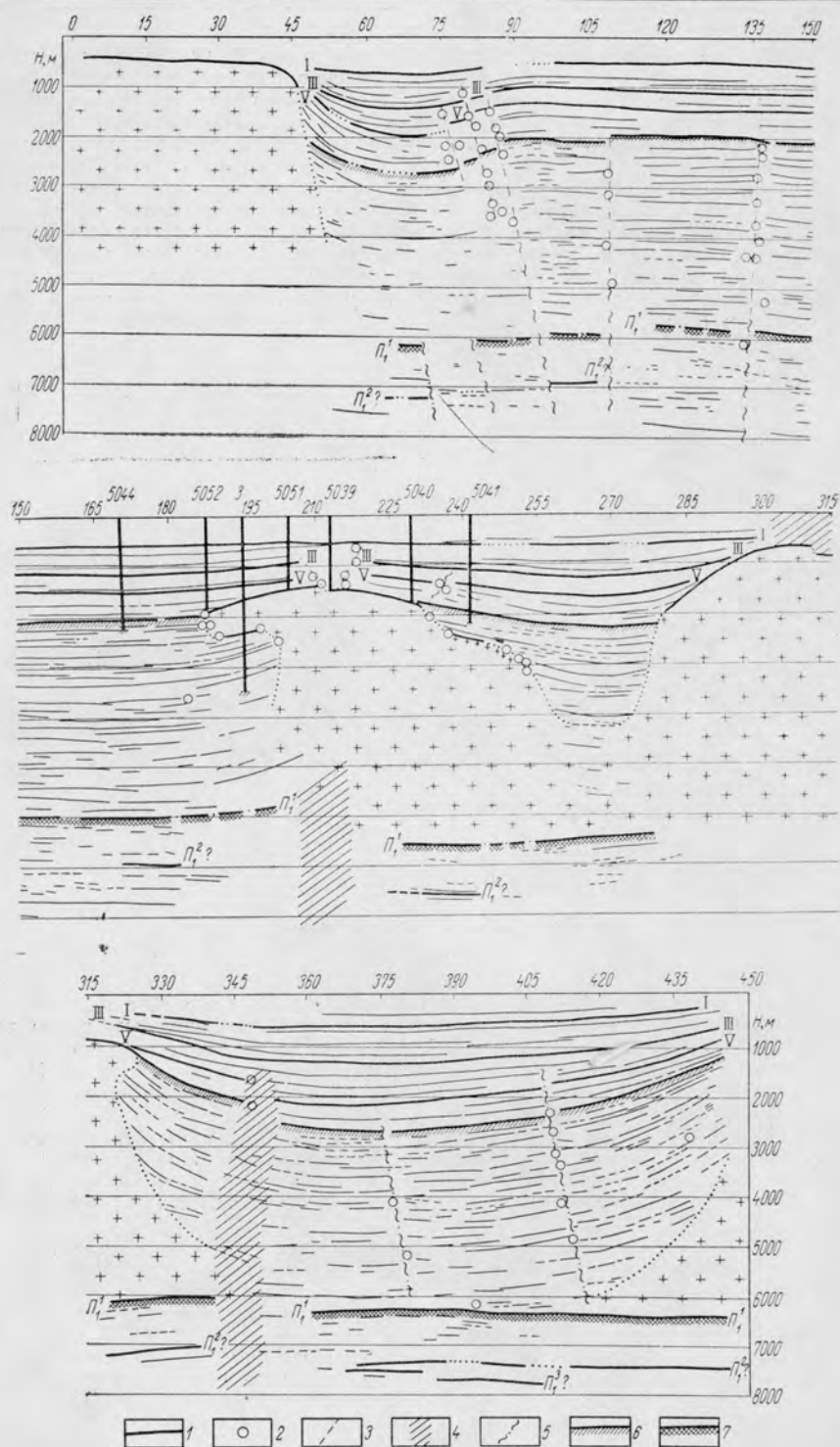


Рис. 2. Сейсмический разрез МРНП по профилю 1 в западной прибортовой зоне Прикаспийской впадины (по материалам треста «Волгограднефтегеофизика» и МИНХиП, 1968 г.)

1 — отражающие границы, 2 — области дифракции, 3 — тектонические нарушения, 4 — зоны разлома, 5 — предполагаемые тектонические нарушения, 6 — граница между морскими отложениями мезо-кайнозоя и красноцветами пермотриаса, 7 — верхняя граница подсолевых отложений

Домановичской, Васильковской и др.), что в конечном итоге способствовало открытию нефтяных месторождений в Белоруссии.

В Западных районах Украины МРНП применяют в пределах Волинно-Подольской окраины Русской платформы и во Внутренней и Внешней зонах Предкарпатского прогиба, где поиски и разведку сложнопостроенных блоковых структур невозможно проводить при использовании обычной методики МОВ. В платформенных условиях МРНП позволяет установить строение нижнего палеозойского структурного этажа и зон нарушений в нем, а также изучать границы несогласия между верхним и нижним структурными этажами. В Предкарпатье, несмотря на чрезвычайно сложные глубинные условия (опрокинутые антиклинальные складки надвинуты друг на друга и осложнены поперечными и продольными нарушениями), данные МРНП превосходят по своей детальности данные, полученные другими методами сейсморазведки. Две структуры (Стыновская и Таняевская) Карпатского региона, открытые и разведанные при помощи МРНП, являются в настоящее время месторождениями нефти.

Метод РНП широко применяется в нефтегазоносных районах Предкавказья и Крыма — при изучении передовых складок Восточного Предкавказья (Грозненский нефтяной район), Южного Дагестана, Кубанской депрессии, предгорий Крыма, обеспечивая поиски и разведку сложнопостроенных структур на значительных глубинах в мезозойских отложениях, с которыми в настоящее время связывают основные перспективы нефтегазоносности этих областей. МРНП дал возможность повысить глубинность исследований в среднем с 2,5—3 до 5—10 км, проследить по площади зоны тектонических нарушений, полнее изучить взаимоотношения пород мезозоя с вышележающими комплексами, выявить зоны выклиниваний. Скважины, заложенные с учетом данных МРНП в области передовых складок Восточного Предкавказья, позволили открыть ряд нефтяных месторождений в меловых отложениях.

На территории Азербайджана исследования МРНП выполнены более чем на 30 площадях — в пределах Юго-Восточного Кобыстана, Западного Апшерона, Алятской гряды, Аджиноурской области, а также на море в Приапшеронском районе и на структурах Бакинского архипелага. При этом были выявлены поднятия с крутыми и сильно изменяющимися углами границ осадочной толщи, изучены присводовые и сводовые части уже известных складок (так называемые «слепые зоны»), выявлены зоны дисъюнктивных дислокаций. Метод высокоэффективен и при изучении антиклинальных структур, осложненных проявлениями грязевого диапиризма.

В пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции наибольший объем работ с использованием данного метода выполнен в южной части Приуральского прогиба (Башкирская АССР и Оренбургская область), характеризующейся исключительно сложными для сейсморазведки условиями. Задачей являлись поиски и разведка подсолевых рифовых массивов, а также антиклинальных поднятий в центральной части прогиба и в зоне передовых складок Горного Урала. Исследования, охватившие большую часть прогиба, дали возможность впервые составить карты рифовой зоны и зоны погребенных складок по артинскому и угленосному горизонтам. Применение МРНП и скважинной сейсморазведки позволило выявить и разведать до десяти рифовых массивов, причем в некоторых из них выявлены месторождения нефти и газа (Кумертауское, Совхозное и др.). В центре прогиба и в зоне передовых складок Башкирии закартированы и подтверждены бурением четыре подсолевых поднятия по артинскому горизонту, а также антиклинальные прогибы и тектонические нарушения в отложениях карбона и девона. Разведка участков Юго-Восточного склона Русской платформы в пределах Башкирии дала возможность изучить рельеф поверхности фундамента и впервые фиксировать зоны выклинивания бавлинских красноватых отложений.

Применение МРНП в комплексе с другими геофизическими методами в районе Соль-Илецкого выступа фундамента позволило выявить крупное антиклинальное поднятие, что впоследствии привело к открытию крупнейшего Оренбургского газового месторождения. В этом же районе проведена серия региональных профилей МРНП, способствовавших изучению характера сочленения Приуральского прогиба, Волго-Уральской антеклизы и Прикаспийской впадины.

К настоящему времени накоплен значительный опыт применения МРНП в областях с пологими структурами, главным образом в пределах Русской платформы. Использование МРНП дало возможность отсеивать характерные для данных областей волны-помехи, выделять более протяженные, чем при разведке МОВ, отражающие границы, выявлять зоны выклинивания и, пожалуй, самое главное — устанавливать многочисленные тектонические нарушения, что явилось принципиально новым для понимания геологического строения областей с пологими структурами. Наибольший объем работ с использованием МРНП выполнен в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции (Коми АССР и Архангельская область). Исследования проводились более чем на тридцати площадях, а также по рекам Печоре и Усе. Данные МРНП использованы для обоснования проведения бурения более чем на десяти площадях, в том числе на Средне-Вуктыльской структуре, где открыто уникальное газовое месторождение.

В центральных районах Русской платформы МРНП применен при исследовании Московской синеклизы (Ярославская, Калининская, Горьковская, Пензенская и другие области), восточной (Удмуртская АССР) и юго-восточной окраины Русской платформы (Приволжская моноклинал, Доно-Медведицкий вал), дав возможность получить протяженные границы в терригенном девоне, использован при изучении меловых и юрских отложений в пределах вала Карпинского (Астраханская область), а также всей толщи осадочных пород и кровли кристаллического фундамента в Прибалтийской впадине (Латвийская ССР, Литовская ССР, Калининградская область).

Средняя Азия. В Туркмении МРНП нашел применение в трех различных по строению областях. В Западно-Туркменской впадине (п-ов Челекен) он с успехом используется при разведке по красноцветным и подстилающим красноцветы отложениям таких сложнопостроенных складок с разнонаправленными, близко расположенными зонами тектонических нарушений, как Челекен, Монжуклы, Западный Аладаг, Сыртланли; в центральной части Туркмении — с целью поисков пологих платформенных структур в пределах Каракумского свода; в восточной части Туркмении, в зоне Репетекских поднятий, — для изучения солянокупольной тектоники.

МРНП также используется при изучении Ферганской впадины и Таджикской депрессии. На юге Таджикской депрессии с помощью этого метода подготовлены под разведочное бурение несколько сложнопостроенных антиклинальных зон; зоны расположены близко друг от друга, имеют малые размеры, значительную амплитуду, крутые ($45-80^\circ$) углы падения и разбиты дизъюнктивными нарушениями. Подробно изучены антиклинальные зоны Донгуз, Кичик-Бель и др. (по нескольким горизонтам мела — палеогена); прослежены поверхности размыва; обнаружены выклинивания пластов на границе размыва. В присводовых частях складок установлены границы, осложненные мелкими нарушениями без сдвига и гофрировкой. В пределах площадей развития соляно-типсовой тектоники обнаружено несогласие мел-палеогенового и подсолевого юрского комплекса пород, а в юрских отложениях — ряд крупных антиклинальных поднятий, с которыми связаны основные перспективы нефтегазоносности в Таджикистане.

Сибирь. Наибольший объем работ проведен в Иркутской и Читинской областях и на о. Сахалин. Кроме того, МРНП применялся в Якутии, на Таймыре, а также в Минусинской и Кузнецкой котловинах.

В предгорных впадинах — в Прибайкалье, Забайкалье и Присаянье — МРНП является одним из основных разведочных методов. В Прибайкальской впадине и Иркутском амфитеатре изучены структуры по отражающим горизонтам в кембрии и докембрии, осложненные солевой тектоникой, тектоническими нарушениями и зонами фациальных замещений. Примером может служить сложнодислоцированная зона, к которой приурочено Марковское нефтегазовое месторождение. Аналогичные работы по разведке сложнопостроенных палеозойских структур выполнены в Ангара-Ленском прогибе (Якутия). Эффективность МРНП подтверждена также при исследовании мезозойских впадин Забайкалья и Приморского края.

МРНП использован при изучении тектоники третичных отложений Восточно-Сахалинского антиклинория на о. Сахалин. Подобные исследования осуществлены и в южной части острова, геологическое строение которой характеризуется обилием разрывных нарушений, наличием эффузивных излияний, внедрением интрузий, крутыми углами падения границ. По данным МРНП выявлено и разведано несколько нефтеперспективных структур; в некоторых из них открыты месторождения нефти.

В пределах Енисей-Хатангской впадины (п-ов Таймыр) МРНП применяется для трассирования нарушений в мезозойских отложениях и фундаменте.

Использование МРНП за рубежом. МРНП ныне широко применяется в ряде социалистических стран. В ГДР он используется с целью изучения докембрийского подсолевого комплекса пород, представленного эффузивами и мощной толщей красноцветных континентальных пород в северной (Гриммен-Бартовский вал), а также для изучения районов с соляно-купольной тектоникой в северо-восточной частях ГДР (Восточно-Эльбский массив). Применение МРНП дало возможность с наибольшей полнотой изучить тектонику надсолевых мезозойских отложений и строение соляных куполов, а главное впервые в стране получить исчерпывающие данные об условиях залегания докембрийских отложений, выявить здесь ряд перспективных структур. Это позволило опровергнуть существовавшее ранее мнение о невозможности изучения докембрийского комплекса при помощи сейсморазведки из-за кратных волн, обусловленных наличием вышезалегающих границ раздела, и создало предпосылки для более целенаправленного проведения буровых работ.

МРНП использован также при разведке нефтегазовых структур в Болгарии. На севере страны он применен в платформенных условиях (Мизийская платформа) для поиска пологих структур и нарушений в мезозое, а в Предбалканье — для исследований сложнопостроенных палеозойских структур.

Значительные по объему работы методом РНП выполнены польскими геологами при исследовании палеозойских формаций в Предкарпатье и Карпатах.

МРНП с успехом применялся для поисков и разведки мезозойских структур в молодых впадинах, в том числе в юрских флишевых отложениях, в Венгрии, а также в Прикарпатской впадине в Румынии.

Начиная с 1964 г. проводится сейсморазведка МРНП в Пакистане. В Западном Пакистане в районе Карачинского прогиба по данным МРНП сдан под бурение ряд чрезвычайно сложно построенных мезозойских структур; при бурении одной из них получен газ. В Восточном Пакистане получена ценная информация о крупных перспективных структурах к югу от Читтогонга, в сводовых частях которых МОВ не дал положительных результатов. На основании этих работ заложены две скважины.

Приведенные примеры наглядно свидетельствуют об успешном применении МРНП при решении многих сложных геологических задач, в особенности при выявлении литологических, стратиграфических и других сложнопостроенных залежей нефти и газа. В связи с этим следует обратить внимание на техническую оснащенность работ методом РНП. Для суммирования магнитных записей по методу РНП организовано производство нескольких моделей серийных сумматоров («Поиск»-1-24РНП, МС-2, «Поиск»-11РНП-ОВ).

Однако автоматическому построению глубинных разрезов по методу РНП пока еще уделяется недостаточно внимания, и это ограничивает его применение. Что касается аппаратуры для построения так называемых «векторных» временных разрезов ФБ-3, то надежды использовать его в качестве устройства, позволяющего автоматизировать обработку материалов по методу РНП, лишены основания. Указанное устройство действительно оказывает помощь при расшифровке интерференционных картин, наблюдаемых при обычных работах МОВ, но это играет лишь подсобную роль при обработке данных по методу РНП. Построение глубинных разрезов в процессе сопоставления волн является логическим следствием принятой в МРНП методики выделения полезных волн, обеспечивающей его геологическую эффективность.

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

УДК 550.834(47+57+470.4)

Л. А. БУРЯКОВСКИЙ

Условия осадконакопления, закономерности изменения и перспективы поисков пород-коллекторов в пределах западной акватории Апшеронского порога

Западная акватория Апшеронского порога включает район Апшеронского архипелага и более глубоководную его часть вплоть до структуры Банка Ливанова, расположенной в 130 км к востоку от Апшеронского полуострова. За последние годы изучены петрографические особенности и коллекторские свойства пород продуктивной толщи (средний плиоцен) Апшеронского архипелага. В основу настоящей статьи положены данные анализа 1766 образцов пород, отобранных из разрезов многочисленных скважин глубокого бурения.

Сопоставление свойств коллекторов произведено по двум группам месторождений — северо-западной и юго-восточной, выделенным в соответствии с принятым тектоническим районированием архипелага. В северо-западную группу (рис. 1) входят структуры антиклинальной зоны Банка Дарвина, о. Артема, Георгияны-море, Банка Южная, в юго-восточную — структуры антиклинальной зоны Камни Григоренко, о. Жилой, Грязевая Сопка, Нефтяные Камни. Тектонический принцип деления позволяет установить закономерности изменения коллекторских свойств пород в зависимости от палеогеографической обстановки, условий накопления осадков и формирования структур Апшеронского архипелага.

Минералогический состав пород-коллекторов неоднороден (рис. 2): в легкой фракции (95—99%), кроме кварца (30—90%), в значительном количестве присутствуют обломки генетически различных пород (5—50%) и полевые шпаты (5—30%). С увеличением количества песчано-алевритового материала возрастает содержание кварца и уменьшается количество обломков пород. Наибольшее содержание полевых шпатов отмечается в наименее отсортированных разностях. В глинистых породах содержание минералов дистен-ставролитовой группы ниже, а хлорита и слюд — выше. Содержание устойчивых минералов, высокое в отсортированных песках и алевритах, уменьшается в плохо отсортированных породах (рис. 3).

В направлении с северо-запада на юго-восток уменьшается количество кварца в осадках и возрастает доля полевых шпатов и обломков различных пород. Содержание кварцевых и олигомиктовых песков и песчаников в разрезе уменьшается от 55% на Банке Южной до 25% на о. Жилом и до 17% на Нефтяных Камнях, количество же кварц-полевошпатовых песков и алевритов увеличивается от 34% на Банке Южной до 44% на Нефтяных Камнях. Аналогичные изменения испытывает и состав аксессуарных минералов. В юго-восточном направлении уменьшается содержание в породе минералов дистен-ставролит-силлиманитовой группы и увеличивается количество эпидота, слюд и хлорита.

Анализ установленных закономерностей в распределении компонентов минерального состава пород продуктивной толщи подтверждает мнение о том, что основными источниками питания служили:



Рис. 1. Схема расположения структур Апшеронского порога

1 — изобаты, 2 — структуры: 1 — Банка Андриевского, 2 — им. 40-летия Азербайджана, 3 — Банка Дарвина, 4 — о. Артема, 5 — Гюргяны-море, 6 — Банка Южная, 7 — Камни Григоренко, 8 — о. Жилой, 9 — Грязевая Сопка, 10 — Нефтяные Камни, 11 — им. 28 апреля, 12 — им. 26 Бакинских комиссаров, 13 — Промежуточная, 14 — Банка Ливанова, 15 — Грязный Вулкан, 16 — Банка Жданова, 17 — Челекен

— суша, располагавшаяся к северу и северо-востоку от Апшеронского архипелага и поставлявшая платформенный материал, который характеризуется кварцевым составом с устойчивыми прозрачными ассоциациями и парагенезисом дистен — ставролит — силлиманит;

— Большой Кавказ, где размывались юрские, меловые и третичные отложения, служившие источником малоустойчивых компонентов пестрого состава (обломки пород и авгит-диопсид-роговообманково-эпидотовая ассоциация);

— Малый Кавказ, где разрушались эффузивные комплексы мезозойских и третичных пород.

На фоне отмеченного общего понижения содержания кварца в породах в юго-восточном направлении наблюдается локальное его увеличение на участке о. Жилой — Нефтяные Камни, т. е. в пределах второй антиклинальной зоны. Синхронно изменяются содержания и других компонентов минерального состава, что может свидетельствовать о расположении источников кварц-дистен-ставролитового материала вблизи юго-восточной оконечности Апшеронского архипелага и о развитии древних островов к северо-востоку от современных структур Нефтяные Камни. Таким образом, существование Средне-Каспийской суши подтверждается и новыми данными.

Основная закономерность механической сортировки осадков на дне водоемов проявляется в виде зависимости их гранулометрического состава от геоморфологии дна и от гидродинамического режима бассейна, а также от расстояния до береговой линии [3, 8]. Гранулометрическая дифференциация осадков наиболее четко проявляется в пределах крупных водоемов, больших морей и особенно океанов. В небольших водоемах наблюдается смещение тонкозернистых осадков на все меньшие глубины. Так, например, на океаническом шельфе алевриты появляются обычно с глубины около 100 м и более, в Каспийском и Аральском морях — с глубины 5—15 м, редко глубже; в небольших озерах илы распространены на глубинах 0,5—1,5 м, т. е. почти у самого уреза воды [5, 8].

Характер гранулометрической дифференциации обломочного материала представлен в виде графика (рис. 4), который после уточнения может быть использован при реконструкции рельефа дна бассейна по гранулометрическим показателям.

Коллекторы продуктивной толщи, формировавшиеся в мелководном бассейне, сложены глинисто-алевритовыми песками, супесями, алевритами, суглинками, хлидолитами и их сцементированными разновидностями. В составе каждой свиты этой толщи выделяется один или два-три преобладающих типа пород. Кирмакинская свита (КС) сложена главным образом песчано-глинистыми алевритами (63%), чистые алевриты

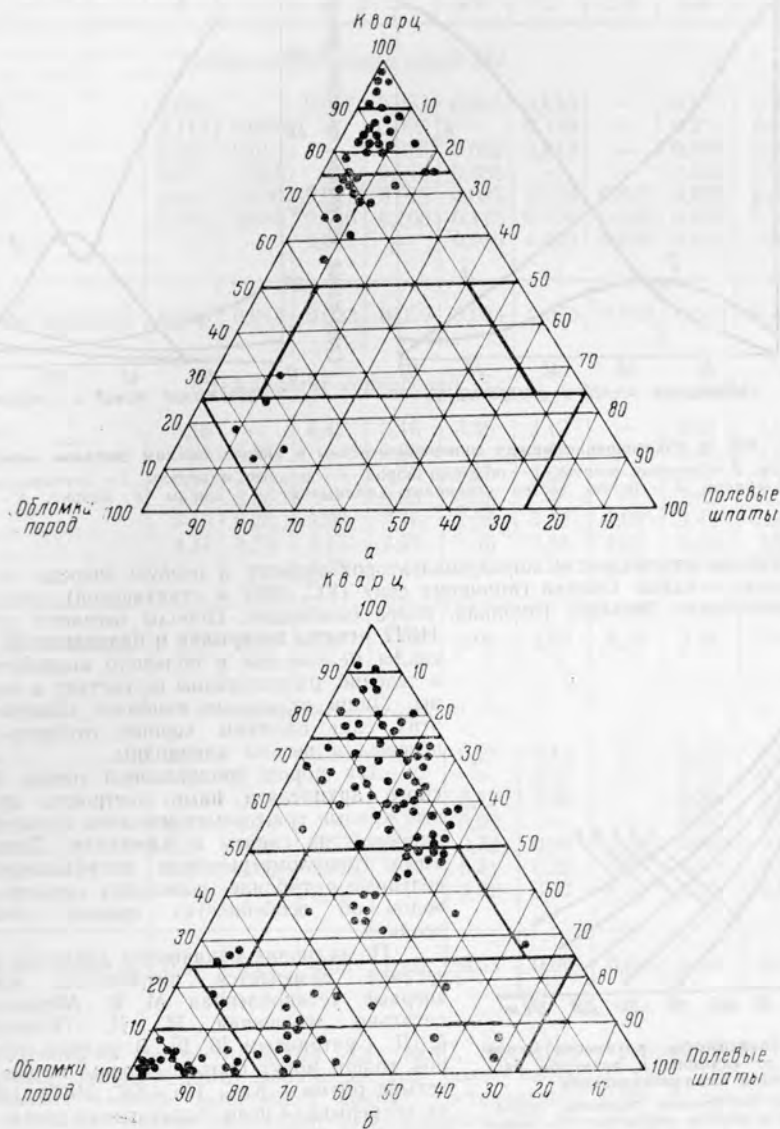


Рис. 2. Минералогический состав легкой фракции
а — Банка Южная, б — Нефтяные Камни

и пески почти не встречаются. Более разнообразный состав имеют коллекторы подкирмакинской свиты (ПК), состоящие в основном из глинисто-алевритовых песков и хлидолитов (по 22%); подчиненное положение занимают супеси и песчано-глинистые алевриты (16—19%). Калинская свита (КаС) на 30% состоит из песчано-глинистых алевритов, содержание которых здесь в два раза больше, чем в свите ПК и в два раза меньше, чем в свите КС. Следующими по значимости являются хлидолиты (19%) и глинисто-алевритовые пески (16%). Количество их в разрезе калинской свиты несколько меньше, чем в подкирмакинской, но значительно больше, чем в кирмакинской. Из трех основных свит нижнего отдела продуктивной толщи наиболее одно-

родна по составу кирмакинская, менее однородна — подкирмакинская свита и весьма неоднородна — калинская. Значения относительной энтропии для них соответственно равны 0,61; 0,89 и 0,90.

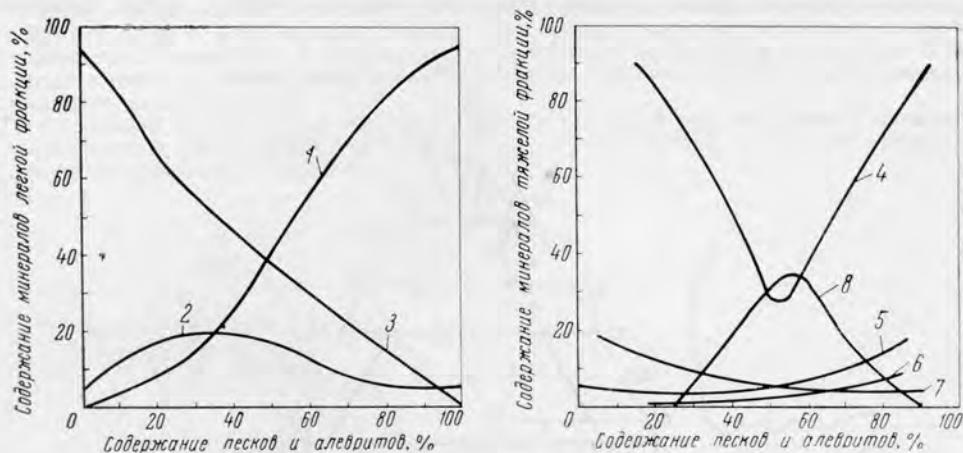


Рис. 3. Соотношение между минералогическим и литологическим составом пород

1 — кварц, 2 — полевые шпаты, 3 — обломки пород, 4 — рудные минералы, 5 — ассоциация устойчивых минералов, 6 — группа дистен-ставролит-силлиманит, 7 — слюды и хлорит, 8 — глауконит

Степень однородности пород-коллекторов зависит в первую очередь от условий накопления осадков. Осадки глинистых свит (КС, НКГ и сураханской), отлагавшиеся на сравнительно больших глубинах, более однородны. Породы песчаных свит (ПК, НКП, «свиты перерыва» и балаханской), несущие следы мелководья и большего воздействия волн и течений, разнообразны по составу и неоднородны. Лишь отдельные наиболее мощные пласты этих свит сложены хорошо отсортированными песками и весьма однородны.

Для пород продуктивной толщи Апшеронского архипелага нами построены кумулятивные кривые гранулометрического состава с группировкой по свитам и площадям. Данные подсчета гранулометрических коэффициентов, приведенные в таблице, позволяют сделать ряд выводов об особенностях процесса накопления осадков.

По величине медианного диаметра зерен отчетливо намечается ритмичность отложений, впервые установленная М. В. Абрамовичем и детально изученная И. И. Потаповым и А. Д. Султановым [6, 9]. В разрезе продуктивной толщи могут быть выделены только нижние четыре ритма — КаС, ПК+КС, НКП+НКГ, свита «перерыва»+низы балаханской свиты (рис. 5), поскольку отложения верхнего отдела (особенно сураханской и сабунчинской свит) повсеместно размыты. Ритмичность осадков продуктивной толщи прослеживается в разрезах всех площадей архипелага.

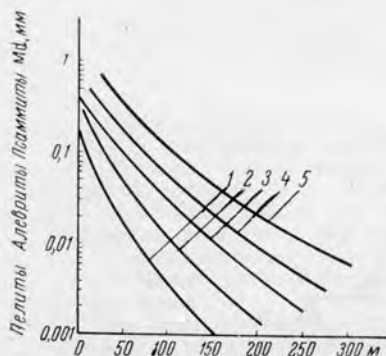


Рис. 4. Зависимость крупности зерен осадков от глубины и размеров бассейна осадконакопления

1 — малые внутренние водоемы, озера; 2 — моря в период регрессии; 3 — моря (среднее положение); 4 — моря в период трансгрессии; 5 — океанический шельф

Коллекторы продуктивной толщи представлены плохо отсортированными породами, содержащими большое количество мелких фракций. Средний размер зерен 0,057 мм, коэффициент сортировки равен 3,7; первый параметр изменяется от 0,023 (свиты НКГ и КС) до 0,092 мм (свита «перерыва»), второй — от 3,4 (свиты НКГ и КС) до 3,9 (свита «перерыва» и низы балаханской свиты).

С увеличением глинистости песчано-алевритовых коллекторов возрастает коэффициент асимметрии кумулятивных кривых, находящийся в обратно пропорциональной зависимости от медианного диаметра зерен (рис. 6). В среднем коэффициент

Гранулометрические коэффициенты пород продуктивной толщи

Свита	Банка Дарвина	О. Артема	Гюрганы	Банка Южная	Камни Григоренко	О. Жилой	Грязевая Сопка	Нефтяные Камни	Среднее по свите
-------	---------------	-----------	---------	-------------	------------------	----------	----------------	----------------	------------------

Медианный диаметр зерен M_d

Балаханская	0,095	—	0,037	0,063	0,095	0,110	—	0,075	0,079
„Перерыва“	0,110	0,047	—	0,095	—	0,130	—	0,075	0,092
НКГ	0,030	0,016	—	0,026	0,012	0,019	—	0,029	0,022
НКП	0,070	0,085	—	0,045	0,085	—	—	0,120	0,081
КС	0,027	0,020	0,021	0,023	0,022	0,024	0,029	0,023	0,024
ПК	0,060	0,054	0,046	0,100	0,115	0,120	0,040	0,055	0,074
КаС	—	—	0,027	—	0,056	0,047	0,050	0,033	0,043
Среднее по площади	0,065	0,044	0,033	0,059	0,064	0,075	0,040	0,059	0,057

Коэффициент сортировки, S_0

Балаханская	3,16	—	5,47	3,16	3,36	4,12	—	4,33	3,94
„Перерыва“	2,95	4,85	—	2,93	—	3,08	—	5,47	3,86
НКГ	3,07	2,93	—	3,53	3,50	4,60	—	2,88	3,42
НКП	3,16	2,86	—	3,03	3,08	—	—	2,92	3,01
КС	3,16	2,75	3,96	3,16	2,66	3,87	4,08	3,42	3,40
ПК	4,17	3,72	5,15	2,57	2,45	3,35	4,02	3,80	3,66
КаС	—	—	4,08	—	3,39	3,94	4,77	4,08	4,05
Среднее по площади	3,28	3,42	4,67	3,07	3,05	3,83	4,29	3,84	3,66

Коэффициент сортировки S_K

Балаханская	0,28	—	0,35	0,65	0,25	0,14	—	0,21	0,31
„Перерыва“	0,38	0,38	—	0,42	—	0,22	—	0,13	0,31
НКГ	0,85	0,84	—	0,67	0,77	0,94	—	0,80	0,81
НКП	0,40	0,16	—	0,77	0,53	—	—	0,24	0,42
КС	0,67	0,93	0,57	0,68	0,72	0,93	0,72	0,80	0,75
ПК	0,49	0,80	0,45	0,44	0,41	0,20	0,65	0,39	0,48
КаС	—	—	0,82	—	0,62	0,57	0,45	0,55	0,60
Среднее по площади	0,51	0,62	0,55	0,60	0,55	0,50	0,61	0,45	0,54

асимметрии преимущественно глинистых свит (КаС, КС, НКГ), равный 0,72, в 1,9 раза превышает значение этого параметра для более песчаных свит (ПК, НКП, свита «перерыва» и низы балаханской свиты), составляющее 0,38. В среднем по разрезу коэффициент асимметрии равен 0,54, значения его по свитам меняются от 0,31 (низы балаханской свиты и свита «перерыва») до 0,81 (НКГ). Во всех случаях коэффициент асимметрии меньше 1, что свойственно алевропесчаным породам (пескам, супесям, глинисто-песчаным алевритам и хлидолитам), отлагавшимся в прибрежно-шельфовой зоне бассейна.

Коэффициент сортировки увеличивается от 2,5 до 4—5 с увеличением медианного диаметра зерен от 0,01 до 0,0316 мм, а затем уменьшается до 3 с увеличением медианного размера до 0,1 мм и более. Это позволяет говорить о том, что наиболее однородными являются осадки глинистых свит с диаметром зерен менее 0,0316 мм, а также хорошо отсортированные песчано-алевритовые породы, диаметр зерен которых более 0,1 мм.

Числовые характеристики гранулометрических коэффициентов использованы для реконструкции рельефа дна бассейна во время отложения осадков продуктивной толщи на территории Апшеронского архипелага. При этом мы полагали, что уменьшение

медианного диаметра зерен и увеличение значений коэффициента асимметрии свидетельствуют об углублении бассейна, а возрастание коэффициента сортировки указывает на развитие течений. При реконструкции учитывался график зависимости величины зерна от размеров бассейна и его глубины (см. рис. 4).

При сравнении гранулометрических коэффициентов коллекторов, развитых на месторождениях северо-западной и юго-восточной групп, отмечено, что в юго-восточном направлении крупность зерна осадков хотя и незначительно, но увеличивается в среднем от 0,05 до 0,06 мм, а глинистость уменьшается от 29,7 до 27,2%. Коэффициент асимметрии уменьшается от 0,57 до 0,53, а коэффициент сортировки зерен увеличивается от 3,63 до 3,76. Все эти данные могут свидетельствовать или о наличии в юго-восточной части шельфа участков размыва (островов, банок), удаленных от основного источника сноса кварцевого материала, находившегося к северу и северо-западу от современных северных границ архипелага, или о развитии течений, более сильных, чем в северо-западной части шельфа.

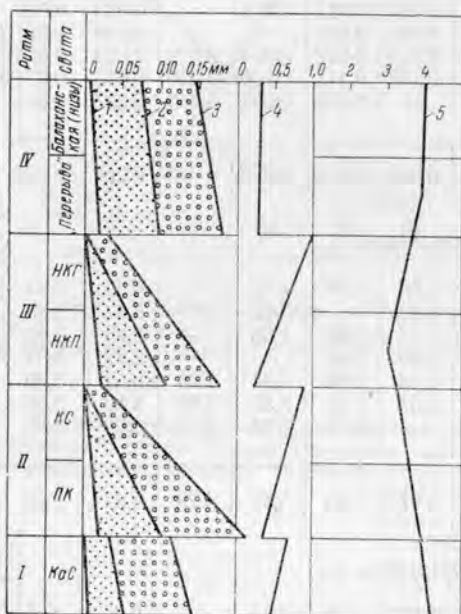


Рис. 5. Изменение гранулометрических параметров по разрезу продуктивной толщи Апшеронского архипелага

1 — нижняя квартиль, 2 — медианный размер зерен, 3 — верхняя квартиль, 4 — коэффициент асимметрии, 5 — коэффициент сортировки

Отмечено увеличение глинистости отложений в направлении с северо-запада на юго-восток в пределах каждой тектонической зоны в отдельности. В районе Банки Дарвина она равна 28,6%, на о. Артема 30,2%, а на площади Гюргяны достигает 34,5%. Средний медианный диаметр зерен соответственно уменьшается от 0,065 до 0,044 мм и далее до 0,33 мм. Исключение составляет самое крайнее месторождение — Банка Южная, которое, находясь на продолжении оси первой антиклинальной зоны, представляет собой террасу на юго-западном крыле Жилинской структуры, т. е. тяготеет ко второй зоне. В пределах последней при переходе от Камней Григоренко к о. Жилому, Грязевой Сопке и Нефтяным Камням значения глинистости пород изменяются так: 24,9; 25,7; 28,6; 28,1%, а медианный диаметр зерен соответственно равен 0,064; 0,075; 0,040; 0,059 мм, т. е. наблюдается увеличение глинистости или уменьшение среднего размера зерен в юго-восточном направлении. Банку Южную ($S_{IV}=18,9\%$; $Md=0,059$ мм) можно рассматривать в качестве первого члена этого ряда. Указанная закономерность прослеживается не только в целом по разрезу продуктивной толщи, но и по отдельным ее свитам.

Перечисленные особенности объясняются своеобразной палеогеографической обстановкой накопления осадков продуктивной толщи, когда перенос терригенного кварцистен-ставролитового материала происходил в юго-восточном направлении и крупность зерен осадков в пределах каждой тектонической зоны закономерно уменьшалась по мере удаления от областей размыва. Можно предположить, что источники питания были различными для каждой антиклинальной зоны, причем в юго-восточной части архипелага они располагались так же близко к областям накопления осадков, как и в северо-западной. Данные о неодинаковом гранулометрическом составе пород, составляющих отдельные антиклинальные зоны, подтверждают известное положение о накоплении осадков продуктивной толщи одновременно с ростом антиклинальных структур. Геоморфологическое обособление антиклинальных зон нашло отражение в изменении величины, окатанности и отсортированности зерен, а следовательно и в неодинаковых коллекторских свойствах пород.

Предположение о влиянии геоморфологии области накопления осадков, характеризующейся ростом антиклинальных поднятий на общем фоне погружения дна бассейна, на крупность зерен пород, может оказаться весьма важным не только для выяснения палеогеографических условий осадконакопления, но и для определения перспектив поисков хороших коллекторов. Последние, очевидно, должны быть приурочены к поднятиям, вследствие чего структуры, открытые сейсморазведкой в пределах глубоководной части Апшеронского порога и совершенно не изученные бурением, могут быть сложены породами с лучшими коллекторскими свойствами, чем в сопредельных впадинах.

Немаловажные сведения о характере накопления осадков получены при исследовании коллекторских свойств пород. Косвенным показателем неодинаковой окатанности зерен, свидетельствующей о различных условиях транспортировки обломков пород, служит величина пористости тех или иных литологических типов пород, поскольку на пористость естественных агрегатов влияют как размер, так и форма зерен. Упаковки из неокатанных зерен даже одинаковых размеров обладают большей пористостью, чем упаковки из окатанных (сферических) зерен. Природные агрегаты, состоящие из неокатанных зерен, будут иметь более или менее одинаковую пористость независимо от соотношения фракций в породе. Произойдет как бы частичное взаимопогашение декремента и инкремента пористости, в результате чего пористость различных типов пород будет отличаться незначительно. Преобладание роли инкремента пористости явно свидетельствует о плохой окатанности зерен.

По мере удаления от береговой линии бассейна продуктивной толщи увеличивается разница в величинах пористости различных литологических типов пород, что свидетельствует об их большей дифференциации по величине и окатанности зерен. В этом случае значительно возрастает роль декремента пористости. Например, на более удаленном от древней береговой линии месторождении Грязевая Сопка пористость различных литологических типов пород меняется от 16 до 27%, причем наименьшей пористостью характеризуются хлидолиты (16%) как плохо отсортированные осадки, состоящие из более окатанных зерен. Аналогичное соотношение величин пористости пород установлено и для других площадей архипелага с большей или меньшей изменчивостью вследствие статистического характера изучаемого явления и возможного дополнительного питания различным по степени окатанности кластическим материалом, поступающим с различным удаленных островов и банок.

Дополнительные данные о сравнительной неоднородности коллекторов получены в результате корреляционного анализа зависимостей между коллекторскими свойствами пород. Например, линии зависимости величины отношения $K_p/K_{пр}$ от удельной поверхности $S_{уд}$ (или от глинистости $S_{гв}$) по месторождениям юго-восточной группы располагаются значительно ближе друг к другу, чем по месторождениям северо-западной группы, что указывает на большую однородность и отсортированность обломочного материала пород, развитых в юго-восточной части архипелага (рис. 7).

Кривые связи пористости пород (K_p) с проницаемостью ($K_{пр}$), построенные для юго-восточной группы месторождений, ложатся тесно, как бы сливаясь в одну. По северо-западной группе площадей они значительно разбросаны. Это, по-видимому, также обусловлено большей однородностью коллекторов юго-восточной части архипелага. В целом такие кривые, построенные для юго-восточной группы месторождений, расположены более круто, чем кривые для северо-западной группы, что также связано с однородностью пород первой группы.

Таким образом, основная закономерность литолого-фациальных изменений, заключающаяся в уменьшении песчаности и увеличении глинистости пород в направлении с северо-запада на юго-восток по каждой антиклинальной зоне в отдельности, объясняется неодинаковыми условиями накопления осадков.

Однако увеличение глинистости в направлении погружения отдельных антиклинальных зон не влечет за собой значительного ухудшения основных коллекторских свойств пород (пористости и проницаемости). В этом проявляется, во-первых, установленная нами обратная связь между содержанием глинистого и карбонатного материала в породах-коллекторах. Как показано, величина отношения $S_{пес}/S_{гв}$ равна 1,22, и общее количество цемента изменяется менее резко, поскольку увеличение глинистости пород компенсируется уменьшением их карбонатности. Вследствие этого значения пористости и проницаемости более глинистых и менее глинистых коллекторов оказываются весьма близкими, а ухудшение коллекторских свойств глинистых коллекторов становится менее ощутимым.

Во-вторых, слабое влияние глинистости на коллекторские свойства пород можно объяснить особенностями их петрографического состава и методики гранулометриче-

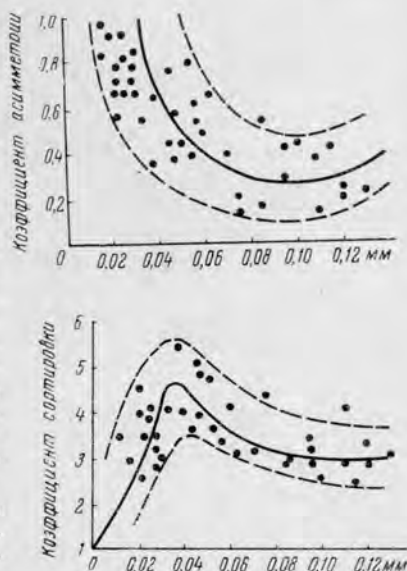


Рис. 6. Зависимость коэффициента асимметрии и коэффициента сортировки от медианного диаметра зерен

ского анализа. Известно, что при подготовке образцов к анализу выветрелые зерна полевых шпатов и обломки глинисто-карбонатных пород дробятся на частицы пелитовой размерности [7]. Поэтому высокое содержание пелитовой фракции по данным анализа еще не говорит о ее присутствии в порах породы в виде дисперсного мате-

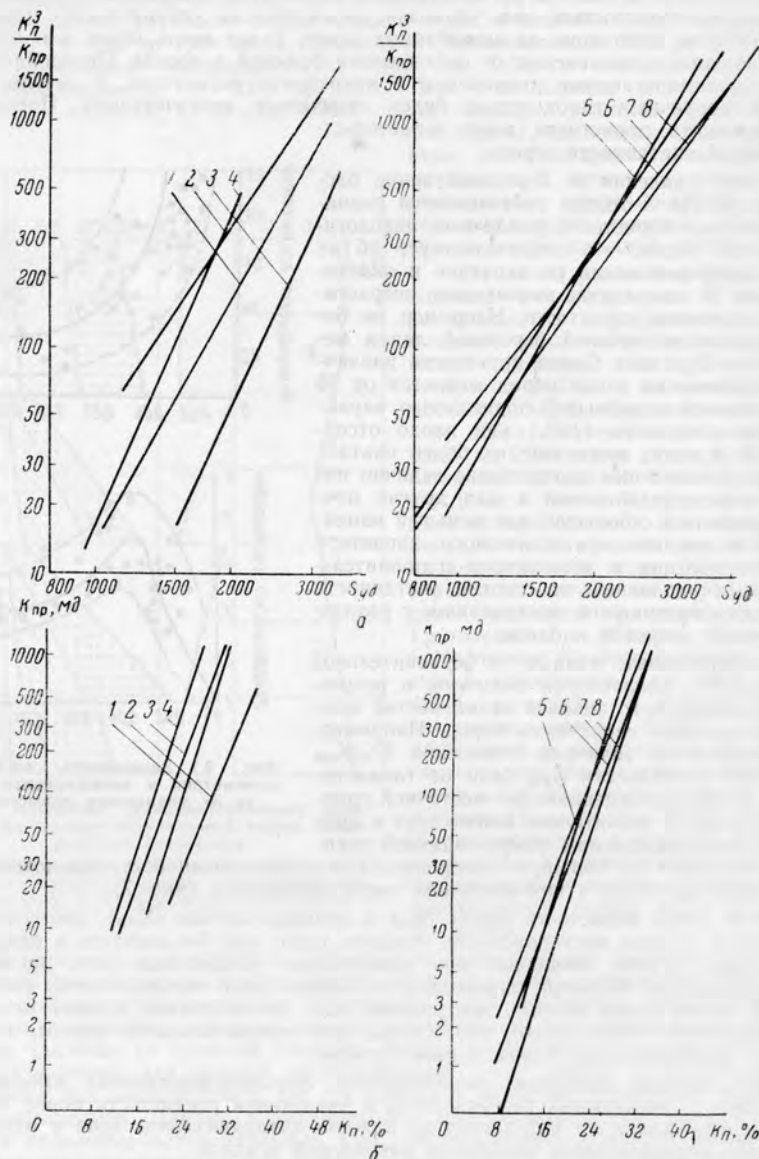


Рис. 7. Зависимости отношения $K_d^3/K_{пр}$ от удельной поверхности $S_{уд}$ (а) и между пористостью $K_п$ и проницаемостью $K_{пр}$ (б) для пород продуктивной толщи Апшеронского архипелага

1 — Банка Дарвина, 2 — о. Артема, 3 — Гюргяны-море, 4 — Банка Южная, 5 — Камни Григоренко, 6 — о. Жилой, 7 — Грязевая Сопка, 8 — Нефтяные Камни

риала, поскольку полевые шпаты и обломки пород в монолите сохраняют форму отдельных крупных зерен. Поровое пространство таких пород обладает значительно лучшими коллекторскими свойствами, чем пород с дисперсной глинистостью.

Несмотря на то что глинистость коллекторов северо-западной группы месторождений в целом выше, чем юго-восточной, отмечается обратное соотношение величин пористости и проницаемости: 23,6% и 200 мд по северо-западной группе и 22,2%

и 160 мд по юго-восточной. Это обусловлено большей карбонатностью коллекторов последней группы месторождений (10%) по сравнению с первой (8,8%).

В пределах антиклинальной зоны Банка Дарвина—Банка Южная в направлении с северо-запада на юго-восток наблюдается уменьшение пористости пород от 24,1 до 19,5%, а в пределах антиклинальной зоны Камни Григоренко—Нефтяные Камни

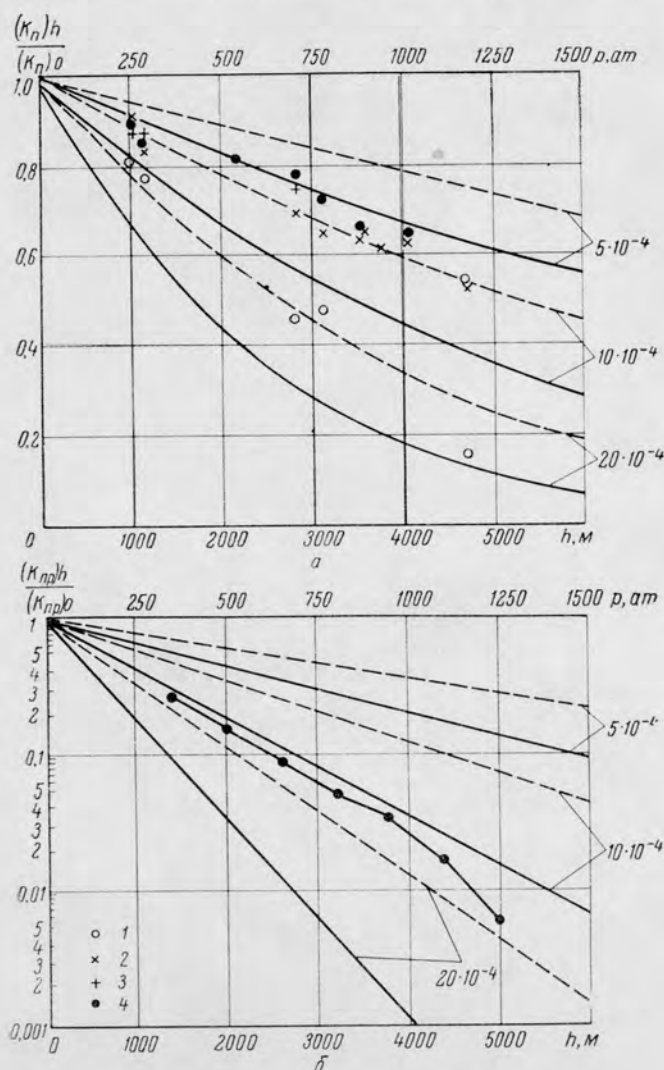


Рис. 8. Теоретические и экспериментальные данные об относительном уменьшении пористости (а) и проницаемости (б) пород продуктивной толщи в зависимости от их глубины залегания h (величины всестороннего сжатия β)

Модуль кривых — коэффициент необратимого уплотнения, $at=1$: сплошные линии — безразмерный коэффициент разгрузки горного давления при $n=0$, пунктирные — то же, при $n=0.85$
1 — все коллекторы, 2 — пески, 3 — хлидолиты, 4 — глины

этот параметр, наоборот, увеличивается от 21,4 до 24,4%. В том же направлении в пределах каждой зоны происходит хотя и не вполне закономерное увеличение средней проницаемости от 100—150 до 200—300 мд. Увеличение пористости и проницаемости к юго-востоку является весьма важным признаком для обнаружения хороших коллекторов на структурах Апшеронского порога.

Поскольку глубины залегания продуктивных горизонтов на структурах порога на 2000—3000 м больше, чем на структурах архипелага, всестороннее сжатие оказывает значительное влияние на пористость и проницаемость пород. Для учета влия-

ния этого сжатия нами выполнены специальные исследования [2]. Экстраполируя численные значения пористости и проницаемости пород Апшеронского архипелага на коллекторы глубокозалегающих структур, можно предположить, что пористость последних не ниже 15—18%, а проницаемость измеряется десятками миллидарн (рис. 8). Глинистость коллекторов, по-видимому, увеличивается до 30%, а карбонатность остается без изменения.

Для оценки влияния литологических особенностей коллекторов на основные параметры — пористость и проницаемость могут быть использованы установленные нами парные и многомерные зависимости между коллекторскими свойствами пород, положенные в основу математической модели коллектора и оценочной классификации коллекторов. Это особенно важно для оценки качества коллекторов по ограниченному керновому материалу глубоких скважин, пробуренных на разведочных морских площадях. В частности, для оценки коллекторских свойств пород по их фракционному составу можно воспользоваться сводными треугольниками смеси трех фракций с соответствующими изолиниями пористости или проницаемости, построенными для пород продуктивной толщи Апшеронского архипелага [1].

В свете установленных закономерностей размещения пород-коллекторов на площади архипелага высокоперспективными представляются структуры Апшеронского порога, где могут существовать условия, благоприятные для аккумуляции газовых, газоконденсатных и газонефтяных залежей в породах обоих отделов продуктивной толщи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багирзаде Ф. М., Буряковский Л. А., Дадашев Р. М., Тагирзаде П. А. Влияние гранулометрического состава и карбонатности на пористость и проницаемость пород продуктивной толщи. «Азербайджанское нефтяное хозяйство», 1964, № 3.
2. Буряковский Л. А., Байрамбейли Н. И., Листенгартен Б. М., Самедова Л. Г. Влияние всестороннего сжатия на коллекторские свойства пород калинской свиты Апшерона и электрические свойства пород в глубоких скважинах месторождения Южная. Тезисы докл. на Украинской республиканской межвузовской науч.-техн. конф., г. Ивано-Франковск, 1968.
3. Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1958.
4. Мустафаев И. С. Литофации и палеогеография среднеплиоценовых нефтегазоносных отложений Каспийской впадины. Баку, изд-во Азернешр, 1963.
5. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1, 2. М., изд-во АН СССР, 1952.
6. Потапов И. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Изв. АН Азерб. ССР, № 2, 1947.
7. Пугач А. Л., Савченко В. И. Влияние пелитовой фракции на коллекторские свойства пород. «Геология нефти и газа», 1967, № 3.
8. Страхов Н. М. Основы учения о литогенезе. Т. 1, 2, изд. 2-е. М., изд-во АН СССР, 1962.
9. Султанов А. Д. Цикличность в осадкообразовании продуктивной толщи Апшеронского полуострова. Докл. АН Азерб. ССР, т. V, № 11, 1949.

Институт проблем
глубинных нефтегазовых месторождений
АН Азерб. ССР

УДК 552.5:539.217:553.98 (262.8-15)

В. Ф. ЕРОФЕЕВ

Геотермическая активность недр и размещение залежей углеводородов

В пределах крупных нефтегазоносных провинций, приуроченных к древним платформам, как правило, наблюдается определенная дифференциация в размещении углеводородов, которая заключается в закономерной смене районов с преимущественным развитием нефтяных залежей нефтегазовыми и газовыми. От впадин и прогибов в направлении регионального подъема пластов происходит зональная смена газовых залежей нефтегазовыми, а затем нефтяными, либо наблюдается замещение относительно легких нефтей более тяжелыми [7, 10].

Иная зональность характерна для молодых эпигерцинских платформ Евразии, где газовые залежи или зоны газонакопления приурочены к наиболее повышенным, а нефтяные залежи — к наиболее погруженным участкам.

порам и микрокапиллярам вниз, что следует из экспериментальных и теоретических данных по термоосмотическому эффекту» (1964 г.).

Такая геотермическая циркуляция, несомненно, должна привести к еще большей концентрации теплового потока в сводовой части, с замыканием его по периферии, в результате чего свод нагревается интенсивнее, а вместе с тем удельный вес нефти снижается.

Таким образом, как размещение залежей углеводородов в региональном плане, так и изменение физико-химических свойств углеводородов согласуются с распределением геотемпературных полей нефтегазоносных бассейнов.

Необходимо отметить, что в верхних горизонтах разреза, где происходят гипергенные процессы, эти закономерности прослеживаются нечетко, либо совсем не проявляются. Данная аazonальность, имеющая характер случайности, есть единичное геологическое явление; оно наблюдается часто на локальных участках, связанных с наличием разного типа аномалий (гидрохимических, гидродинамических, геотермических).

Особенно важная роль, обуславливающая связь между существующей геотермической зональностью и наблюдаемыми закономерностями размещения залежей углеводородов и изменением их плотности, принадлежит фактору времени.

В прошлые геологические эпохи первоначальное термодинамическое равновесие недр было нарушено внедрившимися в осадочную толщу углеводородами. Дальнейшие процессы в течение геологического времени, стремившиеся привести углеводородную систему в состояние термодинамического равновесия, и определили характер появления залежей разного типа. В любом случае время выступает как фактор, обобщающий и усредняющий единичные геологические явления и сообщающий геологическим закономерностям статистический характер (В. В. Белоусов, 1942 г.), что и видно на примере рассмотренных выше регионов.

Поскольку различные группы углеводородов имеют разную термодинамическую устойчивость, можно заключить, что, видимо, в соответствии с существовавшими палеотемпературными условиями недр произошло термофракционирование углеводородов.

Исходя из того что среднее значение температуры залежей коры за последние 2 млрд. лет понижается примерно на 100° за каждый миллиард лет [6], вероятно, наблюдаемая сейчас геотермическая зональность регионов отражает, при известном допущении, характер распределения тепловых полей в период формирования залежей углеводородов.

Таким образом, зональное распределение залежей углеводородов и изменение плотности нефти отражают всю сложность физических, термодинамических и геохимических условий, в которых происходило как формирование, так и изменение их в течение геологической истории. И геотермическая активность недр — один из главных факторов, предопределивших возникновение этих залежей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ерофеев В. Ф. О природе тепловых аномалий Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна. «Советская геология», 1969, № 5.
2. Кротова В. А. Гидрогеологические факторы формирования нефтяных месторождений. М., Гостоптехиздат, 1962.
3. Кулибакина И. Б. Закономерности изменения состава жидких и газообразных углеводородов основных продуктивных горизонтов нижнего кембрия Иркутского амфитеатра. В сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части сибирской платформы и прилегающих районов». М., изд-во «Недра», 1966.
4. Лобов В. А., Гроссгейм Д. А. и др. Региональные условия нефтегазоаккумуляции в отложениях нижнего и среднего палеозоя Волго-Уральской области. Тр. КуйбышевНИИГП, вып. 15, 1962.
5. Лысак С. В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., изд-во «Наука», 1968.
6. Любимова Е. А. Влияние радиоактивного распада на тепловой режим земли. Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 2.
7. Максимов С. П. Закономерности размещения и условия формирования нефти в палеозойских отложениях. М., изд-во «Наука», 1964.
8. Максимов С. П., Киров В. А. и др. Закономерности размещения и условия формирования залежей нефти и газа Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. В сб. «Генезис нефти и газа». М., изд-во «Недра», 1967.
9. Осадчий В. Г., Чекалюк Э. Б. Геотермическая активность как один из критериев размещения углеводородов в осадочном чехле (на примере нефтегазоносных областей УССР). В кн. «Проблемы происхождения нефти и газа и образование их промышленных залежей». Киев, изд-во «Наукова думка», 1966.
10. Федоров С. Ф. Ступенчатая миграция нефти и газа. «Советская геология», 1962, № 7.

В. Г. СУХИНИН, В. А. ШАХМУНДЕС

Характеристика отложений неокома Северо-Западного Устьюрта

В последние годы (1966—1968 гг.) в результате глубокого бурения на площадях Арстан, Каракудук, Каменная, Гагаринская, Сазтубе (рис. 1) получены новые данные о стратиграфии, распределении типов и мощностей неокомских отложений в погруженных, ранее не изучавшихся зонах западной части Северного Устьюрта.

Анализ геолого-геофизических характеристик разрезов нижнего мела рассматриваемой территории и наиболее хорошо изученных разрезов Южной Эмбы, Каракалпакского Устьюрта и Мангышлака показал, что те и другие достаточно четко сопоставляются между собой. На этом основании с использованием палеонтологических данных удалось произвести расчленение неокома Северо-Западного Устьюрта (рис. 2) на ярусы, а в ряде разрезов наметить аналоги и более дробных стратиграфических подразделений мела Южной Эмбы.

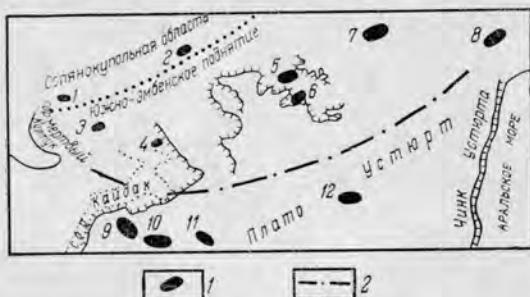


Рис. 1. Схема размещения разведочных площадей и месторождений

1 — разведочные площади, 2 — ось Северо-Устьюртской впадины. 1 — Прорва, 2 — Буранкуль, 3 — Сазтубе, 4 — Гагаринская, 5 — Чагырлы, 6 — Чумышты, 7 — Западный Аксай, 8 — Базарская, 9 — Каракудук, 10 — Арстан, 11 — Каменная, 12 — Чурук.

ванного участка кривой КС с повышенными значениями кажущегося сопротивления, соответствующего в разрезах скважин Прорвы, опорных скважин 1 (Северный Устьюрт) и 2 (Буранкуль) толще известняков с руководящими видами аммонитов волжского яруса. Базальные слои представлены обломочными известняками или известняковыми конгломератами.

Выше по разрезу залегают серые скрытокристаллические крепкие известняки, зеленые и серовато-зеленые слабо алевроитистые глины с включениями железистых оолитов, притизированных и обугленных растительных остатков. На площадях Сазтубе и Гагаринская, а также в наиболее погруженной структуре Каменная скважинами вскрыты отложения валанжина, среди которых преобладают карбонатные породы. Последние образуют пачки мощностью до 12—30 м, что составляет около 70% всей мощности яруса. Песчаники и алевролиты присутствуют лишь в разрезе Каменной (песчанистость до 12%). В Арстановской зоне поднятий количество песчаных пород увеличивается до 33%. Они встречаются в виде прослоев в карбонатной пачке, а выше переслаиваются с глинами. На юго-восточном борту Северо-Устьюртской впадины в разрезе валанжинского яруса наблюдаются лишь глинистые и песчаные осадки; преобладают песчаники (до 63%).

На электрокартажных диаграммах карбонатным пачкам валанжина соответствуют высокие значения кажущегося сопротивления (до 20 ом), но в отличие от образований волжского яруса, для валанжина эта кривая вследствие наличия прослоев терригенных пород более дифференцирована, а значения спонтанной поляризации (ПС) повышены. Верхней, глинистой, части разреза соответствуют резкие по сравнению с нижней частью депрессии кривых КС и ПС.

Фауна в осадках валанжина не обнаружена. В разрезе скв. Г-1 площади Каменная в интервале 2471—2478 м установлен комплекс микрофитофоссилий, в котором присутствуют: микрофитопланктон (22,0—28,5%), споры мхов и папоротникообразных (23,0—23,5%), пыльца голосеменных (54,5—48,0%). Доминирует пыльца голосеменных растений, относящаяся к формальному роду *Classopollis* (45,5—38,5%). Наиболее часто встречаются прозрачные, мелкозернистые или слабо шагреневые оболочки одноклеточных водорослей (12,0—16,0%) размером от 18 до 32 мк, входящие в состав микрофитопланктона, и споры глейхениевых папоротников *Gleichenia delicata* Bolch., *G. umbonata* Bolch., *G. angulata* Naum. и др. (10,0—14,5%). Довольно часто отмечаются планктонные формы сем. *Hystrichosphaeraceae* (3,5—6,0%), пыльца голосеменных сем. *Cupressaceae* (3,5—5,0%), редко (свыше 1,5 и до 3,0%) —

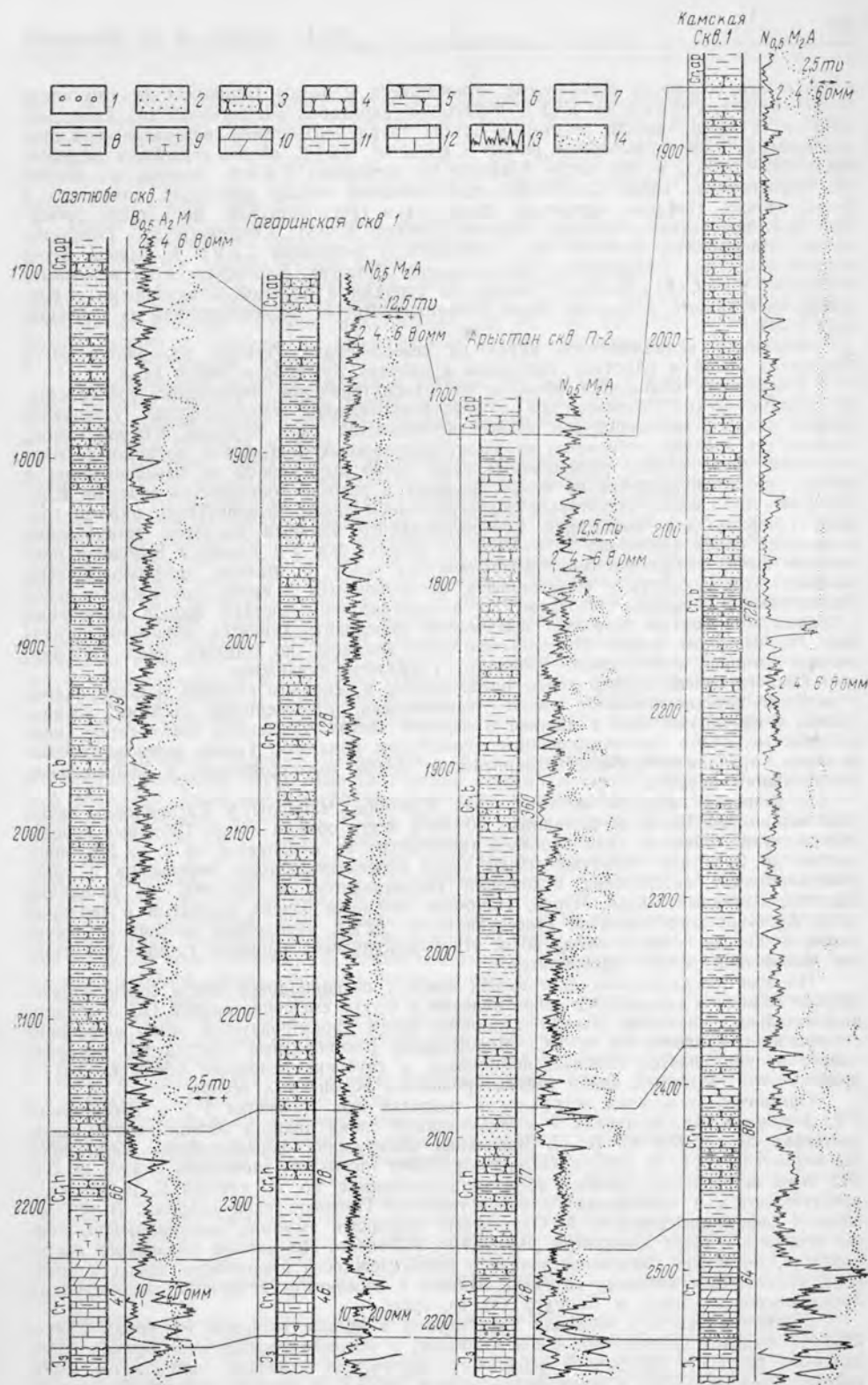


Рис. 2. Сопоставление некоторых разрезов неокомских отложений Северо-Западного Устьюрта
 1 — конгломерат, 2 — песок, 3 — песчаник, 4 — алевролит, 5 — глинистый алевролит, 6 — песчаная глина, 7 — алевролитистая глина, 8 — глина, 9 — карбонатная глина, 10 — мергель, 11 — глинистый известняк, 12 — известняк, 13 — кривая КС, 14 — кривая ПС

планктонные водоросли Dinophyceae, относящиеся к родам *Gonyaulax* (в том числе *G. aff. perforans* Cook. et Eis.), *Wetzeliiella*, акритархи *Dictyotidium* sp., *Leiosphaeridia* sp., и представители некоторых других групп неизвестной систематической принадлежности типа *Schizosporis parvus* Cook. et Dett., споры скихейных папоротников (2,5—3,0%), в том числе *Klukisporites variegatus* Coupr., *Anemia* sp., *Morhia* sp., *Lygodium* sp., споры *Leiotriletes*, однобороздная пыльца гинкговых, цикадовых и беннеттитовых. Найдены единичные споры мхов (*Hepaticae* fam. gen. indet., *Sphagnum* sp.), папоротникообразных *Cibotium junctum* K.—M., *Coniopteris* sp., *Phlebopteris* sp., *Marattiaceae*, *Osmunda* sp., *Leptolepidites verrucatus* Coupr. и пыльца таких голоосеменных, как *Podozamites*, *Podocarpaceae*, *Pinaceae*, *Sciadopitys* и *Eucommiidites troedssonii* Erdt. В комплексе, наряду со спорами и пылью, синхронными с вмещающими осадками, встречена спора *Trematozonotriletes*, переотложенная из палеозойских толщ.

Мощность валанжинского яруса на северо-западе Устьярта изменяется от 0 (Чагырлы) до 65 м (Арстан), составляя в районах Кумтубе и Чурук 14 м.

Готеривские отложения развиты на рассматриваемой территории повсеместно. По литологическим особенностям и электрокаротажной характеристике устанавливаются аналоги пеллециподовой и песчано-глинистой свит готерива Южной Эмбы. Нижняя его граница отбивается на электрокаротажных диаграммах по подошве маркирующей пачки сильно размываемых глин, четко выраженной на кавернограмме и хорошо прослеживающейся по этому признаку в разрезе большинства скважин Южной Эмбы и Устьярта. Некоторым подтверждением такой интерпретации нижней границы готерива для территории Северо-Западного Устьярта является установление в соседних слоях (интервал 2471—2478 м) разреза скв. Г-1 площади Каменная описанного выше комплекса микрофитопланктона, спор и пыльцы предположительно валанжинского возраста и фораминифер, встречающихся в низах готеривского яруса Прикаспийской впадины. Сходство по литологическому составу верхов валанжина с низами готерива не позволяет повсеместно определить характер залегания последних. На северном борту Северо-Устьяртской впадины, по данным ряда скважин, породы готерива перекрывают различные горизонты валанжина.

Аналоги пеллециподовой свиты представлены в основном глинами и песчаниками, а аналоги песчано-глинистой свиты — песчаниками, уплотненными песками, алевролитами с прослоями глин в нижней и верхней частях. Песчаники светло-серые, мелкозернистые, слабо сцементированные цеолитовым цементом. Глины зеленовато-серые и серые, аргиллитоподобные, алевролитистые, слабо известковистые, с включениями растительного детрита.

В разрезах готерива на структурах Кумтубе, Чагырлы и Гагаринская пачки глин мощностью 43—60 м составляют 70—91% всего объема яруса. Песчаные породы присутствуют только в виде прослоев (количество их изменяется от 2 до 20) мощностью до 2 м или образуют пачки часто переслаивающихся песчаников и глин. «Песчанистость» готеривских отложений увеличивается до 25—29% на площадях Сазтубе, Западный Аксай, Чурук. Наиболее песчаный разрез, вскрытый в сводовой части Арстановского поднятия («песчанистость» 62%), наполовину состоит из песчаников, мощность которых около 30 м. На Каракудукской площади готерив представлен монолитной толщей алевролитов.

На электрокаротажных диаграммах аналогу пеллециподовой свиты соответствуют средние величины кажущегося сопротивления и четкое смещение кривой ПС в область положительных значений. Песчано-глинистая свита характеризуется резко дифференцированными кривыми КС и ПС. Мало мощные пикообразные участки КС располагаются против пластов плотных песчаников, а глубокие депрессии обеих кривых — против пачки, вероятно, слабо сцементированных водоносных песков.

Органические остатки встречаются в разрезах скв. Каменная Г-1 и Гагаринская Г-1. В разрезе скв. Каменная Г-1 в подошвенных слоях аналога пеллециподовой свиты (интервал 2471—2473 м) В. П. Василенко обнаружила фораминиферы *Recurvoides aff. sagisensis* Nik. n. msc. и *Haplophragmoides inconstans inconstans* Bart. et Br. Эти виды встречаются главным образом в валанжине, но, по данным Е. В. Мятлюк, присутствуют и в комплексах из низов готерива Прикаспийской впадины. В тех же слоях с фораминиферами А. А. Савельевым определен аммонит, напоминающий многие неокомские роды *Neocomites*, *Berriasella*, *Kilianella*. По мнению указанного исследователя, он может свидетельствовать о принадлежности вмещающих пород к среднему валанжину — нижнему готериву. Вместе с аммонитом встречаются двусторчатые *Syncyclonema* sp. indet. и *Exogyra* (?) sp. indet.

В разрезе скв. Г-1 площади Гагаринская в кровле готерива (интервал 2250—2255 м) выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором господствует пыльца голоосеменных растений (83,0%). В небольших количествах отмечены споры мхов, папоротникообразных (12,5) и микрофитопланктон (4,5%). В спектре доминирует пыльца *Classopollis* (67,0%). Довольно часто встречаются споры глейхениевых папоротников (5,5%), в том числе *Gleichenia laeta* Bolch., *G. angulata* Naum., *Gleichenioidites triplex* (Bolch.) Grig. и однобороздная пыльца гинкговых, цикадовых, беннеттитовых (6,5%); реже присутствуют (1,5—3,0%) формы фитопланктона *Palaeoperidi-*

nium sp., пыльца голосеменных семейств Podocarpaceae, Cupressaceae. Найдены единичные планктонные водоросли, относящиеся к родам *Wetzeliaella*, *Leiosphaeridia*, споры *Sphagnum steroideus* (R. Pot. et Venitz.) f. *minor* Raatz., *Lycopodium* sp., *Selaginella kemensis* Chl., *Coniopteris* sp., *Eboracia* sp., Pteridaceae gen. sp., Schizaeaceae gen. sp., *Leiotriletes* sp., пыльца голосеменных: *Caytonia oncodes* Harris, *Quadraeculina* sp., Pinaceae gen. gen.

Приведенный спорово-пыльцевой комплекс обнаруживает большое сходство по составу и соотношению ведущих компонентов со спектрами, изученными в осадках песчано-глинистой свиты Южной Эмбы.

Мощность аналога пеллециподовой свиты колеблется от 28 (Чумышты) до 44 м (Западный Аксай). Наибольшая мощность (55 м) аналога песчано-глинистой свиты отмечена на площади Сазтыбе, минимальная (23 м) — на площади Западный Аксай. Общая мощность готерива на северо-западе Устьярта варьирует от 54 (Чумышты) до 80 м (Гагаринская, Каменная).

К барремскому ярусу в изученном регионе, так же как и в Прикаспийской впадине, условно отнесена мощная толща преимущественно красноцветных осадков, занимающая промежуточное положение между палеонтологически охарактеризованными образованиями готерива и апта.

Пестроцветные породы на территории Северо-Западного Устьярта развиты повсеместно. В их основании прослеживается аналог «горизонта песков», выше залегает толща, сопоставляемая авторами с пестроцветной свитой Южной Эмбы. Нижняя граница баррема на электрокаротажных диаграммах проводится в основании четкой депрессии на кривых КС и ПС, соответствующей аналогу «горизонта песков». Последний сложен зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми слабоуплотненными песками и полимиктовыми с карбонатным цементом песчаниками. В строении пестроцветной свиты участвуют: глины бурые, с пятнами зеленой окраски, алевроитистые, аргилитоподобные, комковатые, интенсивно ожелезненные в верхней части свиты; песчаники светло-серые и бурые, от алевроитовых до гравийных, с карбонатным, каолиновым и железисто-глинистым цементом, содержащие до 95% терригенного материала, представленного в основном угловатыми зернами кварца и полевых шпатов, обломками кремнистых и кварцевых пород, халцедона и эффузивов; алевролиты глинистые, известковистые, с растительным детритом и известковыми камерами фораминифер.

В большинстве разрезов барремского яруса Северо-Западного Устьярта (западнее Арстана, большая часть Мынсуалманской ступени и южный борт Северо-Устьяртской впадины) глинистые породы незначительно преобладают над песчано-алевритовыми (песчанность 43—48%). Толща баррема здесь довольно однотипна. Горизонт песков состоит из двух пластов песка мощностью от 1 до 10 м, разделенных глинистым прослоем. В пестроцветной свите намечаются две части — нижняя, преимущественно глинистая, представленная переслаивающимися глинами (11—20 м), песчаниками (5—15 м), глинистыми алевролитами (0,5—6 м), и верхняя мощностью от 35 до 100 м, сложенная почти нацело песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями глины. Наиболее «глинистый» разрез баррема вскрыт на площади Гагаринская в осевой зоне впадины, где глины составляют 72% всего объема яруса и в низах пестроцветной свиты образуют пакки мощностью до 30 м.

К этому типу приближаются разрезы структур Сазтыбе и Южно-Эмбенского поднятия, характеризующиеся несколько увеличенной песчанностью (до 30,0—38,0%). Здесь наблюдаются равномерно переслаивающиеся песчаники и глины мощностью соответственно 1—12 и 1—18 м. В разрезах баррема на площадях Каменная и Базайская присутствуют в основном песчаники (до 51%) с очень редкими, но средней мощности, глинистыми прослоями.

Электрокаротажная характеристика «горизонта песков» рассмотрена выше. Пестроцветной свите соответствуют кривые кажущегося сопротивления, представляющие собой чередование участков повышенных и пониженных значений КС. Анализ этих кривых показал, что нижняя половина разреза преимущественно глинистая, а верхняя состоит из часто переслаивающихся песчаников, алевролитов и глины. Пестроцветные толщи предположительно барремского возраста на северо-западе Устьярта, как и на Южной Эмбе, бедны органическими остатками. В разрезе скв. Гагаринская Г-1 в 30 м ниже кровли пестроцветной свиты П. С. Любимовой найдены *Chara* sp. (интервал 1860—1865 м), обычно распространенные в пресноводных фациях баррема.

Наиболее полная палинологическая характеристика пестроцветных осадков получена для разреза скв. Г-1 на площади Каменная. В нижней части пестроцветной свиты (интервал 2368—2372 м) установлен своеобразный спорово-пыльцевой комплекс, в котором споры папоротникообразных (54,0%) преобладают над пылевой голосеменных растений (41,0%), а количество микрофитопланктона весьма незначительное (5,0%). В составе комплекса доминируют споры типа Pteridaceae (24,0%) и однобояздовая пыльца цикладовых, гинкговых, беннеттитовых (30,7%). Наиболее часто встречаются споры *Cyclina* sp. (11,4%), пыльца сем. Pinaceae (6,9%). Имеются единичные споры *Sphagnum* sp., *Lycopodium* sp., *Selaginellidites* sp., *Coniopteris* sp.,

КРИТЕРИИ ДИАГНОСТИКИ НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИХ ПОРОД. Родионова К. Ф., Максимов С. П. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 3—10

На основе рассмотрения литературных данных и изучения обширного геохимического и химико-битуминологического материала намечены главные критерии диагностики нефтегазоматеринских пород. В основу критериев положены: фации, количество органического вещества и его фациально-генетический тип, а также степень превращенности («метаморфизма») органического вещества. Приведены примеры нефтегазоматеринских пород палеозоя и мезо-кайнозоя в некоторых нефтегазоносных регионах СССР.

Таблиц 2, библиография 32 названия.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ШЕЛЬФОВ. Геодеккер А. А. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 11—15

В статье описывается значение шельфов как территорий, где может быть найдено много новых нефтяных и газовых месторождений, а также месторождений других полезных ископаемых. Показаны значение органического вещества шельфовых отложений и важность его изучения для решения ряда научных и практических вопросов и в первую очередь вопросов нефтегазоносности.

Приводится материал по изучению органического вещества в связи с проблемой генезиса нефти и газа. Ставится вопрос о широким применении геохимических методов поисков нефтяных и газовых месторождений на площадях шельфов.

Статья касается также других вопросов — роли организмов в процессах литогенеза, роли органического вещества в геохимии океана и др. Указываются направления дальнейших исследований.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ. Иголкина Н. С., Кириков В. П., Кривская Т. Ю. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 16—35

Приведены данные, полученные авторами в процессе работы по составлению тектонической карты Русской платформы и сопредельных регионов масштаба 1:1 500 000, в которой принимал участие большой коллектив сотрудников ВСЕГЕИ и других геологических организаций.

Одной из особенностей этой карты является изображение структуры осадочного покрова при помощи изопактов, что позволило выявить характерные черты структурного плана покрова на каждом этапе тектонического развития платформ, а также проследить историю формирования отдельных структур.

Рассмотрены четыре основных этапа формирования осадочного покрова Русской платформы, соответствующие времени образования четырех структурных ярусов. Последние представляют собой региональные тектонические подразделения покрова, разделенные крупными перерывами, знаменующими наиболее существенные перестройки структурного плана. Структурные ярусы отвечают следующим этапам формирования покрова: I — рифею; II — промежутку времени от венда до начала среднего девона, III — от среднего девона до юры и IV — от начала юры до настоящего времени.

Иллюстраций 5, библиография 11 названий.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ, ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ ГЛУБИННЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ МУГОДЖАР. Ефимов И. А., Бурд Г. И. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 36—56

Для определения фаций регионального метаморфизма были сделаны расчеты по пироксен-гранатовому геобарометру и биотит-гранатовому геотермометру, разработанному

Л. Л. Перчуком. Установлено, что все докембрийские породы Мугоджар метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации при $t=530-690^\circ$ и $P=8-13$ кбар, что соответствует давлению нагрузки на глубине 28—43 км, т. е. на глубине «базальтового» слоя земной коры. Для регионального метаморфизма принята схема фаций Г. Винклера с учетом новейших экспериментальных и расчетных данных. Рассмотрены вопросы формирования эклогитов, эклогитоподобных пород, корундосодержащих вермикулитовых и антофиллит-асбестовых пород, гнейсов, слюдяных и керамических пегматитов. Впервые описаны находки комплекса растительных микрофоссилий низов рифей в карцитах докембрия Мугоджар, а в перекрывающих их отложениях — остатков водорослей кембрия. Проведено сопоставление докембрия Мугоджар с аналогичными образованиями Полярного и Южного Урала, Центрального и Южного Казахстана и Киргизии. По данным определения абсолютного возраста и растительным остаткам сделан вывод, что все они, вероятно, всего, имеют нижнерифейский возраст и их следует выделять как комплекс основания средне-верхнерифейской миктеосинклинали.

Иллюстраций 1, таблиц 10, библиография 40 названий.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕНЕЗИС ОРОГЕННЫХ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА. Аксентова Н. В. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 57—75

Среди девонских отложений на Северо-Востоке Центрального Казахстана выделяются две серии вулканогенных пород: базальт-андезит-липаритовая нижнего девона — эйфельского яруса и андезит-базальтовая живетского яруса, сформированные в наземных условиях в орогенный этап развития каледонской складчатой системы. Приводится характеристика состава вулканических серий по главным группам пород: андезит-базальтовой, андезит-дацитовый и липаритовой. Фактическим материалом послужили результаты 160 силикатных и 800 спектральных анализов пород. Рассматривается распределение и поведение петрогенных элементов и некоторых элементов-примесей (Cr, Co, Sc, Ni, V, Cu, Pb, Sr, Ba, Be, Zr, Y, Yb, La, Nb) в породах в зависимости от их возрастного и структурного положения. Устанавливается сходство химического состава основных эффузивов из разных частей разреза и разных структурных зон. Отмечается непостоянство состава андезит-дацитовых порфиритов, отсутствие прямой зависимости содержания элементов-примесей в них от петрохимического состава пород. Кислые вулканогенные породы разных структурных зон района близки по петрохимическому составу, но существенно отличаются по средним содержаниям элементов-примесей. Анализ геолого-геохимических данных приводит к выводу о том, что живетская андезит-базальтовая серия представляет собой продукт дифференциации основной магмы мантийного происхождения, тогда как базальт-андезит-липаритовая серия является результатом деятельности магматических очагов двух типов — базальтового и гранитного. Специфические черты строения и химизма девонских вулканогенных образований разных структурных зон района обусловлены существованием в их пределах магматических очагов того или иного типа и особенностями эволюции расплава в магматических камерах.

Таблиц 5, иллюстраций 6, библиография 38 названий.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ. Добрен Т. Б., Шуклин Ю. К. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 76—89

Проведен комплексный анализ геолого-геофизических признаков некоторых глубинных разломов Карпат-Балканского региона. Принципиальный вопрос о выделении основных разломных структур решается в развитии из-

ложенных ранее авторами представлений о строении земной коры региона, исходя из того что гравитационное и магнитное поля могут служить критериями при обнаружении скрытых разломов и дополнительным признаком глубинности, протяженности, положения тектонических швов, установленных по геологическим данным.

Гравитационные ступени, отождествляемые нами с зонами крупных тектонических нарушений, отражают структурный план альпийской тектоники (система карпатских разломов, балканские субширотные разломы и др.) и оконтуривают крупные блоки земной коры, хорошо выраженные в рельефе поверхности Мохоровичича. Системы разломов северо-запад — юго-восточного простирания (герцинские направления) подчеркивают внутреннюю структуру этих блоков.

Основные результаты проведенной комплексной интерпретации геолого-геофизических данных отражены на представленных в настоящей работе схемах.

Иллюстраций 5, библиография 41 название.

УДК 551.735:553.94(477.6)

ПЕРСПЕКТИВЫ УГЛЕННОСТИ ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ДОНБАССА. Шульга В. Ф. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 90—101

Рассматриваются перспективы угленосности верхневизейских отложений Западного Донбасса — территории, примыкающей с северо-запада к Красноармейскому району Донецкого бассейна. Оценка ее угленосности основывается на результатах детального анализа особенностей строения и условий формирования нижнекаменноугольной угленосной толщи в пределах разведанной территории и распространения установленных особенностей на неразведанные площади развития глубоких горизонтов. Выделены высокоперспективные (северо-западная часть Павлоградско-Петропавловского района с прогнозными запасами 0,6 млрд. т), перспективные (северная часть Новомосковского и Петриковского районов с прогнозными запасами 1,03 млрд. т) и малоперспективные

(восточная часть Павлоградско-Петропавловского района) площади. В целом прогнозные запасы глубоких горизонтов Западного Донбасса (до глубины 1800 м) по верхневизейским отложениям оцениваются в 1,7 млрд. т.

Таблиц 3, иллюстраций 4, библиография 3 названия.

УДК 553.29:553.45(575.2-18)

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В САРЫДЖАЗСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ. Дорошенко Н. И., Синайская С. А., Ставинский В. А. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 102—115

В статье приведены основные сведения о геологической позиции двух рудных полей Сарыджазского оловорудного района. Дана характеристика условий локализации оловорудного оруденения, которая может быть использована при поисковых и разведочных работах в смежных районах.

Иллюстраций 7, библиография 3 названия.

УДК 556.334:551.491.41(234.94-11)

К ОЦЕНКЕ РЕСУРСОВ РАСТВОРЕННОГО ГАЗА ВОДОНАПОРНЫХ СИСТЕМ. Корценштейн В. Н., Кирьяшкин В. М., Филин А. С., Фомин Ю. Д., Бородкин В. А. «Советская геология», 1970, № 11. Стр. 116—127

В результате проведенных исследований установлено, что прогнозные запасы залежей углеводородов в общем случае прямо пропорциональны суммарным ресурсам растворенных газов водонапорных систем. В статье дан анализ методических основ проблемы оценки ресурсов растворенного газа на примере хорошо изученной водонапорной системы, одного из крупнейших нефтегазоносных бассейнов — Среднекаспийского. Показано, что эта проблема приобретает важное значение для количественного прогноза нефтегазоносности крупных геоструктурных элементов.

Иллюстраций 4, таблиц 3, библиография 11 названий.

CONTENTS

K. F. Rodionova, S. P. Maximov Diagnostic criteria for oil-and-gas-producing rocks	3
--	---

A. A. Geodekian Oil-and-gas content of shelves	11
--	----

N. S. Igotkina, V. P. Kirikov, T. Y. Krivskaja The main formation stages of the Russian platform sedimentary cover	16
--	----

I. A. Yefimov, G. I. Burd Regional metamorphism, age and formation environment of some hypogene Pre-Cambrian rocks of Mugodzshary	36
---	----

N. V. Axamentova Geochemical features and the genesis of Devonian orogenic volcanic series of the north-east of Central Kazakhstan	57
--	----

T. B. Dobrev, Y. K. Shchukin Deep-seated faults west of the Black Sea and some geophysical indications for their detection	76
--	----

V. V. Shulga Coal prospects of Upper Vise sediments of the Western Donbas	90
---	----

N. I. Doroshenko, S. A. Sinaisky, V. A. Stavinsky] Localization conditions of tin mineralization in the Sarydzshaz ore field	102
--	-----

V. N. Kortsenshtein, V. M. Kirjashkin, A. S. Filin, Y. D. Fomin, V. A. Borodkin To estimation of dissolved gas resources in water head systems	116
--	-----

BRIEF REPORTS

L. A. Riabinkin, V. V. Znamensky, Y. N. Voskresensky On application of the RNP seismic method in the USSR and abroad	128
--	-----

L. A. Burlakovsky Sedimentation conditions, regular features of alteration and prospects for search of collecting rocks within the west shelf zone of the Apsheron threshold	133
--	-----

V. F. Yerofejev Geothermal activity of the earth and distribution of hydrocarbon deposits	142
---	-----

V. G. Sukhinin, V. A. Shakhmundes Description of Neocomian sediments of the north-west Ustiurt	148
--	-----

SCIENTIFIC CHRONICLE

G. R. Kirpal The seminar on estimation of prospects for bauxites at the Russian platform and the methods of prospecting for them	153
--	-----

CRITIQUE AND BOOK REVIEWS

Y. V. Pinneker The valuable work on genesis of underground waters	157
---	-----

EDITORIAL BOARD

G. I. Gorbunov (editor-in-chief), N. P. Laviorov (assistant editor-in-chief), L. V. Pustovalov (assistant editor-in-chief), V. V. Belousov, A. A. Bogdanov, N. I. Bujalov, V. A. Vakhramejev, A. A. Geodekian, A. N. Yeremejev, A. I. Zshamoida, G. A. Izralleva (assistant editor-in-chief), Y. A. Karus, N. V. Nevolln, A. V. Peive, N. V. Rogovskaja, I. S. Rozshkov, A. V. Tyzshnov, M. A. Favorskaja, N. I. Khitarov, N. A. Khrushchiov, A. L. Yanshin, V. A. Yarmoliuk