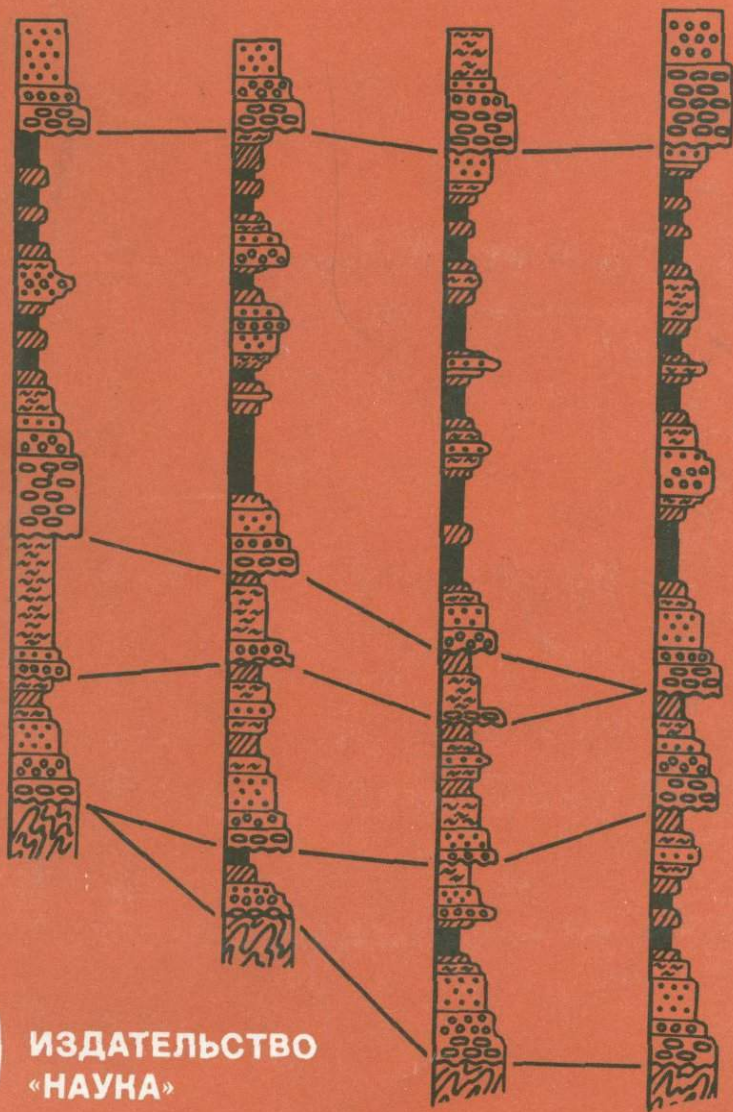


РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«НАУНА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт тектоники и геофизики

РАСЧЛЕНЕНИЕ
И КОРРЕЛЯЦИЯ
ОСАДОЧНЫХ
ТОЛЩ

без схемы

2767



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1978



Расчленение и корреляция осадочных толщ. М., "Наука", 1978.

В первой части книги на основе детального комплексного изучения палеогеновых и неогеновых отложений Амуро-Зейской депрессии и других впадин юга материковой части Дальнего Востока приводится описание методов расчленения и корреляции континентальных угленосных отложений по данным минерального, силикатного и полуколичественного спектрального анализов пород, изучения спорово-пыльцевых комплексов, по петрографической характеристике угольных пластов. Показывается возможность применения (для целей корреляции) результатов термического анализа глин на установке ТУ-1М и спектрофотометрических исследований пород на установке СФ-14. Во второй части авторы рассматривают возможности использования для межрегиональной корреляции и стратификации осадочных толщ в качестве коррелирующего фактора вулканизм. В третьей части дается разработка машинных алгоритмов стратиграфической корреляции.

Рис. 47. Табл. 18. Библ. 241 назв.

Ответственный редактор
академик Ю.А. Косыгин

ВВЕДЕНИЕ

Лабораторией осадочных формаций Института тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра АН СССР в течение 1972–1975 гг. проводилось изучение палеогеновых и неогеновых осадочных формаций мезозойско-кайнозойских впадин юга материковой части Дальнего Востока с целью составления карт осадочных формаций по отдельным стратиграфическим уровням. При выполнении этих работ выявились серьезные, часто непреодолимые затруднения в расчленении и корреляции разрезов, прослеживании синхронных по времени образования слоев, свит, горизонтов.

Очевидно, что без достаточно точного расчленения и надежной корреляции не может быть успешным составление карт по отдельным стратиграфическим уровням. В связи с этим назрела необходимость разработки критериев, позволяющих осуществлять однозначное сопоставление разрезов не только в пределах отдельных впадин (или седиментационных бассейнов), но по возможности и между впадинами (бассейнами), а также между различными регионами Дальнего Востока.

Проблема расчленения и корреляции континентальных угленосных толщ внутриматериковых впадин является одной из важнейших и в то же время наименее разработанных проблем осадочной геологии. Огромное значение ее несомненно. Расчленение и корреляция разрезов — это основа всех дальнейших геологических построений. Ошибки, допущенные на этой стадии обработки геологических данных, приводят к ошибочности всех дальнейших построений, какими бы точными методами они ни осуществлялись. Не случайно этой проблеме посвящены многочисленные исследования Донбасса, Западной Сибири, Средней Азии, Якутии и других районов, результаты которых опубликованы в монографиях и коллективных трудах ученых.

Советскими и зарубежными геологами разработан ряд методов расчленения и корреляции осадочных толщ (фациально-циклический, структурно-геометрический, литологический, палеомагнитный, по данным петрографии углей, по минералогическим данным, палинологический, геохимический, по фауне и флоре, по конкрециям и др.). Они с успехом применяются при изучении морских осадочных образований, отличающихся относительно хорошей выдержанностью по площади, содержащих в своем составе ископаемые органические остатки, конкреции и т.д. Однако при изучении палеогеновых и неогеновых континентальных угленосных отложений, выполняющих отдельные,

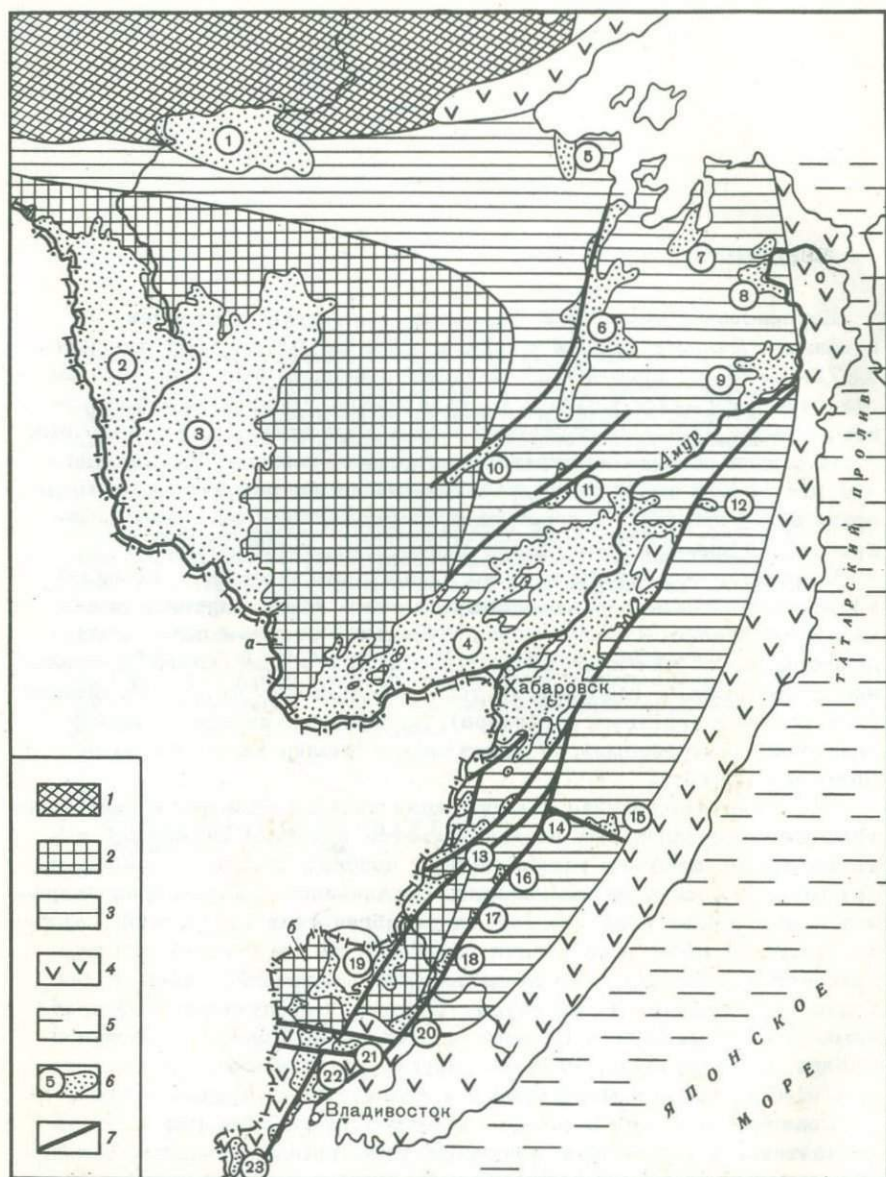


Рис. 1. Схема геоструктурного районирования областей палеогенового и неогенового осадконакопления юга материковой части Дальнего Востока

Основные структурные элементы: 1 - область докембрийской и байкальской складчатости (Сибирская платформа, глыбовая зона Становика-Джугджур); 2 - область палеозойской складчатости (массивы: а - Бурейский, б - Ханкайский); 3 - область мезозой-

изолированные друг от друга впадины юга материковой части Дальнего Востока (Амурская область, Хабаровский и Приморский края), применение этих методов потребовало дополнительных разработок.

Разнообразие геологоструктурных и палеогеографических условий формирования этих осадочных толщ обусловило сложный, сравнительно резко изменяющийся в разрезе и по площади литологический состав, геохимические особенности пород. Из-за климатической и широтной зональности изменяется состав флористических комплексов в синхронных отложениях различных седиментационных бассейнов.

Анализ результатов исследований, полученных при решении проблемы расчленения и корреляции, показал, что разработанные к настоящему времени методы корреляции по данным палинологии, петрографии углей, литологии, анализа фаций и цикличности, геофизики и другим в принципе применимы для всех осадочных толщ. Однако в различных регионах страны, различающихся между собой особенностями геологического строения и, следовательно, составом и строением осадочных толщ, одни и те же методы оказываются "работоспособными" по разным параметрам. Это обстоятельство явилось причиной того, что многие параметры, разработанные и применяемые в других регионах страны, не получили должного распространения при расчленении и корреляции осадочных толщ впадин юга материковой части Дальнего Востока. Поэтому авторы, взяв на вооружение известные методы (минералогический, палинологический, геохимический и др.), попытались отыскать параметры, служащие в качестве маркирующих в условиях континентальных осадочных толщ этого региона.

Угленосные толщи внутриматериковых впадин на рассматриваемой территории получили наибольшее развитие в палеогеновое и неогеновое время. Поэтому и предлагаемые разработки даны на примере анализа этих толщ в наиболее крупном на юге материковой части Дальнего Востока Амурско-Зейском седиментационном бассейне в сравнении с сопредельными областями палеогенового и неогенового осадконакопления.

Продолжение подписи к рис. 1

ской складчатости; 4 - Восточно-Азиатский вулканический пояс; 5 - область кайнозойской складчатости; 6 - впадины, выполненные палеогеновыми и неогеновыми осадками (цифры на схеме): 1 - Верхнезейская, 2 - Ушумунская, 3 - Зейско-Буреинская, 4 - Среднеамурская, 5 - Торомская, 6 - Эворон-Чукчагирская, 7 - Усолгинская, 8 - Нижнеамгунская (Чля-Орельская), 9 - Нижнеамурская (Ульель-Кизинская), 10 - Верхнеамгунская, 11 - Верхнекурская, 12 - Гурская, 13 - Нижнебикинская, 14 - Среднебикинская, 15 - Верхнебикинская, 16 - Метеоритная, 17 - Ореховская, 18 - Хвишанская, 19 - группа впадин Усури-Ханкайского района, 20 - Арсеньевская, 21 - Долинская, 22 - группа впадин Разпольнинского района, 23 - Хасанская; 7 - дизъюнктивные нарушения

В основу предлагаемых разработок положены преимущественно материалы личных наблюдений авторов, а также использованы данные предыдущих исследователей. Авторами описано 210 разрезов скважин в Амуро-Зейской депрессии, 6 скважин в Среднеамурской впадине и 24 скважины во впадинах Юго-Западного Приморья - Артемовской, Тавричанской, Шкотовской, Раковской, Жариковской, Павловской (рис. 1). Изучены также имеющиеся в этих районах обнажения палеогеновых и неогеновых пород.

Детальное литолого-фациальное изучение разрезов сопровождалось отбором проб на комплекс лабораторных исследований. Всего отобрано 35 000 образцов. По отобраным образцам выполнены следующие анализы: минеральные - 952, гранулометрические - 600, термические - более 300, спектральные - 4500, силикатные полные - 310, ядерно-адсорбционные (на определение SiO_2 и Al_2O_3) - 100, спорово-пыльцевые - 350, спектрофотометрические - 282, карбонатности пород - 153, определение содержания органического углерода в породах - 103.

В работе описываются методы расчленения и корреляции разрезов по данным палинологии, минералогии, геохимии, петрографии угольных пластов. Приведены рекомендации по возможности использования для корреляции данных термического анализа глинистого вещества и отражательной способности пород, предлагаются машинные алгоритмы в стратиграфической корреляции.

В целях решения вопроса межрегиональной корреляции и стратификации осадочных толщ авторы рассматривают возможности использования в качестве коррелирующего фактора вулканизм, проявляющийся синхронно или почти синхронно на огромных площадях в различных регионах и на определенных этапах истории геологического развития Земли.

Авторский коллектив включает старших научных сотрудников Института тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра АН СССР доктора геолого-минералогических наук Г.М. Власова, кандидатов геолого-минералогических наук В.Г. Варнавского, В.И. Гаврилова, В.В. Крапивенцеву, Ю.С. Салина, младших научных сотрудников В.И. Гилева, И.Б. Мамонтову, М.И. Попкову, старшего научного сотрудника Биолого-почвенного института ДВНЦ АН СССР Н.А. Михайлову, главного геолога Вычислительного центра Дальневосточного территориального геологического управления Ю.Б. Солдатова.

Минеральный анализ выполнялся Е.М. Плехановой, обработка проб на палинологический анализ - В.В. Болотиной, термический анализ на установке ТУ-1М - Н.Д. Никоненко, определение спектральной отражательной способности пород - О.Г. Кандровой. В обработке и систематизации результатов полевых и лабораторных исследований, подготовке рукописи к печати кроме авторов принимали участие все исполнители лабораторных работ, инженеры Е.И. Семенова и Т.Ф. Юрченко, старший лаборант Л.П. Горбунова, графический материал подготовлен чертежницей Е.И. Шмелевой. Всем этим товарищам авторы приносят свою искреннюю благодарность.

Часть первая

МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ ВПАДИН ЮГА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОБЛАСТЕЙ КАЙНОЗОЙСКОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ ЮГА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

Юг материковой части Дальнего Востока включает территорию Амурской области, Хабаровского и Приморского краев и располагается в восточной части Евразийской глыбы, на стыке последней с Тихоокеанской плитой, древних платформенных образований Сибирской и Китайской платформ — с областью кайнозойской складчатости (см. рис. 1). Такое положение рассматриваемой территории в зоне перехода от жестких слабоподвижных платформенных массивов к тектонически активной молодой складчатой зоне обусловило разнообразие и исключительную сложность ее геологического строения. На северо-западе ее располагается область докембрийской и байкальской складчатости (юго-восточная часть Сибирской платформы и сопряженная с нею на юге глыбовая зона Становика — Джугджура), сложенная архейскими, протерозойскими и кембрийскими кристаллическими, метаморфическими и осадочными комплексами.

Значительную площадь на западе рассматриваемой территории занимает жесткая малоподвижная область палеозойской складчатости (Буреинский и Ханкайский массивы северо-восточного выступа Китайской платформы), сложенная протерозойскими и нижнепалеозойскими изверженными и метаморфическими образованиями (Смирнов, 1963 г.).

Восточную часть (по данным В.В. Онихимовского, Е.Б. Бельтенева, М.Г. Золотова и др.) занимают преимущественно мезозойские сложного строения сооружения Восточно-Азиатской складчатой области. Они сложены верхнепермскими, триасовыми, юрскими и меловыми осадочными, вулканогенными и метаморфическими образованиями.

Еще восточнее располагается полоса вулканитов Восточно-Азиатского вулканического пояса, за которой (вне пределов рассматриваемого региона) простирается область кайнозойской складчатости.

В пределах этой сложно построенной территории юга материковой части Дальнего Востока широко развиты мезозойско-кайнозойские внутриматериковые впадины, выполненные континентальными угленосными отложениями. В подавляющем большинстве они имеют грабеноподобный тип строения, а наиболее крупные из них (Амуро-

Зейская депрессия, Среднеамурская и другие впадины) имеют сложное блоковое строение и представляют собой сочетание многочисленных грабен и грабенподобных погружений, разделенных горстами, поднятиями.

Строение впадин, состав, мощность, условия залегания выполняющих их отложений, устойчивость литологического состава в разрезе и по площади зависят от геологоструктурной обстановки и степени консолидации субстрата, на котором они заложены.

На южной окраине глыбовой зоны Становика - Джугджура, на стыке ее с Монголо-Охотской ветвью Восточно-Азиатской складчатой области, располагается Верхнезейская впадина, очень слабо изученная. По данным геофизических исследований и незначительного объема углепескового бурения она представляет собой односторонний грабен с южной асимметрией. Осадочное выполнение изучено лишь в верхней части и представлено континентальными угленосными образованиями палеогена и неогена. У крутого южного борта преимущественно распространены песчаные, песчано-галечниковые и песчано-древянные образования фаций руслово-пойменного комплекса и подножия склонов. В направлении к северному, пологому, борту существенное значение приобретают глинисто-алеuritовые комплексы пород озерных фаций, углистые глины фаций торфяных болот. Угли бурые, низкой степени углефикации. Условия залегания пород не установлены.

В области палеозойской складчатости располагаются Амурско-Зейский и Усури-Ханкайский седиментационные бассейны, приуроченные к наложенным межгорным впадинам, сформировавшимся на жестком палеозойском основании Буреинского и Ханкайского массивов. Слагающие их отложения относятся к группе континентальных и характеризуются низкой степенью диагенеза. Слои пород имеют пологоволнистое, почти горизонтальное залегание, углы падения их составляют несколько градусов, лишь изредка в краевых частях впадин (вблизи разломов, ограничивающих их) превышают 10° . Образованные ими складки представляют собой мульды и погружения овальной и неправильной формы, разделенные поднятиями. Перепады высот залегания подошвы слоев редко превышают 100 м. Угленосность характеризуется небольшим количеством (редко более 5), но сравнительно мощных пластов бурого угля технологической группы Б₁ и Б₂. Пласты локализируются в прибортовых частях впадин в зоне, промежуточной между окраинной и наиболее погруженной частями впадин.

Наряду с этими общими для указанных впадин признаками в строении и составе палеогенового и неогенового осадочного выполнения их имеются и отличия. Они определяются тектонической активностью области седиментации, положением рассматриваемых структур во внутренней или окраинной части области палеозойской складчатости. Несомненное влияние на развитие седиментационных бассейнов оказало время заложения впадин и, следовательно, особенность предистории палеогенового и неогенового осадконакопления.

Амуро-Зейский седиментационный бассейн (рис. 2) приурочен к Ушумунской и Зейско-Буреинской наложенным межгорным впадинам, располагающимся во внутренней части области палеозойской складчатости (Буреинский массив). Они были заложены в поздней юре, и палеоген-неогеновому осадконакоплению в них предшествовал длительный период мезозойского породообразования.

Во времени палеогенового и неогенового осадконакопления Ушумунская и Зейско-Буреинская впадины представляли собой обширные низменные равнины, обрамленные холмисто-увалистым и местами низкогорным рельефом и отделенные одна от другой Амуро-Мамыньским выступом (см. рис. 2). На фоне равнинного рельефа Зейско-Буреинской впадины изредка выделялись единичные холмы (выступы), сложенные породами складчатого основания впадины. Осадконакопление здесь с некоторыми перерывами продолжалось в течение всего палеогена и неогена. Сформировавшиеся осадки кивдинской свиты ($K_2^d - P_1$), райчихинской толщи (P_2), мухинской (P_3), бузулинской (N_1^{1-2}), сазанковской (N_1^3) и белогорской ($N_2 - Q_1$) свит ложатся с размывом на мезозойские осадочные образования и палеозойские метаморфические, изверженные комплексы фундамента и также с размывом в указанной последовательности сменяют друг друга. Они представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными песчано-глинистыми, зачастую угленосными образованиями фаций руслово-пойменного и болотно-озерного комплексов. В центральных частях впадин преимущественное значение имеют глинистые и глинисто-алевритовые озерные образования, в краевых - преобладают песчаные и песчано-галечниковые осадки русел рек и пойм. В прибортовых частях впадин и у подножий склонов внутренних поднятий развиты песчано-щебнистые и песчано-дресвяные накопления фаций конусов выноса и склоновых осыпей. Мощность палеогеновых и неогеновых пород не превышает 500 м.

Слои пород образуют структуры неправильных, очень сложных контуров и разнообразной ориентировки, в общих чертах сходные с рисунком структур подстилающих верхнемезозойских слюев.

Уссури-Ханкайский бассейн палеогеновой и неогеновой седиментации приурочен к одноименной группе впадин, располагающихся в краевой части области палеозойской складчатости (Ханкайский массив), почти на стыке ее с областью мезозойского тектогенеза и в непосредственной близости от Восточно-Азиатского вулканического пояса.

На ранних этапах палеогена (палеоцен, эоцен, ранний олигоцен) Уссури-Ханкайский седиментационный бассейн представлял собой область денудации с широким развитием процессов размыва, выравнивания, образования кор выветривания. Осадконакопление здесь началось в позднем олигоцене. В начальный период сформировалась толща конгломератов, дресвяно-щебнистых, порой глыбовых отложений фаций руслово-пойменного комплекса, а также комплекса подножий склонов, эта толща ложится резко с размывом на протерозойские-нижнепалеозойские образования Ханкайского массива и места-

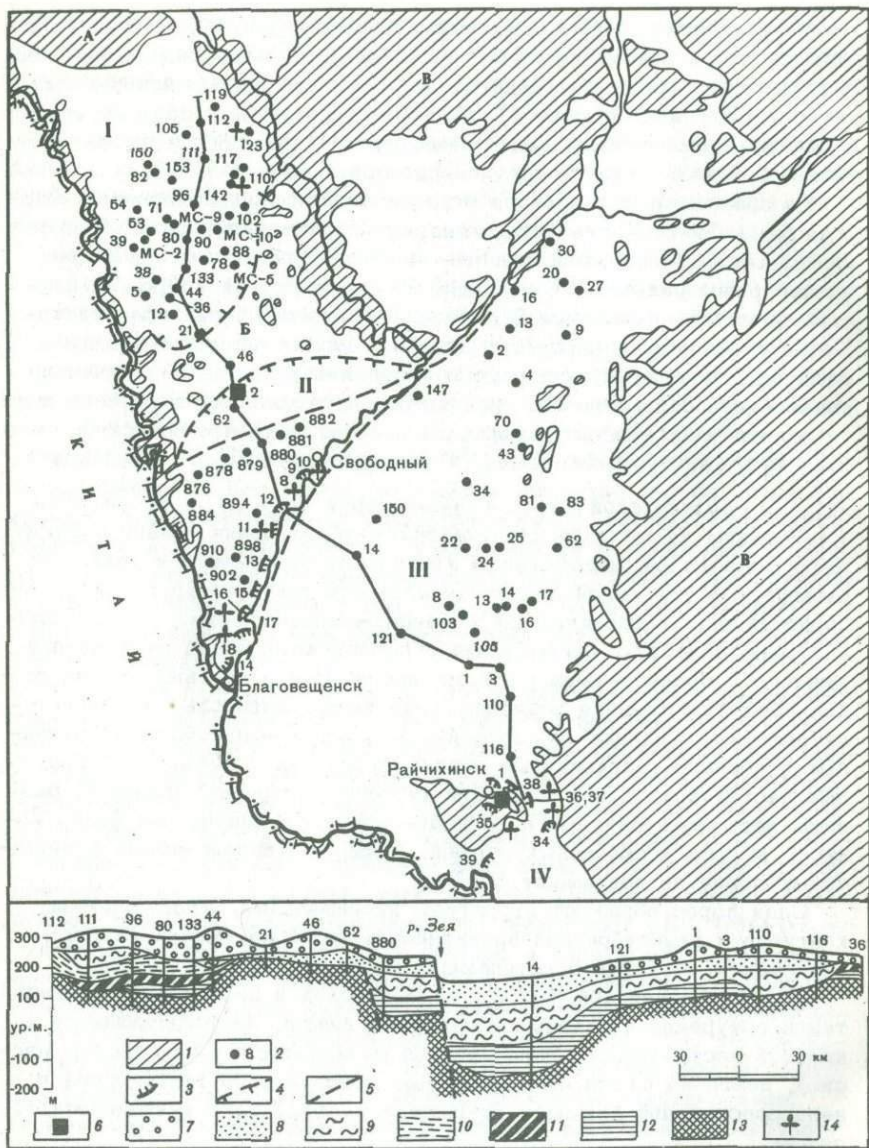


Рис. 2. Схема строения Амуро-Зейского седиментационного бассейна

I - выходы допалеогеновых пород; 2 - скважина и ее номер; 3 - обнажение и его номер; 4 - предполагаемая граница Амуро-Мамынского выступа, перекрытого палеоген-четвертичными отложениями; 5 - дизъюнктивные нарушения; 6 - бурогольные месторождения: Кивдо-Райчихинское (1) и Свободное (2). На разрезе: 7 - белогорская свита; 8 - сазанковская свита; 9 - бузулинская свита; 10 -

ми на верхнемеловые вулканиты. Выше по разрезу эти грубообломочные образования сменяются песчаными и песчано-глинистыми угленосными осадками нижнего миоцена, которые в свою очередь несогласно с разрывом перекрываются плиоценовыми песчано-галечниковыми породами. В разрезе палеогеновых и неогеновых отложений Уссури-Ханкайской группы впадин отмечаются базальты и туфогенные глинистые породы. Мощность описанной толщи достигает 300 м.

Олигоценые и миоценовые породы образуют пологие мульдообразные структуры северо-западного, северного и северо-восточного простираний.

Среди седиментационных бассейнов области мезозойской складчатости наиболее крупным является Среднеамурский, приуроченный к одноименной впадине.

Среднеамурская впадина имеет очень сложное блоковое строение и представляет собой сочетание многочисленных грабен и грабенпоподобных погружений, разделенных поднятиями, выступами, горстами (Варнавский, 1971). В ее строении обращает на себя внимание тот факт, что структуры, расположенные в западной и восточной краевых частях впадин, отличаются резко выраженными очертаниями, удлиненной в северо-восточном направлении формой и сравнительно крутыми бортами. Спряmlенные контуры этих структур, относительно большая и резко очерченная, по геофизическим данным, крутизна их бортов могут свидетельствовать о том, что они ограничены разломами и по природе своей могут быть отнесены к грабенам. Последнее в ряде случаев подтверждается данными бурения. Глубина залегания пород складчатого основания (или мощность палеогеновых и неогеновых отложений) в краевых частях впадин, как правило, превышает 1000-1500 м, а в Переяславском грабене достигает, по геофизическим данным, 2700 м. Структуры же центральных частей имеют более распычатые, изометричные очертания и преимущественно пологие борта. Глубина залегания пород складчатого основания в них составляет 500-1000 м и лишь изредка превышает 1000 м.

Фундамент впадины разнороден по возрасту и составу слагающих его пород. В крайней западной части - в пределах Бирофельдского и Биробиджанского грабен - фундамент представлен метаморфическими, изверженными породами раннепалеозойского возраста, слагающими Буреинский массив. Далее к востоку их сменяют верхнепалеозойские (карбон-пермские), затем ниже-среднемезозойские (триас-

Продолжение подписи к рис. 2

мухинская свита; 11 - райчихинская толща; 12 - кивдйнская свита; 13 - допалеогеновые породы; 14 - места находок ископаемой флоры. Основные структурные единицы: I - Ушумунская впадина, II-IV - Зейско-Буреинская впадина (участки: II - Гуранский, III - Пригуранский, IV - Кивдо-Райчихинский); А - Гонжинский выступ, Б - Амуро-Мамынский выступ, В - Буреинский массив

юрско-нижнемеловые) осадочные и вулканогенные образования, и наконец в краевой восточной части впадины фундамент сложен верхнемеловыми вулканогенными, осадочными породами, из-под которых местами выступают нижнепалеозойские образования.

Строение впадины в целом и отдельных ее частей в значительной степени зависит от возраста и структурных особенностей пород, слагающих фундамент. Структуры западной краевой зоны, заложенные на жестком платформенном основании Буреинского массива и высокометаморфизованных верхнепалеозойских породах, имеют более резко очерченные контуры, крутые борта и характеризуются более четко выраженным грабенным типом строения. В восточной краевой зоне впадины, где фундамент ее сложен более молодыми породами, структуры не имеют столь четко выраженного грабенного типа строения. Борта их здесь в большинстве случаев более пологие. В этой части впадины грабенный тип ее строения хорошо выражен на участках, прилегающих к крупным разломам, ограничивающим впадину с юго-востока.

подавляющее большинство структур впадины вытянуто в северо-восточном направлении, согласном с направлением простирания Сихотэ-Алинской складчатой области. Это обстоятельство указывает на прямую связь и зависимость процесса формирования кайнозойских структур впадины от сихотэ-алинского тектогенеза.

Определенная зависимость намечается между распределением глубин различных участков впадины и положением их относительно обрамляющих геоструктурных областей, характеризующихся различной тектонической активностью. В западной и восточной краевых частях впадины, располагающихся вблизи воздымающихся областей Сихотэ-Алия и Буреинского массива, ложе фундамента испытало наибольшее компенсационное погружение, и здесь сформировались структуры с глубиной залегания фундамента значительно большей, чем в центральной части впадины, удаленной от воздымающихся областей. При этом структуры западной краевой части впадины, тяготеющие к жесткой платформенной области Буреинского массива, характеризуются меньшими глубинами, чем структуры восточной, тяготеющие к интенсивно воздымающемуся Сихотэ-Алинскому антиклинорию.

Большая роль в формировании Среднеамурской впадины принадлежала разрывной тектонике, в частности разломам северо-восточного направления. Ими определяется основное северо-восточное направление структур впадины как по форме рельефа фундамента, так и по условиям залегания пород осадочного выполнения. Региональными долгоживущими разломами этого же направления впадина ограничена на северо-западе и юго-востоке. Существенное значение в формировании современного облика Среднеамурской впадины имеют региональные разломы северо-западного и субширотного направлений, проявившиеся в более поздние (на рубеже палеогена и неогена) этапы ее геологической истории (Варнавский, 1971).

Грабены и погружения Среднеамурской впадины выполнены палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными, преимущественно осадочными породами. Вдоль крупных разломов, ограничивающих впадину

на востоке и западе, широкое развитие имеют вулканогенные образования. В центральной части очень незначительные покровы их локализируются вдоль северо-западных и региональных субширотных разломов, обычно в месте их пересечения с северо-восточными.

Осадочные образования палеогена и неогена относятся к континентальной группе осадков. Представлены они дресвяными и дресвяно-шебнистыми отложениями фаций подножия склонов, уплотненными песчаными и песчано-галечниковыми породами фаций руслово-пойменного комплекса, плотными глинисто-алевритовыми, зачастую туфогенными породами фаций болотно-озерного комплекса, углями и углистыми глинами фаций торфяных болот. В разрезе палеогеновых и неогеновых осадков, выполняющих структуры восточной части Среднеамурской впадины, часто встречаются глинистые известняки, известковистые песчаники и алевролиты, диатомиты.

Угленосность Среднеамурской впадины характеризуется большим количеством (20–25) пластов и пропластков бурого угля. Причем в краевых зонах впадины пластов угля больше, чем в центральных. Угольные пласты центральной зоны Среднеамурской впадины локализируются у пологих бортов грабен на участке, переходном от его крайней к наиболее погруженной части. В краевых зонах они приурочены к мощным конусам выноса и дельтам рек, формирующимся в краевых частях Переяславского, Бирофельдского и других грабен, у выхода из них боковых речных долин. По качеству угли Среднеамурской впадины относятся к технологическим группам B_2 и B_3 .

Палеогеновые и неогеновые отложения имеют пологоволнистое залегание. Образованные ими брахиформные складки обладают, как правило, пологими ($5-10^\circ$) падениями крыльев и ориентированы удлинением в северо-восточном направлении. У бортов погружений и грабен углы падения пород достигают $30-40^\circ$ и более.

Среднеамурская впадина по строению и условиям формирования классифицируется как межгорная впадина наложенного (в пределах западной краевой и центральной зон) и, возможно, унаследованного (в пределах восточной краевой зоны) типа. Выполняющие ее кайнозойские отложения в западной, юго-западной и южной частях с резким угловым несогласием перекрывают нижнепалеозойские (переработанные в более поздние этапы геологической истории) структуры Буреинского массива и палеозойско-мезозойские структуры Ванданского антиклинория; мезозойские складчатые структуры Горинского синклинория на севере и западной окраины Сихотэ-Алинского антиклинория и Нижнебикинского синклинория на востоке. В наиболее погруженных участках восточной части Среднеамурской впадины палеогеновые отложения, возможно, согласно перекрывают осадочные образования верхнего мела (Варнавский, 1971).

Кроме Среднеамурского бассейна, палеогеновое и неогеновое осадконакопление происходило и в других мелких впадинах области мезозойской складчатости (Эврон-Нимелено-Тугурской, Торомской, Усолгинской, Нижне- и Верхнеамгунской, Нижнеамурской, Верхне-

горинской, Верхнекурской, Гурской, Нижне-, Средне- и Верхнебикинской, Метеоритной, Хвишанской, группе впадин Раздольнинского района Юго-Западного Приморья и др.). Структурно все они представляют собой грабены, а более крупные из них (Эворон-Нимелено-Тугурская, Нижнеамурская, Раздольнинские) – группу грабенов, выполненных преимущественно континентальными угленосными палеогеновыми и неогеновыми отложениями и в подчиненном количестве – вулканогенными образованиями. Большинство их приурочено к крупным разломам северо-восточного направления, имеет форму односторонних грабенов (Верхнеамгунский, Верхнекурский, Гурский, Нижне-, Средне- и Верхнебикинский и др.) и, несмотря на свои незначительные размеры по площади, обладает большими глубинами (до 1000 м и более), а следовательно, и большими мощностями выполняющих их палеогеновых и неогеновых пород. Осадочный комплекс представлен теми же типами пород, что и в Среднеамурском бассейне, однако во впадинах Приморья, ближе расположенных к Восточно-Азиатскому вулканическому поясу, возрастают роль магматических пород и туфогенность осадочных. Угольные пласты в них локализуются у пологих бортов и на участках формирования мощных выносов терригенного материала с обрамления грабенов.

Значительное количество впадин, выполненных палеогеновыми и неогеновыми образованиями, отмечается в прибрежной зоне материковой части Дальнего Востока в пределах области Восточно-Азиатского вулканического пояса. К ним относятся впадины бассейнов рек Налео, Коппи, Ботчи, Максимовки, Самарги, Эдинки, Кузнецовой и др. Они изучены очень мало, и сказать что-либо определенное об их строении не представляется возможным. Скорее всего это грабены или группы грабенов, заполненные мощной (до 2500–3000 м) толщей преимущественно вулканогенных образований (базальты, андезиты, андезито-базальты, дациты, их туфы и туффиты). Подчиненное значение здесь имеют угленосные, в основном континентальные осадочные образования. В ряде впадин (в Нижнем Приамурье и у г. Советская Гавань) отмечены слои с остатками морских водоростей *Zostera japonica* Asch.

Таким образом, по мере того как с запада на восток от древних складчатых областей к молодым уменьшается консолидация и увеличивается подвижность складчатого основания седиментационных бассейнов, изменяются основные черты строения последних: состав, мощность, условия залегания и другие особенности слагающих их толщ. Усложняется структурный план подошвы палеогеновых и неогеновых отложений, ложе бассейнов приобретает более резкие, грабенного типа контуры. Складки осадочного чехла проявляют более четко выраженную линейность и ориентировку, согласную с ориентировкой структур складчатого основания.

Мощность палеогеновых и неогеновых отложений возрастает от 500 м в Амуро-Зейском бассейне до 2700 м – в Среднеамурском. Увеличиваются также разнообразие типов пород, количество угольных пластов. В Среднеамурском бассейне наряду с типами пород,

развитыми в Амуро-Зейском бассейне, встречаются известковистые алевролиты и аргиллиты, глинистые известняки фаций засоленных водоемов. Широко распространены сидеритовые, глинисто-сидеритовые и кремнисто-сидеритовые конкреции, отсутствующие во втором бассейне. Возрастает степень диагенеза пород и углефикации углей. В Амуро-Зейском и Уссури-Ханкайском бассейнах развиты рыхлые породы песок - алевроит - глина, в Среднеамурском - уплотненные породы, занимающие промежуточное положение между рыхлыми и плотно сцементированными породами ряда песчаник - алевролит - аргиллит.

Бурые угли Амуро-Зейского и Уссури-Ханкайского бассейнов относятся к технологической группе Б₁ и Б₃, а Среднеамурского - к Б₂ и Б₃.

По мере приближения к области Восточно-Азиатского вулканического пояса в разрезе палеогена и неогена возрастает роль вулканитов, увеличивается туфогенность пород.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВПАДИН ЮГА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Палеогеновые и неогеновые осадочные образования, выполняющие впадины юга материковой части Дальнего Востока, относятся к группе континентальных, в той или иной степени угленосных отложений. В их составе насчитывается около 30 литогенетических типов пород, характеризующих 16 фациальных обстановок осадконакопления.

Вся толща рассматриваемых пород объединяется в формацию континентальной угленосной молассы, в составе которой выделяются песчаная (или песчано-галечниковая), песчано-глинистая, песчано-глинистая угленосная, глинистая и глинистая туфогенная подформации.

В табл. 1 приведены схемы расчленения, формационный и фациальный состав палеогеновых и неогеновых отложений основных бассейнов седиментации юга материковой части Дальнего Востока (Амуро-Зейской депрессии, Среднеамурской впадины и впадин Юго-Западного Приморья).

Учитывая, что основные разработки по расчленению и корреляции континентальных угленосных толщ получены авторами на примере изучения палеогеновых и неогеновых отложений Амуро-Зейского седиментационного бассейна, в настоящем разделе дается литолого-стратиграфическая характеристика палеогеновых и неогеновых отложений, выполняющих Ушумунскую и Зейско-Бурейскую впадины (рис. 3) в сравнении с особенностями литологического состава и стратиграфии рассматриваемых отложений других основных областей палеогеновой и неогеновой седиментации.

Кивдинская свита имеет неповсеместное распространение. Отдельными участками она известна в пределах Ушумунской и Зей-

Таблица 1

Корреляция стратиграфических схем, фациальный и формационный состав палеогеновых и неогеновых отложений основных бассейнов седиментации юга материковой части Дальнего Востока

Система Отдел	Под-отдел	Свита, толща			Подформация	Фациальный комплекс	
		Амуро-Зейская депрессия	Среднеамурская впадина	Впадины Юго-Западного Приморья			
Q	Плиоцен	верхний	Белогорская	Приамурская	Суйфунская	Песчано-галечниковая	Руслово-пойменный
		нижний					
	Миоцен	верхний	Сазанковская	Головинская	Усть-суйфунская	Песчаная, песчаная туфогенная	Руслово-пойменный, болотно-озерный
		средний	Бузулинская	Ушумунская	Усть-лавыдовская	Песчано-глинистая угленосная	Руслово-пойменный, болотно-озерный, торфяных болот, подножия склонов
		нижний					
	Палеогеновая	Олигоцен	верхний	Мухинская	Бирофельдская	Надеждинская	Глинистая, глинистая туфогенная
средний							
нижний							
Эоцен		верхний	Райчихинская	Чернореченская	Угловская	Песчано-глинистая угленосная	Руслово-пойменный, болотно-озерный, подножия склонов, торфяных болот
		средний					
		нижний			Назимовская		
Плиоцен	верхний	Кивдинская	?				
	средний						
	нижний						
Меловая	Даний						

ско-Буреинской впадин. Свита представлена зеленовато-светло-серыми, зеленовато- и желтовато-серыми однородными неслоистыми, волнисто-слоистыми и параллельно-слоистыми алевролитами и глинами фаций открытых проточных озер, периодически заливавшихся пойменных озер, коричневыми и коричневато-серыми глинами и алевролитами фаций застойных озер, зачастую обогащенных (в условиях зарастающего озера) растительным материалом в форме листьев и мелких стебельков растений. Меньшее распространение имеют пески преимущественно мелкой зернистости фаций руслово-пойменного комплекса. Доля последних в разрезе увеличивается к краевым частям впадин. Здесь среди них встречаются пески средней и крупной зернистости, с линзами гравийника фаций русел рек. В основании разреза часто наблюдаются прослойки и линзы гравийников и галечников фаций русел рек и временных потоков. Изредка в прибортовых частях впадин отмечаются маломощные линзы смешанных неотсортированных глинисто-песчано-дресвяных образований фаций подножия склонов. Разрез свиты насыщен пластами и пропластками бурого угля (марка Бз) мощностью от долей метра до 18,7 м. Мощность кивдинской свиты

2767

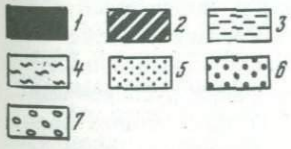
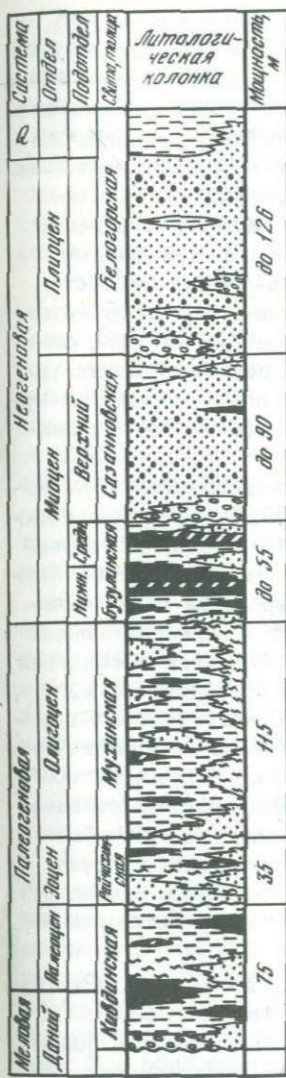


Рис. 3. Литолого-стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений Амуро-Зейского седиментационного бассейна

1 - уголь; 2 - углистая глина; 3 - глина; 4 - алеврит; 5 - песок; 6 - гравийник; 7 - галечник

достигает 75 м. Аналогов этой свиты в других впадинах рассматриваемой территории не обнаружено.

Кивдинский комплекс осадков со слабо заметным размывом перекрывается породами райчихинской толщи. Последняя не имеет повсеместного распространения и встречается в тех же районах, что и кивдинская свита. По набору типов пород она сходна с кивдинской, но отличается от нее меньшим содержанием углей и углистых глин. Угли и углистые глины содержатся в виде редких мало-мощных пластов, пропластков и линз. Мощность райчихинской толщи до 35 м.

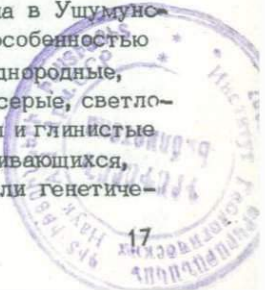
Отложения кивдинской свиты и райчихинской толщи объединяются в песчано-глинистую угленосную подформацию.

Аналогом райчихинской толщи, возможно, является нижняя слабоугленосная часть чернореченской свиты, вскрытая в Бирюфельском грабене в западной окраинной геологоструктурной зоне Средне-амурской впадины, и назимовская свита во впадинах Юго-Западного Приморья.

Назимовская свита в отличие от райчихинской толщи содержит пепловые туфы, туфогенные породы. Мощность назимовской свиты 50-70 м.

Мухинская свита в пределах Амуро-Зейской депрессии известна в Ушумунской впадине. Отличительной особенностью

ее является однородный глинисто-алевритовый состав. Однородные, волнисто- или параллельно-слоистые зеленовато-серые, серые, светлые-серые, коричневатые-серые, кремневые и коричневые глины и глинистые алевриты фаший открытых прогочных, периодически заливаемых, застойных и зарастающих озер - типичные представители генетиче-



ских типов пород свиты. Очень редко отмечаются линзы песков преимущественно мелкой зернистости, маломощных пропластков и линз бурого угля и углистых глин. Мощность свиты достигает 115 м.

Аналогами ее в Среднеамурской впадине служит бирюфельдская, а во впадинах Юго-Западного Приморья — надеждинская свиты. Они также характеризуются однородным глинисто-алевритовым составом и тем же набором генетических типов пород. Отличительной особенностью бирюфельдской и надеждинской свит является туфогенность их пород и наличие прослоев пепловых туфов. Причем роль туфогенного материала увеличивается во впадинах Юго-Западного Приморья, тяготеющих к зоне развития Восточно-Азиатского вулканического пояса. Мощность бирюфельдской свиты 150-460 м, надеждинской — до 500 м. Эта часть разреза выделена в глинистую (для Амуро-Зейского седиментационного бассейна) и глинистую туфогенную (для Среднеамурского и Раздольнинского седиментационного бассейнов) подформации.

Завершая описание палеогеновой части рассматриваемых отложений, следует отметить, что в Амуро-Зейском седиментационном бассейне мы пока не находим аналогов верхней угленосной части чернореченской свиты Среднеамурской впадины и угловской свиты Юго-Западного Приморья. Возможно, времени формирования этих песчано-глинистых угленосных толщ соответствовало накопление нижней части мухинской свиты, содержащей редкие маломощные пропластки угля и углистых глин, и частично верхней части райчихинской толщи. С равной степенью достоверности или ошибочности можно предположить, что на этапе формирования этих угленосных толщ в бассейнах седиментации, приуроченных к мезозойской складчатой области, во впадинах менее подвижной области палеозойской складчатости угленакопление и, возможно, осадконакопление вообще не происходили. Тогда на рубеже времени образования райчихинской толщи и мухинской свиты следует предполагать перерыв в осадконакоплении. Однозначным решением по этому вопросу авторы в настоящее время не располагают.

Широкое распространение имеет бузулинская свита. Она известна повсеместно в пределах Ушумунской и Зейско-Буреинской впадин, кроме участков, подвергшихся эрозионному смыву в более поздние этапы геологической истории. Свита представлена серыми, желтовато- и светло-серыми, светло-коричневыми, коричневыми, темно-серыми глинами и глинистыми алевритами фаций болотно-озерного комплекса, песками разной зернистости и маломощными прослоями и линзами гравийников и галечников фаций руслово-пойменного комплекса (русел рек, пойм, стариц). В прибортовых частях впадин встречаются маломощные скопления мусорных, неотсортированных глинисто-песчано-дресвяных и щебнистых образований фаций подножия склонов (конусов выноса, осьпей у подножия склонов). Свита содержит до 10 пластов бурого угля технологической группы Б₁. Мощность свиты достигает 100 м. Ее осадочные образования выделены в песчано-глинистую угленосную подформацию.

Аналогом бузулинской свиты в Среднеамурской впадине служит ушумунская, а в группе впадин Юго-Западного Приморья — усть-давыдовская свиты. Их отличительной особенностью является значительное количество угольных пластов (до 22), наличие карбонатных пород (известковистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые известняки) фации засоленных водоемов, большое содержание сидеритовых, глинисто-сидеритовых, кремнисто-сидеритовых, пиритовых и марказитовых конкреций и значительно большая мощность: ушумунской свиты 690 м, усть-давыдовской — 650 м.

Осапочные образования сазанковской свиты почти повсеместно несогласно с разрывом перекрывают все более древние породы. Представлена свита преимущественно светло-серыми несортированными или среднесортированными косослоистыми песками разной (в основном крупной) зернистости и песчано-гравелистыми образованиями фаций руслово-пойменного комплекса. В нижней части разреза большее значение имеют галечники; верхняя его часть более тонкозернистая, здесь встречаются пойменные и старичные, реже — озерные глинисто-алевритовые образования. В средней части отмечаются маломощные пропластки и линзы бурых углей технологической группы Б₁. Мощность свиты достигает 90 м.

Аналогом сазанковской свиты в Среднеамурской впадине является головинская свита, выделенная в 1974 г. С.И. Кузьменко, и усть-суйфунская свита Юго-Западного Приморья. Первая из них по набору генетических типов пород сходна с сазанковской, а вторая характеризуется значительной туфогенностью, наличием прослоев пепловых туфов и туффитов. Мощность головинской свиты 165 м, усть-суйфунской — до 80 м.

Описанные образования выделены в песчаную и песчаную туфогенную подформации.

Белогорская свита резко с разрывом ложится на все более ранние образования, слагает возвышенные участки территории впадин, отсутствует на участках глубокого вреза современных водотоков, литологически подразделяется на две части: нижнюю — песчано-галечниковую и верхнюю — глинистую. Нижняя часть сложена песками разной, преимущественно грубой зернистости, с гравием и галькой, с частыми линзами и прослоями гравийников, галечников. Это образования фаций временных потоков и русел рек. Верхняя часть представлена серыми глинами озерных фаций, часто в той или иной степени песчанистыми. Мощность нижней грубозернистой части разреза превышает 100 м, глинистой — составляет 22 м. Суммарная мощность белогорской свиты до 128 м.

Аналогами белогорской свиты в Среднеамурской впадине является приамурская свита, а во впадинах Юго-Западного Приморья — суйфунская. По набору генетических типов пород они сходны с белогорской и вместе с ней образуют песчано-галечниковую подформацию.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АМУРО-ЗЕЙСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Спорово-пыльцевой метод дает возможность послышной палеонтологической характеристики разрезов, а хорошая сохранность оболочек пыльцы позволяет палеонтологически охарактеризовать толщи, считавшиеся немymi (Меннер, 1973). Самым важным моментом, определившим широкое использование палинологии в стратиграфии, является возможность прямой корреляции спорово-пыльцевых комплексов континентальных и морских отложений с фауной.

Палинологические исследования палеогенового и неогенового осадочного комплекса Амуро-Зейской депрессии проводятся с начала 50-х годов. Стратиграфическое расчленение этих толщ методом спорово-пыльцевого анализа приводится в работах Е.Д. Заклинской (Финько, Заклинская, 1958), М.А. Седовой (Чемяков и др., 1960), А.И. Мячиной (1961 г.), М.В. Зива (1969, 1973). Особенно ценным является капитальный труд Г.М. Братцовой (1965, 1969) по стратиграфическому расчленению и корреляции континентальных отложений верхнего мела и нижнего палеогена Амуро-Зейской депрессии. В нем дано сопоставление выделенных спорово-пыльцевых комплексов верхнего мела и палеогена с комплексами из морских, фаунистически охарактеризованных отложений сопредельных территорий. Проведено также сравнение выделенных спорово-пыльцевых комплексов с таковыми из разновозрастных отложений Азии и Северной Америки.

Монографическое описание и выделение важнейших руководящих таксонов в изученных отложениях дают возможность проводить палинологическую корреляцию как в пределах одного региона, так и межрегиональную.

Большую роль в развитии палинологического метода как основного при стратиграфической корреляции континентальных отложений сыграли морфологические исследования ископаемых пыльцевых оболочек, выполненные Е.Д. Заклинской, С.Р. Самойлович, В.В. Зауэр, Н.Д. Мчедlishvili, А.Ф. Хлоновой, Е.П. Бойцовой и многими другими. Немаловажную помощь в диагностике большого количества ископаемых оболочек пыльцы в наших исследованиях оказала работа коллектива палинологов ДВТУ (Мячина и др., 1971) по изучению морфологии современных растений Дальнего Востока.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу разработки принципов палинологической корреляции палеогеновых и неогеновых толщ были положены следующие методические приемы.

1. Метод статистического подсчета пыльцевых зерен, вычисление процентных соотношений основных групп и выявление доминирующих форм в комплексах.

По процентным отношениям строились графики, разного рода палинологические диаграммы, демонстрирующие состав спектров и их изменения по разрезу.

2. Метод выделения руководящих родов и видов, или так называемых ключевых таксонов.

Метод применим в основном для расчленения верхнемеловых и палеогеновых отложений; он позволяет проводить широкую палинологическую корреляцию, устанавливая возрастные рамки для палинологических комплексов маастрихта, дат-палеоцена и эоцена, а также дает возможность коррелировать одновозрастные стратиграфические подразделения упаленных районов. Применение руководящих таксонов не требует детальных количественных оценок и позволяет сопоставлять палинологические комплексы синхронных горизонтов.

3. Метод сопоставления пыльцевой и листовой флоры.

При сравнении спорово-пыльцевых комплексов с макроскопическими листовыми остатками из миоценовых отложений бузулинской и сазанковской свит установлено, что в составе флоры раннего - среднего миоцена участвовало примерно 82-85 родов, а во флоре верхнего миоцена - 61-65 родов. Обеднение флоры, отмеченное нами, происходило за счет выпадения наиболее термофильных элементов.

Для палеогеновых, неогеновых и подстилающих верхнемеловых отложений установлено семь спорово-пыльцевых комплексов (VII-I), сменяющих друг друга в стратиграфической последовательности и хорошо прослеживающихся по площади депрессии: позднецагаганский (VII), кивдинский (VI), ушумунский (V), мухинский (IV), бузулинский (III), сазанковский (II) и белогорский (I). Каждый из них отвечает выделенным здесь стратиграфическим подразделениям.

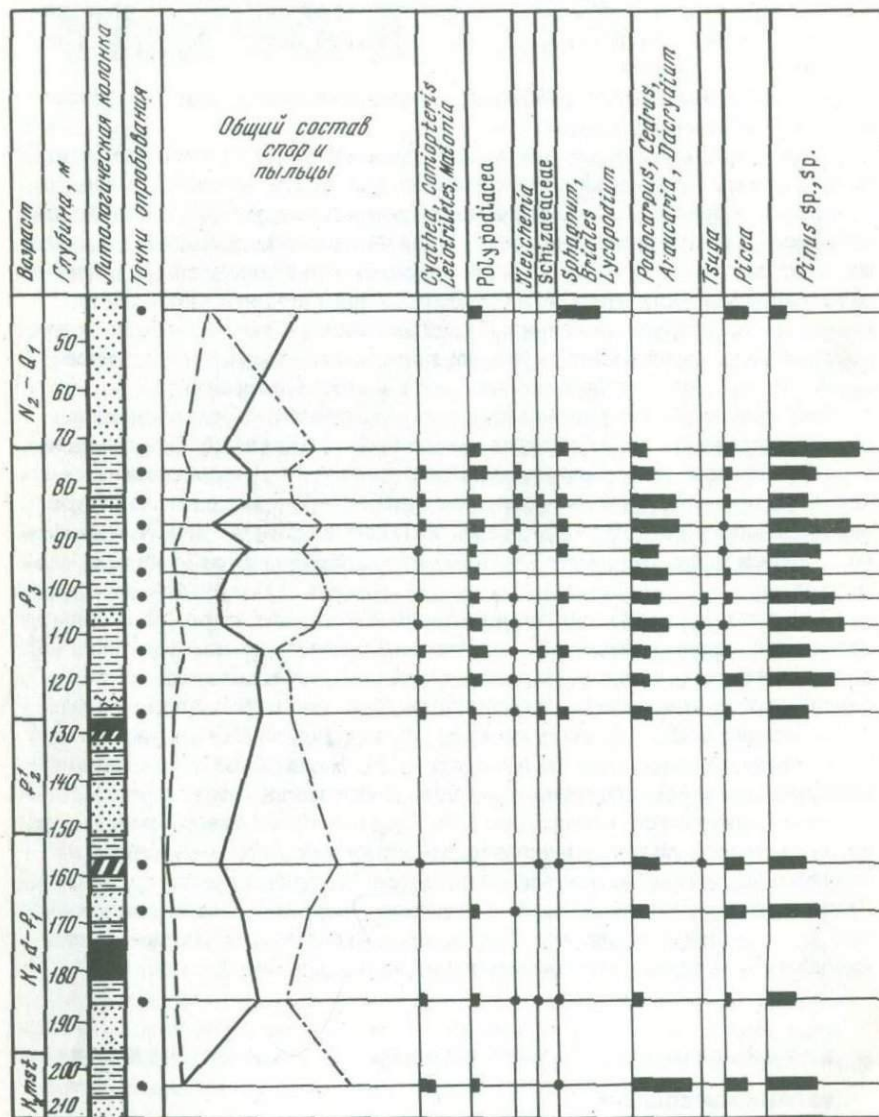
Ниже приводится характеристика спорово-пыльцевых комплексов по Ушумунской впадине и отдельным участкам Зейско-Буреинской впадины (Гуранскому, располагающемуся на правом берегу р. Зей, Притуранскому, занимающему восточную часть впадины, сопряженную с Туранским поднятием Буреинского массива, и Кивдо-Райчихинскому - в крайней юго-восточной части впадины).

ХАРАКТЕРИСТИКА СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫХ КОМПЛЕКСОВ

УШУМУНСКАЯ ВПАДИНА

В Ушумунской впадине автором изучено 140 проб из разрезов 12 скважин. Здесь установлены наиболее полный для Амуро-Зейской депрессии разрез палеогеновых и неогеновых отложений и все указанные выше спорово-пыльцевые комплексы.

Позднецагаганский (VII) палинологический комплекс установлен по разрезу скв. МС-5, 80 (рис. 4) и МС-3. Он характеризует отложения цагаганской свиты, представленные зеленовато-серыми песчаниками, глинами, алевроитами с прослоями песков и галечников. В его составе преобладает пыльца голосемянных растений (21-

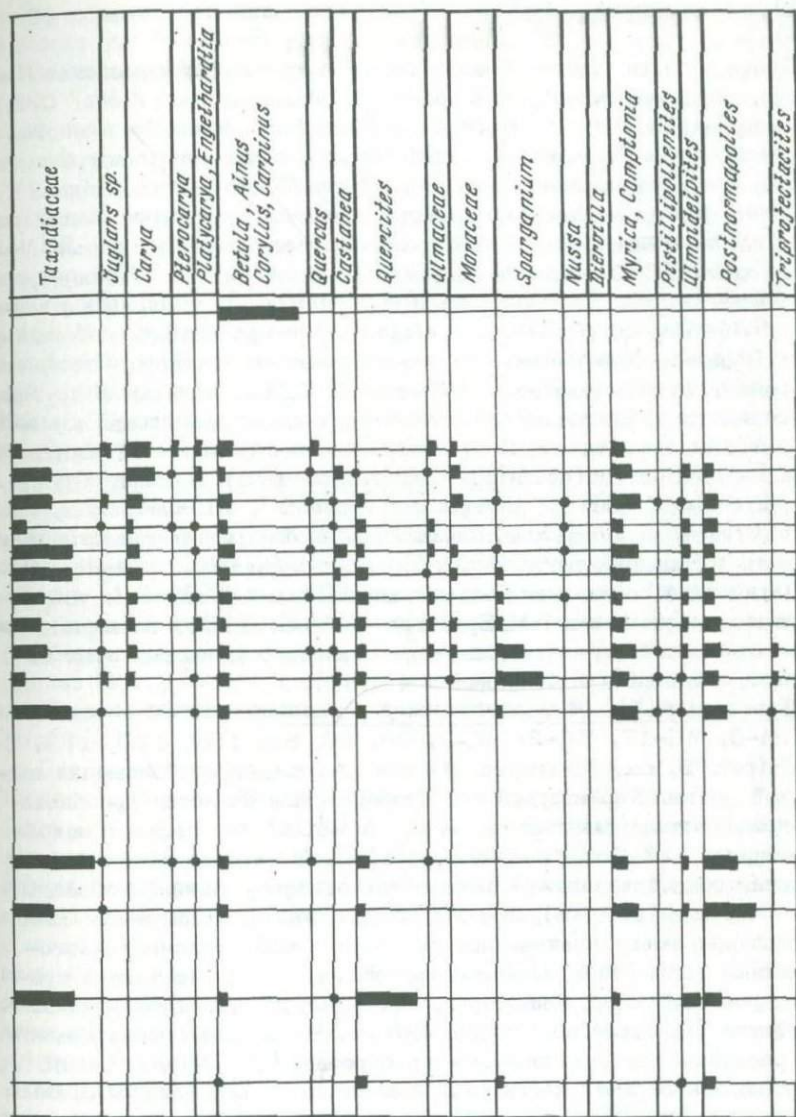


--- 1 — 2 - - - 3

Рис. 4. Палинологическая диаграмма по скв. 80.

Условные обозначения к рис. 4, 5, 7, 8, 13, 14, 16, 18.

Содержание (в %): 1 - спор, 2 - пыльцы голосемянных, 3 - пыльцы покрытосемянных. Литологию см. рис. 3, 6



10 0 10 20%

Рис. 4 (Продолжение)

80%) над спорами (8-70%) и пыльцой покрытосемянных (9-11%).

Среди пыльцы группы голосемянных господствует семейство Pinaceae, представленное разнообразными родами *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*, реже *Abies*. Часто встречаются *Dacrydium*, *Araucaria* и многочисленные виды *Podocarpus*. В небольших количествах присутствует пыльца семейства Taxodiaceae (*Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*), единичны зерна Psophosphaerae. Группа пыльцы покрытосемянных не обладает большим разнообразием. Здесь отмечаются *Sparganium*, *Myrica*, *Comptonia*. Пыльца *Ulmoideipites* (*U. tricostatus*, *U. krempii*, *U. planeraeformis*), *Proteacidites*, *Loranthacites*, *Orbiculapollis globosus*, *Gothanipollis globosus*, *G. elegans*, Elaeognaceae, *Aquilapollenites insignis*, *Mancicorpus*, *Triporopollenites rhamnoides*, *Tricolporopollenites*, *T. radiatostratus*, *T. mutabilis*, *T. matauraensis* и других свидетельствует о принадлежности данного палинокомплекса к маастрихтским отложениям. Подтверждением этому является состав спор: Polypodiaceae (до 30%), *Cyathea* (до 17%), *Matonia*, *Gleichenia*, *Lygodium*, *Schizaea dorogensis*, *Anemia*, *A. aff. macrorhyza*, *Cicatricosisporites dorogensis*, *Rouseisporites*, *Kuylisporites lunaris*, *Foveosporites*. Единично встречаются *Sphagnum*, *Selaginella*, *Osmunda*. Систематический состав палинокомплекса VII весьма сходен с комплексами, выделенными Г.М. Братцевой (1965, 1969) из маастрихтских отложений цагаанской свиты, и палинокомплексами этих отложений, изученных А.Ф. Хлоновой (1969).

Кивдинский (VI) палинологический комплекс изучен по керну скв. М-5, МС-17, МС-2, МС-3, 38, 80, 88, 102, 103, 123, 36 и 50 (рис. 5, см. также рис. 4). Он характеризует отложения кивдинской свиты. Характерной его особенностью является преобладание пыльцы голосемянных растений (30-80%) над пыльцой покрытосемянных (17-38%), спорами (3-11%). В составе голосемянных основная роль принадлежит пыльце таксодиевых, главным образом роду *Taxodium* (до 35%), *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Cryptomeria*. Пыльца сосновых имеет подчиненное значение. Сюда относятся многочисленные роды *Pinus*, *Cedrus*, реже *Picea*, *Abies*. Постоянно присутствуют *Dacrydium*, *Podocarpus*, *Araucaria*, неопределенные роды семейства Cupressaceae, пыльца *Ephedra*. В составе покрытосемянных растений основное значение приобретает *Ulmoideipites* (до 35%), особенно для верхней части свиты, а также группа пыльцы стеммы *Postnornapolles* Pfl.: *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *T. confusus* Zakl., *T. arboratus* Pfl., *Triporopollenites*, *Tricolpites*. Из представителей пыльцы, определенной по естественной классификации, отмечаются многочисленные *Myrica*, *Comptonia*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil. Обязательными компонентами являются *Palmae*, *Pterocarya*, *Platycarya*, *Betula*, *Alnus*, *Castanea*, *Ulmus*, Moraceae, Menispermaceae, *Laurus*, Rosaceae. Редко встречаются мелкие пыльцевые зерна *Aquilapollenites*. В составе многочисленных спор чаще всего отмечены папоротники семейства Polypodiaceae, реже Osmundaceae, Ophioglossaceae, *Cyathea*, *Lygodium*, *Leiotriletes*.

В отличие от позднецагайского палинокомплекса в кивдинском заметно увеличивается роль пыльцы таксодиевых, сокращается значение пыльцы *Araucaria*, *Dacrydium* и мезозойских спор. Присутствуют *Myrica*, *Comptonia*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil. Кивдинский палинокомплекс хорошо сопоставляется с палеоценовым комплексом угленосной части кивдинской свиты, изученным Г.М. Братцевой и М.В. Зива. По повышенному содержанию пыльцы таксодиевых и разнообразию представителей стеммы *Postnormapolles* Pfl. он сходен с палеоценовыми палинокомплексами из низов нижедуйской свиты Сахалина (Будрин, Громова, 1973). Подобный же комплекс был выделен В.С. Будриным из "переходных слоев" разреза по р. Найбе (о. Сахалин), возраст которых, согласно определению отпечатков листьев, спор и пыльцы, палеоценовый. Похожий комплекс описан М.Д. Болотниковой из палеоцена р. Зеркальной Южного Приморья, подтвержденный данными абсолютного возраста и листовой флоры.

Ушумунский (V) палинологический комплекс изучен нами по разрезам скв. МС-17, 12, 50, 102, 109, 103, 80, 53. Он характеризуется отложениями райчихинской толщи. Комплекс отличается преобладанием пыльцы покрытосемянных (35-60%) над пыльцой голосемянных (1,5-37%) и небольшим содержанием спор (1-18%). Основная масса покрытосемянных принадлежит мелкой трехпоровой и трехборзанопопоровой пыльце, определенной как *Moraceae*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil, *Castanea*, а также пыльце формальных таксонов *Triporopollenites consus* Zakl., *T. roboratus* Pfl., *T. plicoides* Zakl., *Tricolpites*.

Для комплекса характерно наличие пыльцы *Myrica*, *Platycarya*, *Moraceae*, *Hamamelidaceae*, *Anacolosidites*, *Pistillipollenites*, *Palmae*, *Laurus*, *Corylopsis*, *Fothergilla*, *Ulmoideipites*. В небольших количествах встречены *Betula*, *Alnus*, *Quercus*, *Fagus*, *Nyssa*, *Aralia*, представители семейств *Ericaceae*, *Nymphaeaceae*. В составе голосемянных в небольших количествах принимает участие пыльца таксодиевых: *Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*; из сосновых встречены различные виды *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*. Пыльца единичных *Araucaria*, *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Ephedra* дополняет состав спектров. Споры представлены папоротниками семейств *Polypodiaceae*, *Gleichenia*, *Osmunda* и мхами *Sphagnum* (*S. putillum*, *S. requim*).

Ушумунский спорово-пыльцевой комплекс по составу компонентов сходен с палинокомплексом райчихинских слоев, выделенным М.В. Зива (1969, 1973) на Кивдо-Райчихинском и Ерковецком бурогольном месторождениях, возраст которого она датирует палеоцен-эоценом. Имеется также сходство с раннеэоценовыми комплексами из алевритов с ксерофитной флорой Райчихи, описанными Г.М. Братцевой (1969) для той же территории, но при повышенном содержании пыльцы голосемянных. По систематическому составу ушумунский палинокомплекс имеет черты сходства с эоценовыми комплексами майгунской и назимовской свит Южного Приморья (Болотникова, 1966).

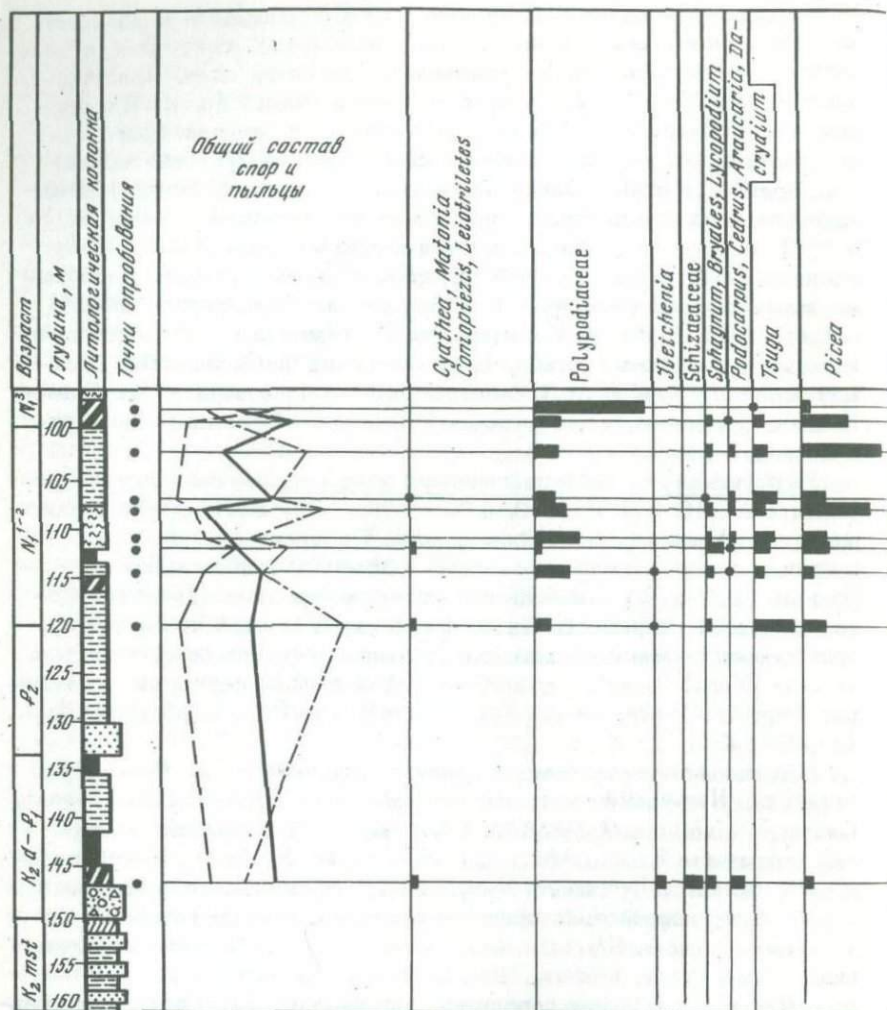
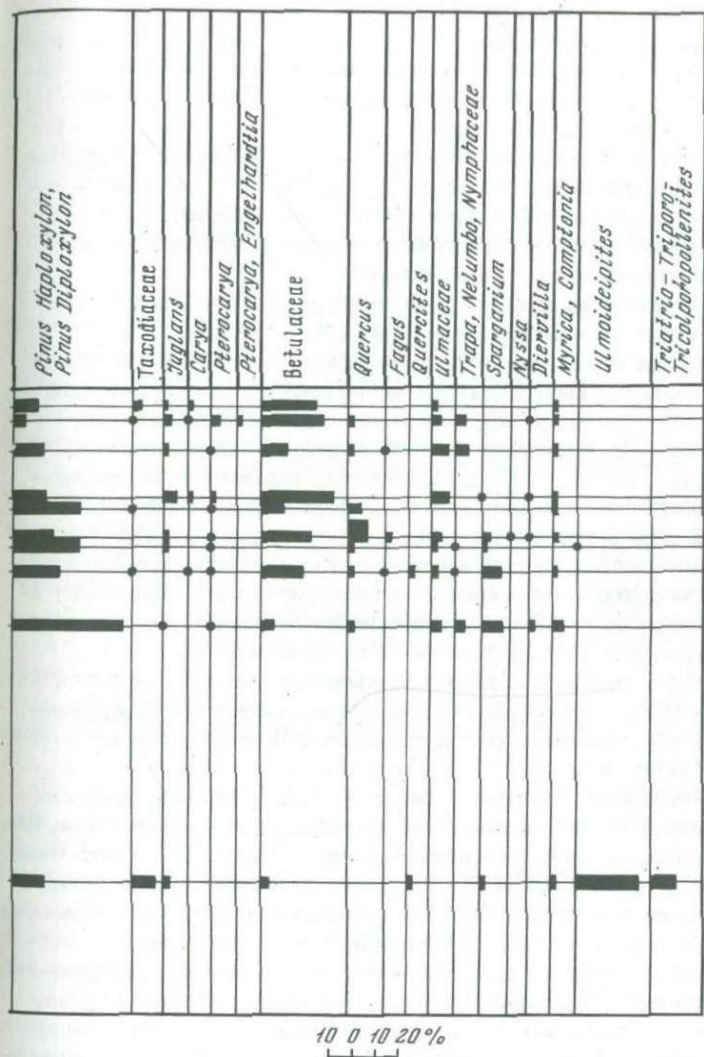


Рис. 5. Палинологическая диаграмма скв. 38
Условные обозначения см. рис. 4

Мухинский (IV) палинологический комплекс изучен по скв. 112, 103, 80 (см. рис. 5), МС-2, МС-53, МС-3, МС-17 и характеризует отложения мухинской свиты (Варнавский и др., 1975). В составе палинокомплекса доминируют голосемянные (до 70%), пыльца покрытосемянных (25-30%) и споры (до 5%) имеют подчиненное значение. Среди голосемянных преобладают таксодиевые: *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Metasequoia* и *Cryptomeria*. Очень разнообразен состав пыльцы сосновых, где особенно многочисленны различные виды *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Podocarpus*. Единично



встречается пыльца *Ginkgo*, *Dacrydium*, *Araucaria*, *Keteleeria*, *Ephedra*. Разнообразен состав пыльцы покрытосемянных растений, особенно характерна пыльца семейства *Juglandaceae*, где доминируют *Carya* (до 10%), *Juglans*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Platycarya*. Значительно присутствие пыльцы *Myrica*, *Comptonia*. Обязательными компонентами являются *Quercus*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil., *Castanea*, *Moraceae*, *Sterculia*, *Nyssa*, *Rhus*, *Liquidambar*, *Sparganium*.

Отмечаются мелколиственные бореальные формы: *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Celtis*, *Zelcova*, *Tilia*, *Ericaceae*.

Единичные, но характерные находки пыльцевых зерен *Basopollis*, *Pistillipollenites*, *Ulmoideipites*, *Hamamelis* и мелкие тонкие зерна *Aquilapollenites* сближают мухинский палинокомплекс с ушумунским. Наблюдается присутствие трехпоровой пыльцы типа *Triatriopollenites roboratus* Pfl., *T. confusus* Zakl., *T. aroboratus* Pfl., *T. robustus* Pfl. Из спор в комплексе встречены единичные Polypodiaceae, *Selaginella*, *Sphagnum*, *Gleichenia*, *Lugodium*, общее количество которых не превышает 5%. Возможно, часть пыльцевых зерен находится в переотложенном состоянии, но присутствие их в этой части разреза отмечается и М.В. Зива.

Мухинский комплекс имеет общие черты с комплексами олигоцена на территории Сибири (Меркулова, 1971; Панова, 1971), Дальнего Востока и Южного Приморья (Седова, 1956). Он отражает растительность хвойно-широколиственных лесов тургайского типа с участием реликтов позднего мела и раннего палеогена.

Бузулинский (III) палинологический комплекс изучен по скв. 53, МС-3, 38 (см. рис. 5), 88, 101, 36. Он характеризует отложения бузулинской свиты. В его составе пыльца покрытосемянных растений (35-60%) преобладает над пыльцой голосемянных (20-35%) и спорами (15-20%). В составе пыльцы покрытосемянных многочисленны широколиственные листопадные породы *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Zelcova*. Постоянно встречаются *Castanea*, *Zelcova*, *Carya*, *Juglans*, *Tilia*, *Acer*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Ilex*.

Значительно участие в спектрах мелколиственных бореальных форм: *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Carpinus*. Редко встречаются пыльцевые зерна *Nyssa*, *Magnolia*, *Myrica*, *Comptonia*, Moraceae, *Rhus*, *Carpinus*, *Ostrya*, *Platanus*.

Характерна пыльца водных растений: *Trapa*, *Nymphaeae*, *Sparganium*. Пыльца хвойных представлена разнообразными видами *Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Tsuga*; реже отмечаются *Larix*, единично и редко *Ginkgo*, *Ephedra*, *Cedrus*, *Podocarpus*. Во всех спектрах присутствуют таксодиевые, количество которых не превышает 1-2%, принадлежащие к родам *Sequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*. Присутствуют неопределенные роды кипарисовых. Травянистая растительность представлена в спектрах пыльцой *Diervilla*, Ericaceae, Ranunculaceae, Polygonaceae, Leguminosae. Споры папоротников (*Osmunda*, *Polypodium*, *Gleichenia*) встречаются сравнительно редко, весьма распространены сфагновые и зеленые мхи. Бузулинский (III) палинокомплекс имеет определенные черты сходства с палинокомплексами раннего - среднего миоцена, изученными М.В. Зива на территории Амуро-Зейской депрессии, с миоценовыми комплексами Приморья из верхней части надеждиной свиты р. Супутинки (Седова, 1956), с палинокомплексами раннего и среднего миоцена усть-давыдовской свиты в Раздольнинской депрессии (Барбашинова, Шугаевская, 1962 г.).

Сазанковский (II) палинологический комплекс изучен по скв. 5, 88, 38, МС-17, МС-3, МС-53, 101 и характеризует отложения сазанковской свиты. Для него характерно преобладание пыльцы покрытосемянных растений (35-70%) над спорами (6-40%) и пыльцой

голосемянных (12-37%). Среди покрытосемянных наиболее многочисленны семейства *Betulaceae* (*Betula, Alnus, Corylus, Carpinus*), *Fagaceae* (с родами *Quercus* и *Fagus*), *Ulmaceae* (*Ulmus, Celtis*). Разнообразна пыльца умеренно термофильных листопадных растений: *Ilex, Nyssa, Magnolia, Liquidambar, Acer, Tilia, Myrica, Juglans, Carya, Pterocarya*.

В спектрах участвует пыльца водных растений: *Traça, Nelumbo, Nymphae, Sparganium*. Значительна роль травянистых и кустарниковых форм: *Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Cruciferae, Leguminosae, Onagraceae, Ericaceae, Caprifoliaceae, Valerionaceae, Rubiaceae, Polyganaceae, Compositae* и др. Число и разнообразие их увеличиваются по сравнению с бузулинским палинокомплексом. Доминантом голосемянных является пыльца семейства *Pinaceae*, представленная родами *Pinus* (10-30%), *Picea* (18%), *Abies* (1-2%), *Larix* (2-4%), *Tsuga* (3-8%). Пыльца семейства таксодиевых присутствует в очень незначительных количествах; встречены единичные пыльцевые зерна *Ephedra* и *Cupressaceae*.

Состав папоротников определяется семействами *Polypodiaceae, Osmundaceae, Ophioglossaceae*. Часты споры мхов *Bryales, Sphagnum* и плаунов *Lycopodium* и *Selaginella*. Присутствуют водные папоротники *Azolla* и *Marsileaceae*. Сазанковский комплекс по систематическому составу имеет черты сходства с палинокомплексами верхнего миоцена усть-суйфунской свиты (с. Раздольное) Южного Приморья, с комплексами верхнего миоцена р. Ботчи и хорошо сопоставляется с палинокомплексами верхнедуйской свиты о. Сахалин.

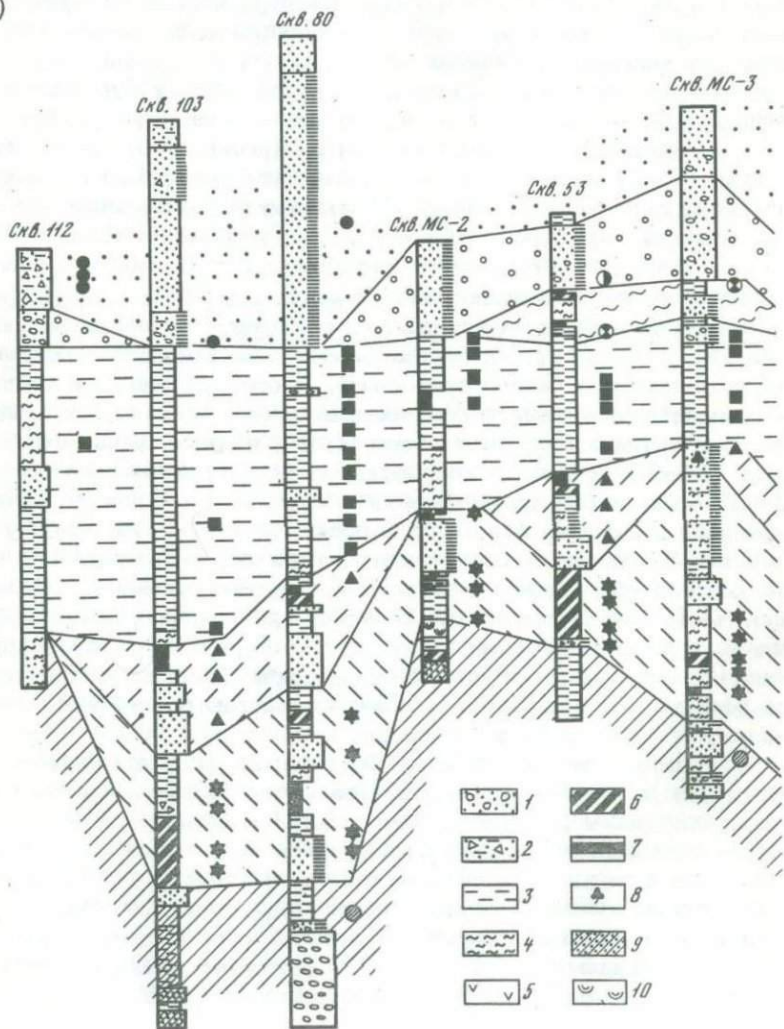
Белогорский (I) палинологический комплекс, изученный по скв. М-5, 80, 103, 112, 96, характеризует самые молодые отложения, выделенные в белогорскую свиту. В составе спектров комплекса господствует пыльца покрытосемянных (до 85%), в значительном количестве встречаются споры мхов и плаунов, редко папоротников (30-60%). Пыльца голосемянных играет подчиненную роль (3-18%). В составе покрытосемянных растений доминирует пыльца семейства *Betulaceae* (до 70%) с родами *Betula, Alnus, Corylus* и *Carpinus*. Уменьшается содержание пыльцы широколиственных растений умеренно-бореальной формы: *Tilia, Juglans, Pterocarya, Ulmus, Acer*. Часто встречаются *Salix, Sparganium, Polygonum*. Преобладание пыльцы травянистых растений: *Gramineae, Cyperaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae* сближает белогорский комплекс с современной растительностью. Пыльца хвойных представлена родами *Pinus, Picea, Larix*, редко *Tsuga* и *Taxodium*.

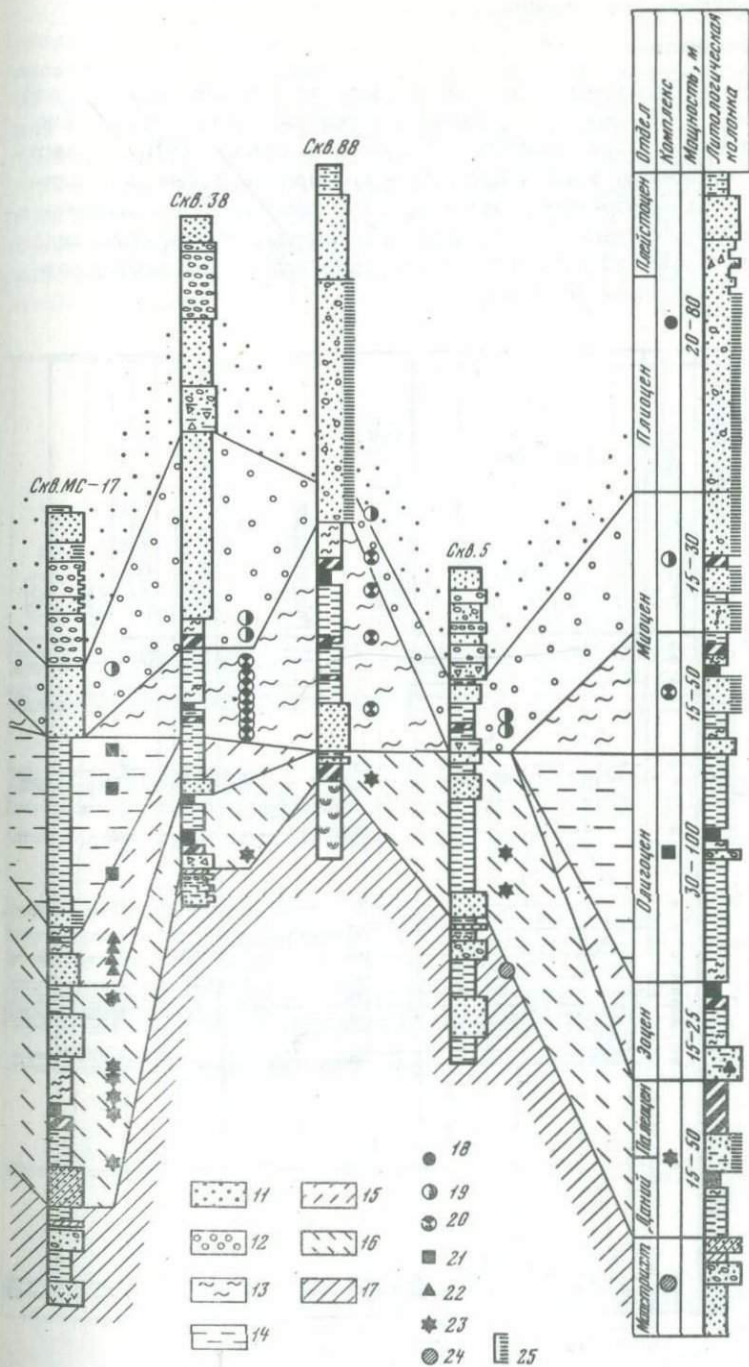
По систематическому составу белогорский палинокомплекс сопоставляется с плиоцен-раннечетвертичным комплексом белогорской свиты, изученным ранее М.В. Зива и Л.И. Лукашевой (ДВТУ) в Амуро-Зейской депрессии. Сходный комплекс был описан А.И. Мячиной из отложений синхронных горизонтов среднего течения рек Быки и Сартома (притоки Мамына) Верхнезейской депрессии (Мячина, 1961).

Описанные палинокомплексы характеризуются своими отличительными особенностями, хорошо прослеживаются по площади Ушумунской впадины и имеют коррелирующее значение (рис. 6).

Рис. 6. Схема сопоставления палеогеновых и неогеновых отложений Ушумунской впадины по палинологическим комплексам

Условные обозначения к рис. 6, 12, 15, 20, 22: 1 - песок с галькой; 2 - мусорная порода; 3 - глина; 4 - алеврит; 5 - породы фундамента; 6 - углистые глины; 7 - уголь; 8 - расстильный детрит, отпечатки листьев; 9 - песчаник; 10 - кора выветривания. Стратиграфические подразделения: 11 - белогорская свита; 12 - сазанковская свита; 13 - бузулинская свита; 14 - мухинская свита; 15 - райчихинская толща; 16 - кивдинская свита; 17 - верхи цагайской свиты. Палинологические комплексы: 18 - белогорский, 19 - сазанковский, 20 - бузулинский, 21 - мухинский, 22 - райчихинский, 23 - кивдинский, 24 - верхнецагайский; 25 - несортированные (разнозернистые) разности пород (пески)





Гуранский участок

С площади Гуранского участка автором изучено около 100 проб по разрезам семи скважин и девяти обнажений. Здесь установлено пять комплексов, характеризующих: позднецагайянский (VII) – маастрихтские отложения, кивдинский (VI) – дат-палеоценовые, бузулинский (III) – ранне-среднемиоценовые, сазанковский (II) – верхнемиоценовые и белогорский (I) – плиоцен-раннечетвертичные. Как видим, здесь отсутствуют ушумунский и мухинский палинокомплексы, описанные в Ушумунской впадине.

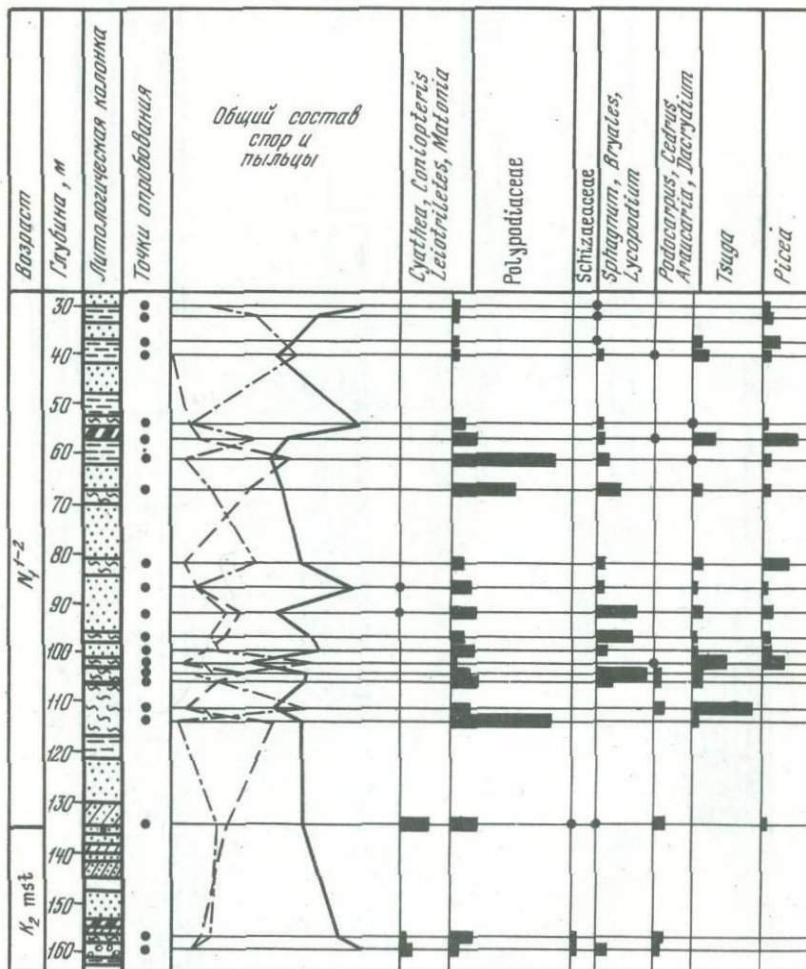
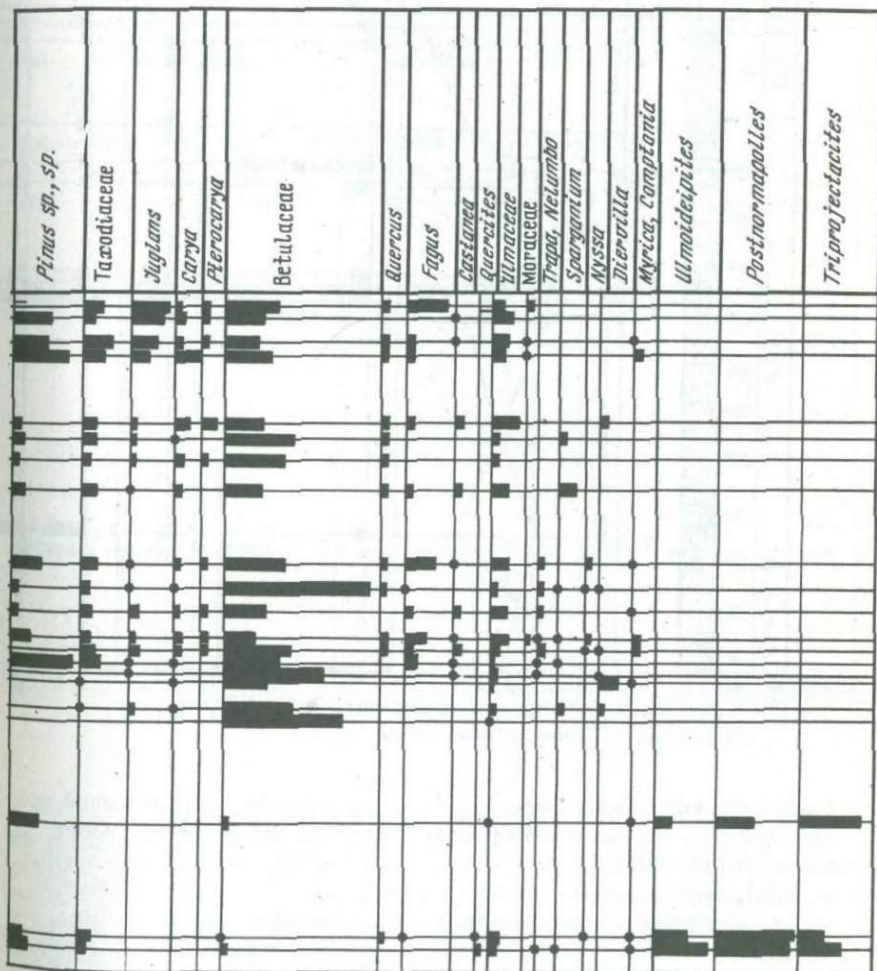


Рис. 7. Палинологическая диаграмма скв. 882
Условные обозначения см. рис. 4

Позднецагаанский (VII) палинологический комплекс установлен по разрезам скв. 903, 882 (рис. 7), 898. В отличие от позднецагаанского (VII) спорово-пыльцевого комплекса Ушумунской впадины он характеризуется преобладанием пыльцы покрытосемянных растений (55,4–85%) над пыльцой голосемянных (9,5–20%) и спорами (4,5–23%). Но при этом по составу основных компонентов он аналогичен комплексу VII Ушумунской впадины. Среди многочисленной пыльцы покрытосемянных растений господствуют формальные таксоны, весьма характерные для верхнемеловых отложений восточных районов (представители группы *Triprojectacites* N. Mch. – *Aquilapollenites*, *Triprojectus*, *Parviprojectus*, *Mancicorpus* и пыльцы морфо-



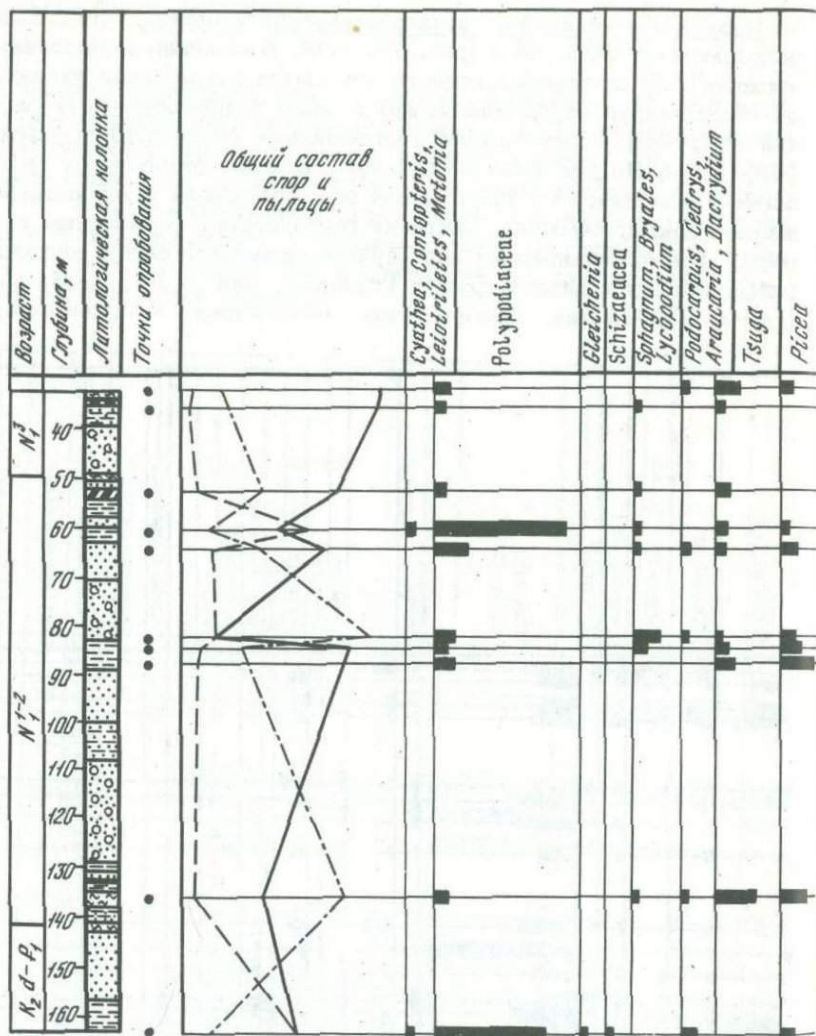
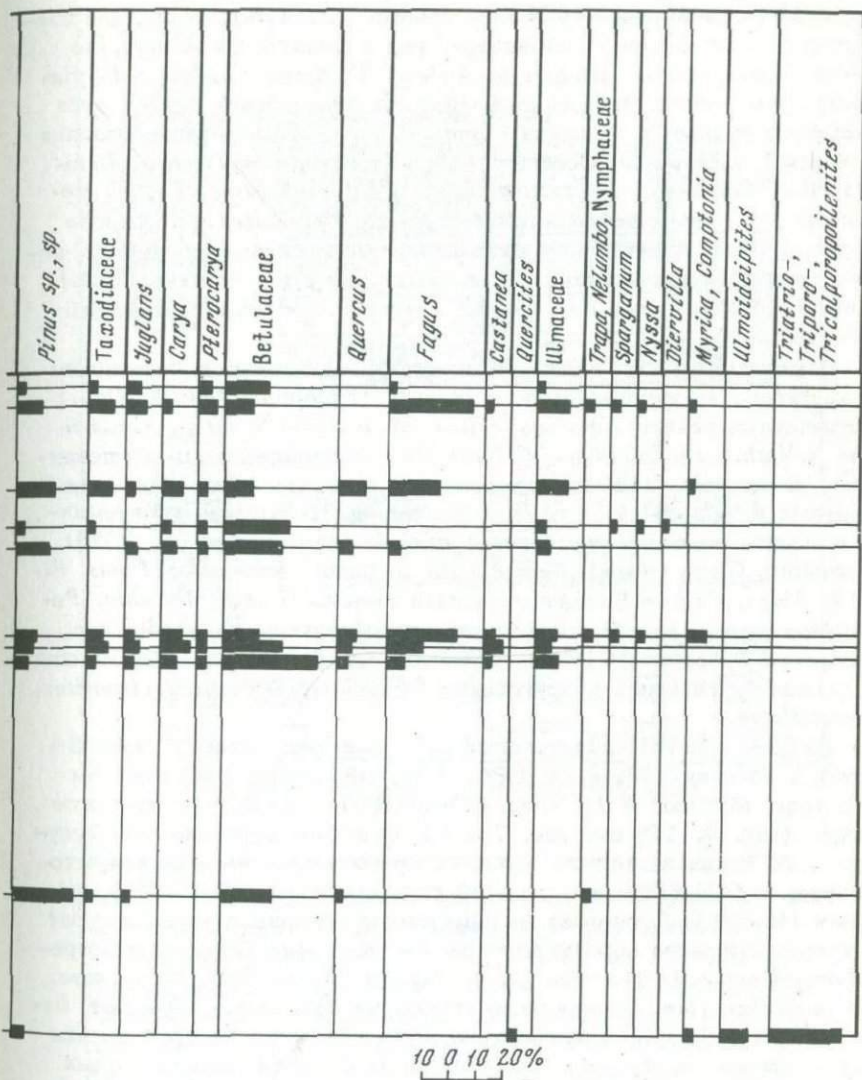


Рис. 8. Палинологическая диаграмма скв. 880
Условные обозначения см. рис. 4

логического типа *Postnortarolles* Pfl.). Из пыльцы, определенной по естественной системе классификации, наибольшее значение имеет пыльца *Ulmoideipites*, в том числе *Ulmoideipites tricostatus* Anders. (до 36%). Часто встречаются *Moraceae*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil.; обязательно присутствие пыльцы семейства *Proteacidites*, в небольшом количестве отмечаются сережкоцветные *Betula*, *Alnus*, *Corylus*. В составе пыльцы голосемянных растений доминирует семейство *Pinaceae*, главным образом *Pinus* и *Picea*. Характерно присутствие *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Taxodiaceae*, *Gnetaceopollenites*,



Ephedra. В составе споровых наиболее распространены представители семейств Polypodiaceae (*Woodsia*, *Adiantum*) и Schizaeaceae (*Lycopodium*, *Schizaea*). Наряду с небольшим количеством спор *Selaginella*, *Lycopodium* встречаются *Osmunda*, *Salvinia*, Ophioglossaceae. Единично отмечены представители формальных таксонов: *Leiotriletes*, *Singulatisporites euskerchinsoides*.

Кивдинский (VI) палинологический комплекс изучен нами по разрезам скв. 879, 880, 903, 902 (рис. 8). Он характеризуется преобладанием пыльцы покрытосемянных растений (54–85%) над

пыльцой голосемянных (50%) и спорами (23–40%). В составе покрытосемянных растений доминирует род *Ulmoideipites* Anders. (до 54%), *Ulmoideipites tricostatus* Anders., *U. Krempii* Anders., *U. planeraeformis* Anders. Несколько в меньших количествах встречается пыльца формальных таксонов группы *Postnormapolles*, разнообразная в видовом отношении. Особенно часто наблюдаются *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *T. confusus* Zakl., *T. aff. roboratus* Pfl., *T. roboratus* Pfl., отмечаются находки пыльцы *Tricolpites cf. gracilis* Bratz. Весьма значительно количество пыльцы, определенной по естественной системе: *Myrica*, *Comptonia*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil. (32%), *Carya*, *Platycarya*, *Moraceae*, *Palmae*, *Hamamelidaceae*.

В кивдинском (VI) палинокомплексе по сравнению с цагаянским сократилось количество пыльцы группы *Triprojectacites* N. Mtch.; встречаются редкие *Aquilapollenites* (*A. insignis* N. Mtch., *A. rombius* N. Mtch.), *Proteacidites*, *Gotanipollis*. Обязательными компонентами кивдинского (VI) палинокомплекса являются пыльца сережкоцветных *Betula*, *Alnus* и пыльца *Sparganium*. В составе голосемянных особое значение приобретает пыльца таксоидеивых (до 25%): *Taxodium*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*. Из сосновых встречены *Pinus*, *Picea*, *Abies*, *Cedrus*. Единичны находки пыльцы *Ginkgo*, *Ephedra*, *Podocarpus*, *Araucaria*. В составе спор преобладают *Polypodiaceae*, единичны *Sphagnum*, *Cyathea*, *Osmunda*, *Schizae*, *Lygopodium*. Из спор формальных таксонов присутствуют *Cingulatisporites*, *Rouseisporites*, *Leiotriletes*.

Бузулинский (III) палинологический комплекс установлен по 54 пролам из скв. 878, 879, 880, 881, 882, 894 и обнажениям 18 (пос. Мухино) и 12 (пос. Сретенское), содержащих листовую флору (рис. 9, 10; см. рис. 7 и 8). Основной особенностью бузулинского палинокомплекса является преобладание пыльцы покрытосемянных (40–85%) над пыльцой голосемянных (15–30%) и спорами (8–20%). В составе пыльцы покрытосемянных господствуют широколиственные породы *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*. Постоянно встречаются *Castanea*, *Zelcoba*, *Carya*, *Juglans*, *Tilia*, *Acer*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Ilex*. Непрерывные кривые на диаграмме образуют *Betula*, *Alnus*, *Corylus*. Единично, но постоянно присутствует пыльца *Nyssa*, *Magnolia*, *Myrica*. Для спектров характерна пыльца водных растений: *Tapa*, *Nymphaea*, *Sparganium*, *Potamogeton*, *Myriophyllum*, *Alisma*. Пыльца хвойных в спектрах бузулинских отложений представлена разнообразными видами *Picea*, *Pinus*, *Abies*, *Tsuga*, реже встречается пыльца *Larix*, единично и редко – *Ginkgo*, *Ephedra*, *Cedrus*, *Podocarpus*. Во всех спектрах присутствуют таксоидеивые, количество которых не превышает 10–12%, они принадлежат к родам *Sequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, очень редко – *Sciadopitys* и неопределенным родам кипарисовых. Травянистая растительность представлена в спектрах пыльцой *Diervilla*, *Ericaceae*, *Ranunculaceae*, *Chenopodiaceae*, *Polygonaceae*, *Leguminosae*. Споры наземных папоротников встречаются редко, это – *Osmunda*, *Polypodium*, *Botrychi-*

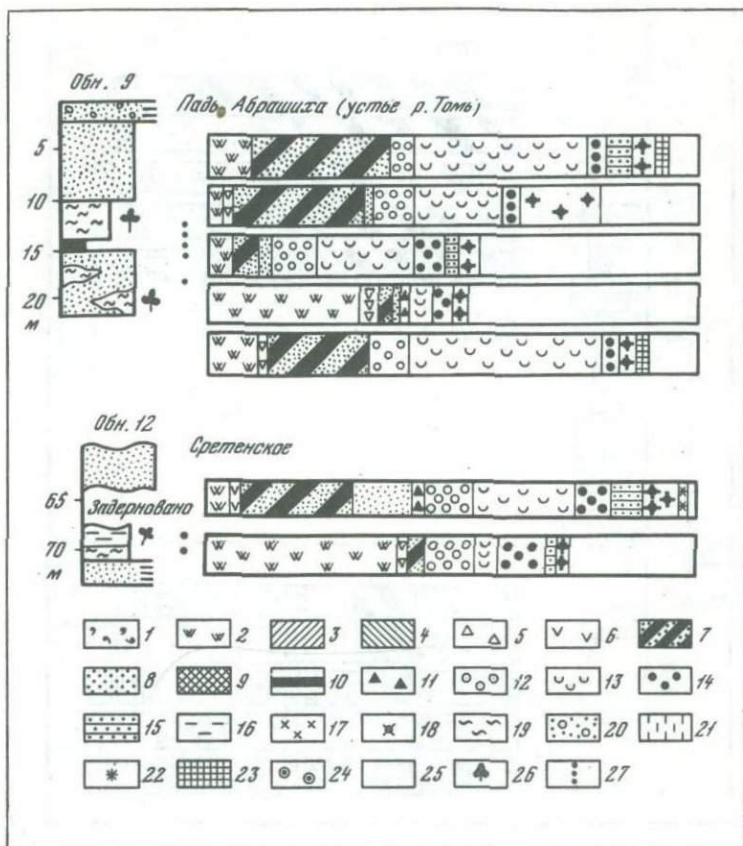


Рис. 9. Состав палинологических спектров бузулинской свиты (по обнажениям падь Абрашиха и у пос. Сретенское)

Условные обозначения к рис. 9, 10, 11, 17, 19, 21: 1 - *Syathea*, *Matonia*, *Leiotriletes*, *Coniopteris*; 2 - Polypodiaceae; 3 - *Gleichenia*; 4 - Schizaeaceae; 5 - *Sphagnum*, Bryales, *Le-copodium*; 6 - *Podocarpus*, *Araucaria*, *Cedrus*, *Dacrydium*; 7 - Pinaceae; 8 - Taxodiaceae; 9 - *Anacolosidites*; 10 - *Trapa*, *Nelumbo*, *Nymphaeaceae*; 11 - *Myrica*, *Comptonia*; 12 - Juglandaceae; 13^f - Betulaceae; 14 - *Fagus*, *Quercus*; 15 - *Castanea*; 16 - *Quercites*; 17 - Moraceae; 18 - Ulmaceae; 19 - Ulmoidei-pites; 20 - *Triatrio*, *Triporo*, *Tricolporopollenites*; 21 - *Tripro-jectacites*; 22 - *Sparganium*; 23 - Ericaceae; 24 - Hamamelida-ceae; 25 - прочие компоненты спорово-пыльцевых спектров; 26 - находки ископаемых растений; 27 - точки опробования

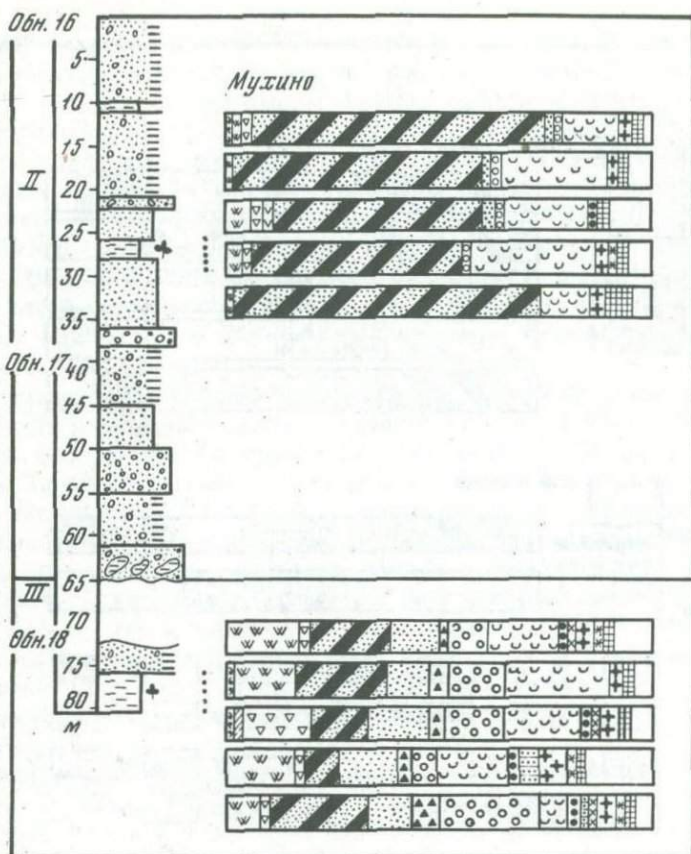


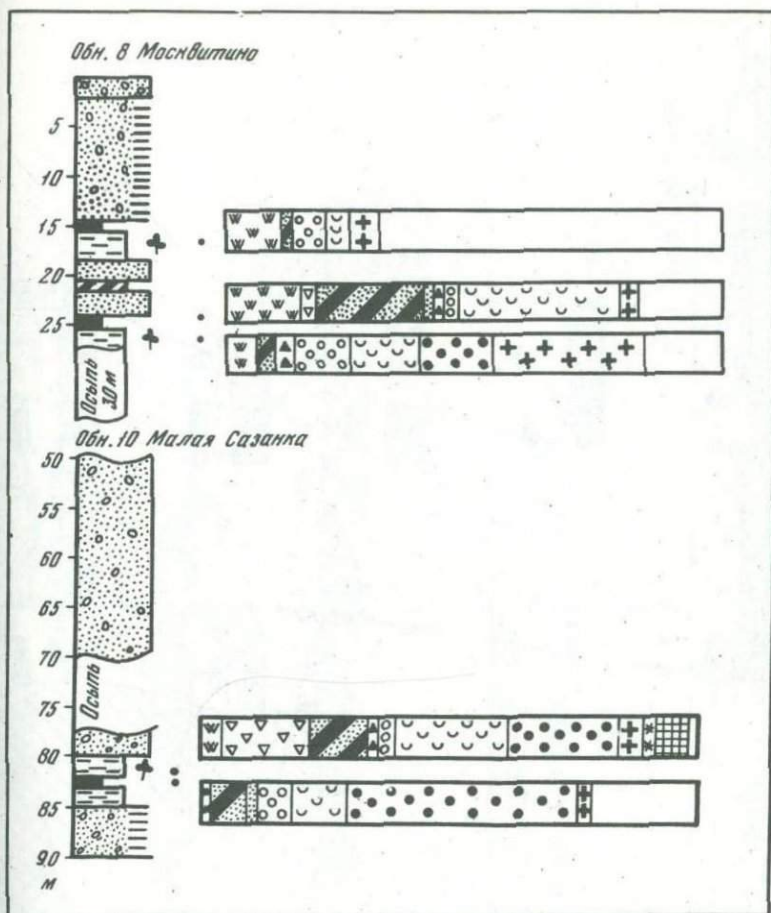
Рис. 10. Состав палинологических спектров сазанковской (II) и бузулинской (III) свит (по обнажениям 16, 17 и 18 у пос. Мушино)

Условные обозначения см. рис. 9

um, *Lygodium*, *Gleichenia*, *Syathea*. Присутствуют сфагновые и зеленые мхи. Для комплекса характерно присутствие пыльцы и спор формальных такооносов.

Сазанковский палинологический комплекс (II) установлен по 15 пробам из скв. 902 и по обнажениям, содержащим ископаемую флору: 10 (пос. Малая Сазанка), 9 (падь Абрашиха, устье р.Томь), 8 (пос. Москвитино), 16, 17 (верхняя часть разреза у пос. Мушино) (рис. 11, см. также рис. 10). Он хорошо сопоставляется с комплексом из синхронных отложений Ушумунской впадины.

В составе комплекса пыльца покрытосемянных преобладает (40–85%) над пыльцой голосемянных (15–30%) и спорами (20%). До-



минантами комплекса являются представители семейств *Betulaceae* (*Betula*, *Alnus*), *Ulmaceae* (*Ulmus*, *Zelcova*), *Pinaceae* (*Tsuga*, *Pinus*, *Picea*), *Fagaceae* (*Fagus*). Реже встречаются *Carya*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Nyssa*, *Ilex*. Значительна роль пыльцы травянистых и кустарниковых растений. Содержание пыльцы таксодиевых очень невелико (2–3%). Среди спор доминируют *Polypodiaceae* (31%), *Sphagnum* (17%), *Lycopodium* (2%).

Белогорский (1) палинокомплекс установлен по трем пробам скважины 903. Характерная его особенность – преобладание пыльцы покрытосемянных растений (88,7%) над спорами (4–10%) и пыльцой голосемянных (1–7%). Доминантами белогорского палинокомплекса является пыльца *Betula*, *Syrgeaceae*, *Ericaceae*. Очень

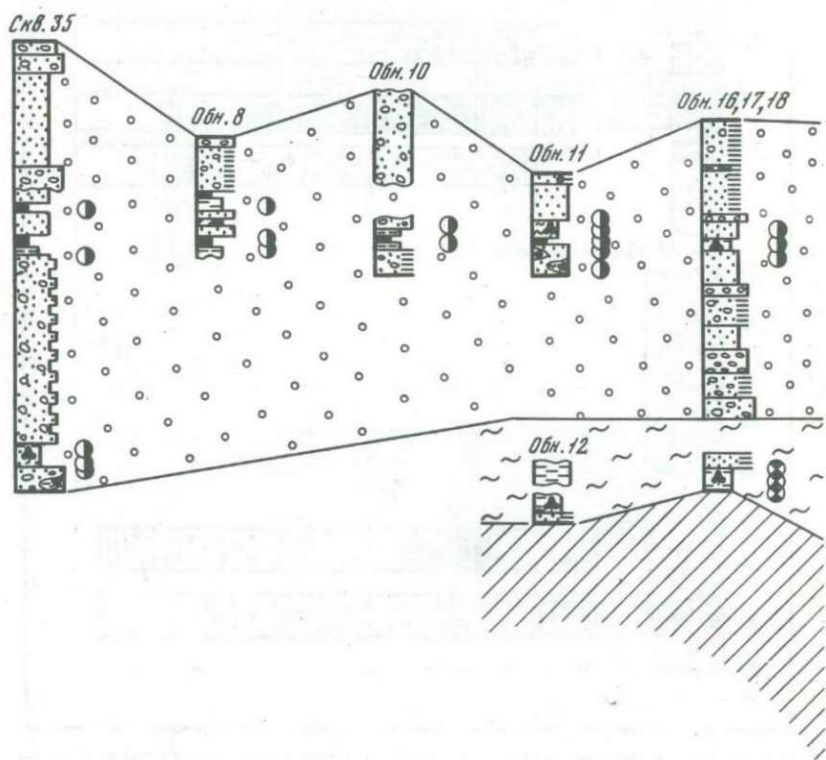
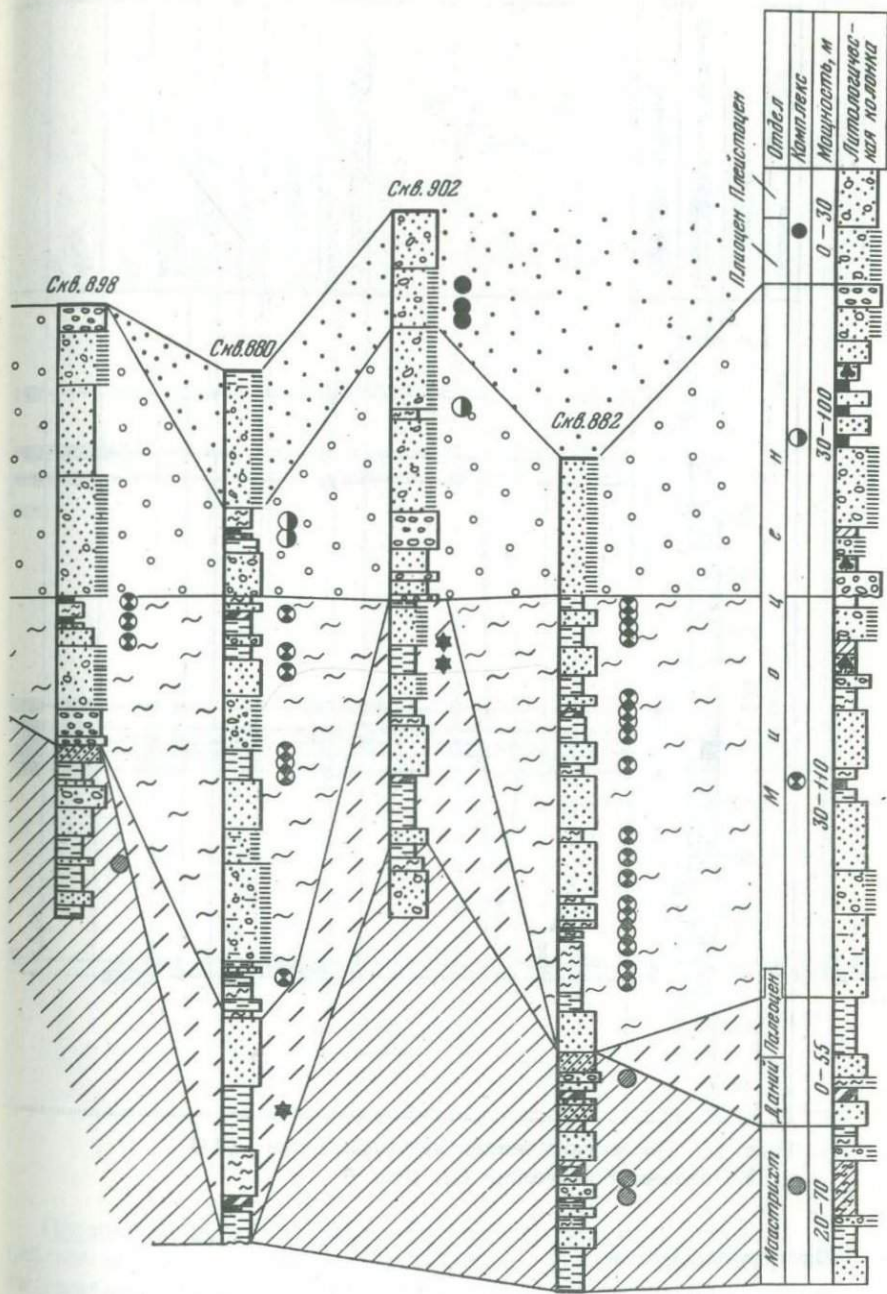


Рис. 12. Схема сопоставления палеогеновых и неогеновых отложений западной части Зейско-Буреинской впадины (Гуранский участок) по палинологическим комплексам

Условные обозначения см. рис. 6

велика роль пыльцы травянистых растений. Из широколиственных встречаются только единичные зерна *Juglans*, незначительно количество *Ulmus*, *Salix*, *Populus*, *Acer*. Состав голосемянных определяется семейством Pinaceae (*Pinus*, *Laris*, *Picea*). Пыльца Taxodiaceae встречается редко и единично. В составе споровых доминируют *Sphagnum*, *Bryales*, *Selaginella*, редко отмечены Ophioglossaceae и Polypodiaceae. На рис. 12 представлена схема сопоставления палеогеновых и неогеновых отложений по палинокомплексам Гуранского участка.



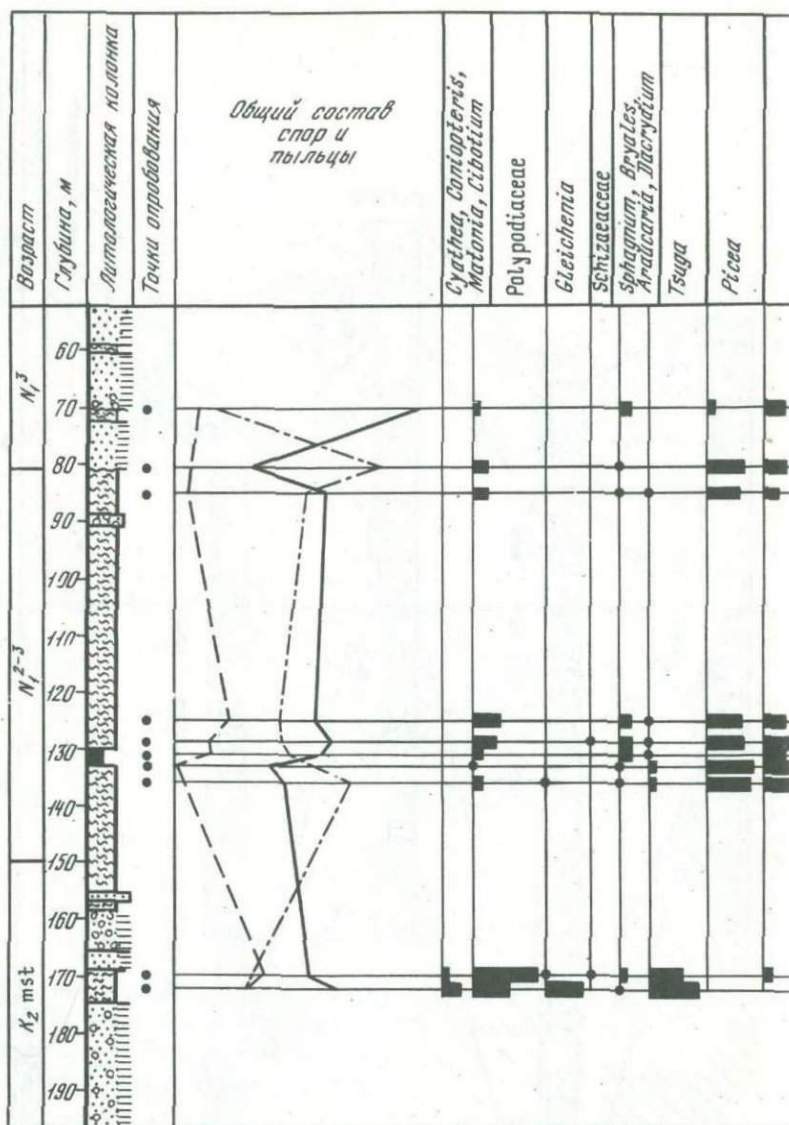
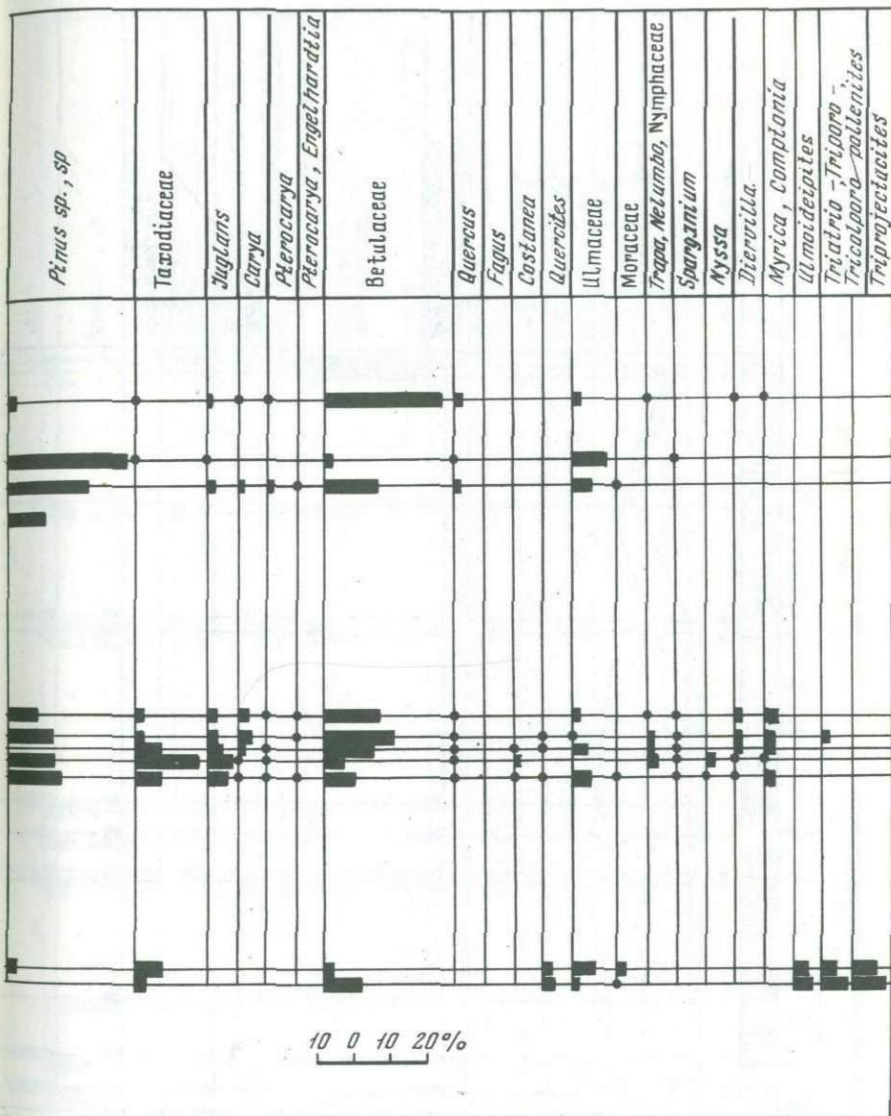


Рис. 13. Палинологическая диаграмма скв. 110
Условные обозначения см. рис. 4

Притуранский участок

На Притуранском участке изучено 153 пробы из разрезов 16 скважин. Здесь установлено пять спорово-пыльцевых комплексов: позднецагаанский (VII), кивдинский (VI), бузулинский (III), сазанковский (II) и белогорокий (I).



Позднецагаанский (VII) палинологический комплекс изучен по скважинам 81, 83, 110, 117, 120 (рис. 13). Он характеризуется преобладанием пыльцы покрытосемянных растений (27-73%) над пыльцой голосемянных (17-52%) и спорами (8-30%). Среди покрытосемянных господствует пыльца формальных таксонов группы Postpormolles и Triprojectacites, характерных для верхне-

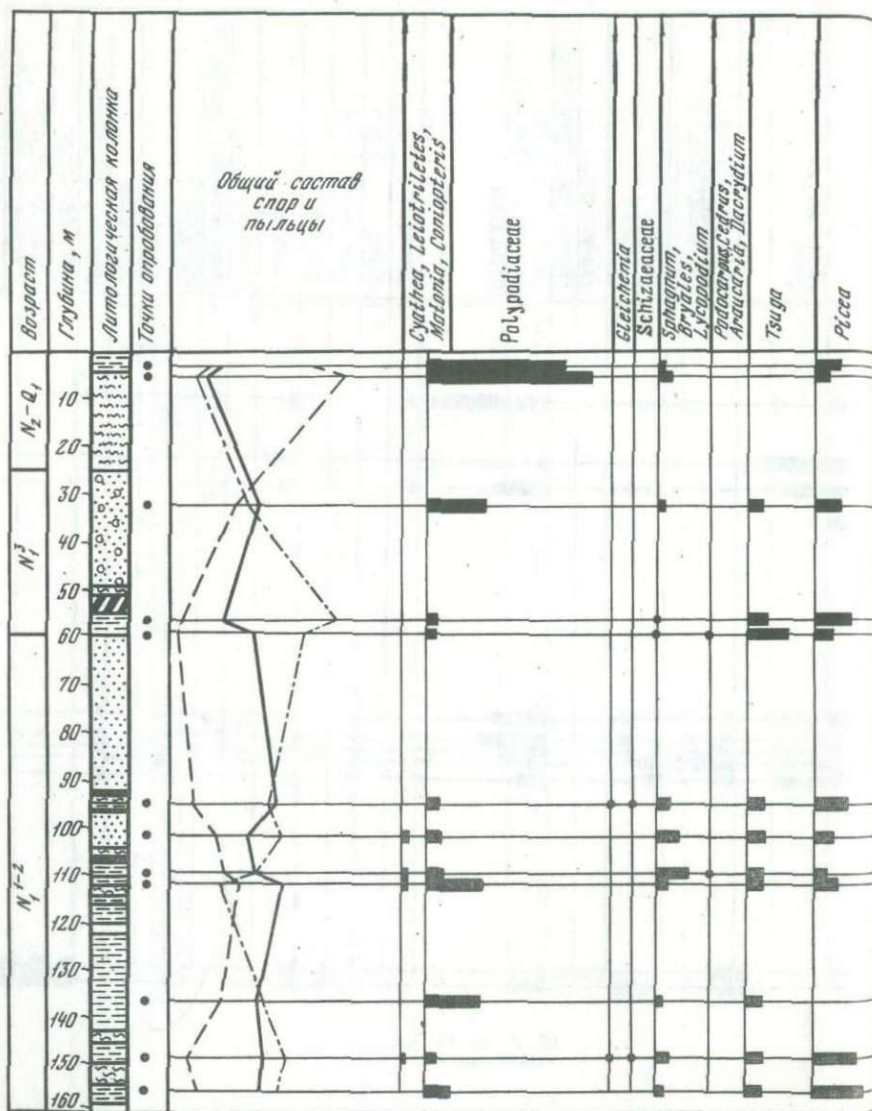
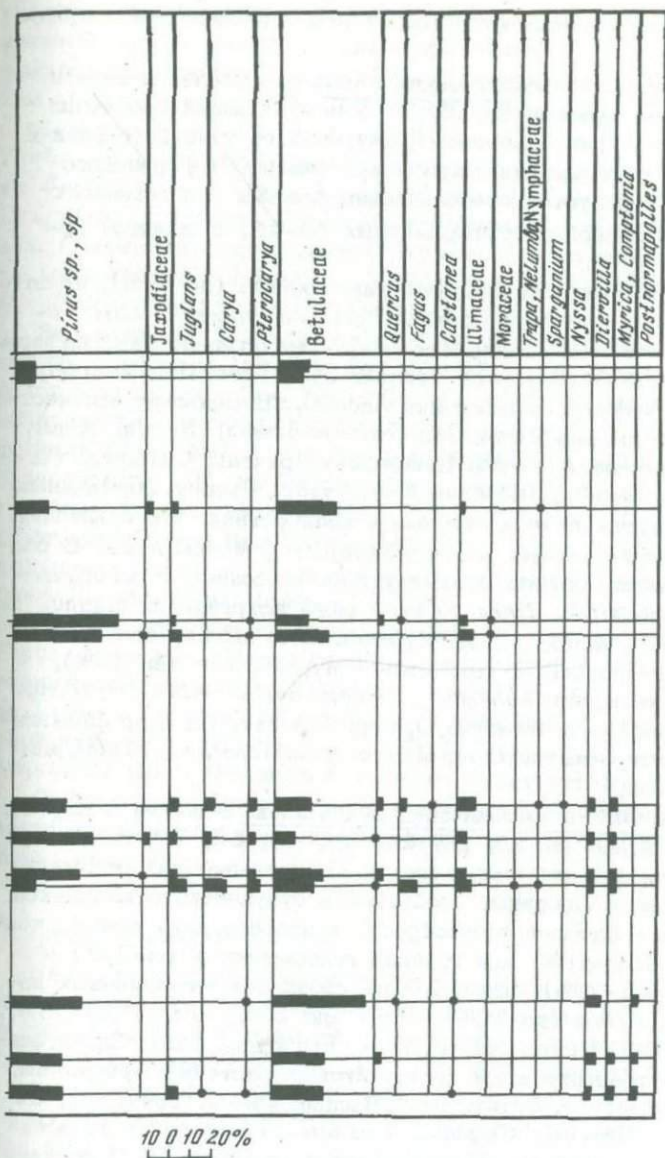


Рис. 14. Палинологическая диаграмма скв. 70
 Условные обозначения см. рис. 4

меловых отложений восточных районов: *Aquilapollenites insignis* N. Mch., *A. asper* N. Mch., *Parviprojectus* sp., *Triprojectus* sp., *T. dispositus*, *Loranthacites* sp., *Elytranthe striatus* Couper., *Gothanipollis* sp., *Orbicularpollis* sp., *Woodehouseia* и др.

Из пыльцы, определенной по естественной классификации, обязательно присутствуют *Proteacidites*, *Hamamelis*, *Morus*, *Betula*, *Al-*



lius. Состав голосемянных определяется значительным содержанием пыльцы *Cedrus*, *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Pinus*, Taxodiaceae. В составе спор наиболее распространены представители семейств Polypodiaceae, Schizaeaceae (*Lygodium*, *Anemia*, *Schizae*) и *Selaginella*. Единично насчитываются споры *Coniopteris*, *Cibotium*, *Osmunda*, *Azolla*. Споры формальных таксонов *Leiotriletes*, *Rouseisporites*,

Vacula tisorpites дополняют список позднецагайанского палино-комплекса.

Кивдинский (VI) палинологический комплекс выделен и изучен нами по разрезам скважин 3, 16, 117, вскрывающих отложения кивдинской свиты. Этот комплекс Притуранского участка сходен в общих чертах с комплексами Ушумунской впадины и Гуранского участка и характеризуется преобладанием пыльцы голосемянных (50–88%) над пыльцой покрытосемянных (8–42) и спорами (8–26%).

В составе комплекса доминируют таксодиевые (до 69%), на втором месте пыльца трехпорового типа *Postnormapolles* (*Triatriopollenites plicoides* Zakl., *T. confusus* Zakl.). Значительно участие пыльцы *Myrica*, *Comptonia*, *Quercires sparsus* (Mart.) Samoil., *Ulmoideipites* (*U. Krempii* Anders, *U. tricostatus* Anders). В меньшем количестве присутствует пыльца *Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Betula*, *Alnus*, *Moraceae*, *Sparganium*, *Platanus*. Единично встречены *Castanea*, *Platycarya*, *Ulmus*, *Laurus*, *Ericaceae*, *Acer*, *Nyssa*. Пыльца формальных таксонов содержится в незначительных количествах, это единичные *Aquilapollenites*, *Triprojectacites*, *Parviprojectus*, *Mancicorpus*. В составе голосемянных помимо доминирующих таксодиевых многочисленны виды *Podocarpus*, *Picea*, *Cedrus*, реже встречается пыльца *Ginkgo*, *Dacrydium*, *Abies*, *Pinus*, *Ephedra*. Состав спор достаточно разнообразен, господствует семейство *Polypodiaceae* (до 17%), обязательно присутствие *Sphagnum*, *Selaginella*, *Cibotium*, *Cyathea*, *Coniopteris*, *Gleichenia*, *Osmunda*, *Ophioglossaceae*. Из спор формальных таксонов встречаются *Leiotrioletes*, *Rouseisporites*, *Leptolepidites verrucatus* Coup.

Бузулинский (III) палинологический комплекс выделен и изучен по разрезам скважин 3, 13, 16, 24, 34, 43, 62, 70, 81, 109, 110, 120 (рис. 14; см. также рис. 13), вскрывающих отложения бузулинской свиты. Основные особенности бузулинского комплекса спор и пыльцы – большое разнообразие и преобладание пыльцы покрытосемянных (57–88%) над группой голосемянных (3–32%) и над спорами (2,5–25%). Доминантом среди покрытосемянных является пыльца *Betula* (до 50%), *Alnus* (до 33%), *Fagus* (до 25%), *Quercus* (до 17%), *Ulmus*, *Juglans*, *Ilex*, *Ericaceae*, *Tilia*. Значительно содержание травянистых и кустарниковых растений: *Sparganium*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Leguminosae*. Пыльца *Myrica*, *Comptonia*, *Carya*, *Pterocarya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Liquidambar*, *Moraceae* присутствует в спектрах в незначительных количествах. В составе голосемянных доминирует семейство *Pinaceae* (*Picea*, *Tsuga*, *Pinus*); пыльца таксодиевых не превышает 10%. Единичны находки *Cedrus*, *Ephedra*, *Ginkgo*. Состав споровых характеризуется участием представителей семейств *Polypodiaceae*, *Osmundaceae* и возрастанием количества спор *Sphagnum*, *Bryales*, *Lycopodium*. Редко встречаются *Gleichenia*, *Ligodium*, *Botrychium*.

Сазанковский (II) палинологический комплекс изучен по скважинам 70 и 110, вскрывающим сазанковскую свиту на Притуранском

участке (см. рис. 14, 15). Характерной особенностью комплекса является преобладание пыльцы покрытосемянных (32–80%) над пыльцой голосемянных (10–70%) и спорами (4–28%). Доминантом сазанковского палинокомплекса служит пыльца семейства Pinaceae, в том числе *Picea*, *Tsuga* (*T. Canadensis*, *T. crispa*, *T. diversifolia*). Из покрытосемянных значительно участие в спектре пыльцы *Betula*, *Alnus*, *Ulmus*. Пыльца *Fagus*, *Juglans*, *Carya*, Moraceae, *Ilex*, *Tilix*, Ericaceae, Rubiaceae встречается в меньших количествах. Среди спор преобладают Polyodiaceae, на втором месте – споры мхов *Sphagnum* и *Bryales*. В небольших количествах обнаружены *Lycopodium*, *Botrychium*, Marsileaceae.

Белогорский (I) палинологический комплекс установлен и изучен по скважинам 13, 16, 24, 70, 83, вскрывающим отложения белогорской свиты (см. рис. 15). Комплекс характеризуется преобладающим значением пыльцы покрытосемянных (21–86%) над спорами (10–74%) и пыльцой голосемянных (3–18%). Доминантом белогорского (I) палинокомплекса является семейство Betulaceae, главным образом *Betula* (до 73%). Пыльца *Alnus* и *Corylus* отмечается реже. Весьма разнообразна пыльца травянистой растительности: Gramineae, Cyperaceae, Polygonaceae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Valerianaceae, Ericaceae, Leguminosae, Compositae. Из пыльцы широколиственных единично встречаются *Ulmus*, Moraceae. Состав голосемянных растений определяется представителями семейства Pinaceae (*Pinus*, *Larix*, *Abies*, *Picea*). Пыльца *Tsuga* и Taxodiaceae встречается единично. В составе споровых господствуют Polyodiaceae (71%), *Sphagnum* (20%). Споры *Bryales*, *Lycopodium*, *Osmunda*, *Botrychium* присутствуют единично.

Описанные на Притуранском участке палеогеновые и неогеновые палинокомплексы хорошо прослеживаются и коррелируются по площади (рис. 15).

Кивдо-Райчихинский участок

На площади Кивдо-Райчихинского участка нами изучено 50 спорово-пыльцевых проб из палеогеновых, неогеновых и подстилающих их верхнемеловых отложений. Опробованы обнажения, вскрывающие кивдинскую свиту (обн. 36, 37, 38), райчихинскую толщу (обн. 35) и верхнюю часть цагаянской свиты, содержащую датскую флору (классический разрез цагаяна – на Буреинском Белогорье, обн. 39). Для этой площади нами выделено четыре спорово-пыльцевых комплекса: буреинский (датский), нижне- и верхнекивдинский (дат – палеоцен) и райчихинский (эоцен).

Буреинский, нижне- и верхнекивдинский палинокомплексы весьма важны для характеристики флоры переходных слоев верхнего мела и палеогена в связи с вопросом о развитии растительности на этом рубеже.

Буреинский комплекс установлен и изучен из углистых алевролитов нижней части разреза Буреинского Белогорья (обн. 39),

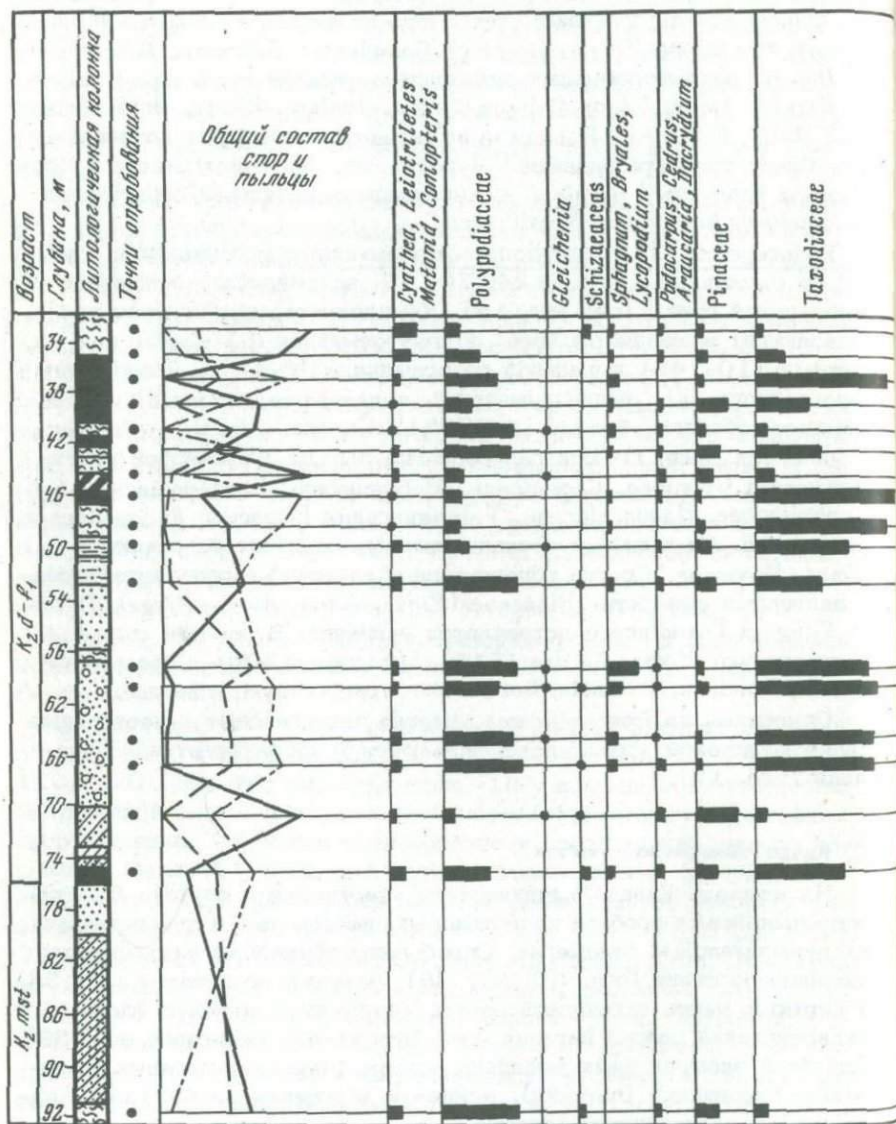
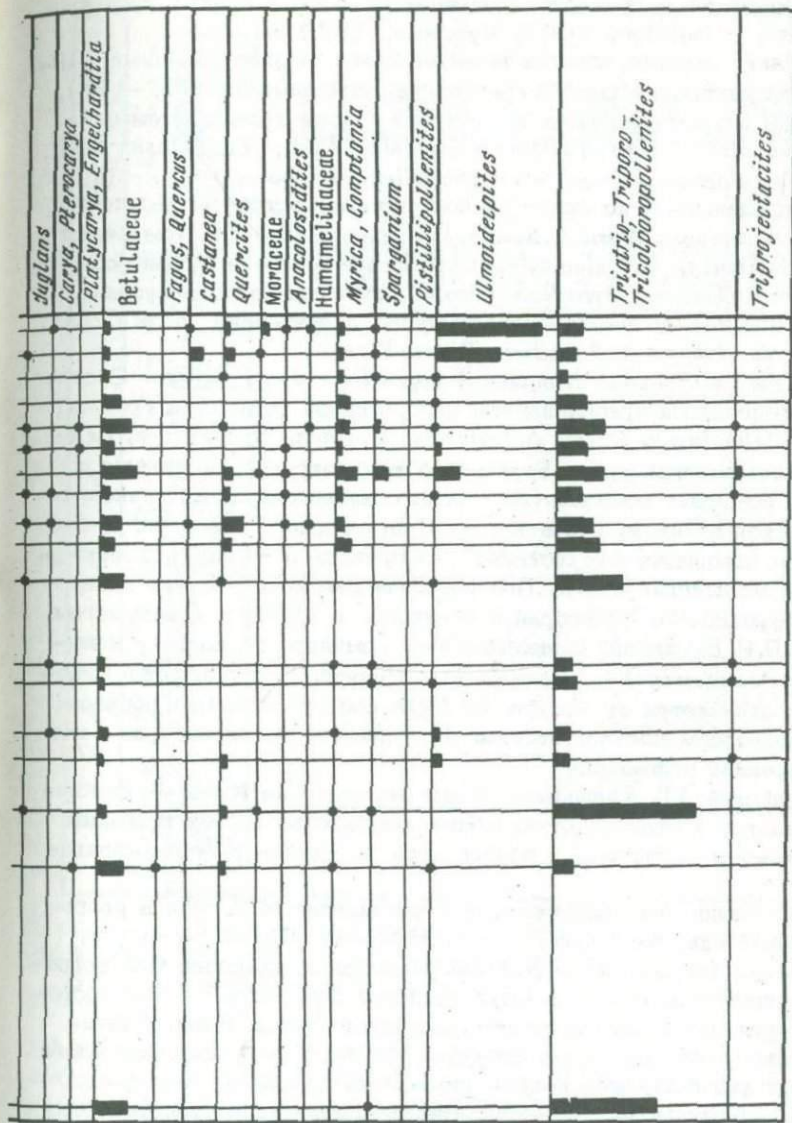


Рис. 16. Палинологическая диаграмма скв. 547. (определения М.В. Зива)

Условные обозначения см. рис. 4



10 0 10 20%

вскрывающих верхнюю часть средней и верхнюю подсвиты цагаанской свиты (Братцева, 1969; Красилов, 1970 г.).

Комплекс характеризуется преобладанием покрытосемянных (49-50%) над спорами (31-33%) и пылью голосемянных (17-19%). В составе покрытосемянных доминирует группа пылицы стеммы *Postnormapolles*: *Triatriopollenites plicoides* Zakl., *T. confusus* Zakl., *T. sp. Tricolporopollenites* и *Triatriopollenites roboratus* Pfl. Из форм, определенных по естественной системе, встречается много пылицы *Comptonia*, *Myrica*, *Betula*, *Moraceae*. Единично отмечаются пыльца *Platanus*, *Anacolosidites*, *Quercites* и неопределенные роды семейств *Laugaceae*, *Myrtaceae*. Также единичны находки пылицы *Aquilapollenites*. В составе голосемянных значительна роль *Cedrus*, *Podocarpus*, *Araucaria*, *Taxodium*, *Pinus*, *Picea*.

Единично встречены пыльцевые зерна *Dacrydium*, *Ginkgo*. Состав спор определяется преобладанием папоротников семейства *Polypodiaceae*, *Gleichenia*. Споры *Selaginella*, *Cyathea*, *Lycopodium*, *Leiotriletes* отмечаются редко. Буреинский комплекс спор и пылицы по составу основных компонентов сходен с кивдинскими комплексами Ушумунской впадины, Гуранского и Пригуранского участков. В буреинском комплексе отсутствуют маастрихтские таксоны, характерные для цагаанской свиты. Палинологические исследования алевролитов Буреинского Белогорья проводились в 1965 г. палинологом ДВТУ П.И. Битюшкой. Выделенный ею комплекс по составу доминантов (*Postnormapolles*, *Taxodiaceae*, *Pinaceae*, *Polypodiaceae*) несколько отличается от нашего. Отличие состоит главным образом в разнообразном составе пылицы *Aquilapollenites*, характерном для более древних отложений.

Кивдинский (VI) палинологический комплекс на Кивдо-Райчихинском участке в отличие от подобных комплексов других площадей не отличается единством и разделяется на нижне- и верхнекивдинский.

Нижнекивдинский палинокомплекс установлен М.В. Зива в разрезе глубокой скв. 547 (рис. 16) в интервале 35,6-75,7 м у г. Райчихинска (карьер 2). Нами подобный палинокомплекс был встречен на различных участках Амуро-Зейской депрессии, но без достоверной привязки к нижней части кивдинской свиты. Нижнекивдинский палинокомплекс характеризуется преобладанием пылицы голосемянных (до 85%) над покрытосемянными (до 58%) и спорами (8-31%). Доминантами нижнекивдинского комплекса является пыльца семейств *Taxodiaceae* (6 родов) (до 80%) и *Pinaceae* (*Picea*, *Abies*, *Cedrus*, *Pinus*). Дополняет список голосемянных пыльца *Podocarpus* (3,5%), *Cupressaceae*, *Araucaria*, *Psophosphaerae*. Состав пылицы покрытосемянных отмечается повышенным содержанием формальных таксонов: *Triatriopollenites*, *Trippropollenites*, *Tricolpites*. Обязательно присутствие пылицы *Comptonia*, *Myrica*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil.; единичны *Carya*, *Pandanus*, *Nothofagus*, *Castanea*, *Liliaceae*, *Sparganium*, *Moraceae*, *Ulmoideipites*, *Proteacidites*, *Magnolia*, *Menispermaceae*; *Betula* и *Alnus* насчитываются в комплексе по

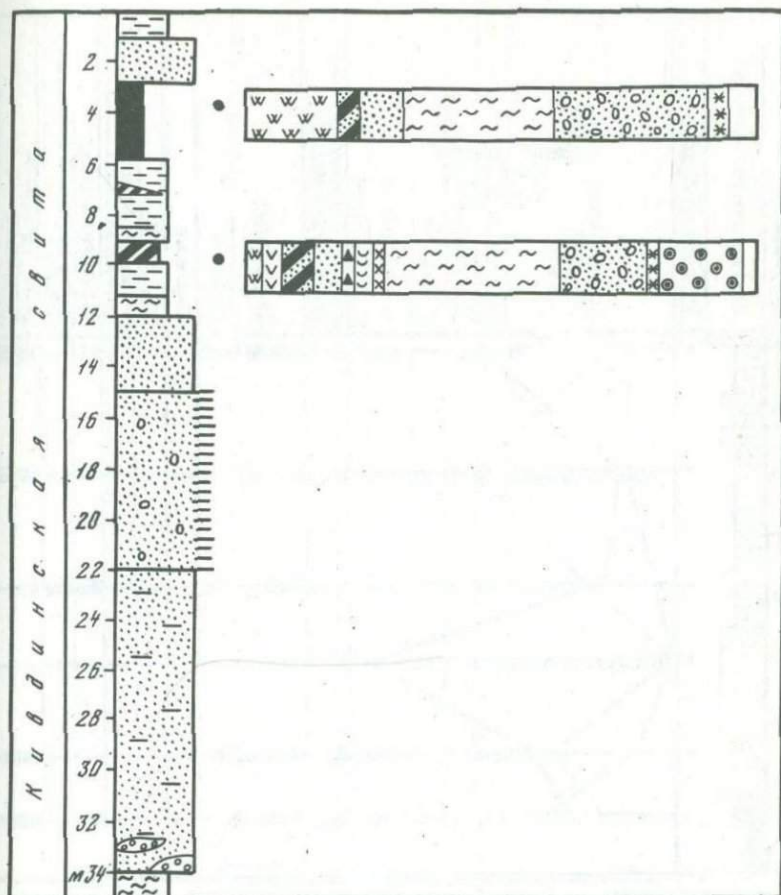


Рис. 17. Состав палинологических спектров верхней части кивдинской свиты (по обн. 37 у пос. Новорайчихинск)

Условные обозначения см. рис. 9

10–12%. В составе спор преобладают Polypodiaceae, *Sphagnum*, *Leiotriletes*, редко встречаются Schizaeaceae, Ophioglossaceae. Единично отмечены споры формальных таксонов: *Leiotriletes*, *Lophotriletes*, *Trachytriletes*.

Верхнекивдинский палинокомплекс установлен нами в обн. 37 Кивдо–Райчихинского бурогольного месторождения у пос. Новорайчихинск (рис. 17). Он является аналогом верхнекивдинского палинокомплекса, выделенного М.В. Зива у этого же поселка (обн. 2) и по разрезу скв. 547 (интервал 35,0–32,0 м). Отличительная особенность верхнекивдинского палинокомплекса – повышенное содержание пыльцы *Ulmoidipites* Anders., главным образом *U. tricostatus* (до 60%), *U. Krempii* (до 15%). В составе комплекса господствуют покрытосемянные (65–90%), а пыльца голосемянных

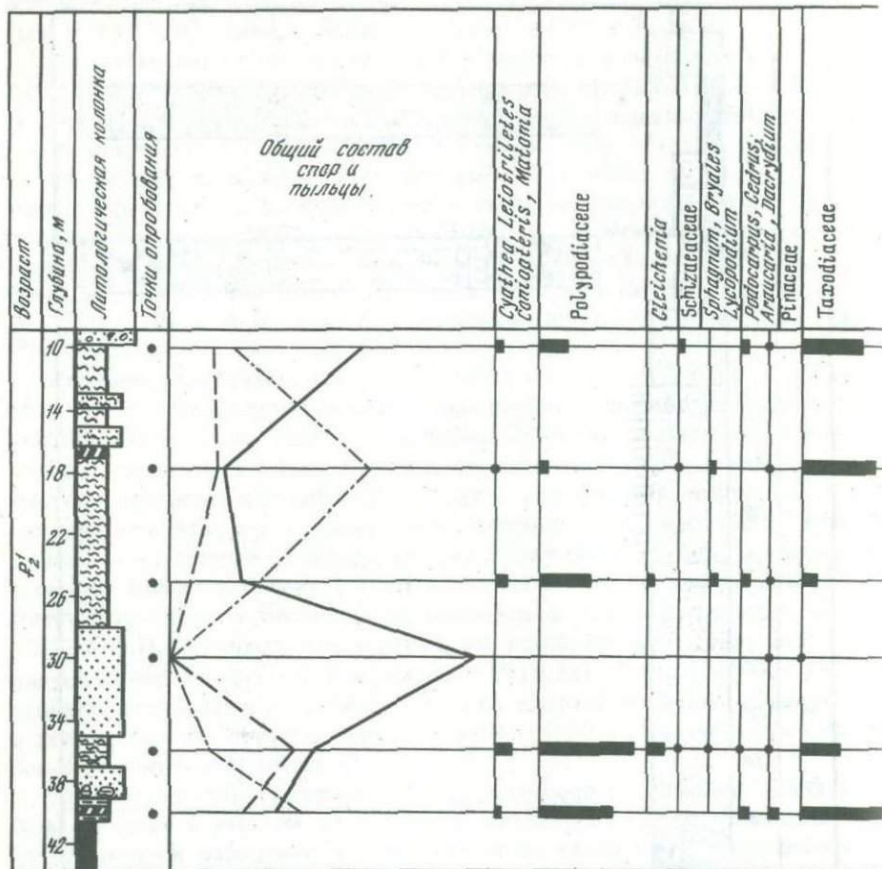
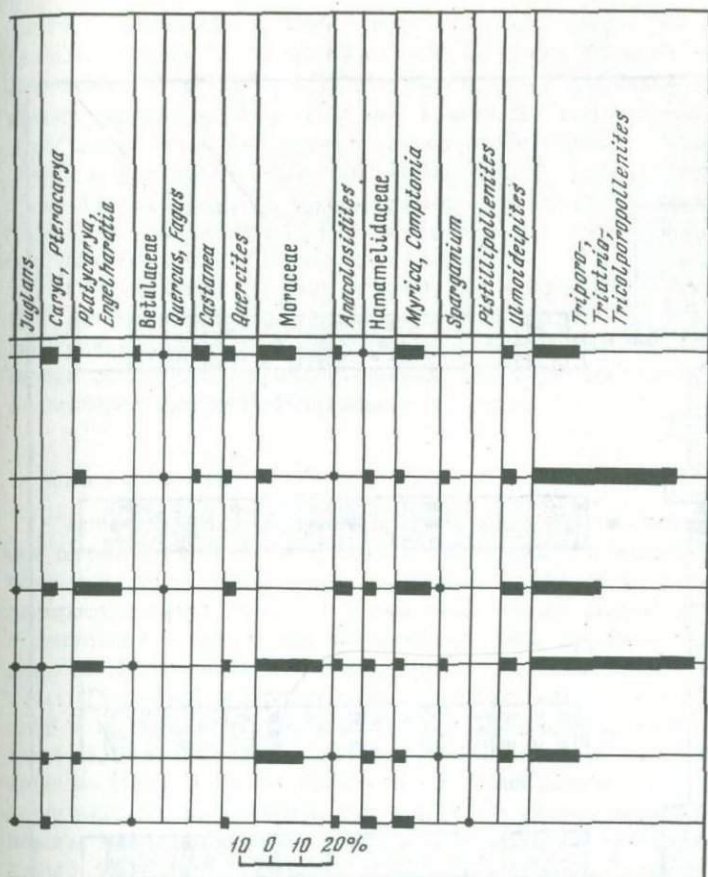


Рис. 18. Палинологическая диаграмма обн. 35
Условные обозначения см. рис. 4

(2–12%) и споры (3–22%) играют подчиненную роль. Среди покрытосемянных часто встречается пыльца *Sparganium*, *Pandanus*, *Liliaceae*, *Myrica*, *Platycarya*, *Betula*, *Alnus*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil., *Castanea*, *Ulmus*, *Hamamelidaceae*. Единичны находки различных видов пыльцы *Corylopsis*, *Fothergilla*, *Anacolosites*, *Platanus* и родов *Santalaceae*, *Menispermaceae*, *Leguminosa*, *Rosaceae*.

В комплексе принимает участие пыльца формальных таксонов: *Triatriopollenites* sp., *T. confusus* Zakl., *T. plicoides* Zakl., *Triporopollenites* sp., *T. plectosus* And., *Tricolpites*. Среди голосемянных определены *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Araucaria*, *Dacrydium*, *Cedrus*, *Picea*, *Pinus*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, где преобладают таксоидиевые (до 8%).

Малочисленные споры верхнекивдинского комплекса представлены семействами *Polypodiaceae* с участием *Lygodium*, *Gleichenia*, *Sibotium*, *Leiotriletes* и *Ophioglossaceae*. Такие таксоны, как *Osmunda*, *Syathea*, *Coniopteris*, *Hainania*, встречаются единично. Подоб-



ные комплексы с обилием *Ulmoideipites* были встречены нами в отложениях кивдинской свиты Ушумунского и Гуранского участков.

Райчихинский (V) палинологический комплекс изучен нами в обн. 35 (у Райчихинска) в надугольных песчано-глинистых породах, выделенных в райчихинскую толщу (рис. 18, 19). Для него характерно преобладание пыльцы покрытосемянных (46-99%) над пыльцой голосемянных (1-25%) и спорами (1-23%). В составе покрытосемянных значительна роль пыльцы группы Postnormapollis, главным образом *Triatriopollenites*, *Triatriopollenites plicoides* Zakl. (до 11%), *Triporopollenites plectosus* Anders (до 10%) и др. Комплексу очень свойственно присутствие пыльцы *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Myrica*, *Comptonia*, *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil., Moraceae, Hamamelidaceae (*Hamamelis*, *Corylopsis*, *Fothergilla*), *Anacolosidites*, *Pistillipollenites meggregorii* Rouse, *Platanus*. Единичные зёрна *Nothofagus*, *Palmae*, *Sabal*, *Sporopollis*, *Minorpollis* дополняют спектр.

Состав голосемянных представлен пылью *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Araucaria*, *Picea*, *Pinus* subgen. *Haploxyylon*, *Pinus* subgen. *Diploxyylon*, *Cedrus*, *Taxodiaceae*. Среди спор преобладают представители семейства *Polypodiaceae*, в меньших количествах присутствуют споры мхов *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Selaginella* и папоротников *Cyathea*, *Coniopteris*, *Cibotium*, *Matonia*, *Gleichenia*, *Osmunda*, *Lygodium*, *Azolla*. Единичны представители формальных таксонов *Cicatricosisporites dorogensis* R. Pot., *Peletieria* cf. *pacifica* Bolh., *Leiotrilletes*, *Rouseisporites*, *Concavisporites* и др.

Сходный комплекс был выделен из надугольных горизонтов Г.М. Братцевой (1969) и М.В. Зива (1969, 1973) в районе Кивдо-Райчихинского бурогоугольного месторождения. На рис. 20 дана схема сопоставления палеогеновых отложений по палинокомплексам на площади Кивдо-Райчихинского участка.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, выделенные в пределах Амуро-Зейской депрессии палинологические комплексы, равно как и вмещающие их осадочные толщи (одноименные со свитами), имеют не повсеместное распространение. Наиболее полно представлен разрез кайнозоя в Ушумунской впадине, где установлено семь спорово-пыльцевых комплексов. В западной и центральной частях Зейско-Буреинской впадины (Гуранский и Пригуранский участки) отсутствуют райчихинский и мухинский палинокомплексы, а на крайнем юго-востоке впадины (Кивдо-Райчихинский участок) выделенные палинокомплексы древнее райчихинского. Повсеместное распространение имеют позднецагаганский, кивдинский, бузулинский и сазанковский палинокомплексы. Райчихинский и его аналог ушумунский комплексы установлены в Ушумунской впадине и Кивдо-Райчихинском участке Зейско-Буреинской впадины, а мухинский — только в Ушумунской впадине (рис. 21).

Позднецагаганский (VII) комплекс отличается наличием руководящих таксонов маастрихта: *Tricolporopollenites radiatostratus*, *Gothanipollis elegans*, *Orbiculapollis globosus*, *Elytranthe striatus* и разнообразием формальных таксонов группы *Triprojectacites* с *Woodhousea*, *Proteaceae* и *Loranthaceae*. Обилие верхнемеловых спор дополняет его характеристику.

Кивдинский (VI) палинокомплекс не содержит маастрихтских таксонов и отражает более молодой (пат-палеоценовый) состав флоры. Для него характерно обилие *Taxodiaceae* со значительным участием *Araucaria*, *Dacrydium*, *Podocarpus*, *Cedrus*. Среди покрытосемянных господствует пыльца стеммы *Postnormopolles* в сочетании с пылью *Myrica*, *Comptonia*, *Betula*, *Alnus*, *Platanus*, *Laurus*, *Palmae*, *Moraceae*.

Райчихинский (V) палинокомплекс характеризуется многочисленными *Moraceae*, *Platycarya*, *Engelhardtia*, *Castanea*, *Quercites sparsus*, *Hamamelidaceae*, *Myrica*, *Comptonia*. Для него обязательно присутствие пыльцы *Anacolosidites*, *Pistillipollenites*, *Triporollenites*.

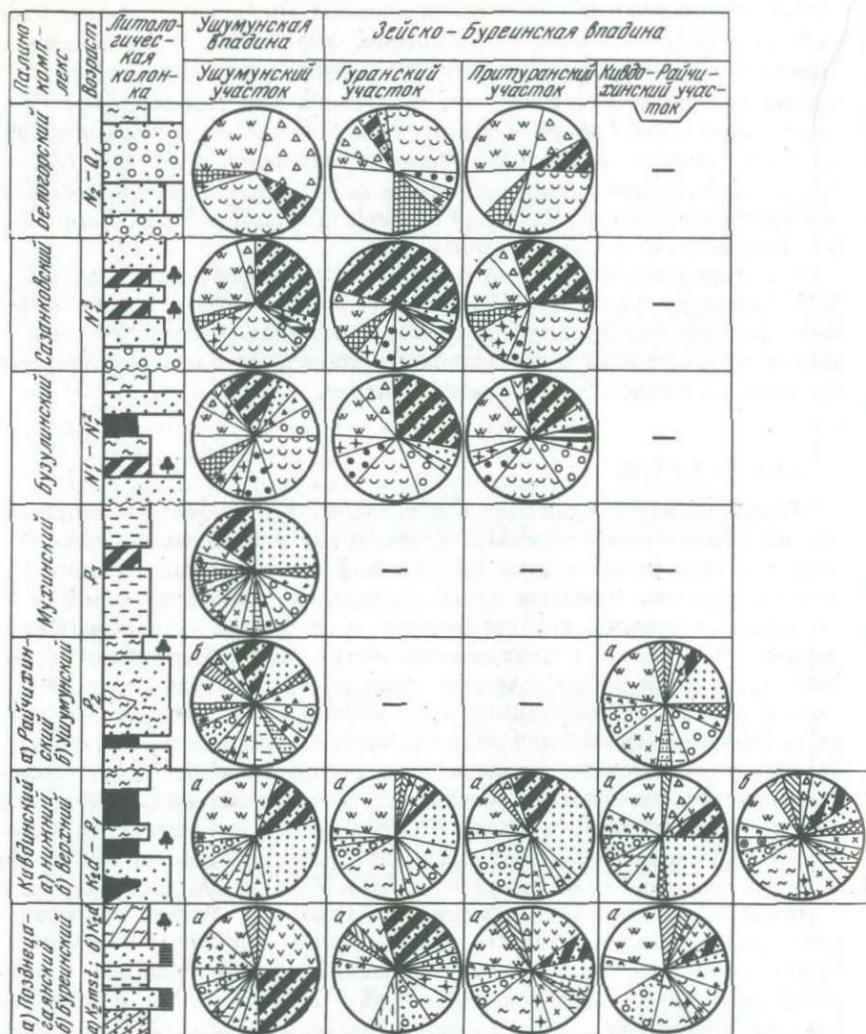


Рис. 21. Схема сопоставления палинологических комплексов различных участков Амуро-Зейской депрессии

Условные обозначения см. рис. 9

Эоценовый возраст устанавливается по флористическому составу листовой флоры и спорово-пыльцевым комплексам.

Характерной особенностью мухинского (IV) палинокомплекса является господство пыльцы *Taxodiaceae* со значительным участием пыльцы *Cedrus*, *Podocarpus*, *Pinaceae*. Для покрытосемянных характерно присутствие *Carya*, *Juglans*, *Pterocarya*. Единичные представители *Triatriopollenites*, *Ulmoideipites*, *Basopollis*, *Pistillipollenites* указывают на несомненную связь мухинской и райчихинской флор.

По составу спор и пыльцы мухинский палинокомплекс отражает олигоценый этап развития флоры тургайского типа.

Бузулинскому (III) палинокомплексу свойственно преобладание листопадных форм: *Betula*, *Alnus* в сочетании с широколиственными *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Fagus*, *Quercus* и многочисленными *Picea*, *Pinus*, *Tsuga*. Характерно участие пыльцы трав и кустарников. По составу ископаемой макро- и микрофлоры возраст комплекса ранне-среднемиоценовый.

Сазанковский (II) палинокомплекс характерен преобладанием бореальных форм: *Betula*, *Corylus*, *Quercus*, *Tilia*, *Juglans*, *Ulmus*. Из хвойных обязательно присутствие *Tsuga*, *Picea*, *Abies*, *Larix*. Много пыльцы трав и кустарников. Состав ископаемых флоры, спор и пыльцы комплекса указывает на позднемиоценовый возраст отложений.

Белогорский (I) палинокомплекс выделен на Ушумунском, Гуранском и Притуранском участках. Он отличается преобладанием форм *Betula*, *Ulmus*. Пыльца широколиственных *Tilia*, *Juglans*, *Ulmus*, *Quercus* встречается единично. Из хвойных характерны *Pinus* subgen. *Haploxyton*, *Pinus* subgen. *Diploxyton*, *Larix*. Пыльца *Taxodium* и *Tsuga* отмечается редко и единично.

Обилие и разнообразие пыльцы травянистых сближает белогорский комплекс с современной растительностью. По составу спор и пыльцы возраст белогорского палинокомплекса — плиоцен-раннечетвертичный.

Выделенные палинокомплексы сохраняют в основном состав на всей площади своего распространения, лишь с незначительными, несущественными изменениями. Так, например, позднецагаанский палинокомплекс в Ушумунской впадине обогащен спорами, а на Притуранском участке пылью *Ulmoidipites*, кивдинский комплекс на Кивдо-Райчихинском участке разделяется на нижнекивдинский с обилием *Taxodiaceae* и *Postnormapolles* и верхнекивдинский — с обилием *Ulmoidipites*; райчихинский палинокомплекс на Кивдо-Райчихинском участке обогащен пылью покрытосемянных растений, в то время как в Ушумунской впадине он (ушумунский комплекс) отличается повышенным содержанием *Taxodiaceae*, *Pinaceae*, *Podocarpaceae*.

Эта стабильность и выдержанность комплексов по площади депрессии и позволяют использовать их как вполне надежные критерии расчленения и корреляции характеризуемых ими отложений (рис. 22).

В развитии растительности палеогена и неогена Амуро-Зейской депрессии намечаются четыре этапа (рис. 23).

Первый этап охватывает маастрихтское время, флора характеризуется участием сенонских реликтов среди покрытосемянных "*Norma-Aquila*". Основное ядро этой флоры Е.Д. Заклинская связывает с представителями недревесных растений, большая часть которых вымерла в палеогене. Часть их, постепенно отмирая, дожила до конца эоцена включительно. Для этого периода характерно обилие растений, продуцировавших пыльцу *Aquilapollenites*, *Woodhou-*

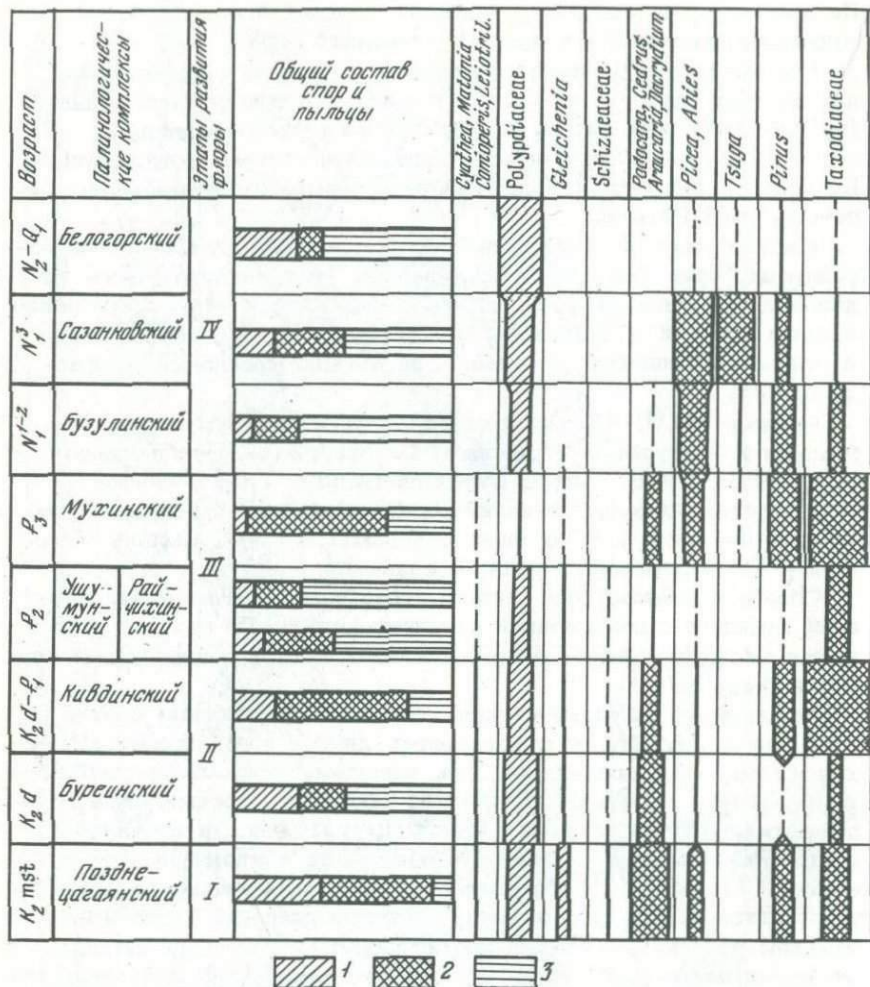
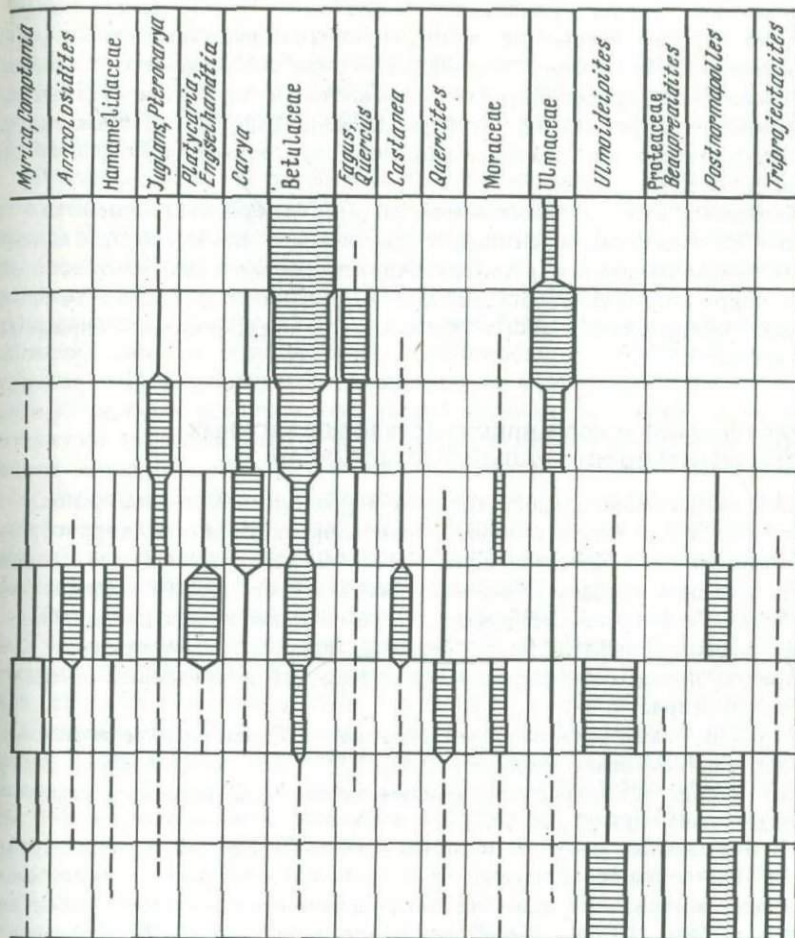


Рис. 23. Схема распределения основных компонентов спор и пыльцы в кайнозой Амура-Зейской депрессии

1 - споры; 2 - голосемянные; 3 - покрытосемянные

seia, обилие видов протейных (пыльца *Beaupreaidites*, *Proteacidites*), лорантовых (*Elythranthe*, *Loranthaceae*, *Gothanipollis*), а также се-режкоцветных (*Betulaceae*, *Alnus*, *Ulmoidipites*). Для голосемян-ных характерно разнообразие родов *Podocarpus*, *Cedrus*, *Dacrydium*, *Araucaria*. Этому периоду соответствует теплый влажный климат, близкий к тропическому.

Второй этап - дат-палеоценовый, в течение которого на рубеже позднего сенона (маастрихта) и раннего палеогена (дат-палеоцена) происходило вымирание растений, продуцировавших пыльцу типа



Aquilapollenites – Proteaceae, и усиленное видообразование в пределах только что появившихся родов *Myrica*, *Comptonia*, *Carya*, *Platycarya*, Moraceae и группы растений с пыльцой типа *Postnormapolles*. Pfl. Во флоре отмечаются тропические элементы: *Laurus*, *Palmae*, *Santalaceae* и *Myrtales*.

Третий этап – эоценовый и, возможно, олигоценовый. В составе флоры широко развиты представители семейств: Hamamelidaceae – *Corylopsis*, *Fothergilla* (это деревья и кустарники, в настоящее время произрастающие почти исключительно в субтропиках и тропиках обоих полушарий), Juglandaceae – *Juglans*, *Carya*, *Platycarya*, *Engelhardtia*; характерно участие ксерофильных растений, принадлежащих Lauraceae и Leguminosae, способных переносить длительный сухой период.

Изменение флоры происходило в связи с широким распространением широколиственных и появлением смешанных хвойно-широколиственных лесов "тургайского типа". Флора этого периода пополнялась представителями семейств и родов, известных в современной флоре Земли, ареалы распространения которых в настоящее время не заходят севернее субтропиков — *Podocarpus*, *Cedrus* и т. д.

Четвертый этап — миоцен-плиоценовый. Флора этого периода состоит из таксонов, известных в современной флоре, но принадлежащих преимущественно к голарктическим родам, и значительного числа покрытосемянных, относящихся к недревесным растениям (травы, кустарнички, мхи). Облик флоры приобретает современные черты.

РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПО МИНЕРАЛЬНЫМ КОМПЛЕКСАМ

Параметры минерального состава пород давно и не без успеха применяются для целей расчленения и корреляции немых терригенных отложений. В.П. Батуриным указывал: "С 1912 г. помимо палеогеографических проблем большое значение приобретают вопросы корреляции и петростратиграфии. Впервые примененная с практическими целями Иллингем на о. Тринидад корреляция по тяжелым минералам нашла себе широкое применение на нефтеносных площадях всего мира.

У нас в Союзе минералогией терригенных компонентов в ископаемых осадках стали заниматься лишь с 1927 г. (Аншелес, Вишняков) именно в связи с корреляцией трудно расчленяемых нефтеносных серий" (1937, с. 10).

К настоящему времени опубликовано много работ по этому вопросу. Подавляющее большинство материалов относится к нефтегазоносным районам. По Азербайджану помимо классических работ В.П. Батурина (1937, 1947) имеются публикации В.Т. Малышка (1936, 1937), Л.В. Пустовалова и А.Д. Султанова (1946), И.С. Мустафаева (1951), по Эмбенскому району — работы Р.Г. Дмитриевой, И.П. Егорова (1940), Н.А. Швембергера (1947), по Приуралью — С.Г. Саркисяна и Н.Д. Покровской (1949), С.Г. Саркисяна (1949). Большое внимание расчленению и корреляции по литолого-минералогическим данным уделяют сотрудники СНИИГГИМС при изучении территории Западной Сибири и Сибирской платформы. Здесь следует отметить работы В.И. Бгатовой и В.П. Казаринова (1963), Т.И. Гуровой и др. (1967, 1972), К.Е. Колодезникова, Р.Г. Матухина, В.В. Меннера (1972), Е.Г. Сорокиной и др. (1972), Л.Д. Нейминой (1972). По данной теме имеются публикации для территории центральных районов Европейской части Советского Союза (Зхус, 1961), по Днепровско-Донецкой впадине (Крашенинникова, 1948), Таджикской депрессии (Олейник, 1973), Ферганской впадине (Верзилин и др., 1964).

Некоторые исследователи провели анализ возможных ошибок при применении минерального метода корреляции в зависимости от условий осадкообразования, методов пересчета минералов и т.п. (Рухин, 1947; Пустовалов, 1947; Калинин, 1948; Седлецкий, Самодуров, 1950; Сидоренко, 1955; Шванов, 1964; Лунев и др., 1964; Осовецкий, 1974).

В зависимости от соотношения областей сноса и седиментации, условий осадконакопления для расчленения и корреляции немых толщ привлекаются различные терригенные компоненты. На участках, прилегающих к областям сноса, может быть с успехом использован петрографический состав галек (Горжевский, 1957). Состав глинистых минералов в породах характеризует типы кор выветривания в областях сноса и седиментации, обусловленные климатическими и тектоническими факторами, вулканизмом. Отношение устойчивых породообразующих компонентов (кварц, обломки кремней) к неустойчивым (полевые шпаты, слюды), характеризующее степень зрелости пород (Казаринов, 1965), является коррелирующим признаком для легкой фракции. Однако наибольшим разнообразием обладают минералы тяжелой фракции. Благодаря большой информативности они постоянно используются исследователями при детальном расчленении разреза терригенных отложений.

На рассматриваемой территории минеральный анализ палеогеновых и неогеновых отложений проводили в течение 1958–1972 гг. геологи ДВТГУ: К.П. Караванов, А.П. Сорокин, В.Г. Трачук, И.П. Попов, В.С. Большихшапов, В.И. Малыгин и др. Он нашел отражение в исследованиях В.И. Финько (1958), Ю.Ф. Чемякова и других авторов (1960), С.Н. Калюжной, В.И. Холиной (1962), В.А. Блинова, С.Н. Калюжной (1964), Л.В. Бурилиной (1965, 1970) и др. Но эти исследования выполнялись попутно, при решении каких-то других основных задач, чисто формально, с целью общей оценки изучаемых отложений. Систематическое изучение минерального состава палеогеновых и неогеновых отложений с полосным отбором проб и последующей обработкой результатов с целью мобилизации их для расчленения и корреляции проводилось очень редко и на локальных участках депрессии.

Первую попытку разработать метод микропетрографической корреляции разреза мезозойско-кайнозойских отложений предпринял в 1964 г. Б.Г. Венус. Им были выделены характерные ассоциации минералов тяжелой фракции для кивдинской, сазанковской и белогорской свит.

Комплексное использование материалов палинологических, минералогических и петрографических исследований позволило сотрудникам МГУ И.Э. Логиновой, Ю.В. Маховой и В.Э. Мурзаевой (Геоморфология..., 1973) провести расчленение рыхлых кайнозойских отложений Зейско-Селемджинского междуречья на бузулинскую, сазанковскую и белогорскую свиты.

Большая работа по изучению минерального состава палеогеновых и неогеновых отложений выполнена Т.В. Климовской в 1970 г.

Ею проведено районирование рассматриваемой территории на провинции, характеризующиеся определенными минеральными ассоциациями для кивдинской, бузулинской, сазанковской и белогорской свит. Из-за недостаточного количества данных не рассматривались райчихинские слои, а бузулинская свита не подразделялась на части, хотя и указывалось, что по литологическому составу и палинологическим комплексам в некоторых участках свиты устанавливается ее двучленное строение. По выделенным минеральным ассоциациям делается вывод о едином цикле осадконакопления в кайнозой, выразившемся постепенной сменой преимущественно устойчивых минералов в тяжелой фракции кивдинской свиты в основном неустойчивыми минералами в белогорской свите. Минеральные параметры, по данным Т.В. Климовской, не устойчивы по всей площади депрессии и характерны только для отдельных ее участков, различных для каждой из рассматриваемых свит, и не могут быть критериями для корреляции по всей территории Амуро-Зейской впадины и тем более с одновозрастными отложениями сопредельных с нею структур.

На решение этой задачи были направлены усилия лаборатории осадочных формаций Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. Были проведены специальные исследования и использована отрывочная в отдельных трудах, но большая и разнообразная в общей массе информация по минеральному составу палеогеновых и неогеновых отложений. Всего авторами просмотрено около 1000 минеральных анализов тяжелой фракции. При выборе параметров определяющими были количественные, а не качественные оценки.

В исследованиях минерального состава пород и поисках параметров, пригодных для корреляции, авторы исходили из положения, высказанного И.А. Преображенским и С.Г. Саркисяном: "Несмотря на различные условия осадкообразования и осадконакопления, приведшие к образованию несопоставимых типов пород в данную геологическую эпоху, на различных участках исследуемой территории разрушению подвергались определенные горные массивы или горные сооружения с определенным комплексом материнских пород. Вследствие этого осадочные породы, образованные в различных условиях, будут характеризоваться близким комплексом руководящих минералов, присущих материнским породам областей сноса" (1954, с 374).

Породы обрамления Амуро-Зейской депрессии, дающие обломочный материал для формирования осадочного заполнения, близки по составу. Они представлены преимущественно интрузиями гранитов различного возраста, в меньшей степени метаморфическими и эффузивными образованиями. Этим объясняется сравнительно однородный набор минералов тяжелой фракции в породах палеогеновой и неогеновой осадочной толщи. В их составе присутствуют ильменит, лейкоксен, циркон, гранат, сфен, эпидот, роговые обманки. Значительно меньшим постоянством в разрезе характеризуются турмалин, рутил, анатаз, силлиманит, ставролит, апатит, пироксен и аутигенные минералы: сидерит, гидроокислы железа, пирит, мар-

казит. Из аксессуарных встречаются гематит, магнетит, корунд, шпидель, брукит, дистен, андалузит, хромит, монацит.

Учитывая сравнительное однообразие пород обрамления, Амуро-Зейскую депрессию можно рассматривать как единую минералогическую провинцию, в которой выделяются терригенно-минералогические фации (по Л.В. Пустовалову, 1947). Соотношения приведенных минералов в разных частях разреза определяются главным образом тектоническим и климатическим режимами областей денудации и седиментации. В меньшей степени изменение минерального состава пород осадочного выполнения зависит от различия в составе пород обрамления. Кроме того, закономерны изменения соотношения минералов на пути переноса от области питания за счет относительного обогащения в процессе транспортировки более устойчивыми к механическому разрушению и химическому выветриванию компонентами.

В силу того, что минеральные анализы проводились разными исполнителями, нередко в дублируемых пробах наблюдались значительные расхождения в содержаниях ильменита и лейкоксена, эпидота и роговой обманки. В то же время суммы содержаний в них ильменита с лейкоксеном и эпидота с роговой обманкой очень близки. По-видимому, расхождения обуславливаются неодинаковым толкованием пары ильменит - лейкоксен в зависимости от степени лейкоксенизации и ошибками в определении светлых роговых обманок и эпидота. Для сглаживания возможных ошибок, в связи с вышеуказанным, авторами ильменит рассматривался в сумме с лейкоксеном, а эпидот - с роговой обманкой. Эти пары минералов, как правило, составляют подавляющую часть тяжелой фракции, отличаются наибольшей стабильностью содержания в различных стратиграфических подразделениях и, существенно отличаясь по степени устойчивости к выветриванию, дают основную информацию об условиях седиментации. Ниже дается характеристика минерального состава палеогеновых и неогеновых отложений по отдельным участкам Амуро-Зейской депрессии, отличающимся структурным положением и литолого-стратиграфическими разрезами: Ушумунской впадине, Гуранскому, Притуранскому, Кивдо-Райчихинскому и Селемджинскому участкам Зейско-Бурейской впадины.

ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ПОРОД

УШУМУНСКАЯ ВПАДИНА

Палеогеновые и неогеновые отложения впадины представлены всеми выделенными в Амуро-Зейской депрессии стратиграфическими подразделениями.

Кивдинская свита минералогически охарактеризована 29 анализами, выполненными по восьми скважинам. Тяжелая фракция ее представлена преимущественно (90%) устойчивыми к выветриванию минералами. Основную массу в них составляет ильменит с

Таблица 2

Содержание (в %) основных минералов в палеогеновых и неогеновых отложениях Ушумунской впадины

Свита	Число анализов	Минерал и группа минералов		
		Ильменит + лейкоксен	Циркон	Турмалин
Белогорская	114	$\frac{8-29}{20}$	$\frac{0,2-4,9}{1,8}$	
Сазанковская	14	$\frac{30-70}{50,5}$	$\frac{0-20}{6,3}$	$\frac{0,3}{1,3}$
Бузулинская	17	$\frac{1-42,5}{15,5}$	$\frac{0,1-12,5}{3,2}$	$\frac{0-1,9}{0,5}$
	9	$\frac{43,3-88,3}{78,5}$	$\frac{0-12,8}{6,4}$	$\frac{0,4-3,7}{1,5}$
Мухинская	18	$\frac{16,1-82,5}{46}$	$\frac{5-44}{12,3}$	$\frac{-}{0,8}$
Райчихинская толща	9	$\frac{64,4-85}{70}$	$\frac{0-45}{16,9}$	$\frac{0-1,7}{0,4}$
Кивдинская	29	$\frac{57,3-96}{73,6}$	$\frac{0-51,1}{13,4}$	$\frac{0-3,2}{0,7}$

Таблица 2 (продолжение)

Свита	Минерал и группа минералов		
	Рутил	Гранат	Сфен
Белогорская		$\frac{2,2-10,2}{5,9}$	$\frac{0,5-10,9}{6,3}$
Сазанковская	$\frac{0-1,6}{0,6}$	$\frac{1,5-1,8}{5,4}$	$\frac{0-17}{6}$
Бузулинская	$\frac{0-1,3}{0,5}$	$\frac{0-9,5}{3,1}$	$\frac{0-15}{3,6}$
	$\frac{0-2}{0,8}$	$\frac{0-5,8}{2,3}$	$\frac{0,8-4,9}{2,8}$

Свита	Минерал и группа минералов		
	Рутил	Гранат	Сфен
Мухинская	$\frac{-}{0,8}$	$\frac{0,3-11}{4,4}$	$\frac{0-5}{2,2}$
Райчихинская толща		$\frac{0-5}{1}$	$\frac{0-2,6}{0,8}$
Кивдинская	$\frac{0-1,6}{0,5}$	$\frac{0-6,7}{1,4}$	$\frac{0-16}{2,2}$

Таблица 2 (окончание)

Свита	Минерал и группа минералов		
	Эпидот + роговая обманка	Апатит	Аутигенные минералы
Белогорская	$\frac{40-80}{59}$	$\frac{-}{1,4}$	
Сазанковская	$\frac{18-36}{25,8}$	$\frac{0-6,8}{1,3}$	$\frac{0-14}{4}$
Бузулинская	верхняя часть $\frac{35,4-92,6}{71,4}$	$\frac{0-3}{1,3}$	$\frac{0-38}{15,5}$
	нижняя часть $\frac{0,5-12}{5,4}$	$\frac{0-4,8}{2,1}$	$\frac{0-50}{14,5}$
Мухинская	$\frac{5,3-51,7}{22,7}$	$\frac{0-9,5}{3,2}$	$\frac{До 100}{81,5}$
Райчихинская толща	$\frac{1-14,6}{9}$		$\frac{0-11}{5,7}$
Кивдинская	$\frac{0-15}{3,9}$	$\frac{0-6,8}{0,7}$	$\frac{0-63}{18,9}$

Примечание. В табл. 2-6 в числителе - пределы значений, в знаменателе - среднее содержание.

лейкоксеном, сумма которых в среднем достигает 73,6%, причем 2/3 приходится на более устойчивый лейкоксен. В глинисто-алевритовых породах велика доля весьма устойчивого циркона — 13,4%; содержание его в отдельных пробах достигает 50%. Средние содержания других аллотигенных минералов незначительны, что видно из табл. 2. Часто в тяжелой фракции содержится много аутигенных минералов — сидерита, реже гидроокислов железа; порой их содержание составляет более 60%. Присутствие аутигенных минералов является основным признаком, отличающим кивдинскую свиту от вышележащей толщи. Последняя имеет ограниченное распределение в Ушумунской впадине и по минеральному составу сходна с кивдинской свитой (см. табл. 2). Малое содержание аутигенных минералов является признаком, по которому райчихинская толща отличается от кивдинской свиты.

Мухинская свита минералогически охарактеризована в скв. 96 и 112. В скв. 96 тяжелая фракция представлена в основном сидеритом, часто слагающим всю массу шлиха. В скв. 112 аутигенные минералы, также состоящие преимущественно из сидерита, составляют половину всего шлиха. Среднее содержание аутигенных минералов по 18 пробам обеих скважин достигает 81,5% тяжелой фракции. Из аллотигенных минералов большая доля приходится на ильменит с лейкоксеном, содержание которых изменяется от 16,1 до 82,5% (в среднем 46%). Большой разброс содержаний имеют также эпидот с роговой обманкой — 5,3—51,7% (в среднем 22,7%). Относительно большим количеством представлен циркон (5—44%). Содержание других аллотигенных минералов приведено в табл. 2. Повышенное, по сравнению с другими свитами, содержание апатита (3,2%) объясняется тонкой зернистостью осадков фаций болотно-озерного комплекса, обогащенных относительно легкими минералами, к которым относится апатит.

Бузулинская свита по минеральному составу пород разделяется на две части. В породах нижней части свиты тяжелая фракция представлена главным образом устойчивыми к выветриванию минералами. Лейкоксен с ильменитом здесь составляют в среднем 78,5%, циркон — 6,4%. На долю эпидота и роговой обманки приходится около 5,4% аллотигенных минералов. Аутигенные минералы (преимущественно пирит, в меньшей мере гидроокислы железа) составляют в среднем 14,5% тяжелой фракции. В единичных пробах количество их достигает 50%. Как видно из табл. 2, минеральная характеристика нижней части бузулинской свиты во многом сходна с данными по кивдинской свите и райчихинской толще. По средним результатам можно найти отличие в содержании циркона, в соотношении лейкоксена и ильменита, но по отдельным пробам нельзя уверенно определить принадлежность к тому или иному подразделению, особенно в случае выпадения из разреза мухинской свиты.

Минеральный состав пород верхней части бузулинской свиты характеризуется резким преобладанием малоустойчивых к выветриванию минералов — эпидота и роговой обманки (71,5%). Содержание устойчивых минералов колеблется от 1 до 42,5% (в среднем 15,5%) (см. табл. 2). Аутигенные минералы присутствуют в количестве, в среднем близком к содержанию их в нижней части свиты, но представлены в основном сидеритом.

Сазанковская свита минералогически охарактеризована отдельными пробами по шести скважинам. В минеральном составе ее пород преобладают устойчивые к выветриванию ильменит с лейкоксеном (от 30 до 70%, в среднем 50,5%), циркон (6,3%), гранат (5,4%), сфен (6%). Содержание эпидота и роговой обманки не превышает 18–35% (в среднем 25,8%). Следует отметить, что в паре ильменит — лейкоксен на долю ильменита приходится более $\frac{3}{4}$ их суммы, тогда как в кивдинских и райчихинских отложениях лейкоксен преобладал над ильменитом, а в низах бузулинской свиты их средние содержания близки.

Для минерального состава тяжелой фракции белогорской свиты характерно преобладание малоустойчивых к выветриванию минералов — эпидота и роговой обманки (40–80%, в среднем — 59%). Ильменит с лейкоксеном содержатся в пределах 8–29%. По сравнению со всеми описанными нижележащими осадочными образованиями здесь отмечается наименьшее содержание циркона (0,2 — 4,9%) и наибольшее — сфена (6,3%) и граната (5,9%).

На рис. 24 приведена схема корреляции разрезов скважин Ушумунской впадины, опробованных на минеральный состав.

ЗЕЙСКО-БУРЕИНСКАЯ ВПАДИНА

Гуранский участок

На данном участке рассматриваемые отложения представлены кивдинской свитой, верхней частью бузулинской, сазанковской и белогорской свитами.

Кивдинская свита охарактеризована 24 минеральными анализами отложений из скв. 1, 879, 880, 902 (см. рис. 25). В составе минералов тяжелой фракции преимущественное значение имеют устойчивые к выветриванию минералы (табл. 3). На их долю (без учета аутигенных) приходится до 93%, причем основную массу составляют ильменит с лейкоксеном (51,5–93,0%). Содержание циркона в отдельных пробах достигает 20% (в среднем 5,3%). Подобным же образом распространяется гранат. Количество эпидота и роговой обманки незначительно (0,2–9,0%, в среднем 3,2%). В скв. 1 и 902 встречаются пробы, представленные главным образом аутигенными минералами — сидеритом (до 90%) и пиритом (до 95%).

Бузулинская свита в пределах Гуранского участка охарактеризована 65 минеральными анализами из восьми точек наблюдений и

Таблица 3

Содержание (в %) основных минералов в палеогеновых и неогеновых отложениях Гуранского участка Зейско-Бурейнской впадины

Свита	Число анализов	Минерал и группа минералов		
		Ильменит + лейкоксен	Циркон	Турмалин
Белогорская	33	$\frac{3,1-44,9}{20,6}$	$\frac{0-5,6}{2,4}$	$\frac{0-1,6}{0,6}$
Сазанковская	73	$\frac{37,2-84,3}{61,3}$	$\frac{0,4-24,4}{6}$	$\frac{0,3-3,2}{1}$
Бузулинская	65	$\frac{12,4-62,6}{40,5}$	$\frac{0-19,3}{3,9}$	$\frac{0-6,6}{0,8}$
Кивдинская	24	$\frac{51,5-93,0}{79,3}$	$\frac{0-19,2}{5,3}$	$\frac{0-20}{2,1}$

Таблица 3 (продолжение)

Свита	Минерал и группа минералов		
	Рутил	Гранат	Сфен
Белогорская	$\frac{0,2-1,4}{0,6}$	$\frac{0,7-8,3}{3,1}$	$\frac{1,2-16,1}{7,5}$
Сазанковская	$\frac{0-3,7}{1}$	$\frac{0-35,6}{6,6}$	$\frac{0-24,2}{3,2}$
Бузулинская	$\frac{0-6,9}{0,8}$	$\frac{0-33,7}{11,8}$	$\frac{0-19,6}{5,7}$
Кивдинская	$\frac{0-1,6}{0,4}$	$\frac{0-21}{5}$	$\frac{0-3,6}{1}$

Таблица 3 (окончание)

Свита	Минерал и группа минералов		
	Эпидот + роговая обманка	Апатит	Аутигенные минералы
Белогорская	$\frac{38,1-89,9}{62,9}$	$\frac{0-2,2}{0,9}$	$\frac{0-3,7}{0,4}$
Сазанковская	$\frac{0,3-37}{17,2}$	$\frac{0-2,6}{0,7}$	$\frac{0-23}{1,3}$
Бузулинская	$\frac{13-61,6}{35,5}$	$\frac{0-4,9}{0,7}$	$\frac{0-26,8}{2,6}$
Кивдинская	$\frac{0,2-9}{3,2}$	$\frac{0,2-8,5}{1,4}$	$\frac{0-96}{12}$

сходна с породами верхней части бузулинской свиты в Ушумунской впадине. В тяжелой фракции здесь преобладают устойчивые к выветриванию минералы - ильменит с лейкоксеном (среднее содержание 40,5%, при возможных колебаниях от 12,4 до 62,6%). Много по сравнению с другими свитами граната (11,8%), отдельные пробы содержат его до 30% и более. Количество эпидота и роговой обманки варьирует в пределах 13,0-61,6%, а среднее содержание (35,5%) близко к содержанию ильменита и лейкоксена. Аутигенных минералов в отличие от бузулинской свиты Ушумунской впадины мало. Лишь в единичных пробах встречено до 25% гидроокислов железа, 11% сидерита и до 7% марказита.

Сазанковская свита широко распространена на рассматриваемой территории и представлена большим количеством минеральных анализов. Как и в Ушумунской впадине, здесь в шлихах преобладают устойчивые минералы: ильменит и лейкоксен (37,2-84,3%, в среднем 61,3%). Количество эпидота и роговой обманки 0,3 - 37% (в среднем 17,2%). Пределы содержаний циркона, граната, сфена довольно широки при сравнительно невысоких средних значениях (см. табл. 3). Аутигенные минералы, представленные в основном гидроокислами железа, лишь в единичных пробах достигают 20%, обычно же количество их составляет доли процента и первые проценты.

Белогорская свита по содержанию тяжелых минералов почти идентична белогорским отложениям Ушумунской впадины. Здесь также преобладают малоустойчивые минералы. Эпидот с роговой обманкой составляют 38,1-89,9% (в среднем 62,9%), ильменит с лейкоксеном содержатся в пределах 3-45% (в среднем 20,6%).

Аутигенные минералы в белогорской свите практически отсутствуют. Обращает на себя внимание значительно повышенное количество сфена (7,5%), среднее содержание его находится в прямой зависимости от среднего количества эпидота и роговой обманки. Так, в кивдинской свите эпидот и роговая обманка составляют 3,2%, сфен - 1%; в бузулинской - соответственно 35,5 и 5,7%; в сазанковской - 17,2 и 3,2%; в белогорской - 62,9 и 7,5%.

Выделенные на Гуранском участке Зейско-Буреинской впадины стратиграфические подразделения по основным минеральным параметрам, описанным выше, четко отделяются один от другого и коррелируются по площади (рис. 25).

Притуранский участок

На Притуранском участке выделяются кивдинская, бузулинская, сазанковская и белогорская свиты.

Кивдинская свита по минеральному составу пород характеризуется здесь в основном наличием устойчивых минералов в составе тяжелой фракции (табл. 4). Ильменит с лейкоксеном содержатся в количестве 22,5-90,5% (в среднем 67,5%), сравнительно много циркона и граната (в среднем 10,6 и 9,3% соответственно). В ней отмечается самое высокое по сравнению с другими свитами количество весьма устойчивого к выветриванию турмалина - 3,8%.

Таблица 4

Содержание (в %) основных минералов в палеогеновых и неогеновых отложениях Притуранского участка

Свита	Число анализов	Минерал и группа минералов		
		Ильменит + лейкоксен	Циркон	Турмалин
Белогорская	99	$\frac{2,2-54,4}{21,1}$	$\frac{0-14,5}{2,1}$	$\frac{0-3,3}{0,5}$
Сазанковская	75	$\frac{25-96}{56}$	$\frac{0-9,5}{3,1}$	$\frac{0-9,1}{0,8}$
Бузулинская	верхняя часть	$\frac{13,6-66,4}{32,6}$	$\frac{0-8,7}{2,4}$	$\frac{0-2,8}{0,6}$
	нижняя часть	$\frac{31,6-96,4}{75,5}$	$\frac{0-28}{3,2}$	$\frac{0-17,7}{1,8}$
Кивдинская	33	$\frac{22,5-90,5}{67,5}$	$\frac{0-41}{10,6}$	$\frac{0-10,5}{3,8}$

Таблица 4 (продолжение)

Свита	Минерал и группа минералов		
	Рутил	Гранат	Сфен
Белогорская	$\frac{0-1}{0,3}$	$\frac{0-20,8}{5,4}$	$\frac{0-22}{8,5}$
Сазанковская	$\frac{0-1,7}{0,17}$	$\frac{0,5-33,2}{11,4}$	$\frac{0-28,8}{5,6}$
Бузу- лин- ская	верхняя часть $\frac{0-1,1}{0,2}$	$\frac{0-19,2}{9}$	$\frac{0-12,6}{5,6}$
	нижняя часть $\frac{0-2,3}{0,2}$	$\frac{0-33,5}{6,6}$	$\frac{0-14,4}{2}$
Кивдинская	$\frac{0-3,6}{0,7}$	$\frac{0-37}{9,3}$	$\frac{0-3,8}{1,3}$

Таблица 4 (окончание)

Свита	Минерал и группа минералов			
	Эпидот + ро- говая об- манка	Апатит	Биотит	Аутиген- ные ми- нералы
Белогорская	$\frac{16-90,2}{56,6}$	$\frac{0-13,2}{1,5}$	$\frac{0-5}{0,5}$	$\frac{0-19,3}{2}$
Сазанковская	$\frac{2-41,6}{19,7}$	$\frac{0-6,2}{1}$	$\frac{0-3,3}{0,5}$	$\frac{0-76}{3,4}$
Бузу- лин- ская	верхняя часть $\frac{13,2-75,8}{45,1}$	$\frac{0-5,2}{1}$	$\frac{0-4,6}{0,4}$	$\frac{0-95,6}{13,3}$
	нижняя часть $\frac{0-31}{4,9}$	$\frac{0-18,3}{1,1}$	$\frac{0-133}{0,7}$	$\frac{0-100}{13,1}$
Кивдинская	$\frac{0-15}{5,1}$	$\frac{0-6,5}{0,8}$		$\frac{0-100}{28,0}$

В шликсе часто наблюдается большое количество аутигенных минералов — сидерита, гидроокислов железа, порой целиком представляющих анализируемую фракцию.

Бузулинская свита по минеральному составу разделяется на две части. Среди тяжелых минералов нижней части свиты преобладают устойчивые к выветриванию минералы — ильменит и лейкоксен, среднее суммарное содержание которых составляет 75,5%. Количество других устойчивых к выветриванию минералов — циркона, турмалина, рутила, граната в среднем меньше, чем в кивдинской свите, что является основным признаком для разделения этих отложений. По сравнению с кивдинской свитой здесь снижается количество аутигенных минералов, хотя в отдельных пробах шликса целиком представлены ими.

В верхней части свиты отмечается значительное содержание малоустойчивых к выветриванию минералов — эпидота и роговой обманки — 13,2–75,8% (в среднем 45,1%), уменьшается количество ильменита с лейкоксеном (среднее 32,6%), увеличивается количество граната (9%), сфена (5,6%), снижается — турмалина, циркона.

По распределению аутигенных минералов обе части бузулинской свиты сходны.

Сазанковская свита характеризуется преобладанием в тяжелой фракции устойчивых к выветриванию минералов (60–96%). Подавляющая масса среди них принадлежит ильмениту и лейкоксену, составляющим в среднем 56%. На долю других устойчивых минералов (циркон, турмалин, рутил, гранат, сфен) приходится около 20%, хотя в отдельных пробах возможно присутствие граната и сфена до 30% и более. Эпидот и роговая обманка в сумме составляют не более 40% при среднем значении 19,7%. Аутигенных минералов, как правило, мало. Эти минералы лишь в редких пробах, отобранных в глинистых породах, дают повышенный выход гидроокислов железа.

Белогорская свита характеризуется повышенным содержанием малоустойчивых минералов. Эпидот с роговой обманкой составляют в среднем 56,6%. Значение суммы ильменита и лейкоксена колеблется от 2,2 до 54,4% (среднее 21,1%). По содержанию этих двух пар минералов белогорская свита совершенно отчетливо отделяется от сазанковской. По сравнению с нижележащими свитами в белогорской отмечается пониженное среднее количество граната (5,4%) и повышенное — сфена (8,5%). Аутигенные минералы, представленные гидроокислами железа, встречаются в незначительном количестве.

На рис. 26 дана схема корреляции разрезов палеогеновых и неогеновых отложений Притуранского участка по минеральным комплексам.

Кивдо-Райчихинский участок

На Кивдо-Райчихинском участке из рассмотренных выше стратиграфических подразделений распространены кивдинская свита, райчихинская толща и белогорская свита.

Из разреза кивдинской свиты, вскрытого канавкой вдоль дороги Новорайчихинск-Кивдинское, проанализирована тяжелая фракция четырех проб. В их составе основная масса (71,1%) принадлежит устойчивым минералам - ильмениту и лейкоксену. На долю малоустойчивых минералов приходится незначительная часть, несколько

Таблица 5

Содержание (в %) основных минералов в палеогеновых и неогеновых отложениях Кивдо-Райчихинского бурогоугольного месторождения

Свита	Число анализов	Минерал и группа минералов		
		Ильменит + лейкоксен	Циркон	Турмалин
Белогорская	42	16,2-67,6 43	0-7,3 2,04	0-14,2 5,4
Райчихинская толща	17	70-87,8 82	0,2-14,7 6,8	0,2-5,1 2,4
Кивдинская	4	66,4-76,5 71,1	0-6,2 4,4	6,1-10,2 8,25

Таблица 5 (продолжение)

Свита	Минерал и группа минералов		
	Рутил	Гранат	Сфен
Белогорская	$\frac{0-1,2}{0,2}$	$\frac{0-12,2}{6,9}$	$\frac{0,4-7}{2,7}$
Райчихинская толща	$\frac{0-2,5}{0,92}$	$\frac{0-15,6}{3,3}$	$\frac{0-5}{1,6}$
Кивдинская	$\frac{0-0,9}{0,41}$	$\frac{7,1-10,8}{9,1}$	$\frac{0,2-2,7}{1,45}$

Таблица 5 (окончание)

Свита	Минерал и группа минералов			
	Эпидот + роговая обманка	Апатит	Биотит	Аутигенные минералы
Белогорская	$\frac{14,9-68,5}{39,2}$	$\frac{0-1,1}{0,17}$	$\frac{0-1}{0,19}$	$\frac{0-9,4}{0,96}$
Райчихинская толща	$\frac{0-5}{1,2}$	$\frac{0-1,8}{0,52}$	$\frac{0-1,5}{0,28}$	$\frac{0-2,2}{0,7}$
Кивдинская	$\frac{0,3-5,4}{1,95}$	$\frac{0-0,7}{0,41}$	$\frac{0,4-3,2}{1,36}$	$\frac{0-1,6}{0,7}$

процентов (табл. 5). Обращает на себя внимание высокое содержание турмалина (6,1-10,2%).

Райчихинская толща по минеральному составу мало отличается от кивдинской свиты. Видимые из табл. 5 различия в среднем содержании некоторых минералов (турмалина, граната, биотита) незначительны и не могут служить основанием для расчленения этих смежных подразделений.

Белогорская свита, несмотря на значительный диапазон содержаний ильменита с лейкоксеном и эпидота с роговой обманкой, четко отличается по этим парам минералов от нижележащих кивдинской свиты и райчихинской толщи (рис. 27).

Селемджинский участок

Отложения палеогена и неогена в этой части депрессии имеют небольшую мощность (в среднем 90 м) и представлены бузулинской, сазанковской и белогорской свитами.

Бузулинская свита так же, как и на остальных участках депрессии, по составу тяжелой фракции разделяется на две части. Минералогически она сходна с частью, описанной на Притуранском участке (табл. 6), но отличается меньшими содержаниями циркона, турмалина, граната и сфена в песках и соответственно несколько большим количеством ильменита с лейкоксеном и эпидота с роговой обманкой.

Сазанковская свита на данном участке отличается от таковой на других участках более контрастным преобладанием устойчивых минералов над неустойчивыми. Средние содержания ильменита с лейкоксеном здесь составляют 72%, эпидота с роговой обманкой - 16,5%. Часто здесь много аутигенных минералов (в среднем 8,9%), чего не наблюдается в остальных районах депрессии (рис. 28).

Таблица 6

Содержание (в %) основных минералов в палеогеновых и неогеновых отложениях Селемджинского участка

Свита	Число анализов	Минерал и группа минералов		
		Ильменит + лейкоксен	Циркон	Турмалин
Белогорская	24	$\frac{5-43}{20,8}$	$\frac{0-6,5}{1,8}$	$\frac{0-1,5}{0,36}$
Сазанковская	31	$\frac{38-85}{72}$	$\frac{0-16,0}{5,2}$	$\frac{0-5}{0,7}$
Бузу-линская	верхняя часть	$\frac{32-54}{36,4}$	$\frac{0-3}{2,2}$	$\frac{0-0,8}{0,16}$
	нижняя часть	$\frac{53-96}{82,0}$	$\frac{0-15}{4,7}$	$\frac{0-6}{0,56}$

Таблица 6 (окончание)

Свита	Минерал и группа минералов				
	Гранат	Сфен	Эпидот+роговая обманка	Аутигенные минералы	
Белогорская	$\frac{0-9,5}{3,9}$	$\frac{0-4,5}{2,1}$	$\frac{43-92}{71}$	$\frac{0-6,5}{0,5}$	
Сазанковская	$\frac{0,9}{3,7}$	$\frac{0-6}{1,3}$	$\frac{2-40}{16,5}$	$\frac{0-38}{8,9}$	
Бузу-линская	верхняя часть	$\frac{1-9}{4,9}$	$\frac{0-4,5}{2,3}$	$\frac{24-62}{55}$	$\frac{0-41}{11}$
	нижняя часть	$\frac{0-17}{4,4}$	$\frac{0-11}{1,5}$	$\frac{0-26}{7,1}$	$\frac{0-75}{7,8}$

Белогорская свита здесь также более контрастна по преобладанию эпидота с роговой обманкой над ильменитом с лейкоксеном. Средние содержания их соответственно равны 71 и 20,8%.

Бузулинская свита по минералогической характеристике, приведенной И.Э. Логиновой и Ю.В. Маховой, сопоставляется с выделяемой нами ее нижней частью. Минеральный состав сазанковской и белогорской свит также сходен с описанными нами выше. Схема корреляции приведена на рис. 29.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнительный анализ распределения минерального состава пород по разрезу палеогеновых и неогеновых отложений и по латерали показывает, что для расчленения и корреляции континентальных угленосных толщ палеогена и неогена могут быть использованы суммы содержания минеральных пар устойчивых к выветриванию ильменита и лейкоксена, умеренно устойчивых и неустойчивых эпидота и роговой обманки, дополненные информацией о количестве циркона, граната, сфена, и аутигенных – сидерита, пирита, лимонита. В распределении этих минералов намечаются следующие закономерности.

Дат-палеоценовые отложения (кивдинская свита) характеризуются низкими содержаниями эпидота и роговой обманки (в сумме не более 15%) и большими количествами ильменита и лейкоксена (в сумме до 65%). Значительный удельный вес (до 30%) занимает сидерит (см. рис. 30). Эоценовые образования (райчихинская толща) по содержанию эпидота и роговой обманки, ильменита и лейко-

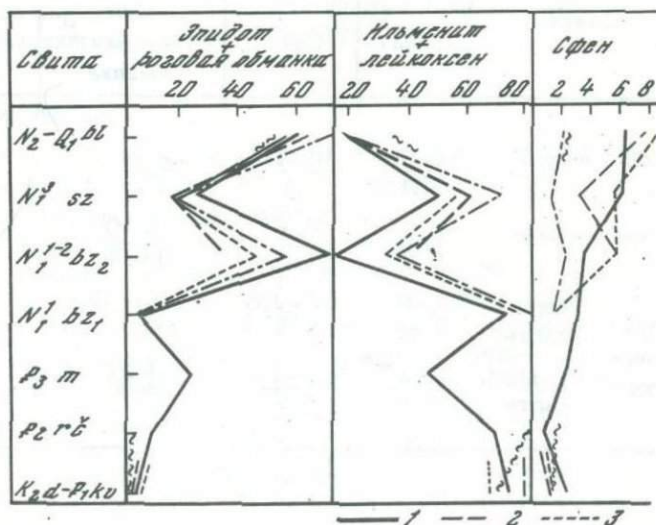


Рис. 29. Средние содержания (в %) основных групп минералов подразделений палеогена и неогена по участкам:

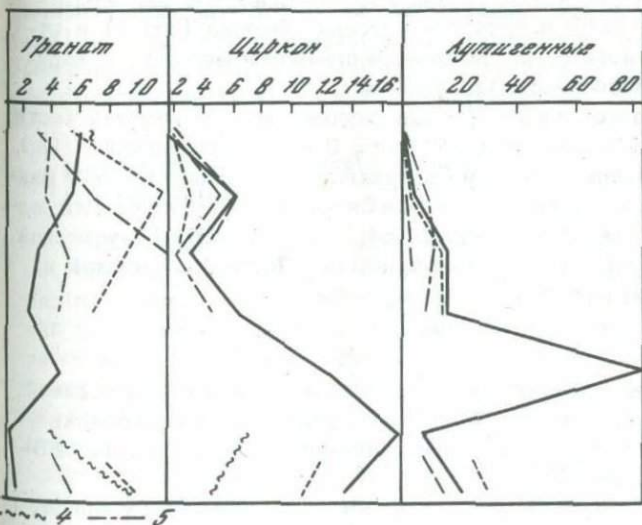
ксена сходны с дат-палеоценовыми и отличаются от них почти полным отсутствием сидерита.

Олигоценые отложения отличаются относительно повышенным содержанием эпидота и роговой обманки (до 25%), пониженным — ильменита и лейкоксена (до 40%) и очень большими количествами аутигенных минералов — сидерита, пирита и лимонита. Этой части разреза присущи максимальные количества в породах циркона (до 10%).

Нижнемиоценовые угленосные отложения (бузулинская свита) литологически и по минеральному составу четко делятся на две части. Литологически в строении свиты фиксируются два сокращенных ритма с песками и галечниками в основании и глинами и углями в верхней части.

Песчано-алевритовые породы нижнего ритма характеризуются резко повышенными содержаниями ильменита и лейкоксена (суммарно до 45-70%). Сравнительно с олигоцеными отложениями здесь снижаются количества эпидота и роговой обманки (обычно не более 10%). В породах верхнего ритма свиты резко возрастает содержание эпидота и роговой обманки (суммарно до 25-65%) и снижается количество ильменита и лейкоксена (суммарно до 10-45%). В породах свиты почти постоянно присутствуют зерна аутигенного сидерита.

Средне-верхнемиоценовым породам (сазанковская свита) свойственно повышенное содержание ильменита и лейкоксена (суммарно 30-60%) и небольшое количество эпидота и роговой обманки (15-35%). Сидерит и аутигенные минералы отсутствуют.



1 - Ушумунскому, 2 - Гуранскому, 3 - Пригуранскому, 4 - Кивдо-Райчихинскому, 5 - Селемджинскому

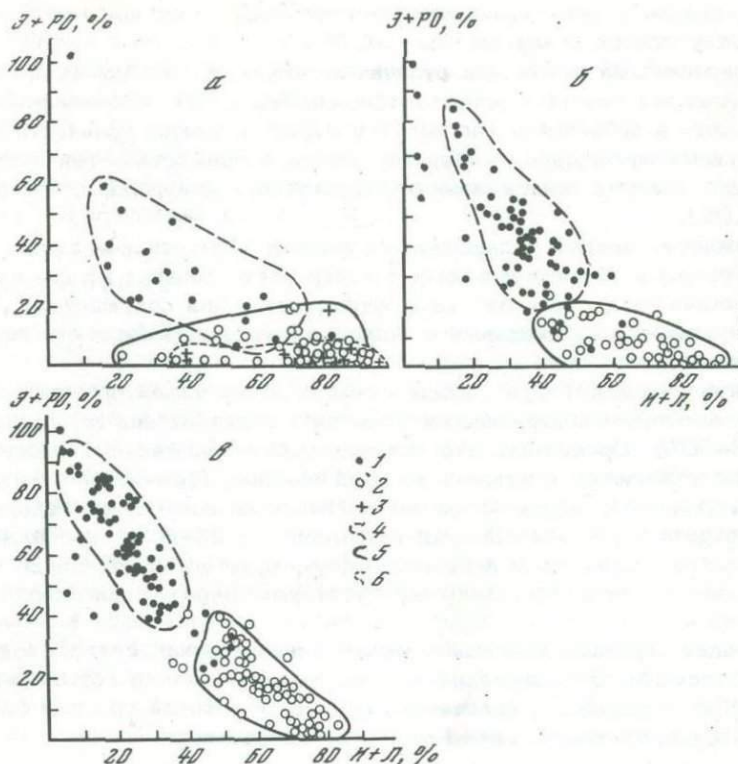


Рис. 30. Графики отношения содержаний минеральных пар ильменит + лейкоксен (И+Л) и эпидот + роговая обманка (Э+РО) в отложениях палеогенового (*a*), ниже-среднемиоценового (*b*) и верхнемиоценового-плиоценового (*c*) ритмов

Значения отношений: 1 - для мухинской (*a*), верхней части бузулинской (*b*) и белогорской (*c*) свит; 2 - для кивдинской (*a*), нижней части бузулинской (*b*) и сазанковской (*c*) свит; 3 - для райчихинской толщи (*a*). Участки преобладающих значений отношений И+Л и Э+РО: 4 - мухинской, верхней части бузулинской и белогорской свит; 5 - кивдинской, нижней части бузулинской и сазанковской свит; 6 - райчихинской толщи

И, наконец, плиоценовый комплекс осадков (белогорская свита) отличается повышенным содержанием эпидота и роговой обманки (50-70%) и небольшим количеством ильменита и лейкоксена (15-40%, в среднем 20%).

В размещении минеральных пар ильменит + лейкоксен и эпидот + роговая обманка в разрезе палеогеновых и неогеновых отложений часто фиксируются три ритма: палеогеновый, ниже-среднемиоценовый, верхнемиоцен-плиоценовый. Каждый из них характеризуется сни-

зу вверх по разрезу увеличением содержания эпидота и роговой обманки и уменьшением — ильменита и лейкоксена, причем снизу вверх от ритма к ритму происходит увеличение среднего содержания неустойчивых и уменьшение устойчивых к выветриванию минералов (рис. 29). Эта закономерность согласуется с наблюдениями многих исследователей, указывающих на увеличение в составе тяжелой фракции группы неустойчивых минералов с уменьшением возраста аллювия (Лунев, 1967, с. 215-222).

На рис. 30 приведены графики отношения содержаний пар минералов ильменит+лейкоксен и эпидот+роговая обманка для участков разреза палеогеновых и неогеновых отложений, соответствующих указанным выше ритмам. Из них видно, что в нижнемиоценовом и среднем миоцен-плиоценовом ритмах фиксируется четкое разделение полей отношения содержания этих минеральных пар в стратиграфических подразделениях, характеризующих ритмы. Схемы этих ритмов могут служить своеобразными палетками для разделения нижней и верхней подсвит бузулинской свиты (рис. 30, б), сазанковской и белогорской свит (рис. 30, в). Поля количественного соотношения пар указанных минералов для стратиграфических подразделений палеогенового ритма накладываются друг на друга. Здесь для разделения кивдинской свиты и райчихинской толщи рекомендуется использовать параметры содержания аутигенных минералов. Мухинская свита отличается однородным глинисто-алевритовым составом и большим содержанием разнообразных аутигенных минералов, среди которых существенны пирит и лимонит.

По предварительным данным, подобная закономерность отмечается в синхронных осадочных образованиях других впадин юга материковой части Дальнего Востока (Среднеамурской, Артемо-Тавричанской), что позволяет надеяться на возможность использования параметров количественных соотношений указанных выше минералов для региональной и межрегиональной корреляции.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ

Поиски возможностей расчленения и корреляции осадочных толщ по геохимическим данным представляют одну из наиболее важных задач геологических съемок и научного прогнозирования месторождений полезных ископаемых, связанных с осадочными породами. Однако работ по практическому использованию геохимических данных для целей расчленения и корреляции разрезов, к сожалению, до сих пор опубликовано мало. К их числу в первую очередь следует отнести публикации С.М. Катченкова, который еще в 1955 г. показал возможность использования для этих целей спектрального анализа. С.М. Катченков разработал метод корреляции осадочных пород по первичным данным, согласно которому можно проводить расчленение разрезов по средним значениям и дисперсиям концентраций элементов.

Разработаны методы корреляционного статистического анализа — определение коэффициентов ранговой и линейной корреляции, применение многомерной корреляции (Бурков, 1968), использование метода ранговой корреляции кларков концентрации (Егоров и др., 1971) и ряд других.

Перечисленные методы, успешно апробированные во многих районах страны, представляют различные варианты математической обработки результатов, в основном приближенно-количественного спектрального анализа. Преимуществом последнего перед другими видами анализов является экспрессность, возможность массового опробования, незначительное количество исходного материала.

Несмотря на определенные успехи, достигнутые осадочной геохимией в вопросе расчленения и корреляции морских отложений, исследований по расчленению континентальных осадков проведено значительно меньше. Это объясняется очень сложной и резкой фациальной изменчивостью, быстрыми изменениями окислительно-восстановительных условий осадконакопления, частыми сменами питающих провинций и другими факторами, что в сумме в значительной мере осложняет геохимическую картину и затрудняет выявление химических особенностей отдельных толщ.

Исследованиями авторов в некоторой степени восполняется этот отмеченный пробел. На примере континентальных кайнозойских отложений Ушумунской впадины доказывается возможность расчленения и корреляции по геохимическим данным, приводится методика их обработки и краткая геохимическая характеристика выделенных стратиграфических подразделений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Авторами исследовано и опробовано 25 000 м керна из более чем 100 скважин, расположенных относительно равномерно по площади Ушумунской впадины. Пробы на спектральный анализ отбирались из всех литологических разностей пород, за исключением углестых. Интервал опробования определялся рядом факторов, в том числе мощностью литологически однородных пород, процентом выхода керна, его качеством и т.д. Всего отобрано более 1000 проб.

Приближенно-количественный спектральный анализ выполнен в соответствующей лаборатории ДВТУ (аналитик А.И. Пермина) методом полного испарения из канала угольного электрода на установке ДФС-8, время экспозиции 3 мин., сила тока 25 а. Для выяснения точности результатов часть проб (200) была подвергнута внутреннему контролю, а часть (100 проб) — внешнему, выполненному в спектральной лаборатории Дальневосточного института минерального сырья (аналитик М.А. Истомина).

Полученные данные свидетельствуют о том, что как систематическая, так и случайная ошибки не превышают допустимых пределов, в связи с чем результаты спектральных анализов можно считать в достаточной степени точными. Этот вывод подтвержден и контроль-

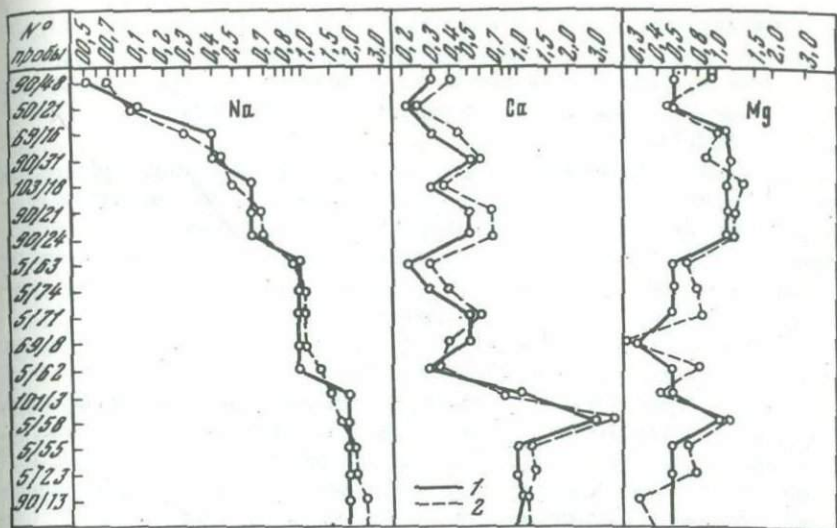


Рис. 31. Сопоставление результатов (в %) приближенно-количественного спектрального анализа (2) с данными силикатного анализа (1)

ными силикатными анализами в отношении породообразующих элементов (рис. 31).

В анализируемых пробах определены содержания кальция, магния, железа, титана, никеля, кобальта, марганца, хрома, меди, свинца, цинка, вольфрама, галлия, ванадия, бериллия, бария, натрия, циркония, олова, иттрия, иттербия, молибдена, ниобия, стронция, скандия, фосфора. В ряде проб дополнительно определялись концентрации германия, тантала, серебра, сурьмы, висмута, мышьяка, кадмия, урана, тория, лантана, церия, платины, индия, осмия, лютеция, гафния, лития.

Для получения сопоставимых результатов и выбора оптимальной фракции изучен характер распределения отмеченных элементов в различных фракциях исследуемых отложений: в песчаной, глинисто-алевритовой (менее 0,1 мм) и глинистой (менее 0,001 мм). Установлено, что содержания большинства химических элементов в песчаной фракции приближаются или находятся на границе предела чувствительности спектрального анализа, что не позволяет выявить геохимической специализации отдельных частей разреза. Кроме того, указанная фракция распределена в изучаемых отложениях крайне неравномерно: она явно преобладает в верхних частях разреза и имеет подчиненное значение в нижних, в связи с чем эта фракция не может быть использована для решения поставленной задачи.

Ниже приводятся результаты сопоставления геохимической информативности глинисто-алевритовой и глинистой фракций.

Глинисто-алевритовая фракция присутствует в значительном количестве в породах всех свит и легко выделяется из них путем прос-

того механического отсева на сите с диаметром отверстий 0,10 мм. Получение глинистой (менее 0,001 мм) фракции более сложно и заключается в длительной процедуре подготовки образца к последующему процессу отмучивания по описанным в литературе методикам (Рухин, 1957).

Для изучаемых отложений рассчитаны величины отношения концентрации химических элементов в глинисто-алевритовых фракциях к концентрациям в глинистых фракциях — коэффициенты концентрации (табл. 7). При величине коэффициента больше единицы отмечается обогащение, а меньше единицы — обеднение данным элементом глинисто-алевритовой фракции по сравнению с глинистой.

Натрий в глинистой фракции исследуемых отложений стабильно присутствует в количестве 0,1%, и только в белогорской свите его концентрация повышается до 0,3%, в основном за счет гидрослюда. В глинисто-алевритовой фракции содержание натрия, как правило, повышается за счет полевых шпатов алевритовой составляющей и меняется от 2 до 0,1%, что подтверждается коэффициентами концентрации, значения которых обычно превышают единицу.

Кальций и магний содержатся в глинистой и глинисто-алевритовой фракциях примерно в равных и обычно незначительных концентрациях. Основным источником этих элементов в глинистой фракции является монтмориллонит, присутствующий в том или ином количестве в отложениях всех пачек. Содержание окиси магния в монтмориллоните составляет 4-9%, а окиси кальция достигает 3,5% (Бетехтин, 1950). Эти компоненты содержатся в виде примеси и в основных глинистых минералах изучаемых отложений — каолините и гидрослюдах, особенно в гидробиотите и гидромусковите. В глинисто-алевритовой фракции к глинистым минералам присоединяются алевритовые частицы, представленные в основном кварцем и полевыми шпатами. Последние являются дополнительным источником кальция (содержание окиси кальция в плагиоклазах среднего состава — около 10%).

Присутствие кальция и магния в минералах тяжелой фракции (сфен, эпидот, амфиболы и пироксены) из-за незначительного количества последней (0,1-0,7%) не оказывает существенного влияния на концентрацию этих элементов в глинисто-алевритовой фракции.

Барий, обычно присутствующий в кристаллических решетках калиево-натриевых полевых шпатов в виде изоморфной примеси в количестве 1-5% (Бетехтин, 1950), ведет себя аналогично натрию, обогащая более крупную глинисто-алевритовую фракцию отложений. Коэффициент его концентрации изменяется от 1 до 3.

Марганец встречается в изучаемых породах в виде изоморфной примеси в терригенных и глинистых минералах, в поглощенном комплексе, а также в виде вторичных соединений совместно с гидроокислами железа. Коэффициент концентрации марганца колеблется от 1 до 1,5, что позволяет судить о некоторой тенденции к его накоплению в глинисто-алевритовой фракции.

Цирконий наибольшие концентрации имеет в глинисто-алевритовой фракции, что объясняется наличием циркона в тяжелой алеврито-

вой составляющей, а также изоморфной примесью циркония в обломочных минералах. В связи с этим коэффициент его концентрации больше или равен единице.

Никель связан главным образом с глинистой фракцией пород и, по всей вероятности, сорбируется глинистыми минералами, реже встречается как изоморфная примесь в терригенных минералах. Коэффициент его концентрации обычно меньше единицы.

Скандий, подобно никелю, обогащает глинистую фракцию, причем в ряде случаев в глинисто-алевритовой фракции его концентрация даже не достигает предела чувствительности спектрального анализа. Величина коэффициента концентрации скандия обычно не превышает единицу.

Цинк встречен только в глинистой фракции. Этот элемент, обладая как литофильными, так и халькофильными свойствами, часто ассоциирует с водными окислами марганца. По данным Дина и Веббера (Dean, Webber, 1961), максимальные концентрации цинка характеризуют глинистые фракции осадочных пород.

Медь также имеет тенденцию к накоплению в глинистой фракции, о чем свидетельствуют коэффициенты, как правило, ниже единицы. Этот халькофильный элемент может быть связан с органическим веществом и в качестве рассеянного элемента входит в решетку терригенных минералов. При выветривании медь выносится илистыми и глинистыми частицами в реки и в дальнейшем при осаждении закрепляется этими частицами.

Ванадий связан с глинистыми минералами и органикой, что подтверждается значениями коэффициентов менее единицы.

Таким образом, в глинистой фракции по сравнению с глинисто-алевритовой несколько интенсивнее накапливаются никель, скандий, цинк, медь и ванадий. Остальные элементы или не обнаруживают тенденции к обогащению, или повышают свои концентрации в глинисто-алевритовой фракции. Анализ средних содержаний химических элементов в глинистой фракции не дает возможности выявить каких-либо существенных дополнительных особенностей изучаемых свит по сравнению с данными для глинисто-алевритовой фракции.

Таким образом, анализ полученного материала позволяет считать, что для изучения характера распределения химических элементов и выявления геохимических особенностей палеогеновых и неогеновых отложений Ушумунской впадины, с целью их расчленения и корреляции по площади, может служить как глинистая, так и глинисто-алевритовая фракции. Последняя является более представительной в геохимическом отношении, а вследствие простоты ее извлечения из породы она экономически наиболее рентабельна. Поэтому она может быть рекомендована в качестве рабочей фракции.

В дальнейшем все приведенные параметры спектрального анализа относятся только к глинисто-алевритовой фракции.

Для выявления особенностей распределения порообразующих окислов и установления возможности использования их в качестве критерия расчленения и корреляции континентальных отложений исследован химический состав ведущих литологических разностей по-

Таблица 7

Коэффициенты концентрации химических элементов

Свита	Na	Ca	Mg
Белогорская	$\frac{2,0}{0,3} = 6,7$	$\frac{0,7}{0,5} = 1,4$	$\frac{0,5}{0,5} = 1$
Сазанковская	$\frac{0,5}{0,1} = 5$	$\frac{0,2}{0,2} = 1$	$\frac{0,3}{0,3} = 1$
Бузулинская	$\frac{0,1}{0,1} = 1$	$\frac{0,2}{0,3} = 0,7$	$\frac{0,3}{0,3} = 1$
Мухин- ская	верхняя часть $\frac{1,0}{0,1} = 10$	$\frac{0,3}{0,3} = 1$	$\frac{0,5}{0,5} = 1$
	нижняя часть $\frac{0,3}{0,1} = 3$	$\frac{0,2}{0,2} = 1$	$\frac{0,5}{0,5} = 1$
Райчихинская толща	$\frac{0,2}{0,1} = 2$	$\frac{0,1}{0,1} = 1$	$\frac{0,3}{0,5} = 0,6$
Кивдинская	$\frac{0,2}{0,1} = 2$	$\frac{0,2}{0,3} = 0,7$	$\frac{0,3}{0,3} = 1$

Таблица 7 (окончание)

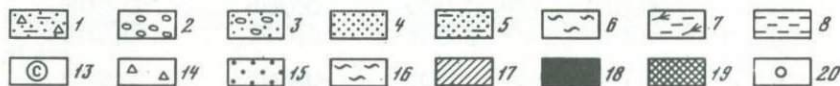
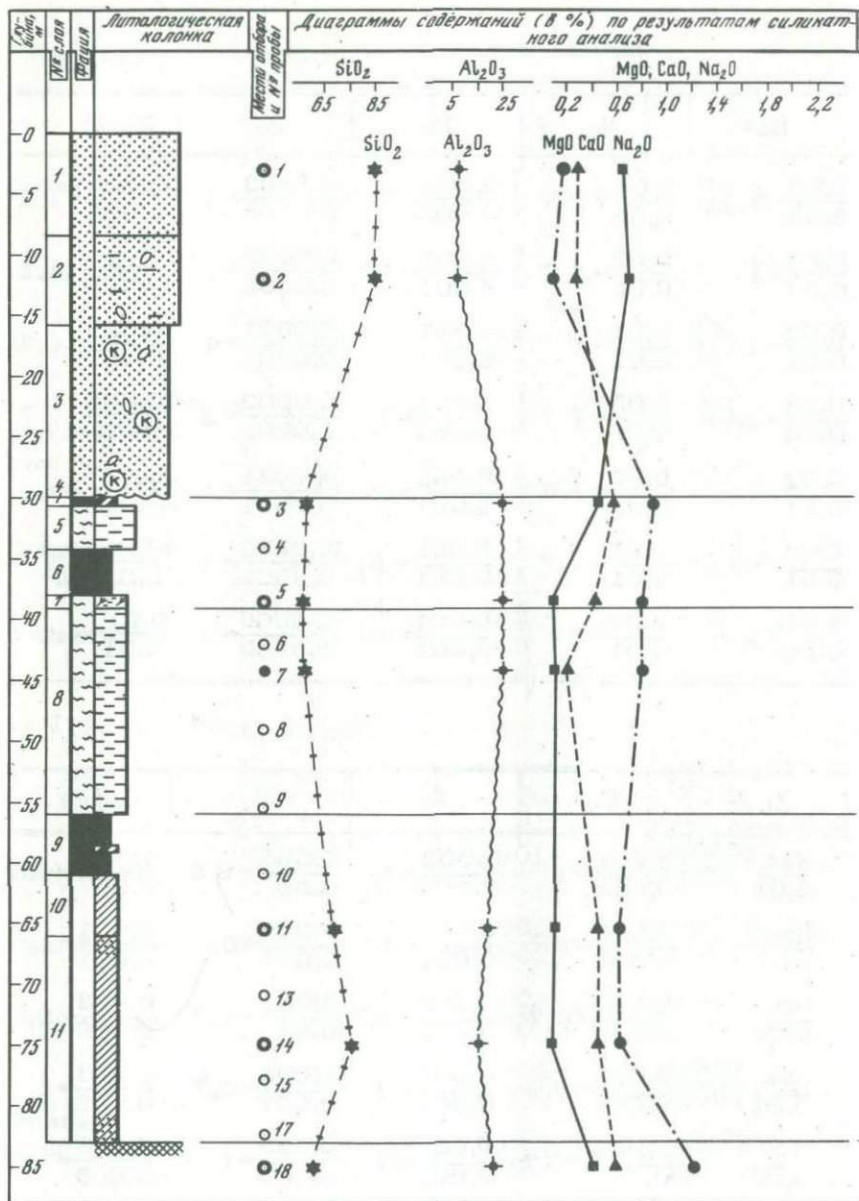
Свита	Ti	Ni	Sc
Белогорская	$\frac{0,2}{0,3} = 0,7$	$\frac{0,001}{0,003} = 0,3$	$\frac{0,0005}{0,001} = 0,5$
Сазанковская	$\frac{0,2}{0,2} = 1$	$\frac{0,001}{0,002} = 0,5$	$\frac{0,0005}{0,001} = 0,5$
Бузулинская	$\frac{0,3}{0,5} = 0,6$	$\frac{0,001}{0,002} = 0,5$	$\frac{\text{Нпч}}{0,002}$
Мухин- ская	верхняя часть $\frac{0,3}{0,2} = 1,5$	$\frac{0,002}{0,002} = 1$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$
	нижняя часть $\frac{0,3}{0,2} = 1,5$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,0005}{\text{Нпч}}$
Райчихинская толща	$\frac{0,3}{0,2} = 1,5$	$\frac{0,001}{0,002} = 0,5$	$\frac{\text{Нпч}}{0,001}$
Кивдинская	$\frac{0,3}{0,5} = 0,6$	$\frac{0,001}{0,002} = 0,5$	$\frac{0,0005}{0,001} = 0,5$

Примечание. В числителе - глинисто-алевритовая фракция,

Ba	Mn	Pb	Be	Zr
$\frac{0,05}{0,03} = 1,7$	$\frac{0,03}{0,02} = 1,5$	$\frac{0,002}{0,002} = 1$	$\frac{0,0003}{0,0003} = 1$	$\frac{0,01}{0,007} = 1,2$
$\frac{0,03}{0,03} = 1$	$\frac{0,02}{0,02} = 1$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,0002}{0,0002} = 1$	$\frac{0,01}{0,007} = 1,2$
$\frac{0,02}{0,02} = 1$	$\frac{0,01}{0,01} = 1$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,0001}{0,0001} = 1$	$\frac{0,01}{0,007} = 1,2$
$\frac{0,03}{0,02} = 1,5$	$\frac{0,05}{0,05} = 1$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,0002}{0,0002} = 2$	$\frac{0,005}{0,003} = 1,7$
$\frac{0,02}{0,01} = 2$	$\frac{0,03}{0,02} = 1,5$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,0001}{0,0001} = 1$	$\frac{0,007}{0,005} = 1,4$
$\frac{0,03}{0,01} = 3$	$\frac{0,01}{0,01} = 1$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,0002}{0,0002} = 1$	$\frac{0,01}{0,01} = 1$
$\frac{0,02}{0,02} = 1$	$\frac{0,01}{0,01} = 1$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,0002}{0,0002} = 1$	$\frac{0,01}{0,01} = 1$

Zn	Cu	Ga	V	Cr
$\frac{\text{Нпч}}{0,01}$	$\frac{0,002}{0,002} = 1$	$\frac{0,002}{0,002} = 1$	$\frac{0,005}{0,01} = 0,5$	$\frac{0,002}{0,007} = 0,3$
$\frac{\text{Нпч}}{\text{Нпч}}$	$\frac{0,002}{0,003} = 0,7$	$\frac{0,002}{0,002} = 1$	$\frac{0,005}{0,007} = 0,7$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$
$\frac{\text{Нпч}}{0,01}$	$\frac{0,002}{0,003} = 0,7$	$\frac{0,002}{0,003} = 0,7$	$\frac{0,005}{0,01} = 0,5$	$\frac{0,003}{0,005} = 0,6$
$\frac{\text{Нпч}}{0,01}$	$\frac{0,002}{0,003} = 0,7$	$\frac{0,002}{0,001} = 2$	$\frac{0,005}{0,007} = 0,7$	$\frac{0,003}{0,003} = 1$
$\frac{\text{Нпч}}{0,03}$	$\frac{0,002}{0,01} = 0,2$	$\frac{0,002}{0,002} = 1$	$\frac{0,005}{0,005} = 1$	$\frac{0,003}{0,003} = 1$
$\frac{\text{Нпч}}{0,007}$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,002}{0,002} = 1$	$\frac{0,005}{0,007} = 0,7$	$\frac{0,003}{0,003} = 1$
$\frac{\text{Нпч}}{0,005}$	$\frac{0,002}{0,003} = 0,7$	$\frac{0,001}{0,001} = 1$	$\frac{0,005}{0,007} = 0,7$	$\frac{0,002}{0,003} = 0,7$

в знаменателе - глинистая. Нпч - ниже пределов чувствительности.



Диаграммы содержания (в %) по результатам спектрального анализа

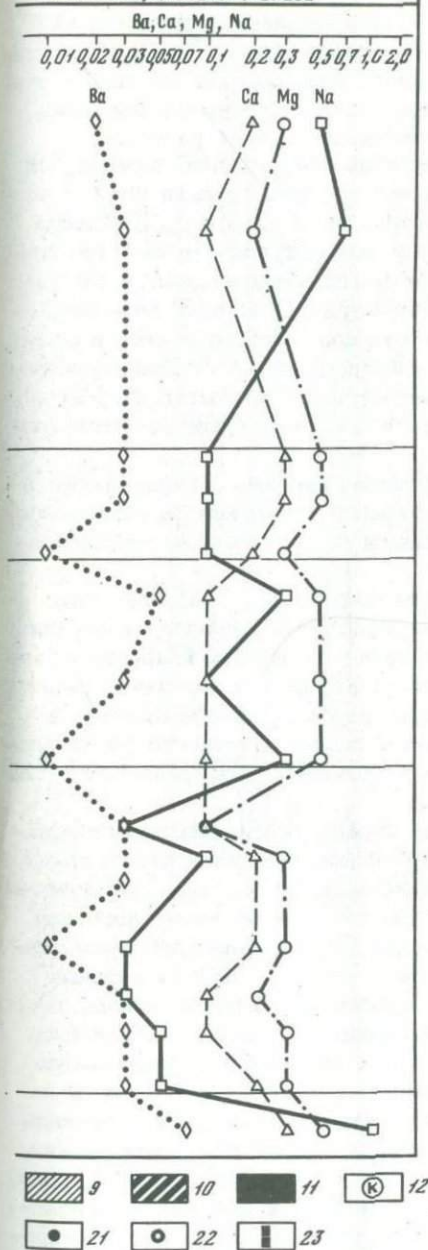


Рис. 32. Литолого-геохимический разрез скв. 40

Литология: 1 – мусорная порода; 2 – гравий; 3 – песок с гравием; 4 – песок; 5 – песок глинистый; 6 – алеврит; 7 – алеврит с растительным детритом; 8 – глина; 9 – глина коричневого цвета; 10 – углистая глина; 11 – уголь; 12 – содержание каолина; 13 – содержание слюды. Фацция: 14 – комплекса подножия склонов; 15 – руслово-пойменного комплекса, 16 – болотно-озерного комплекса, 17 – застойных и зарастающих озер, 18 – комплекса торфяных болот; 19 – допалеогеновые породы. Места отбора проб: 20 – на спектральный анализ; 21 – на силикатный анализ; 22 – на спектральный и силикатный анализы; 23 – несортированные (разнозернистые) разности пород (пески)

род – песков и глин. С этой целью проведено около 200 определений концентраций SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_3 и $S_{\text{общ}}$ химическим методом. Силикатный анализ выполнен в химических лабораториях Дальневосточного и Сахалинского территориальных геологических управлений. Дополнительно для 150 проб методом пламенной фотометрии определены концентрации щелочей, а в 100 пробах – методом нейтронной активации – концентрации SiO_2 и Al_2O_3 .

Первичная обработка аналитического материала заключалась в построении по полученным результатам графиков и сопоставлении их с соответствующими литологическими разрезами по скважинам (рис. 32, – 34). Кроме гра-

фиков концентрации для различных химических элементов строились графики значения отношений отдельных пар элементов.

Для выявления закономерностей в распределении концентраций химических элементов в случае достаточного количества проб иногда применялся метод "скользящей средней", позволяющий несколько снизить влияние неточностей результатов единичных проб и получить более сглаженную характеристику отдельных частей разреза.

Вместо графиков абсолютных значений концентраций химических элементов в ряде случаев имеет смысл строить графики кларков концентрации (Вернадский, 1954; Перельман, 1972; и др.). Кларки концентрации, являющиеся отношением концентрации химических элементов в соответствующих разностях пород земной коры, в данном случае представляют отношения содержаний химических элементов в глинисто-алевритовых фракциях и кларков этих элементов в осадочных породах (глинах, сланцах), рассчитанных А.П. Виноградовым (1962). Полученные числовые характеристики являются относительными величинами, что позволяет при построении графиков отказаться от логарифмического масштаба.

Таким образом, без искажения истинной картины распределения отдельных элементов по разрезу упрощается возможность сопоставления различных элементов, отличающихся по абсолютным содержаниям даже на несколько порядков.

В связи с тем, что ряд элементов содержится в исследуемой фракции отложений в незначительном количестве, предлагается для расчленения использовать также значения суммарных кларков концентрации $-R$ (Moxham, 1960; Гаврилов, 1973). Эта величина, являясь итогом значений кларков концентрации целой группы элементов в отдельных пробах, несколько снижает влияние неточности спектрального метода, что особенно важно при сравнении ограниченного числа параметров.

Выбор элементов в такие группы определяется минералогическими особенностями глинисто-алевритовой составляющей отложений и зависит от состава глинистых минералов, количества и особенностей полевых шпатов и слюд. Глинистые минералы — основные носители магния способны сорбировать цирконий, никель, бериллий, хром, кобальт, скандий, медь, ванадий. Полевые шпаты являются главным источником натрия, кальция, бария, стронция, частично свинца, цинка, бериллия. Слюды могут служить поставщиком молибдена, бериллия, титана, кобальта, скандия и ряда других элементов. Определенную роль играют минералы тяжелой фракции, а также присутствие в исследуемых отложениях органических остатков. Различное сочетание указанных минералов, обусловленное обстановкой осадконакопления, определяет геохимическую специализацию отдельных частей разреза, выраженную в различной тенденции элементов к накоплению в осадках. Для получения количественной оценки R предлагается суммирование кларков концентрации таких химических элементов с последующим отношением их к числу использованных:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n k_i}{n},$$

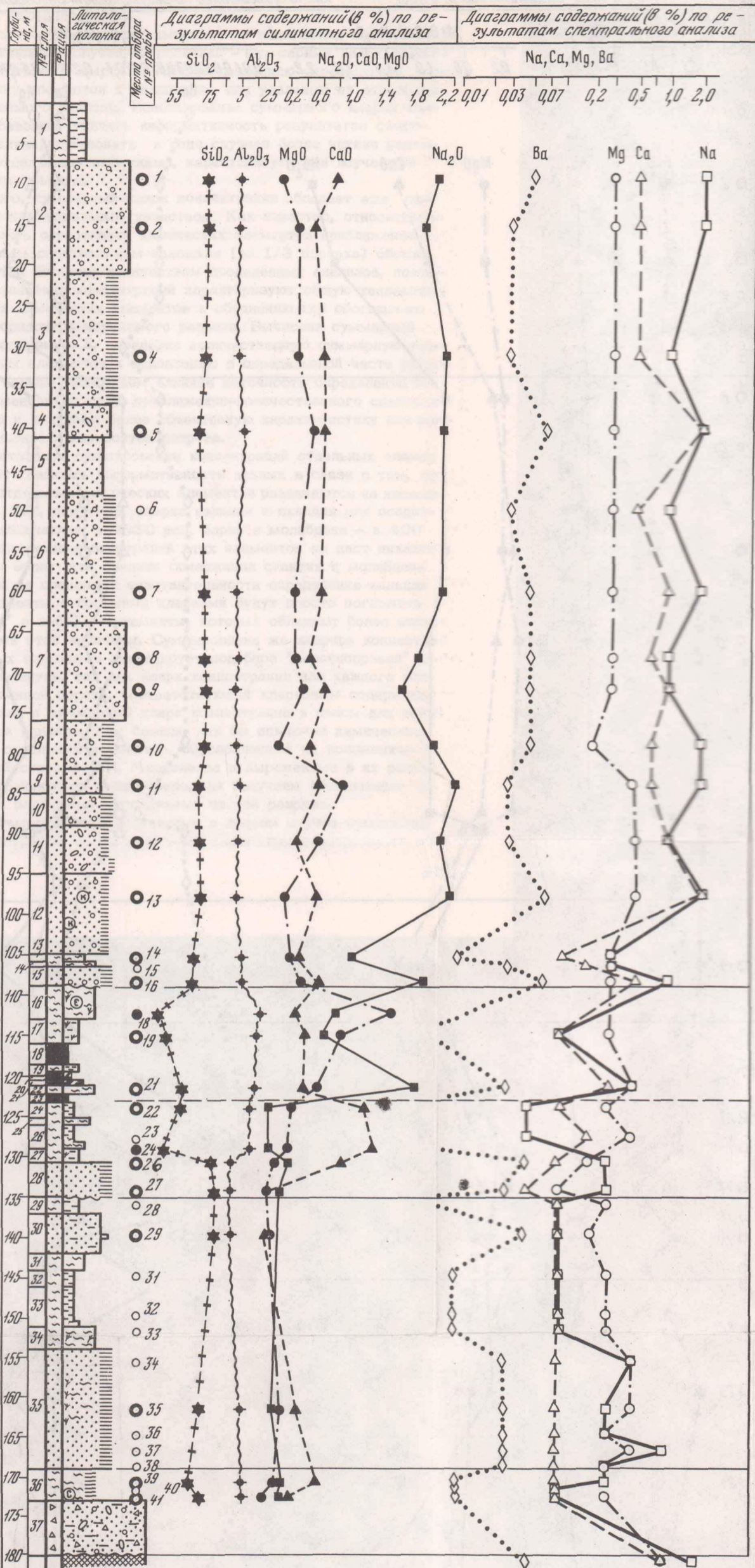


Рис. 33. Литолого-геохимический разрез скв. 67
Условные обозначения см. рис. 32

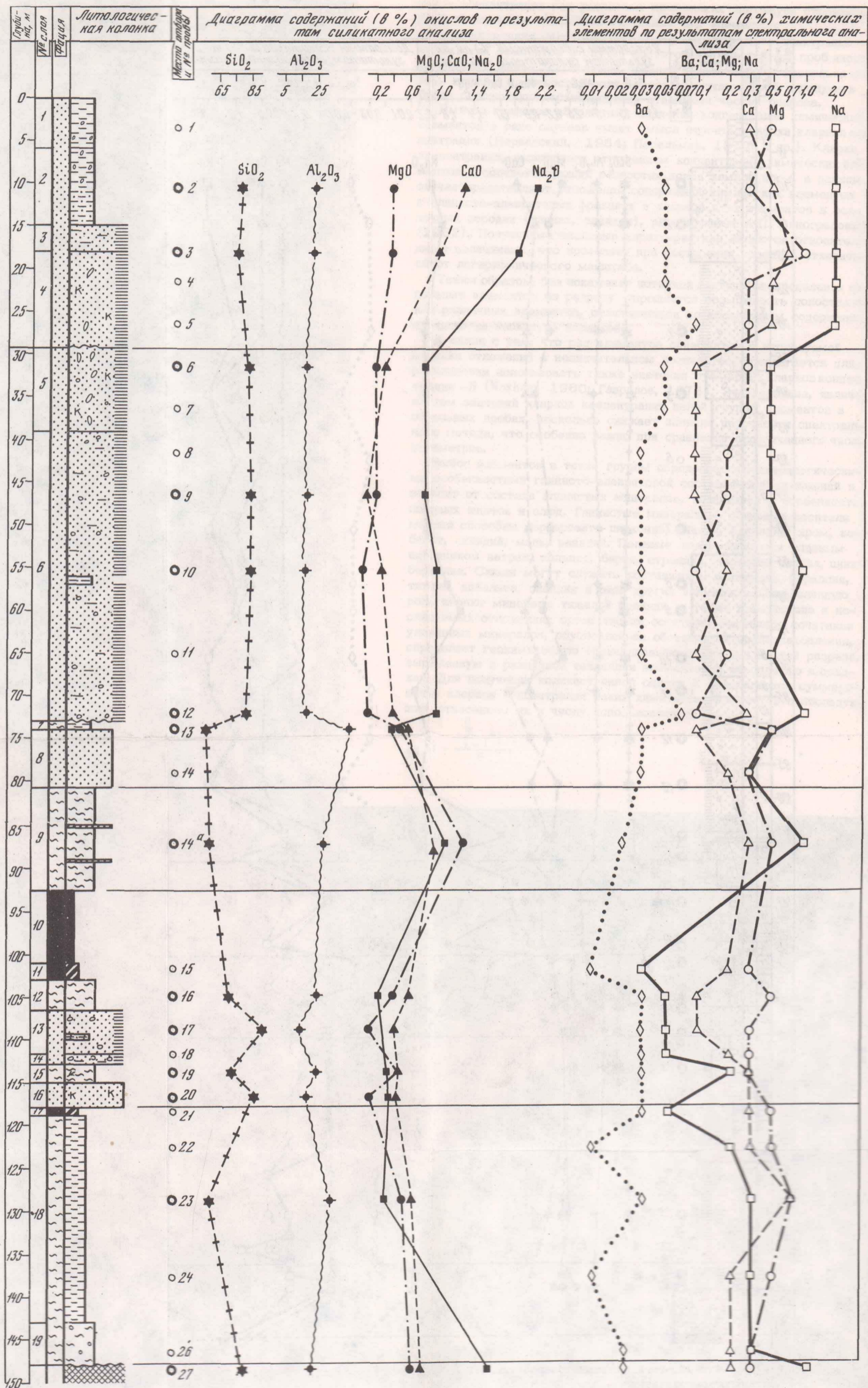


Рис. 34. Литолого-геохимический разрез скв. 12
Условные обозначения см. рис. 32

где R — суммарный кларк концентрации; k_i — кларк концентрации i -го химического элемента; n — количество химических элементов, для которых определяется R .

Возможность суммирования вытекает из аддитивных свойств кларков концентраций. Полученная величина — суммарный кларк концентрации количественно выражает общую тенденцию определенной группы химических элементов к накоплению или удалению из отдельных частей изучаемого разреза. Использование суммарного кларка концентрации позволяет усилить информативность результатов спектрального анализа, установить в ряде случаев более четкие различия между отдельными выборками, характеризующими изучаемые геологические объекты.

Кроме того, суммарный кларк концентрации обладает еще одним важным положительным качеством. Как известно, относительно низкая точность определения химических элементов приближенно-количественным спектральным анализом (до 1/3 порядка) обычно компенсируется большим количеством проведенных анализов, поэтому средние значения концентраций характеризуют общую тенденцию определенных химических элементов к обеднению или обогащению отдельных горизонтов изучаемого разреза. Вычислив суммарный кларк концентрации, т.е. определив количественную суммарную тенденцию группы элементов к накоплению в определенной части разреза, мы еще больше уменьшаем влияние неточности определения отдельных элементов методом приближенно-количественного спектрального анализа и получаем более объективную характеристику для каждого из выделенных горизонтов разреза.

Непосредственное суммирование концентраций отдельных элементов не может повысить информативность данных в связи с тем, что кларки для отдельных химических элементов различаются на несколько порядков. Так, например, кларки кальция и скандия для осадочных пород различаются в 2530 раз, бария и молибдена — в 400 раз, и суммирование концентраций этих элементов не даст никакого эффекта, тем более что средние содержания скандия и молибдена лежат далеко за пределами чувствительности определения кальция и бария. Элементы с большими кларками будут просто поглощать ("растворять" в себе) те элементы, которые обладают более низкими значениями этой величины. Суммирование же кларков концентраций различных элементов ликвидирует подобное "неравноправие" химических элементов, так как кларк концентрации для каждого элемента в эталонной породе, соответствующей кларковым содержаниям, так же как и суммарный кларк концентрации в целом для такой породы, равен единице. Тем самым, как бы исключая химические особенности отдельных элементов, обусловленные их положением в периодической системе Д.И. Менделеева и выраженные в их различной распространенности в литосфере, мы получаем объективные количественные параметры исследуемых частей разреза.

Следует отметить, что полученные в данном случае суммарные кларки концентрации, как и остальные параметры спектрального ана-

лиза, характеризуют глинисто-алевритовую фракцию, а не отложения в целом.

Анализ распространения различных параметров приближенно-количественного спектрального и химического силикатного анализов позволил выявить общие закономерности и вскрыть геохимическую неоднородность изучаемого разреза (рис. 35). Сопоставление полученных результатов расчленения на эталонных разрезах с данными по литологическим особенностям, минералогическому, палинологическому, гранулометрическому и другим методам исследования подтвердили существующую стратиграфическую схему расчленения рассматриваемых пород, согласно которой выделяются (сверху вниз) белогорская, сазанковская, бузулинская, мухинская свиты, райчихинская толща и кивдинская свита.

Установлено также, что в пределах исследуемой впадины выделенные стратиграфические подразделения характеризуются стабильностью всех геохимических параметров, что позволяет использовать их в качестве критериев не только расчленения, но и корреляции.

Для каждого стратиграфического подразделения определялись средние концентрации основных окислов (для песков и глин — по результатам силикатного анализа) и химических элементов (по данным спектрального анализа), а также рассчитывались энтропии содержаний, средние отношения и суммарные кларки концентрации.

Для подсчета средних содержаний элементов использован один из методов математической статистики — определение среднего медианного значения — медианы (Вентцель, 1969; Бордон и др., 1969; Юфа, 1969; и др.). В качестве величины, характеризующей степень упорядоченности и распределения компонентов в породах, использована энтропия, являющаяся одной из основных характеристик теории информации (Буряковский, 1968; Булкин, 1969; Смирнов, 1969; и др.). В случае достоверности одного состояния системы и невозможности других энтропия превращается в нуль. При увеличении числа состояний ее значение возрастает и достигает максимума, когда при заданном числе состояний они являются равноценными.

Ниже рассматривается характер распределения установленных геохимических параметров в разрезе палеогеновых и неогеновых континентальных отложений Ушумунской впадины.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОГЕНОВЫХ И НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УШУМУНСКОЙ ВПАДИНЫ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ ОКИСЛОВ В ПОРОДАХ

Кремний и алюминий. Основное количество кремнезема в изученных отложениях связано с кварцем. Носителем его, как и глинозема, служат также полевые шпаты, глинистые минералы и слюды. Содержание кремнезема в песках рассматриваемых отложений колеблется от 75,39 до 86,01% (табл. 8). Минимальные его концентрации отмечаются в верхней части бузулинской (75,39%) и в белогорской (77,21%) свитах, максимальные — в райчихинской тол-

ше (86,01%) и сазанковской свите (82,71%). Нижние части бузулинской, мухинской и кивдинской свит характеризуются близкими содержаниями кремнезема (70–80%).

Глинозем, второй по значимости породообразующий компонент, в песках связан с кремнеземом обратной связью: максимальные его концентрации приурочены к верхней части бузулинской свиты (13,41%) и к белогорской свите (11,86%), максимальные – к райчихинской толще (7,57%) и сазанковской свите (9,08%). В соответствии с этим и величина отношения Al_2O_3/SiO_2 , составляющая в верхней части бузулинской свиты 0,10 и в белогорской свите – 0,15, снижается в сазанковской свите до 0,11 и в райчихинской толще до 0,09, имея в остальных стратиграфических подразделениях промежуточные значения.

В глинах по сравнению с песками наблюдается уменьшение концентрации кремнезема (58–65%) при одновременном увеличении роли глинозема, содержания которого колеблется от 19,08 до 22,60%. Следует отметить, что в глинах концентрации этих компонентов изменяются слабо, что затрудняет их использование для расчленения отложений. Величина алюмо-кремниевоего модуля Al_2O_3/SiO_2 колеблется здесь от 0,29 для белогорской свиты до 0,37 для верхней части бузулинской свиты, т.е. менее чем на 25%, в то время как для песков отмечаются изменения этого коэффициента в 2 раза. Подобный характер распределения этих величин объясняется геохимическими особенностями кремния и алюминия.

Титан в глинах распределен довольно стабильно и отмечается в количествах от 0,80 (в белогорской свите) до 1,14% (в нижней части бузулинской свиты). В песках его содержание по разрезу изменяется почти в 9 раз. Минимальными концентрациями двуокиси титана характеризуются пески сазанковской свиты (0,10%), несколько выше эти значения в белогорской свите (0,27%) и в райчихинской толще (0,28%). Содержания TiO_2 значительно повышаются в верхней и нижней частях бузулинской (по 0,59%) свиты и кивдинской (0,60%) свите и достигают максимального значения в нижней части мухинской свиты (0,88%).

Работами Е.Е. Знаменского (1957) показано, что основным носителем титана в гранитоидах являются не собственно титановые минералы, а титансодержащие алюмосиликаты, из которых 70–85% всей окиси титана заключено в биотитах. В процессе выветривания алюмосиликаты, обогащенные титаном, в том числе слюды, наименее устойчивы. При разрушении их кристаллических решеток щелочи, щелочные земли и даже кремнезем выносятся растворами, титан и алюминий гидратируют и переходят в коллоидный раствор, а затем образуют вместе с кремнеземом глинистые минералы или коагулируют. Впоследствии алюминий кристаллизуется в виде моно- и тригидрата, а титан входит в состав лейкоксена $TiO_2 \cdot nH_2O$, тонкораспыленного в породе (Мигдисов, 1960). Это вполне согласуется с повышенными содержаниями двуокиси титана в глинах и позволяет объяснить ее распределение в песках.

Таблица 8

Средний химический состав (в %) песков (в числителе) и глин (в знаменателе)

Свита	Число проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Белогорская	137	77,21	0,27	11,86	0,88
	2	65,55	0,8	19,6	1,35
Сазанковская	56	82,71	0,1	9,08	0,51
	3	63,63	1,11	22,6	2,33
Бузулинская	10	75,39	0,59	13,41	0,82
	51	59,67	0,91	22,23	2,3
	13	79,92	0,59	10,46	0,81
	12	61,13	1,14	20,68	1,55
Мухинская	-	-	-	-	-
	32	60,42	0,84	19,08	4,22
	10	79,92	0,88	10,7	2,5
	26	58,35	0,95	20,8	2,85
Райчихинская толща	12	86,01	0,28	7,57	0,61
	16	63,66	0,99	21,28	1,81
Кивдинская	20	79,14	0,6	11,69	1,03
	48	59,30	1	21,32	2,45

Пески белогорской, сазанковской свит и райчихинской толщи, характеризующиеся минимальными содержаниями двуокиси титана, являются плохо сортированными породами с редким преобладанием грубозернистых фракций. Незначительное количество или даже полное отсутствие в их составе слюд и небольшая примесь глинистого материала объясняют низкие концентрации TiO₂. Пески бузулинской, нижней части мухинской и кивдинской свит, содержащие максимальные количества TiO₂, как правило, более мелкозернистые, в их составе большую роль играет глинистый материал, часто отмечаются слюды. В соответствии с характером распределения двуокиси титана и глинозема меняется и величина их отношения. Значение титанового модуля (TiO₂/Al₂O₃) для песков сазанковской, белогорской свит и райчихинской толщи изменяется от 0,11 до 0,037, несколько увеличивается в верхней и нижней частях бузулинской свиты (соответственно 0,044 и 0,056) и в кивдинской свите (0,049) и

знаменателе) палеогеновых и неогеновых отложений Ушумунской

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
$\frac{0,98}{1,26}$	$\frac{0,018}{0,025}$	$\frac{0,38}{0,82}$	$\frac{0,84}{1}$	$\frac{2,04}{1,82}$	$\frac{3,17}{2,92}$
$\frac{1,1}{0,47}$	$\frac{0,016}{0,027}$	$\frac{0,15}{0,4}$	$\frac{0,24}{0,47}$	$\frac{1,01}{0,24}$	$\frac{3,33}{1,95}$
$\frac{1,32}{1,14}$	$\frac{0,016}{0,021}$	$\frac{0,45}{1,04}$	$\frac{1,05}{0,68}$	$\frac{2,47}{1,11}$	$\frac{2,78}{1,99}$
$\frac{0,63}{0,36}$	$\frac{0,004}{0,012}$	$\frac{0,41}{0,45}$	$\frac{0,26}{0,42}$	$\frac{0,22}{0,13}$	$\frac{1,5}{1,04}$
$\frac{-}{1,79}$	$\frac{-}{0,094}$	$\frac{-}{1,1}$	$\frac{-}{0,84}$	$\frac{-}{0,94}$	$\frac{-}{2,32}$
$\frac{0,25}{2,38}$	$\frac{0,018}{0,12}$	$\frac{0,15}{0,9}$	$\frac{0,4}{0,69}$	$\frac{0,42}{0,23}$	$\frac{1,45}{2}$
$\frac{0,63}{0,93}$	$\frac{0,012}{0,021}$	$\frac{0,08}{0,43}$	$\frac{0,25}{0,44}$	$\frac{0,25}{0,19}$	$\frac{2,52}{1,64}$
$\frac{0,56}{0,82}$	$\frac{0,011}{0,035}$	$\frac{0,14}{0,58}$	$\frac{0,3}{0,55}$	$\frac{0,14}{0,17}$	$\frac{0,52}{1,6}$

достигает максимума в нижней части мухинской свиты (0,082). Глины обладают более близкими между собой значениями этого коэффициента, величина которого изменяется от 0,041 (белогорская и верхняя часть бузулинской свиты) до 0,055 (нижняя часть бузулинской свиты). Средние значения титанового модуля находятся в пределах, характерных для песчаных и алевроитовых пород Русской платформы (0,033–0,62, по А.А. Мигдисову, 1963), и только для песков белогорской и сазанковской свит эти значения несколько меньше, а для песков нижней части бузулинской свиты больше указанных пределов.

Железо в магматических горных породах в основном находится в двухвалентной форме. В зоне гипергенеза под влиянием механических и химических факторов выветривания начинается путь миграции железа. Согласно Н.М. Страхову (1960, 1962), перенос железа речными водами осуществляется как в форме истинных ийя

Таблица 8 (окончание)

Свита	$S_{\text{общ}}$	P_2O_5	Al_2O_3/SiO_2	TiO_2/Al_2O_3
Белогорская	$\frac{0,023}{0,14}$	$\frac{0,05}{0,06}$	$\frac{0,15}{0,29}$	$\frac{0,023}{0,041}$
Сазанковская	$\frac{0,018}{0,01}$	$\frac{0,04}{0,06}$	$\frac{0,11}{0,35}$	$\frac{0,011}{0,049}$
Бу- зу- лин- ская	верхняя часть	$\frac{0,061}{0,043}$	$\frac{0,18}{0,37}$	$\frac{0,044}{0,041}$
	нижняя часть	$\frac{0,033}{0,028}$	$\frac{0,13}{0,34}$	$\frac{0,056}{0,055}$
Мухинская	$\frac{-}{0,04}$	$\frac{-}{0,132}$	$\frac{-}{0,31}$	$\frac{-}{0,044}$
	$\frac{0,013}{0,089}$	$\frac{0,051}{0,114}$	$\frac{0,13}{0,36}$	$\frac{0,082}{0,045}$
Райчихинская толща	$\frac{0,028}{0,054}$	$\frac{0,024}{0,072}$	$\frac{0,09}{0,33}$	$\frac{0,037}{0,046}$
Кивдинская	$\frac{0,021}{0,057}$	$\frac{0,046}{0,042}$	$\frac{0,14}{0,36}$	$\frac{0,049}{0,047}$

коллоидных растворов (раствор бикарбонатов, сульфатов и других соединений железа, железоорганические соединения, например гуматы железа, коллоидные растворы окисного железа), так и в форме железистой взвеси, в составе взвешенного обломочного материала. Растворенное железо привносится в реки в основном грунтовыми водами преимущественно в виде двууглекислой соли. Этот бикарбонат железа в речной воде переходит в труднорастворимую окись, большая часть которой выпадает в виде геля, отлагающегося, например, в виде ржавого налета. Железистая муть является основной формой переноса железа реками и имеет два основных источника. во-первых, окисление закисного железа, поступающего в реки с грунтовыми водами, и переход в труднорастворимый гидрат окисного железа; во-вторых (и главным образом), смыв поверхностных слоев кор выветривания атмосферными водами. Во втором случае железо поступает и переносится частью в форме гидратов окиси, частью в форме различных железистых и железосодержащих минералов — роговых обманок, гидрослюд, ильменита и др. (Сауков, 1951). Однако в рассматриваемых отложениях ильменит, роговая обманка и ряд

$\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	MgO/CaO	$\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$
$\frac{0,17}{0,09}$	$\frac{0,6}{0,6}$	$\frac{0,4}{0,8}$	$\frac{1,1}{0,9}$
$\frac{0,11}{0,01}$	$\frac{0,3}{0,1}$	$\frac{0,6}{0,8}$	$\frac{2,1}{0,5}$
$\frac{0,19}{0,05}$	$\frac{0,9}{0,5}$	$\frac{0,4}{1,5}$	$\frac{1,6}{0,5}$
$\frac{0,02}{0,01}$	$\frac{0,1}{0,1}$	$\frac{1,5}{1,1}$	$\frac{0,8}{0,2}$
$\frac{-}{0,05}$	$\frac{-}{0,4}$	$\frac{-}{1,3}$	$\frac{-}{0,4}$
$\frac{0,04}{0,01}$	$\frac{0,3}{0,1}$	$\frac{0,4}{1,3}$	$\frac{0,1}{0,8}$
$\frac{0,03}{0,01}$	$\frac{0,1}{0,1}$	$\frac{0,3}{1}$	$\frac{0,1}{0,5}$
$\frac{0,01}{0,01}$	$\frac{0,3}{0,1}$	$\frac{0,5}{1,1}$	$\frac{0,5}{0,3}$

других железистых минералов составляют доли процента от массы породы, в связи с чем не играют существенной роли в суммарном содержании железа. Основными носителями железа здесь служат слюды, гидрослюды, различные формы окисного железа в виде налетов, обволакивающих зерна полевых шпатов и кварца, а также сорбированные глинистыми минералами и органикой ионы железа.

Из табл. 8 видно, что суммарное содержание железа в песках незначительно и колеблется от 1,5 до 2,5%. Для верхней части разреза (белогорская, сазанковская и верхняя часть бузулинской свит) характерно некоторое преобладание закисной формы железа над окисной (величина отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ изменяется от 1,1 до 2,1), в то время как в нижней части разреза возрастает значение окисной формы (величина отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ не превышает единицы). Максимальные содержания окисного железа отмечаются для нижней части бузулинской свиты (2,50%), закисного — для верхней части бузулинской (1,32%) и для сазанковской (1,10%) свиты. Минимальными значениями трехвалентного железа характеризуются сазанковская свита (0,51%) и райчихинская толща (0,61%), двухвалентного

нижняя часть мухинской свиты (0,25%). Такое поведение железа, очевидно, объясняется повышенным содержанием слюд и гидрослюд в верхней части разреза относительно нижней и несколько неравномерным распределением по разрезу переотложенных и сорбированных его форм.

Для глин изучаемых отложений характерны в целом повышенные концентрации суммарного железа и низкие величины коэффициента FeO/Fe_2O_3 , ни в одном из описываемых стратиграфических подразделений не достигающие единицы. Самые большие концентрации суммарного железа отмечены в верхней и нижней частях мухинской свиты (соответственно 6,01 и 5,23%), самые низкие — в нижней части бузулинской свиты (1,91%). Величина отношения FeO/Fe_2O_3 только в белогорской свите и в нижней части бузулинской свиты приближается к единице и равна соответственно 0,8 и 0,9. Глины остальных пачек характеризуются резким преобладанием окисной формы железа над закисной, в связи с чем величина отношения FeO/Fe_2O_3 падает до 0,2–0,5.

Марганец в земной коре мигрирует в виде истинных растворов, коллоидов и более грубых суспензий; большое значение имеют металлоорганические соединения, гумусовые кислоты и микроорганизмы. Органическое вещество играет роль стабилизирующего фактора, удерживающего марганец в растворе (Лукашев, 1964). Осаждение этого элемента из растворов может происходить механическим путем с глинистыми и более грубыми частицами, путем химических реакций и биогеохимическим извлечением. Двухвалентный ион марганца в некоторой мере аналогичен двухвалентному иону железа; он образует многочисленные растворимые соединения типа $Mn(HCO_3)_2$ и др. Однако в кислой среде его Eh выше, чем для Fe^{2+} ; pH выпадения $Mn(OH)_2$ также выше, чем $Fe(OH)_2$. Это приводит в ряде случаев к обособленному осаждению марганца от железа и объясняет его поведение в исследуемых отложениях. Так, в песках содержание MnO изменяется от 0,004% в нижней части бузулинской свиты до 0,018% в белогорской и в нижней части мухинской свиты и не находится в прямой связи с концентрацией закисного и суммарного железа.

В глинах связь марганца с железом проявлена четко: максимальные содержания MnO отмечены в нижней и верхней частях мухинской свиты (соответственно 0,120 и 0,094%), которые характеризуются и наибольшими концентрациями закисного и суммарного железа и, наоборот, минимальное содержание MnO в нижней части бузулинской свиты (0,012%) отвечает наименьшей концентрации железа.

Кальций и магний в разрезе палеогеновых и неогеновых пород Ушумунской впадины отличаются сложным характером распределения.

Большие размеры катиона кальция ($1,04 \text{ \AA}$) не способствуют его вхождению в кислородные тетраэдры и октаэдры вместе с алюминием и магнием, тем самым лишая его возможности участвовать

в построении решетки глинистых минералов. Это одна из причин отсутствия глинистых минералов кальция, большей его подвижности в зоне гипергенеза по сравнению с магнием и калием. Отрицательно заряженные коллоиды — гумус, глинистые минералы энергично сорбируют двухвалентный катион кальция из вод, в связи с чем поглощающий комплекс глинистых пород почти полностью насыщен кальцием, а адсорбционный барьер способствует задержке его на континенте.

Относительно небольшие размеры ионного радиуса магния ($0,74 \text{ \AA}$) позволяют ему входить в решетку глинистых минералов — вторичных силикатов и алюмосиликатов. Эта особенность магния играет существенную роль в гипергенных процессах, так как определяет существование магнезиальных силикатов и алюмосиликатов. Так же, как и другие двухвалентные катионы, магний энергично адсорбируется отрицательно заряженными коллоидами, причем связь его в поглощенном комплексе глин прочнее, чем у кальция, и вытесняется он отсюда с большим трудом (Перельман, 1972). Поэтому при вытеснении кальция и магния из поглощающего комплекса в последнем накапливается магний. Таким образом, в условиях гумидного климата интенсивность выноса магния меньше, чем кальция, для которого не существует силикатный геохимический барьер (образование вторичных силикатов) и слабее проявлен адсорбционный.

Анализ распределения щелочных земель в изученном разрезе подтверждает изложенное выше. Концентрация окиси кальция в песках определяется главным образом присутствием в них полевых шпатов, в первую очередь анортита. Так, максимальные содержания CaO в белогорской ($0,84\%$) и верхней части бузулинской ($1,05\%$) свиты объясняются повышенным количеством в песках полевых шпатов. Пески остальной части разреза палеогеновых и неогеновых отложений характеризуются незначительными концентрациями окиси кальция (от $0,24$ в сазанковской до $0,04\%$ в нижней части мухинской свиты), присутствующей как в полевых шпатах, так и в поглощающем комплексе глинистой части пород.

Окись магния в песках отмечается, как правило, в очень незначительных концентрациях ($0,08-0,45\%$). Основное ее количество связано с новообразованными глинистыми минералами, а также со слюдами и амфиболами. Максимальные содержания MgO приурочены к пескам белогорской и бузулинской свит и объясняются, по всей вероятности, содержанием и составом глинистых минералов, их сорбционной способностью, а также присутствием в песках слюд. Величина отношения MgO/CaO в песках изменяется по разрезу от $0,3$ до $0,6$, и только для нижней части бузулинской свиты это значение достигает $1,5$. Подобное преобладание магния над кальцием объясняется незначительной ролью в песках последней полевых шпатов и, видимо, повышенной концентрацией магния в их глинистой фракции.

Для глин характерно общее повышение концентраций рассматриваемых окислов. Содержание окиси магния — от $0,40\%$ в сазанков-

ской свите и 0,43% в райчихинской толще до 1,04% в верхней части бузулинской свиты и 1,10% в верхней части мухинской свиты, а CaO — от 0,42% в нижней части бузулинской свиты и 0,44% в райчихинской толще до 0,84% в верхней части мухинской свиты и 1,00% в белогорской свите. Только в глинах белогорской и сазанковской свит отмечается незначительное преобладание CaO над MgO (величина отношения MgO/CaO составляет 0,8), для остальной части разреза характерны близкие значения концентраций этих компонентов, в связи с чем величина коэффициента MgO/CaO колеблется от 1 до 1,3 и лишь в верхней части бузулинской свиты достигает 1,5.

Калий и натрий, входя в состав многочисленных гипогенных минералов, особенно полевых шпатов и слюд, под воздействием выветривания легко из них выщелачиваются и образуют легкорастворимые соединения с основными анионами растворов. В процессе миграции в коре в условиях влажного климата натрий почти полностью выносится из коры выветривания, так как он слабо фиксируется живыми организмами и не образует труднорастворимых соединений. Калий в этом отношении резко отличается от натрия. Его растворимые соединения в больших количествах мигрируют в зоне гипергенеза и частично уносятся, однако значительная часть калия удерживается почвами и поглощается сложными природными комплексами (Лукашев, 1964). Калий обладает большой сорбционной способностью в коллоидных системах и при их кристаллизации входит в структуру решеток многих вторичных глинистых минералов. Этим объясняется преобладание в осадочных породах калия над натрием. Согласно В.К. Гольдшмидту (Goldschmidt, 1954), величина отношения Na/K в сланцах и глинах составляет 0,3, в илах — 0,4, в морской воде — около 30, в магматических породах — 1,1.

Изложенное выше позволяет использовать отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в глинах для характеристики интенсивности выветривания. Аналогично величине отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ это значение может служить показателем зрелости глинистых минералов (Акульшина, 1973). Данное положение подтверждается характером поведения этих отношений в глинах изученных осадков. Действительно, конфигурации приведенных гистограмм отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ как бы дублируют друг друга (рис. 36), подчеркивая определенные закономерности в химическом составе отложений. Во-первых, выявляется неоднородность в разрезах бузулинской и мухинской свит, обусловленная резким возрастанием величин отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Во-вторых, в пределах изучаемого разреза по этим данным можно выделить глинистые осадки двух типов: а) отвечающие высоким значениям отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,050–0,090) и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,4–0,6) в белогорской и верхних частях бузулинской и мухинской свит. Содержание K_2O в этих глинах составляет 2–3%, Na_2O — 1–2%; б) отвечающие низким значениям отношений $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,008–0,011) и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (0,1) в сазанковской, нижних частях бузулинской и мухинской свит и в кивдинской свите. Содержание K_2O в этих глинах колеблется от 1 до 2%, Na_2O — от 0,13 до 0,24%.

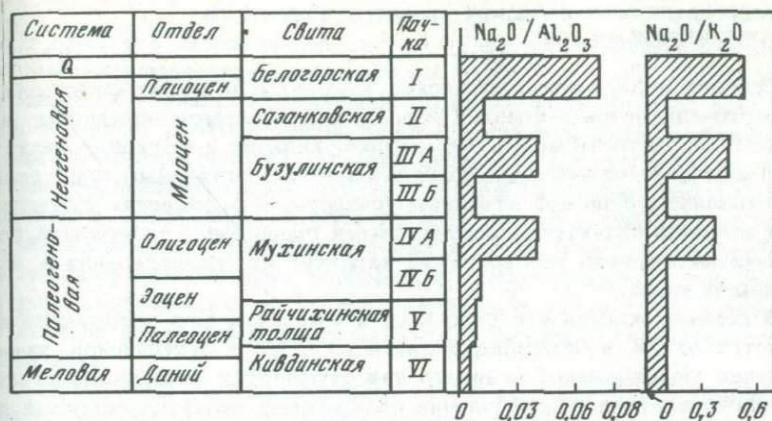


Рис. 36. Изменение значений Na_2O/Al_2O_3 и Na_2O/K_2O в глинах палеогена и неогена Ушумунской впадины

Таким образом, на фоне уменьшения значений отношений Na_2O/Al_2O_3 и Na_2O/K_2O при переходе от глин первого типа к глинам второго наблюдается и общее сокращение концентрации щелочей, особенно натрия. Так, если содержание K_2O снижается примерно в 2 раза, то концентрация Na_2O падает в 10 раз.

В песках в целом отмечается увеличение содержания щелочей по сравнению с глинами, и только кивдинская свита характеризуется обратной тенденцией.

В верхней части разреза в песках наблюдаются максимальные количества Na_2O (белогорская свита - 2,04%, сазанковская свита - 1,01%, верхняя часть бузулинской свиты - 2,47%), в нижней количество Na_2O резко снижается (нижние части бузулинской - 0,22% и мухинской - 0,43% свит, райчихинская толща - 0,25%, кивдинская свита - 0,14%).

Подобное распределение содержаний отмечается и для K_2O . В верхних частях бузулинской, сазанковской и белогорской свит ее концентрация составляет около 3%, снижаясь в нижних частях бузулинской и мухинской свит до 1,5% и далее в кивдинской свите до 0,52%. Исключением является райчихинская толща, где отмечается некоторое увеличение содержания K_2O до 2,5%.

Подобное распределение щелочей объясняется особенностями минерального состава песков: в верхней части разреза содержание полевых шпатов составляет 25-30%, в нижней - падает до 10%.

Для песков большей части изучаемого разреза величина Na_2O/K_2O , как правило, составляет 0,1-0,3, и только в белогорской свите и верхней части бузулинской свиты она увеличивается соответственно до 0,6 и 0,9.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ

Средние содержания химических элементов и их энтропии для глинисто-алевроитовой фракции исследуемого разреза приведены в табл. 9, из которой видно, что натрий, кальций и магний в силу ряда факторов, отмеченных приближенно-количественным спектральным анализом с низкой степенью точности, в отложениях Ушумунской впадины отличаются достаточными градами содержаний, позволяющими выявить неоднородный характер их распределения в изучаемом разрезе.

В первую очередь это относится к натрию. Его содержание колеблется от 2% в белогорской свите до 0,1% в бузулинской, причем в случае максимальной концентрации отмечается наибольшая степень упорядоченности в распределении содержаний; величина энтропий для пород белогорской свиты составляет 1,04. Максимальной неупорядоченностью (энтропия достигает 3,11) характеризуется бузулинская свита, в которой концентрация натрия минимальна. Повышенные содержания натрия зафиксированы также в верхней части мухинской

Таблица 9

Средние содержания (в %) (в числителе) и энтропии (в знаменателе) и неогеновых отложений Ушумунской впадины

Свита	Число проб	Na	Ca	Mg	Ba	
Белогорская	199	$\frac{2}{1,04}$	$\frac{0,7}{2,28}$	$\frac{0,5}{1,85}$	$\frac{0,5}{2,27}$	
Сазанковская	102	$\frac{0,5}{2,50}$	$\frac{0,2}{2}$	$\frac{0,3}{2,06}$	$\frac{0,03}{2,31}$	
Бузулинская	143	$\frac{0,1}{3,11}$	$\frac{0,2}{2,01}$	$\frac{0,3}{1,84}$	$\frac{0,02}{2,26}$	
Му-хинская	верхняя часть	160	$\frac{1}{1,98}$	$\frac{0,3}{1,99}$	$\frac{0,5}{1,89}$	$\frac{0,03}{2,16}$
	нижняя часть	126	$\frac{0,3}{2,53}$	$\frac{0,2}{1,99}$	$\frac{0,5}{1,52}$	$\frac{0,02}{2,26}$
Райчихинская голша	124	$\frac{0,2}{2,66}$	$\frac{0,1}{1,01}$	$\frac{0,3}{1,38}$	$\frac{0,03}{2,23}$	
Кивдинская	280	$\frac{0,2}{2,92}$	$\frac{0,2}{2,13}$	$\frac{0,3}{1,97}$	$\frac{0,02}{2,22}$	
Предел чувствительности		0,2	0,01	0,01	0,01	

Нпч — ниже предела чувствительности

свиты (1%) и в сазанковской свите (0,5%). В остальных отложениях натрия содержится в количествах от 0,1 до 0,3%. Содержание натрия в глинисто-алевроитовой фракции контролируется присутствием полевых шпатов. Именно в белогорской и сазанковской свитах, а также в верхней части мухинской свиты, характеризующихся повышенными концентрациями натрия, в глинисто-алевроитовой фракции отмечаются повышенные количества алевритовой составляющей, являющейся главным носителем полевых шпатов. В остальных частях рассматриваемого разреза, наоборот, в глинисто-алевроитовой фракции роль алевритового материала ничтожна, в связи с чем основное влияние на ее геохимический состав оказывает глинистая составляющая.

Распределение щелочноземельных элементов в глинисто-алевроитовой фракции отложений находится в прямой зависимости от ее минерального состава. Содержания магния стабильно выдерживаются по разрезу (0,3-0,5%) и обусловлены главным образом присутствием монтмориллонита и гидрослюд.

Кальций, в противоположность магнию, распределен неравномерно: его концентрации изменяются от 0,7% в белогорской свите до

химических элементов в глинисто-алевроитовой фракции палеогеновых

Mn	Sr	Mo	Nb	Cr	Pb
$\frac{0,03}{2,34}$	$\frac{0,01}{-}$	Нпч	Нпч		$\frac{0,002}{1,75}$
$\frac{0,02}{2,11}$	Нпч	"	$\frac{0,0007}{-}$	$\frac{0,001}{1,95}$	$\frac{0,001}{1,90}$
$\frac{0,01}{2,17}$	"	"	Нпч	$\frac{0,003}{2,14}$	$\frac{0,001}{2,12}$
$\frac{0,05}{2,7}$	"	0,0001	"	$\frac{0,003}{1,36}$	$\frac{0,001}{1,82}$
$\frac{0,03}{2,67}$	"	0,0001	"	$\frac{0,003}{1,66}$	$\frac{0,001}{2,13}$
$\frac{0,01}{1,78}$	"	0,0001	"	$\frac{0,003}{2,03}$	$\frac{0,001}{1,75}$
$\frac{0,01}{2,33}$	"	0,0001	0,0007	$\frac{0,002}{2,00}$	$\frac{0,001}{2,09}$
0,01	0,01	0,0001	0,0007	0,001	0,0007

0,1% в райчихинской толще и зависят в основном от наличия плагиоклазов. В то время как в песчаной и алевритовой фракциях сазанковской, бузулинской, мухинской и кивдинской свит основное значение в составе полевых шпатов имеют калинатровые разности, в белогорской свите возрастает роль плагиоклаза. Существенное количество алевритовой составляющей в глинисто-алевритовой фракции белогорской свиты и повышенное содержание в ней плагиоклазов обуславливают максимальное содержание кальция (0,7%). Распределение кальция и магния в разрезе неупорядоченное и характеризуется значениями энтропии около 2; исключение составляет мухинская свита, для которой величина энтропии кальция равна 1,99, а магния - 1,52.

Среднее содержание бария незначительно и не превышает 0,05%. Наибольшее количество его (0,05%) отмечается в белогорской свите. Основным источником бария служат калинатровые полевые шпаты, в которых этот элемент входит в кристаллическую решетку в виде изоморфной примеси. В связи с этим наблюдается зависимость концентрации бария от концентрации натрия: осадки, обогащенные натрием, как правило, содержат повышенные количества бария и, наоборот, минимальные количества бария (0,02%) отмечены в бузулинской, нижней части мухинской и в кивдинской свитах, характеризующихся низкими содержаниями натрия.

Таблица 9 (окончание)

Свита	Be	Zr	Ti	Ni	Sc
Белогорская	$\frac{0,0003}{1,78}$	$\frac{0,01}{2,43}$	$\frac{0,2}{2,25}$	$\frac{0,001}{2,25}$	$\frac{0,0005}{1,93}$
Сазанковская	$\frac{0,0002}{1,83}$	$\frac{0,01}{2,04}$	$\frac{0,2}{1,95}$	$\frac{0,001}{1,83}$	$\frac{0,0005}{1,50}$
Бузулинская	$\frac{0,0001}{1,59}$	$\frac{0,01}{2,45}$	$\frac{0,3}{1,96}$	$\frac{0,001}{1,82}$	$\frac{0,001}{1,68}$
Му- хин- ская	верхняя часть $\frac{0,0002}{1,76}$	$\frac{0,005}{2,19}$	$\frac{0,3}{1,76}$	$\frac{0,002}{1,81}$	$\frac{0,001}{1,82}$
	нижняя часть $\frac{0,0001}{1,55}$	$\frac{0,007}{2,21}$	$\frac{0,3}{2,20}$	$\frac{0,001}{1,78}$	$\frac{0,0005}{1,81}$
Райчихинская толща	$\frac{0,0002}{1,57}$	$\frac{0,02}{2,35}$	$\frac{0,3}{2,20}$	$\frac{0,001}{1,25}$	Нпч
Кивдинская	$\frac{0,0002}{1,83}$	$\frac{0,01}{2,43}$	$\frac{0,3}{2,18}$	$\frac{0,001}{2,05}$	$\frac{0,0005}{1,98}$
Предел чувствительности	0,0001	0,0005	0,001	0,0005	0,0005

Несколько иным закономерностям подчинено распределение марганца. Минимальные его концентрации (0,01%) приурочены к угленосным отложениям бузулинской свиты, райчихинской толщи и кивдинской свиты, максимальные — к безугольным отложениям белогорской, сазанковской и мухинской свит. По всей вероятности, наиболее благоприятные условия для осаждения марганца существовали при формировании осадков фаций руслово-пойменного комплекса, несколько хуже — болотно-озерного комплекса, наименее благоприятными оказались условия комплекса фаций торфяных болот. Подобное распределение марганца в разрезе подтверждает положение, что органическое вещество не способствует его осаждению (Лукашев, 1964).

Барий и марганец распределены в глинисто-алевритовой фракции отложений неравномерно, что подтверждается энтропией, значение которой, как правило, превышает 2.

Стронций весьма редок и встречается, хотя и в незначительных количествах (до 0,05% при среднем содержании 0,01%), но постоянно только в белогорской свите. В отложениях остальной части разреза его концентрации не превышают предела чувствительности спектрального анализа. По химическим свойствам стронций близок к кальцию, но распространен значительно меньше последнего. В магматических процессах стронций преимущественно рассеивается — входит в кристаллическую решетку калиевых, кальциевых и бариевых

Co	Cu	Ga	V	Y	Yb
$\frac{0,0005}{1,26}$	$\frac{0,002}{1,63}$	$\frac{0,002}{1,37}$	$\frac{0,005}{1,48}$	$\frac{0,001}{1,80}$	$\frac{0,0001}{1,12}$
$\frac{0,0005}{1,36}$	$\frac{0,002}{1,64}$	$\frac{0,002}{1,49}$	$\frac{0,005}{1,69}$	$\frac{0,001}{1,45}$	$\frac{0,0001}{0,94}$
Нпч	$\frac{0,002}{1,64}$	$\frac{0,002}{1,56}$	$\frac{0,005}{1,66}$	$\frac{0,001}{1,30}$	$\frac{0,0001}{1,07}$
$\frac{0,0005}{0,75}$	$\frac{0,002}{1,37}$	$\frac{0,002}{1,53}$	$\frac{0,005}{1,40}$	$\frac{0,001}{1,56}$	$\frac{0,0001}{1,11}$
$\frac{0,0005}{1,50}$	$\frac{0,002}{1,46}$	$\frac{0,002}{1,97}$	$\frac{0,005}{1,05}$	$\frac{0,001}{1,48}$	$\frac{0,0001}{0,95}$
$\frac{0,0005}{1,50}$	$\frac{0,001}{1,53}$	$\frac{0,002}{1,70}$	$\frac{0,005}{1,45}$	$\frac{0,001}{0,98}$	$\frac{0,0001}{0,82}$
Нпч	$\frac{0,002}{1,61}$	$\frac{0,001}{1,76}$	$\frac{0,005}{1,45}$	$\frac{0,001}{1,42}$	$\frac{0,0001}{1,12}$
0,0005	0,0001	0,0005	0,0003	0,0005	0,0001

минералов в виде изоморфной примеси. В гипергенных условиях он характеризуется геохимической активностью. При разрушении кристаллических решеток полевых шпатов, роговых обманок и других стронцийсодержащих минералов стронций поступает в раствор. Биогеохимический, адсорбционный и прочие барьеры действуют на него в гумидных условиях слабо. При этом наиболее характерны для стронция вынос и интенсивная водная миграция в форме двухвалентного катиона. Это объясняет отсутствие стронция в основной части разреза, позволяет считать главным источником стронция в белогорской свите полевые шпаты, в первую очередь плагиоклазы.

Молибден в количествах, соответствующих пределу чувствительности спектрального анализа (0,0001%), постоянно присутствует в палеогеновой части разреза (мухинской и кивдинской свитах, райчихинской толще), в то время как в неогеновой части он не фиксируется. Возможно, появление молибдена обусловлено наличием органического вещества (Курода, Санделл, 1959), а также присутствием молибдена в слюдах (Лукашев, 1964).

Ниобий характерен только для сазанковской и кивдинской свит. Среднее его содержание незначительно — 0,0007%, хотя в отдельных случаях и достигает 0,003–0,006%. Очень низкие концентрации ниобия, а также слабая изученность его поведения в зоне гипергенеза затрудняют правильную интерпретацию формы его нахождения. Однако появление ниобия в тяжелой фракции отложений позволяет предположить, что он присутствует в виде изоморфной примеси в ильмените (Лукашев, 1964).

Хром отличается весьма низкими содержаниями в исследуемых породах. Наименьшие его концентрации (0,001%) зафиксированы в сазанковской свите, а максимальные (0,003%) — в бузулинской и мухинской свитах, в райчихинской толще. Распределение этого элемента в основном неупорядоченное. Некоторая упорядоченность отмечается только в кивдинской свите ($H_i = 1,36$). Присутствие хрома (до 0,003%) в тяжелой фракции осадков позволяет считать, что его источником могут быть ильменит, гранат и другие минералы. Возможно, что частично хром сорбируется глинистыми минералами осадков.

По средним концентрациям свинца и бериллия (соответственно 0,002% и 0,0003%) в разрезе выделяется белогорская свита, а по минимальным содержаниям этих элементов (0,001 и 0,0001%) — бузулинская и нижняя часть мухинской свиты. Эти элементы распределены в глинисто-алевритовых фракциях пород в основном неупорядоченно (величина энтропии изменяется от 1,5 до 2). Источником свинца, по всей вероятности, являются калиевые полевые шпаты (Goldschmidt, 1954; Лукашев, 1964). Бериллий же помимо изоморфного вхождения в решетку полевых шпатов, в первую очередь плагиоклазов, а также слюд может накапливаться в виде химических примесей, адсорбированных глинистыми минералами из растворов (Лукашев, 1964; Беус, Диков, 1967). Некоторое

обогащение этими элементами осадков белогорской свиты, очевидно, связано с повышенной концентрацией в ее составе полевых шпатов.

Цирконий в глинисто-алевритовой фракции отмечается в количествах от 0,005–0,007 (мухинская свита) до 0,02% (райчихинская толща). Остальная часть разреза характеризуется средними концентрациями циркония (0,01%). Распределение этого элемента по разрезу неупорядоченное – величина энтропии изменяется от 2,04 до 2,43. В гипергенно-осадочном цикле цирконий участвует в основном в виде гипогенных минералов, выделившихся из пород в результате выветривания. Являясь химически устойчивыми, минералы циркония освобождаются в ходе разрушения пород, механически переходят в обломочные продукты и в виде отдельных зерен – в осадочные породы разного генезиса. В изучаемых осадках в тяжелой фракции циркона в среднем содержится от 1,8 до 16,9%. Однако незначительный выход тяжелой фракции (десятые доли процента) не позволяет считать этот минерал главным источником циркония. Согласно Х. Дегенхардту (1959), повышенным содержанием циркония могут отличаться натриевые полевые шпаты, а также некоторые глинистые минералы. Так, в каолините из Мурфрисборо (Арканзас) содержится более 0,1% циркония при средних концентрациях этого элемента в каолинитах из других районов около 0,01%. Исследования Х. Дегенхардта показали, что цирконий в каолинитах частично адсорбирован, частично связан с мельчайшими реликтовыми зернами циркона. Этим автором также изучено распределение циркония в монтмориллонитах. Последний обладает высокой адсорбционной способностью, заключающейся в том, что в его межслоном пространстве может адсорбироваться не только вода, но и другие вещества, в том числе цирконий. Так, в образцах монтмориллонита из Калифорнии и Вайоминга содержание циркония составляет 0,010 – 0,015%. Таким образом, источником циркония в глинисто-алевритовой фракции изученных пород служат циркон, а также, вероятно, полевые шпаты и глинистые минералы. Различное соотношение этих минералов в осадках может способствовать некоторому колебанию концентрации циркония в пределах разреза.

Присутствие титана объясняется наличием его в ильмените, а также в слюдах (до нескольких процентов) и полевых шпатах (Мальшев, 1957). Другим не менее важным источником титана служит тонкораспыленный в породе лейкоксен (Мигдисов, 1960). В глинисто-алевритовой фракции белогорской и сазанковской свит его концентрация составляет 0,2%, в нижележащих – несколько повышается (до 0,3%). Титан распределен неравномерно, о чем говорит величина энтропии (около 2).

Содержание никеля в глинисто-алевритовой фракции в пределах разреза стабильно и составляет 0,001%, за исключением верхней части мухинской свиты, где его концентрация возрастает до 0,002%. Распределение содержания никеля неупорядоченно: так величина энтропии составляет около 2 и лишь для райчихинской толщи

снижается до 1,25. Никель в нейтральной и окислительной среде принадлежит к слабоподвижным элементам, в резко восстановительной — становится инертным. В кислых и слабокислых растворах никель мигрирует в форме двухвалентного катиона, так же как и двухвалентное железо. Этот элемент характеризуется хорошей способностью к адсорбции, в связи с чем отмечается в виде примеси в глинах (Лукашев, 1964). Очевидно, присутствие никеля в исследуемых осадках обусловлено наличием его в глинистых минералах.

Скандий и кобальт встречаются в глинисто-алевритовой фракции в количествах, соответствующих порогу чувствительности метода определения.

Незначительное увеличение концентрации скандия до 0,001%, зафиксировано в бузулинской свите и верхней части мухинской свиты, и, наоборот, в райчихинской толще его содержание снижается, не достигая предела чувствительности. Распределен скандий в осадках в основном неупорядоченно ($H_i = 1,5-2$).

Концентрация кобальта по всему разрезу составляет 0,0005%, и лишь в бузулинской и кивдинской свитах он не зафиксирован.

Распределение этого элемента близко к упорядоченному — величина энтропии не превышает 1,5. Появление данных элементов в исследуемых осадках связано, по всей вероятности, с наличием их в решетках слюд, в первую очередь биотита и роговых обманок.

Возможен также, по-видимому, некоторый адсорбционный захват ионов скандия и кобальта глинистыми минералами (Юнг, 1959; Лукашев, 1964).

Средние содержания меди, галлия, ванадия, иттрия и иттербия отличаются очень низкими значениями и равномерностью распределения по всему разрезу. В качестве отличительных особенностей здесь можно отметить понижение концентрации меди до 0,001% в райчихинской толще и галлия до 0,001% — в кивдинской свите.

Распределение этих элементов в породах характеризуется средней степенью упорядоченности. Иттербий по всему разрезу, а ванадий в нижней части мухинской свиты распределены упорядоченно. Эти элементы в исследуемых осадках, очевидно, находятся в виде примесей в решетках силикатов и, возможно, адсорбируются глинистыми минералами.

Цинк, олово, вольфрам, фосфор, германий, серебро встречаются в разрезе спорадически в количествах, близких к пределу чувствительности метода их определения. Остальные элементы — тантал, сурьма, висмут, мышьяк, кадмий, уран, торий, лантан, церий, платина, иридий, осмий, лутеций, гафний, литий — не зафиксированы ни в одной из проб.

КЛАРКИ КОНЦЕНТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И СУММАРНЫЕ КЛАРКИ КОНЦЕНТРАЦИИ (R) ГРУПП ЭЛЕМЕНТОВ

Как отмечалось выше, рассчитанные кларки концентрации (табл. 10), являясь вспомогательными величинами для вычисления значений суммарных кларков концентрации, в некоторых случаях более наглядны для выявления геохимических особенностей свит. Кроме того, данные величины позволяют установить степень концентрации каждого из химических элементов в глинисто-алевритовой фракции изучаемых отложений по отношению к кларку этих элементов в осадочных породах (глинах, сланцах).

Из табл. 10 видно, что основное количество химических элементов характеризуется концентрациями гораздо ниже кларковых. Только содержания некоторых элементов — свинца, бериллия, скандия и галлия в отдельных частях разреза приближаются к кларковым; лишь концентрация натрия в белогорской свите и верхней части мухинской свиты превышает кларковое значение. Характер распределения кларков концентрации отдельных элементов по разрезу соответствует рассмотренному выше распределению концентрации химических элементов, и поэтому имеет смысл перейти непосредственно к анализу суммарных кларков концентрации групп элементов (табл. 11).

В табл. 11 приведены значения основных и дополнительных суммарных кларков концентрации. Шесть основных значений, в которых учитываются 14 химических элементов — натрий, кальций, магний, барий, титан, молибден, ниобий, бериллий, марганец, кобальт, хром, скандий, медь и галлий, позволяют вскрыть отличительные особенности каждой из пачек. Выделенные группы химических элементов находятся в прямой зависимости от минерального состава глинисто-алевритовой фракции и в первую очередь от количества и состава полевых шпатов, слюд и глинистых минералов, а также минералов тяжелой фракции.

Различное сочетание перечисленных групп минералов, обусловленное средой образования осадков, определяет геохимическую специализацию выделенных стратиграфических подразделений. Так, минимальными концентрациями натрия, молибдена, ниобия и бериллия устанавливается глинисто-алевритовая фракция бузулинской свиты. Это объясняется незначительной ролью в ее составе полевых шпатов и слюд — источников натрия, бериллия, частично молибдена, и низкими содержаниями ильменита, являющегося носителем ниобия. В связи с этим суммарным кларком концентрации R_4 , учитывающим эти элементы, четко выделяется в разрезе бузулинская свита по минимальной величине — 0,22. Одновременно этот коэффициент по максимальным значениям позволяет отличить белогорскую (1,11) и верхнюю часть мухинской свиты (0,71) от всех других.

Низкие значения суммарного кларка концентрации R_4 характеризуют угленосные пачки бузулинской и кивдинской свит и райчихинской толщи. Для глинисто-алевритовых отложений этих пачек от-

Таблица 10

Кларки концентрации химических элементов в глинисто-алевритовых впадинах

Свита	Na	Ca	Mg	Ba	Mn
Белогорская	3,03	0,27	0,38	0,63	0,45
Сазанковская	0,76	0,08	0,22	0,38	0,30
Бузулинская	0,15	0,08	0,22	0,25	0,15
Му- хин- ская	1,52	0,12	0,38	0,38	0,75
Му- хин- ская	0,45	0,08	0,38	0,25	0,45
Райчихинская толща	0,3	0,04	0,22	0,38	0,15
Кивдинская	0,3	0,08	0,22	0,25	0,15
Кларк осадоч- ных пород (%)	0,66	2,53	1,34	0,08	0,067

Таблица 10 (окончание)

Свита	Ni	Sc	Co	Cu	Ga
Белогорская	0,1	0,5	0,25	0,35	0,67
Сазанковская	0,1	0,5	0,25	0,35	0,67
Бузулинская	0,1	1	0,12	0,35	0,67
Му- хин- ская	0,21	1	0,25	0,35	0,67
Му- хин- ская	0,1	0,5	0,25	0,35	0,67
Райчихинская толща	0,1	0,25	0,25	0,17	0,67
Кивдинская	0,1	0,5	0,12	0,35	0,33
Кларк осадоч- ных пород (%)	0,0095	0,001	0,002	0,0057	0,003

мечается незначительное содержание полевых шпатов, глинистые минералы содержат малые количества магния и кобальта, а исключительно большая роль органического вещества резко снижает концентрации марганца.

Подобным образом выделены и остальные группы элементов. Минимальные значения R_4 характеризуют райчихинскую толщу (0,16), а R_5 - сазанковскую свиту и т.д. Проведенный анализ полученных

Sr	Mo	Nb	Cr	Pb	Be	Zr
0,22	0,25	0,17	0,2	1	1	0,5
0,11	0,25	0,35	0,1	0,5	0,67	0,5
0,11	0,25	0,17	0,3	0,5	0,33	0,5
0,11	0,50	0,17	0,3	0,5	0,67	0,25
0,11	0,50	0,17	0,3	0,5	0,33	0,35
0,11	0,50	0,17	0,3	0,5	0,67	0,5
0,11	0,50	0,35	0,2	0,5	0,67	0,5
0,045	0,0002	0,002	0,01	0,002	0,0003	0,02

значений суммарных кларков концентрации позволил выявить ряд дополнительных сведений. Так, значениями R_4 и R'_4 белогорская свита отличается от всех остальных. Эти же параметры позволяют отличить сазанковскую свиту от бузулинской, бузулинскую от мухинской свиты и райчихинской толщи, верхнюю часть мухинской свиты от нижней и от райчихинской толщи, кивдинской свиты. Минимальными значениями R_4 и R_6 выделяется в разрезе райчихинская толща, а величиной R_5 сазанковская свита отличается от верхней части мухинской свиты. Как видно из табл. 11, большая часть рассматриваемого разреза характеризуется довольно большим набором значений R_i . Однако для некоторых выделенных подразделений этот набор является ограниченным и представлен одним (между бузулинской и кивдинской свитами, райчихинской толщей и кивдинской свитой) или двумя (между нижней частью мухинской и кивдинской свитами) значениями R_i .

Для повышения достоверности и увеличения числа параметров, позволяющих обоснованно проводить расчленение, автором рассчитан ряд дополнительных значений R_i , также приведенных в табл. 11. При расчете пяти дополнительных значений суммарных кларков концентрации было учтено 15 химических элементов - натрий, кальций, магний, барий, марганец, хром, стронций, свинец, бериллий, молибден, никель, кобальт, скандий, ниобий, галлий.

По большим значениям $R_9, R'_9, R_8, R'_8, R'_5$ уверенно выделяются в разрезе белогорская и верхняя часть мухинской свиты; минимальные значения R'_9 и R'_6 характеризуют бузулинскую свиту.

Таблица 11

Значения суммарных кларков концентрации (R_i) в глинисто-алевритовых фракциях палеогеновых и неогеновых отложений

	Суммарные кларки концентрации											
	основные						дополнительные					
	R_4	R'_4	R''_4	R_5	R_6	R'_6	R_9	R'_9	R_8	R''_6	R'_5	
Свига	Натрий, молибден, ниобий, бериллий	Натрий, магний, марганец, кобальт	Барий, хром, скандий, медь	Магний, марганец, молибден, хром, титан	Натрий, кальций, магний, марганец, скандий, медь	Натрий, магний, марганец, хром, кобальт, галлий	Натрий, кальций, магний, барий, марганец, стронций, хром, свинец, бериллий	Натрий, кальций, магний, барий, марганец, молибден, кобальт, бериллий	Натрий, кальций, магний, марганец, молибден, хром, никель, скандий	Натрий, барий, марганец, кобальт, ниобий, бериллий	Натрий, барий, марганец, кобальт, галлий	
Белогорская	1,11	1,03	0,32	0,34	0,83	0,83	0,8	0,71	0,65	0,92	1,01	
Сазанковская	0,51	0,38	0,32	0,26	0,37	0,38	0,36	0,32	0,29	0,45	0,47	
Бузулинская	0,22	0,15	0,40	0,32	0,32	0,27	0,23	0,16	0,26	0,19	0,27	
Мушинская	верхняя часть	0,71	0,72	0,41	0,52	0,69	0,65	0,53	0,49	0,6	0,62	0,71
	нижняя часть	0,36	0,38	0,27	0,46	0,37	0,42	0,32	0,27	0,34	0,32	0,41
	Райчихинская толща	0,41	0,23	0,16	0,37	0,19	0,32	0,3	0,29	0,23	0,32	0,35
Кивдинская	0,46	0,2	0,32	0,35	0,27	0,22	0,28	0,26	0,26	0,31	0,23	

Таблица 12

Суммарные кларки концентрации, рекомендуемые для разделения палеогеновых и неогеновых пород Ушумунской впадины

Свита	Белогорская	Сазанковская	Бузулинская	Мухинская	Райчихинская толща
Сазанковская	$R_4 R_4' R_6 P_6$				
Бузулинская	$R_9 R_9' R_8 R_6'' R_5$				
	$R_4 R_4' R_6 R_6'$	$R_4 R_4'$			
	$R_9 R_9' R_8 R_6'' R_5'$	$R_9 R_6'' R_5'$			
Мухинская	верхняя часть	$R_4 R_4'$	$R_4 R_4' R_5 R_6 R_6'$	$R_4 R_4' R_5 R_6 R_6'$	
	нижняя часть	$R_9 R_6'' R_5$	R_8	$R_9 R_9' R_8 R_4'' R_5'$	
	$R_4 R_4' R_6 R_6'$	$R_4 R_5$	$R_4 R_4' R_6'$	$R_4 R_4' R_4'' R_6 R_6'$	
	$R_9 R_9' R_8 R_6'' R_5'$	R_6'	$R_9 R_6'' R_5'$	$R_9 R_9' R_8 R_6'' R_5'$	
Райчихинская толща	$R_4 R_4' R_4'' R_6 R_6'$	$R_4 R_4'' R_6$	$R_4 R_4' R_4'' R_6$	$R_4 R_4' R_4'' R_6 R_6'$	$R_4 R_4'' R_6$
	$R_9 R_9' R_8 R_6'' R_5$		$R_9 R_6''$	$R_9 R_9' R_8 R_6'' R_5$	R_8
Кивдинская	$R_4 R_4' R_6 R_6'$	$R_4 R_6'$	R_4	$R_4 R_4' R_5 R_6 R_6'$	$R_4 R_6'$
	$R_9 R_9' R_8 R_6'' R_5'$	$R_5 R_6''$	$R_9 R_6''$	$R_9 R_9' R_8 R_6'' R_5'$	R_5
					R_4''
					R_5'

По величине R'_5 можно отличить кивдинскую свиту от белогорской, сазанковской и верхней части мухинской свит.

Суммарные кларки концентрации, рекомендуемые для разделения палеогеновых и неогеновых пород Ушумунской впадины, приведены в табл. 12.

СРЕДНИЕ ОТНОШЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ (ρ) В ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ

Использование отношений концентраций химических элементов при определении геохимической характеристики изучаемых отложений часто позволяет выявить их дополнительные особенности (Виноградов, 1956; Гинзбург, 1963; Акулышина, 1965, 1970; Лукашев, 1970; и др.). Автором было рассчитано большое количество различных отношений, но лишь некоторые представляют практический интерес при решении вопроса расчленения отложений (табл. 13).

Коэффициент щелочности $\text{Na}(\text{Ca}+\text{Mg})$ имеет значение больше единицы только в белогорской и верхней части мухинской свиты (соответственно 1,7 и 1,2), а в сазанковской свите он равен единице. Остальная часть разреза характеризуется преобладанием суммы щелочноземельных элементов над натрием. Минимальное значение этого отношения (0,2) характерно для бузулинской свиты.

Отношение Mg/Ca подчеркивает геохимические особенности указанных элементов и позволяет сделать определенные выводы об условиях формирования осадков. Как было отмечено выше, в условиях гумидного климата интенсивность выноса магния меньше, чем кальция. При более сухом и несколько более холодном климате, когда факторы химического выветривания проявляются слабее, поведение этих элементов в большей степени определяется распределением их в подвергающихся выветриванию породах. Приведенные в табл. 13 данные о характере изменения величины отношения Mg/Ca подтверждают мнение ряда исследователей (Бурилина, 1965, 1970; Худяков и др., 1972) о том, что при формировании осадков белогорской свиты теплый и влажный климат сменился более сухим и холодным. Действительно, значение отношения Mg/Ca в пределах разреза изменяется от 1,5 до 3 и только для белогорской свиты оно падает ниже единицы.

Величина отношения Na/Ba изменяется от 5 до 40; наибольшее значение характерно для белогорской свиты, минимальное — для бузулинской. Основным носителем этих элементов в исследованных фракциях осадков являются калиево-натриевые полевые шпаты; однако определенную роль в зоне гипергенеза для бария также может играть адсорбция его иона отрицательно заряженными коллоидами (Перельман, 1972). Роль последнего фактора, очевидно, становится определяющей для бузулинской свиты, в которой величина отношения Na/Ba снижается до 5.

Определенный интерес представляют отношения Ti/Zr , Zr/Be , Zr/Ni , Cr/Ni и Mn/Cu . Концентрация этих элементов в разрезе обыч-

Таблица 13

Значения отношений концентраций химических элементов в глинисто-алевритовой фракции

Свита	Na/(Ca+Mg)	Mg/Ca	Na/Ba	Ti/Zr	
Белогорская	1,7	0,7	40,4	20,0	
Сазанков- ская	1,0	1,5	16,7	20,0	
Бузулинская	0,2	1,5	5,0	30,0	
Му- хин- ская	верхняя часть	1,2	1,7	33,3	60,0
	нижняя часть	0,4	2,5	10,0	42,0
Райчихинская толща	0,5	3,0	20,0	15,0	
Кивдинская	0,4	1,5	20,0	30,0	

Таблица 13 (окончание)

Свита	Zr/Ni	Cr/Ni	Mn/Cu	Zr/Be	
Белогорская	10,0	2,0	15,0	33,0	
Сазанков- ская	10,0	1,0	10,0	50,0	
Бузулинская	10,0	3,0	5,0	100,0	
Му- хин- ская	верхняя часть	2,5	1,5	25,0	25,0
	нижняя часть	7,0	3,0	15,0	70,0
Райчихинская толща	20,0	3,0	10,0	100,0	
Кивдинская	10,0	2,0	5,0	50,0	

но не претерпевает значительных колебаний, в то время как значения перечисленных отношений более контрастно отражают специфичность отдельных частей разреза. Данные отношения были с успехом использованы В.К. Лукашевым (1970) и другими геологами при изучении геохимии четвертичного литогенеза и способствовали выявлению дополнительных критериев различия отдельных фациальных типов пород.

Титан, как и цирконий, в гипергенных условиях участвует в основном в виде гипогенных минералов. Однако цирконий частично может адсорбироваться глинистыми минералами, а титан — присутст-

вывать в виде тонкораспыленного лейкоксена. Эти факторы определяют распределение указанных элементов в глинисто-алевритовой фракции и соответственно изменение величины отношения Ti/Zr по разрезу. Максимальное значение данное отношение имеет в мухинской свите (до 60), снижаясь вверх и вниз по разрезу соответственно по 15 и 30. Обратная тенденция отмечается для отношения Zr/Ni - минимальные его значения в верхней (2,5) и нижней (7) частях мухинской свиты сменяются вверх и вниз максимальными (до 10-20). Наименьшее значение отношения Zr/Be характеризует верхнюю часть мухинской свиты (25). В бузулинской свите и райчихинской толще эта величина возрастает в 4 раза.

Отношение Cr/Ni в сазанковской свите равно единице, для остальных части разреза типичны значения от 1,5 до 3.

Величина отношения Mn/Cu в пять раз изменяется по разрезу. Для бузулинской и кивдинской свит это значение составляет 5, в белогорской, сазанковской, нижней части мухинской свиты и в райчихинской толще колеблется от 10 до 15 и достигает максимума в верхней части мухинской свиты - 25. По всей вероятности, на величину этого отношения накладывает определенный отпечаток наличие органического вещества.

Как видно из изложенного выше, приведенные в табл. 13 отношения элементов подчеркивают особенности отпелных частей разреза, способствуя тем самым получению более четких и надежных критериев расчленения и корреляции изучаемых отложений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя изложенное, можно дать сжатую геохимическую характеристику для каждого из выделенных в разрезе стратиграфических подразделений.

Кивдинская свита по химическому составу относительно вышележащих пород характеризуется пониженными содержаниями Na_2O (0,17% в глинах и 0,14% в песках), K_2O (1,60% в глинах и 0,052% в песках), CaO (0,55% в глинах и 0,30% в песках), MgO (0,58% в глинах и 0,14% в песках). Величина отношения Na_2O/Al_2O_3 достигает в ней минимальных значений (0,01 для песков, менее 0,01 для глин).

По данным спектрального анализа, глинисто-алевритовая фракция пород кивдинской свиты содержит ниобий (0,007%), молибден (0,0001%). Характерны отсутствие кобальта, минимальные концентрации галлия (0,001%), малые количества бария (0,02), марганца (0,01%), натрия (0,2%). Величина отношения Mg/Ca составляет 1,5, а Mn/Cu снижается до 5 и является минимальной для изучаемых отложений.

Типичными суммарными кларками концентрации служат R'_4, R''_4, R'_5 и др.

Райчихинская толща по химическому составу отличается низкими содержаниями Na_2O, CaO, MgO . В песках количество Na_2O сос-

тавляет 0,25%, CaO - 0,25%, MgO - 0,08%, в глинах эти значения равны соответственно 0,19, 0,44 и 0,43%.

Величина отношения MgO/CaO минимальная (0,3 для песков и 1 для глин); очень низки значения Na₂O/K₂O (0,1 для песков и глин).

Глинисто-алевритовая фракция содержит очень малые количества кальция (0,1%), натрия (0,2%), марганца (0,01%), меди (0,001%), а скандий, стронций и ниобий присутствуют в концентрациях, не превышающих предела чувствительности спектрального анализа. Так же как в кивдинской свите, здесь появляется молибден. Характерно, что отношение Mg/Ca и Zr/Be в ней достигает максимального значения (3 и 100 соответственно). Специфичность пачки подчеркивает значения суммарных кларков концентрации R₄', R₄'', R₆'.

Мухинская свита по геохимическим параметрам делится на две части. Химический состав ее верхней части отличается повышенными концентрациями Na₂O, CaO, MgO; в нижней части содержание этих компонентов снижается, а особенно резко снижается количество натрия. Так, в глинах содержание указанных компонентов составляет: Na₂O - 1,11 и 0,13%, CaO - 0,68 и 0,48%, MgO - 1,04 и 0,45%, Fe₂O₃ - 4,22 и 2,85% соответственно. Подобным образом ведут себя химические элементы и в глинисто-алевритовой фракции осадков. Среднее содержание натрия в верхней части свиты составляет 1, а в нижней - 0,3%, кальция соответственно 0,3 и 0,2%. В нижней части свиты снижается концентрация бария от 0,03 до 0,02%, марганца от 0,05 до 0,03%, бериллия от 0,0002 до 0,0001%, никеля от 0,002 до 0,001%.

Для свиты в целом характерно постоянное присутствие молибдена. Величина отношения Na/Ba изменяется от 33,3 в верхней части свиты до 10 в нижней ее части, Zr/Ni от 2,5 до 7, Zr/Be от 25 до 70 соответственно. Наибольшие различия в значениях суммарных кларков концентрации отмечаются для R₄ - 0,71 и 0,36, R₄' - 0,72 и 0,38, R₆ - 0,69 и 0,37, R₆' - 0,62 и 0,32 и др.

Бузулинскую свиту по химическому составу пород можно разделить на две части, различающиеся главным образом по содержанию Na₂O, CaO и K₂O. Так, в песках верхней части свиты содержание этих компонентов составляет соответственно 2,47, 1,05 и 2,78%, в то время как в нижней ее части эти содержания падают до 0,22, 0,26 и 1,50%. Таким образом, концентрация Na₂O снижается в 11 раз, CaO - в 4 и K₂O - почти в 2 раза.

По содержанию химических элементов в глинисто-алевритовой фракции пород свиты каких-либо различий не наблюдается. В ней фиксируются стабильные значения средних содержаний всех исследуемых химических элементов.

От других частей разреза палеогеновых и неогеновых отложений свита отличается низкими концентрациями натрия (0,1%), марганца (0,01%), бериллия (0,0001%), отсутствием стронция, молибдена, ниобия, кобальта. Свите свойственны минимальные значения отношений Na/Ba (5), Mn/Cu (5) и максимальные Zr/Be (100).

Незначительные концентрации основной группы элементов определяют и низкие значения большинства суммарных кларков концентрации — R_4, R'_4 и др.

Сазанковская свита отличается пониженными значениями концентраций Na_2O , CaO и MgO от белогорской и бузулинской свит.

Содержание Na_2O , достигающее в песках 1%, снижается в глинах до 0,2%. По данным спектрального анализа, в глинисто-алевритовой и глинистой фракциях концентрация натрия составляет 0,5%.

Пески свиты характеризуются минимальной величиной отношений $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,11) и $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (0,011) и максимальной величиной отношения $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (2,1). Для свиты типичны постоянное присутствие ниобия, минимальные концентрации хрома, отсутствие молибдена, стабильные содержания натрия (0,5%) и т.д.

Осадки этой пачки характеризуются минимальными значениями отношений Cr/Ni (1) и Ti/Zr (20), величина отношения Mg/Ca составляет в них 1,5. Значения суммарных кларков концентрации еще более усиливают специфичный характер осадков свиты.

Породы белогорской свиты в значительной степени обогащены Na_2O , K_2O , CaO и MgO .

В песках (глинах) количество Na_2O составляет 2,04% (1,82%), K_2O — 3,17% (2,92%), CaO — 0,84% (1%) и MgO — 0,38% (0,82%).

От остальной части разреза свита отличается максимальными концентрациями в породах натрия (2%), кальция (0,7%), бария (0,05%), свинца (0,002%), бериллия (0,0003%), присутствием стронция. Причем стронций постоянно присутствует только в белогорской свите.

Важной характеристикой свиты является величина отношения Mg/Ca , которая достигает единицы в песках и 0,7 в глинах, в то время как все остальные части разреза рассматриваемых отложений характеризуются преобладанием магния над кальцием. Для белогорской свиты типично и большое значение отношения Na/Ba (40).

Белогорская свита отличается высокими значениями суммарных кларков концентрации.

Таким образом, на примере изучения геохимических особенностей палеогеновых и неогеновых континентальных отложений Ушумунской впадины в качестве критериев расчленения и корреляции можно рекомендовать следующие параметры.

1. Распределение концентраций породообразующих окислов в глинах и песках.

2. Распределение содержаний, кларков концентрации, суммарных кларков концентрации и отношения химических элементов в глинисто-алевритовой фракции пород.

Опыт применения геохимических параметров для корреляции осадочных толщ Ушумунской впадины показал, что эта задача хорошо решается при латеральном сравнении разрезов, отстоящих друг от друга на расстоянии от 5 до 10 км и более, а для разрезов, расположенных вблизи друг от друга, она решается еще лучше.

ПРИНЦИПЫ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ПО ДАННЫМ ТЕРМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПОРОД

Рассматриваемый метод разработан на примере изучения минерального состава глин палеогеновых и неогеновых континентальных угленосных отложений Амуро-Зейской депрессии с использованием термического анализа на установке ТУ-1М.

За основу его разработки приняты следующие положения.

1. Глинистый материал исследованных угленосных толщ имеет полиминеральный состав. Он представлен смесью каолинита и гидрослюда с примесью монтмориллонита и изредка бейделлита. Местами в составе глинистого материала преобладает монтмориллонит.

2. Соотношение содержаний каолинита, гидрослуда и минералов-примесей изменяется в разрезе и по площади распространения исследуемых отложений закономерно и сравнительно постепенно. Лишь в периоды геологической истории, когда происходила резкая смена геологоструктурных, климатических и физико-геохимических условий породообразования, эта смена минерального состава могла быть сравнительно резкой.

3. Определенные сочетания содержаний глинистых минералов находят свое отражение в форме кривых дифференциального термического анализа (ДТА), в интенсивности (величине) температурных эффектов, сопровождающихся выделением или поглощением тепла при нагревании глинистой смеси, в приуроченности этих эффектов к определенным интервалам температур нагревания (Иванова, 1961; Борисов, 1968).

На практике геологи используют результаты термического анализа для расчленения и корреляции и делают это двумя путями.

Первый из них заключается в том, что по форме кривых ДТА определяется качественный состав анализируемых проб глинистых пород и затем по распределению в разрезах этих качественных характеристик осуществляется сравнительный анализ. Количественные параметры содержания того или иного минерала в глинистой смеси при этом выражаются значениями "больше", "меньше", "преобладают", "примесь".

При такой преимущественно качественной диагностике полиминеральных глинистых пород (или глинистого вещества пород) в разрезе исследуемых толщ выделялись зоны преобладания какого-то глинистого минерала с примесями других. Выделение этих зон способствовало в какой-то мере расчленению и корреляции разрезов, но было явно недостаточно для решения этого вопроса.

Второй путь заключается в том, что корреляция осадочных толщ осуществляется путем непосредственного сравнения кривых ДТА.

Оба эти приема основаны в конечном счете на качественной оценке минерального состава глинистых смесей сравниваемых разрезов и в значительной степени зависят от субъективности в оценке состава глинистой смеси и формы кривых.

Между тем сравнительный анализ кривых дифференциального термического анализа мономинеральных глин и смесей двух глини-

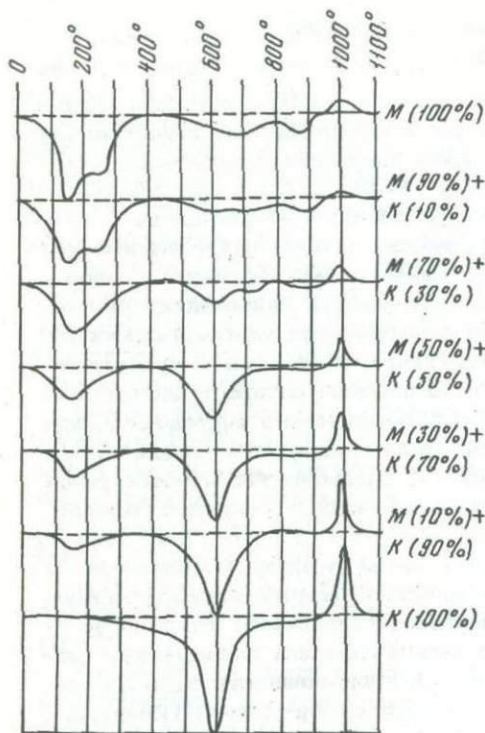


Рис. 37. Кривые нагревания дифференциального термического анализа (ДТА) на установке ТУ-1М смесей монтмориллонита (М) и каолинита (К)

стих минералов в различной пропорции показал, что определенному сочетанию содержания минералов соответствует вполне определенная форма кривой нагревания ДТА. Для каолинита, например, характерны термические эффекты с поглощением тепла в интервале температур 500–600° и с выделением тепла в интервале температур 900–1000°. Дикцит, проявляющий одинаковый с каолинитом эффект с выделением тепла, эндотермический эффект проявляет в интервале температур 700–800°. Галлуазит, имеющий сходные с

каолинитом эффекты в интервале температур 500–600 и 900–1000°, обнаруживает, кроме того, эффект с поглощением тепла в интервале температур 100–200°. Более того, определенному количеству того или иного глинистого минерала в смеси отвечает вполне определенный по величине характерный для него пик температурного эффекта с выделением или поглощением тепла.

На рис. 37 приведен пример кривых нагревания ДТА искусственных смесей каолинита с монтмориллонитом в пропорциях соответственно (сверху): 0–100, 10–90, 30–70, 50–50, 70–30, 90–10 и 100–0%, полученных О.Г. Борисовым (1968).

Нетрудно заметить, что при переходе от чистого монтмориллонита через смеси разных пропорций к чистому каолиниту постепенно уменьшаются и затем полностью исчезают эндотермические эффекты в интервале температур нагревания 100–200, 600–700 и 800–900°, и одновременно с этим появляются и увеличиваются эндотермический эффект в интервале температур 500–600° и экзотермический эффект в интервале температур 900–1000°.

Очевидно, в сравнительном анализе результатов нагревания ДТА значительно большей точности можно добиться, если учитывать не только формы кривых, но и величину пиков температурных эффектов. Необходимо было отыскать пути замера и записи в количественных параметрах положений и величины пиков этих эффектов в

Таблица 14

Пример записи в цифровых параметрах кривой нагревания ДТА (см.рис.38)

Эндотермические эффекты									
0	100	200	300	400	500	600	700	800	900
100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
	7				II				

Таблица 14 (окончание)

Экзотермические эффекты									
0	100	200	300	400	500	600	700	800	900
100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
	I		2						6

Таблица 15

Запись в цифровых параметрах кривых нагревания ДТА смесей монтмориллонита и каолинита (см. рис. 37)

№ п/п	Эндотермические эффекты									
	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900
	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
1		12	9				3		3	
2		10	8			2	2		2	
3		7				3	1		1	
4		5				8				
5		4				10				
6		2				13				
7						16				

Таблица 15 (окончание)

№ п/п	Экзотермические эффекты									
	0	100	200	300	400	500	600	700	800	900
	100	200	300	400	500	600	700	800	900	1000
1										1
2										1
3										3
4										4
5										5
6										8
7										10

Таблица 16

Запись в цифровых параметрах кривых нагревания ДТА глинистого вещества пород скв. М-81

Номер пробы	Глубина отбора проб, м	Эндотермический эффект		Экзотермический эффект		
		Интервалы температур, °С		Интервалы температур, °С		
		100-200	500-600	300-400	700-800	900-1000
1	8,0	12	9	12	10	3
8	62,5	3	7	4	4	2
14	100,5	4	19	7	10	4
16	108,0	6	9	5	12	3
17	111,0	4	14	5	12	3
20	122,5	5	20	5	15	4
22	135,0	3	8	6	6	2
23	140,0	5	5	6	4	1
25	150,0	4	8	7	4	1
26	156,0	8	8	8		4
28	164,0	4	10	5	7	2
31	176,0	3	18	1	14	8
34	185,5	5	22	6	16	8
35	191,0	5	17	10	15	3
36	196,0	6	15	9	11	2
38	203,0	6	8	9	6	1
39	208,0	4	6	6	4	2

соответствующих температурных интервалах их проявления, способ математической записи форм кривых нагревания, отражающих изменения количественных отношений минеральных компонентов исследуемых глин. Подобную запись можно осуществить методом перевода кривых нагревания ДТА в цифровые параметры (Варнавский, 1975). Суть метода заключается в фиксировании пиков эндо- и экзотермических эффектов в системе координат двумерного пространства, где за ось X принята нейтральная (нулевая) линия нагревания эталона (прокаленного шамота, окислов алюминия и магния), а за ось Y — нулевая линия температурной шкалы (рис. 38).

Таким образом, по оси OX фиксируются интервалы температур проявления эффектов, а по оси OY — их величина в условных единицах принятого масштаба. Масштаб замера эффектов можно принять равным масштабу записи интервалов температур (a). При этом

Рис. 38. Схема перевода графика кривой нагревания ДТА в количественные параметры

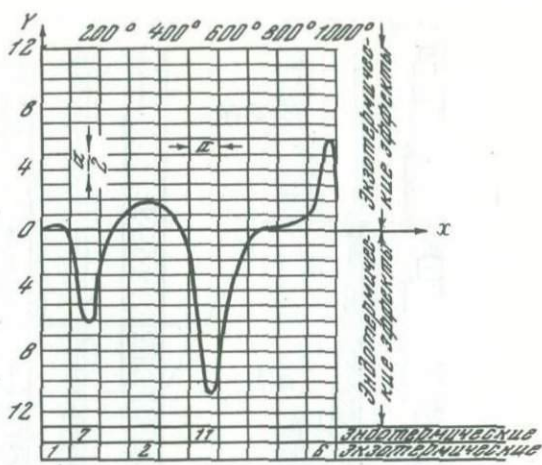
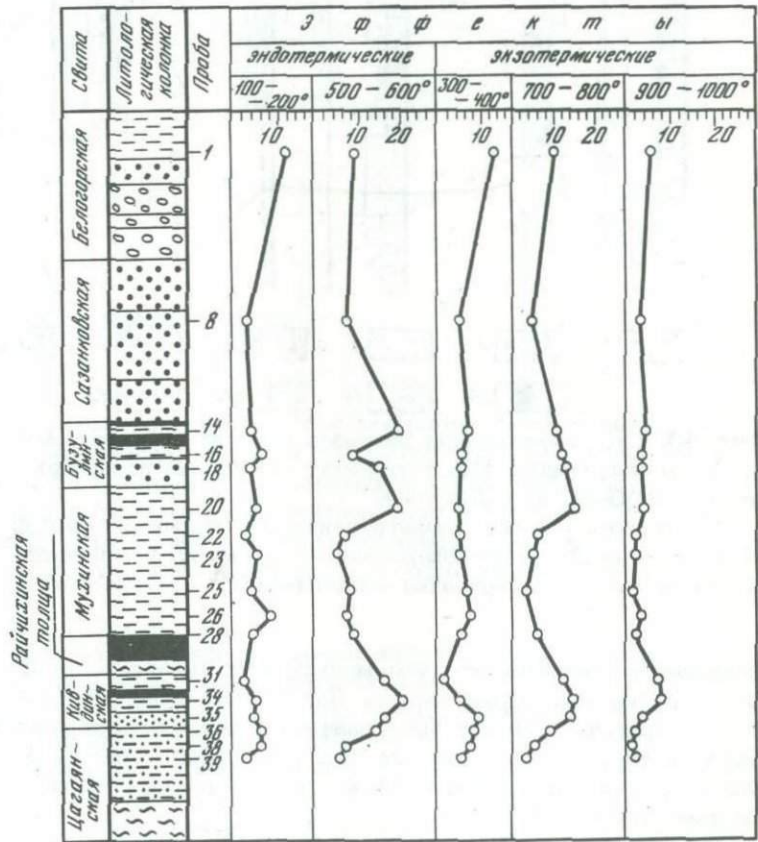


Рис. 39. Изменение величин эффектов ДТА глинистого вещества пород разреза скв. 81, пробуренной в Ушумунской впадине.

Условные обозначения см. рис. 3.



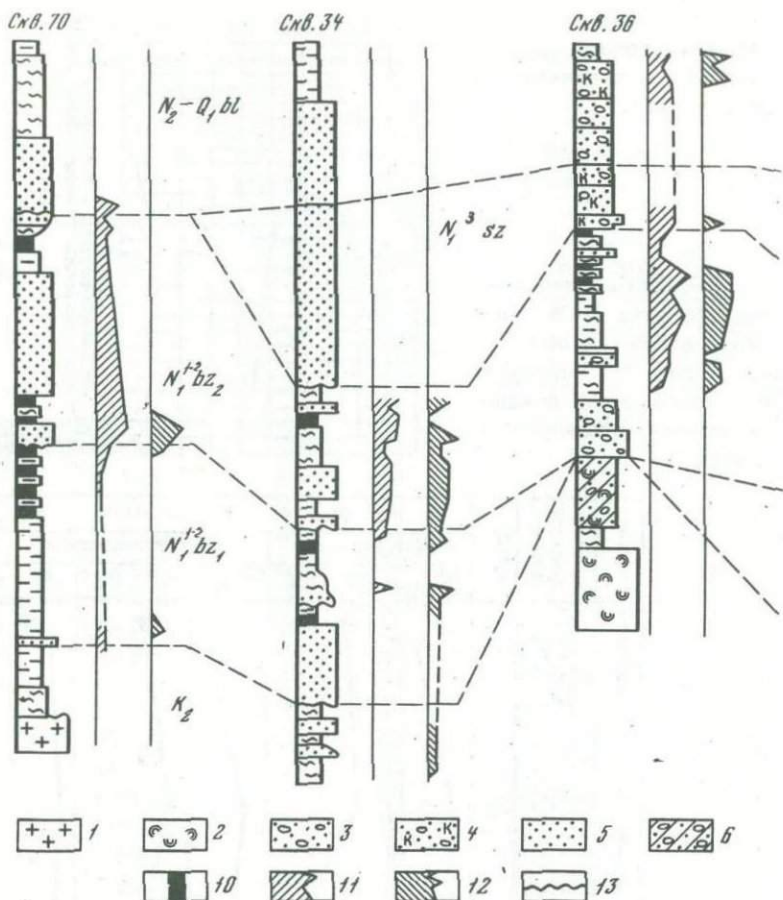
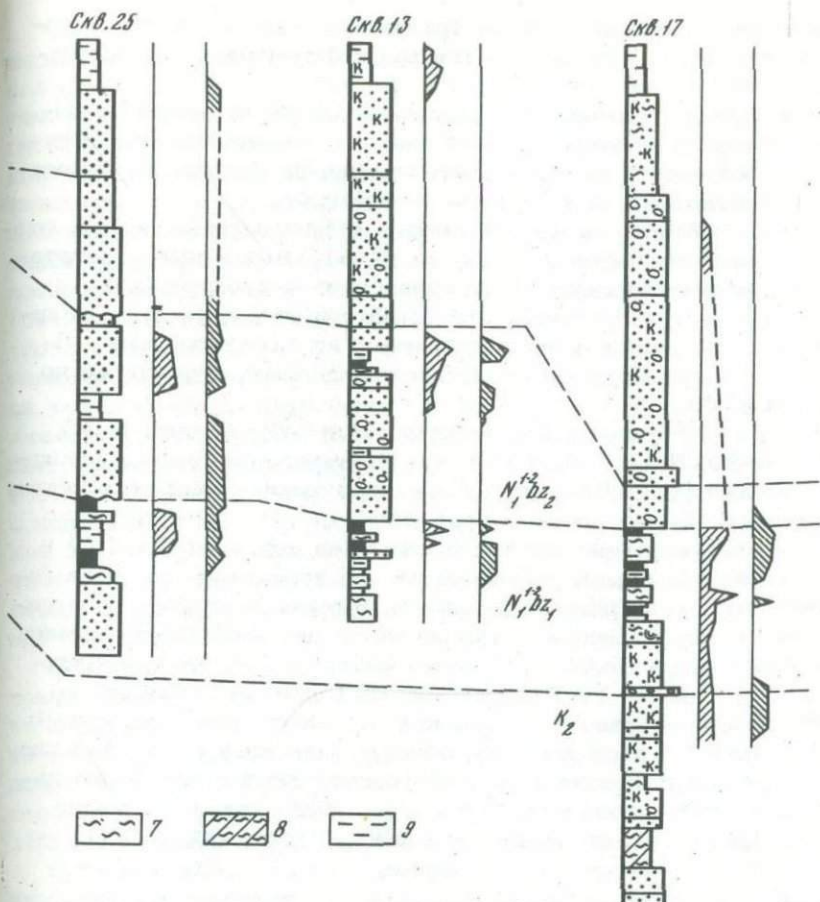


Рис. 40. Схема корреляции разрезов скважин по экзотермическим эффектам нагрева ДТА глинистого материала пород при температурах 900-1000 и 300-400°

1 - гранит; 2 - кора выветривания; 3 - песок с галькой; 4 - песок с галькой, каолинсодержащий; 5 - песок; 6 - песчаник выветрелый (кора выветривания по песчанику); 7 - алевроит; 8 - алевроит

совершенно очевидно, что чем меньше этот масштаб ($a/2$; $a/4$; $a/5$; $a/10$), тем точнее запись. Для разных целей интерпретации записи кривых он может быть разным. Важно придерживаться одного и того же масштаба. На рис. 38 принят масштаб, в котором условная единица величины эффекта равна половине длины интервала температур ($a/2$).

Запись размера пиков эффектов производится в условных единицах, соответствующих размерам эффектов, замеренных по оси Y вверх от нуля для экзоэффектов (l_2) и вниз от него для эндоэффек-



ролит; 9 - глина; 10 - уголь; 11 - диаграмма относительных значений экзотермических эффектов нагревания ДТА при температуре 900-1000°; 12 - то же, при температуре 300-400°; 13 - контакт размыва. N_2-O_1b1 - белогорская свита; N_1^{2-3sz} - сазанковская свита; $N_1^{1bz_2}$ - верхняя часть бузулинской свиты; $N_1^{1bz_1}$ - нижняя часть бузулинской свиты; K_2 - верхнемеловые отложения

тов (l_1). При этом запись положения эффектов о выделении и поглощении тепла желательно делать отдельно.

В табл. 14 приводится пример записи размеров эффектов кривой нагревания ДТА, изображенной на рис. 38, а в табл. 15 - запись параметров кривых (в масштабе $a/5$), изображенных на рис. 37.

В составе глинистого материала палеогеновых и неогеновых отложений Амуро-Зейской депрессии преимущественное значение имеют каолинит и гидрослюда, примесь монтмориллонита и бейпеллита

незначительна. Естественно, на кривых нагревания основное выражение найдут температурные эффекты, свойственные этим минералам.

Результаты термического анализа выносятся на разрезы скважин в кривых изменения значений эндо- и экзотермических эффектов в определенных интервалах температур, по которым и осуществляется расчленение и корреляция разрезов.

В табл. 16 дана запись параметров кривых нагревания ДТА глинистого вещества пород разреза скв. М-81, замеренных в масштабе 1/2 размера фиксирования температур с интервалом 100°, а на рис. 39 – пример графической обработки этих параметров. Коррелировать разрезы можно по диаграмме изменения величины эффектов ДТА при каком-то одном интервале температур или же по комплексу.

На рис. 40 приведен пример корреляции разрезов скв. П-70, П-34, П-36, П-25, П-13, П-17 на Пригуранском участке Зейско-Буреинской впадины по данным изменения экзотермических эффектов нагревания ДТА при температурах 900-1000 и 300-400°.

Экспрессность термического анализа (на установке ТУ-1М) и сравнительно небольшая трудоемкость его исполнения, простота перевода графиков кривых нагревания в цифровые параметры позволяют рекомендовать рассматриваемый метод для корреляции разрезов при рекогносцировочных и поисковых работах в условиях незначительного (не более 10 км) удаления сравниваемых разрезов.

Исходный материал, получаемый в результате перевода кривых нагревания ДТА в цифровые параметры, в принципе может быть использован для диагностики количественного соотношения минеральных компонентов исследуемой глинистой смеси решением задачи класса "распознавание образов" на ЭВМ (Варнавский, 1975).

ВОЗМОЖНОСТИ КОРРЕЛЯЦИИ РАЗРЕЗОВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ПО ДАННЫМ СПЕКТРОФОТОМЕТРИИ

Цветовая характеристика пород, относящаяся к важнейшим диагностическим признакам, обусловлена генетическими особенностями и веществным составом пород. Многообразие факторов, от которых зависит окраска, определяет множество цветов и обуславливает их сложность (Ферсман, 1936). Тем не менее эта сложная и разнообразная в своих проявлениях характеристика устанавливается визуально. Визуальный метод оценки цвета привел к созданию крайне запутанной, очень обширной и пестрой номенклатуры цветовых оттенков пород. Естественно, что подобная качественная цветовая характеристика не позволяет использовать цвет для количественного описания специфических особенностей пород. Тем не менее визуальная оценка окраски позволила выявить качественные связи с физико-химическим составом, оценить сложность и многообразие цветов пород, а также поставила вопрос о необходимости количественной характеристики цвета осадочных толщ (Наливкин, 1955; Pettijohn, 1949).

Одним из источников сведений об оптических свойствах поглощающих полидисперсных сред типа осадочных толщ является спектральная отражательная способность, которая измеряется различными фотометрическими методами. Понятия "спектральная отражательная способность" и "цвет" не тождественны. Свойства отраженных от поверхности световых лучей, попадающих в глаз, могут быть выражены объективно величинами, не имеющими прямого отношения к зрительным ощущениям. Для физических методов, применяемых в таких случаях, не важно, виден ли цвет. Исследователь получает представление об оптическом свойстве анализируемого предмета, о спектральной отражательной способности по различным показателям (коэффициентам отражения и яркости, их спектральным характеристикам). При этом объективно и в количественной форме оценивается качество отраженного лучистого потока энергии. Визуальные наблюдения отражательной способности тел связывают с понятием о цвете предмета. Цвет определяется не только физическими особенностями отражения и средой, в которой проводится наблюдение, но и психологией восприятия, а поэтому относится к числу субъективных характеристик. Для того чтобы результаты измерений отвечали практическим запросам, относящимся к оценке световых ощущений, необходимо определенным образом преобразовывать показания прибора.

Попытки измерить и систематизировать все многообразие цветовых оттенков пород делались неоднократно. В решении этой задачи определилось два основных подхода: субъективный, основанный на визуальном сравнении с эталонными накрасками и шкалами (Попов, 1935; Ford, 1944), и объективный — измерение спектральной отражательной способности фотометрами (Данчев, 1956; Вистелиус, 1958; Романова, 1958) и спектрофотометрами (Михайлова, 1973).

Субъективный метод определения осуществляется с помощью визуальных колориметров, атласов цветностей и эталонированных шкал. Визуальные приборы позволяют определить то зрительное впечатление, которое производит лучистый поток на глаз человека. При этом оценка имеет комплексный характер, так как учитываются не только свойства тела, связанные с отражательной способностью, но и возможности глаза, условия наблюдения (все факторы, от которых зависит цвет). В связи с этим визуальный метод определения имеет ряд недостатков: 1) полученные данные справедливы только для одного наблюдения; 2) оценка близка к истине, если свойства глаза совпадают со стандартной характеристикой спектральной чувствительности глаза; 3) данные справедливы только для условий освещения, принятых в данном приборе.

Простейший метод определения цвета — сравнение со стандартными шкалами (атласы цветных накрасок, наборы окрашенных эталонов из разнообразных минералов и естественных образцов пород). Основное преимущество этого метода: простота, объединение измерения и спецификации цвета в одной операции. С учетом ошибок он вполне позволяет решать многие практические задачи. Однако

субъективность оценки и трудности в изготовлении (малостойкие красители, невозможность точного воспроизведения эталонов, обширность шкал из естественных образцов) помешали дальнейшему распространению атласов и шкал.

Объективная оценка базируется на измерении оптических свойств предмета. При этом все остальные факторы, от которых зависит цвет, фиксируются. Эта оценка осуществляется приборами; в которых в качестве индикатора используются фотоэлементы – автоматически регистрирующие спектрофотометры. Эти приборы позволяют наиболее точно определить отражательную способность образцов. Их преимущества: 1) независимость показаний прибора от наблюдателя; 2) хорошая воспроизводимость результатов измерения в связи со стандартизацией условий наблюдения; 3) сочетание хорошей чувствительности с объективностью и точностью полученных данных; 4) широкие возможности прибора (измерения относительно разных эталонов, различные варианты пересчета характеристик, быстрая регистрация полных спектров отражения).

Фотоэлектрические фотометры и колориметры – приборы более портативные и обладают меньшей точностью и воспроизводимостью результатов. Определения на фотометрах отличаются большей громоздкостью, так как проводятся для отдельных длин волн. Тем не менее именно фотометрическое измерение спектральной отражательной способности позволило выразить цвет в количественной форме и открыло возможность для составления различных пространственных хромокарт и хромограмм разрезов (Данчев, 1956, 1958).

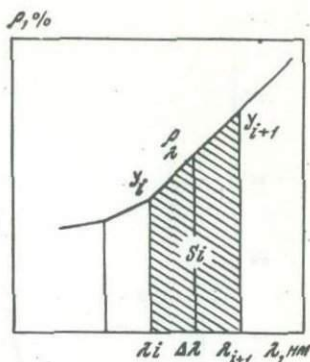
В настоящее время используются более совершенные приборы, позволяющие фиксировать изменение яркости образца с изменением длины волны видимого участка спектра (Обухов, Орлов, 1964; Карманов, 1968; Михайлова и др., 1967; Иванов, 1967; Schields, Paul, Atnaud, Head, 1969).

Корреляция разрезов континентальных отложений по визуальной оценке цвета пород (в комплексе с другими признаками) является обычным традиционным методом, повседневно применяемым полевыми геологами. Однако визуальная оценка не отличается строгостью и однозначностью определения, и нередко один и тот же цвет разные исследователи описывают по-разному, что несомненно исключает возможность сравнительного анализа и сопоставления разрезов осадочных толщ. Поэтому авторы, положившие в основу разработки критериев корреляции количественные параметры, применили объективный подход определения цветовых характеристик пород путем измерения их спектральной отражательной способности. Определения светоотражения осадочных пород проведены в лабораторных условиях. Спектры отражения зафиксированы для многих разновидностей пород (угли, углистые глины, глины, алевроиты, пески разной зернистости). Всего зарегистрировано около 150 спектрофотограмм для образцов из скв. МС-2, МС-9, 53, 71, пробуренных в Ушумунской впадине. Для записи спектрофотометрических характеристик использован автоматически регистрирующий спектро-

Рис. 41. Расчет величины интегрального отражения

$$S_i = \frac{y_i + y_{i+1}}{2} (\lambda_{i+1} - \lambda_i); \quad \lambda_{i+1} - \lambda_i = \Delta\lambda;$$

$$\frac{y_i + y_{i+1}}{2} = \rho\lambda; \quad S_i = \rho\lambda \cdot \Delta\lambda; \quad S = \sum S_i; \quad S = \sum \rho\lambda \cdot \Delta\lambda$$



фотометр СФ-10 с интегральной измерительной сферой. Основные измерения проведены относительно стандарта с коэффициентом отражения $R \approx 94\%$. Результаты записывались прибором в графической форме, в виде зависимости коэффициента отражения от длины волны светового спектра $[\rho = f(\lambda)]$ (рис. 41). Для подготовки проб к спектрофотометрированию использована методика, разработанная для определения светотражения почвенных образцов (Михайлова, 1973). По спектрофотограммам подсчитывалась величина интегрального отражения.

Интегральное отражение — результат вычисления общего коэффициента отражения R по площади S , ограниченной кривой и координатными осями, т.е. величина, условно называемая интегральным отражением образца. Подсчет производится путем суммирования элементарных площадей, которые подсчитываются по формуле площади прямоугольной трапеции (см. рис. 42). λ_i — точки отсчета спектральных коэффициентов отражения. Интервал отсчета $\Delta\lambda$ выбирается постоянным и определяется необходимой точностью вычислений. Чем меньше интервал, тем точнее результаты вычислений. Так как интегральное отражение пропорционально $\sum \rho\lambda$, то практически вычисления сводятся к суммированию ординат, отсчитанных в определенных точках. Для исследуемых спектрофотометрических кривых практически оказался достаточным шаг $\Delta\lambda = 40$ нм.

$$S = 40 \sum \rho\lambda.$$

Спектральные коэффициенты отражения определялись для девяти ординат в точках: $\lambda_i = 420, 460, 500, 540, 580, 620, 660, 700, 740$ нм. По полученным параметрам величин интегрального отражения вычислялось значение среднего коэффициента отражения

$$(R = \frac{\sum \rho\lambda}{9} f), \text{ которое и использовалось в дальнейших построениях.}$$

Опыт проведения спектрофотометрических исследований показал, что образцы абсолютно черного цвета (уголь) характеризуются нулевыми значениями величины спектрального отражения, в образцах пород белого цвета величина отражения стремилась к 100%.

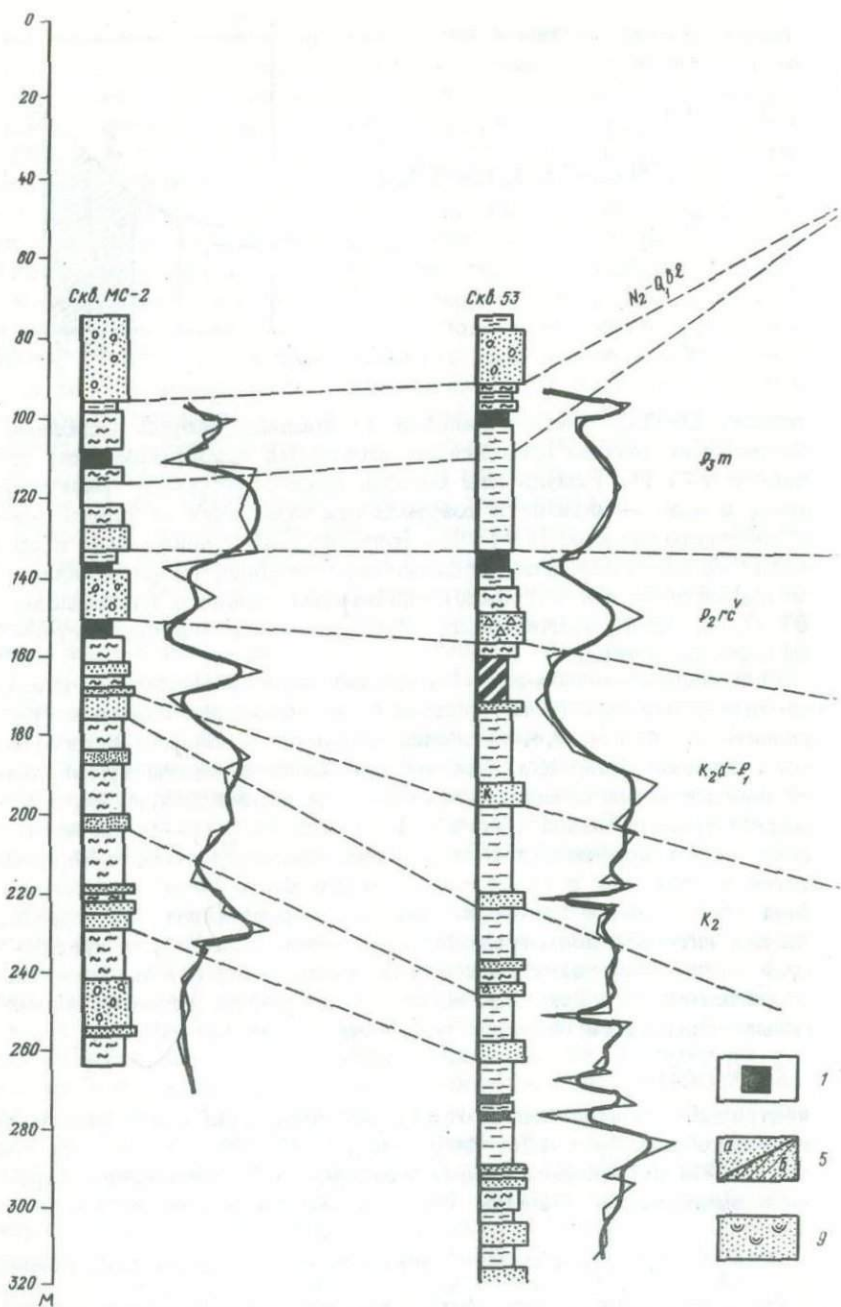
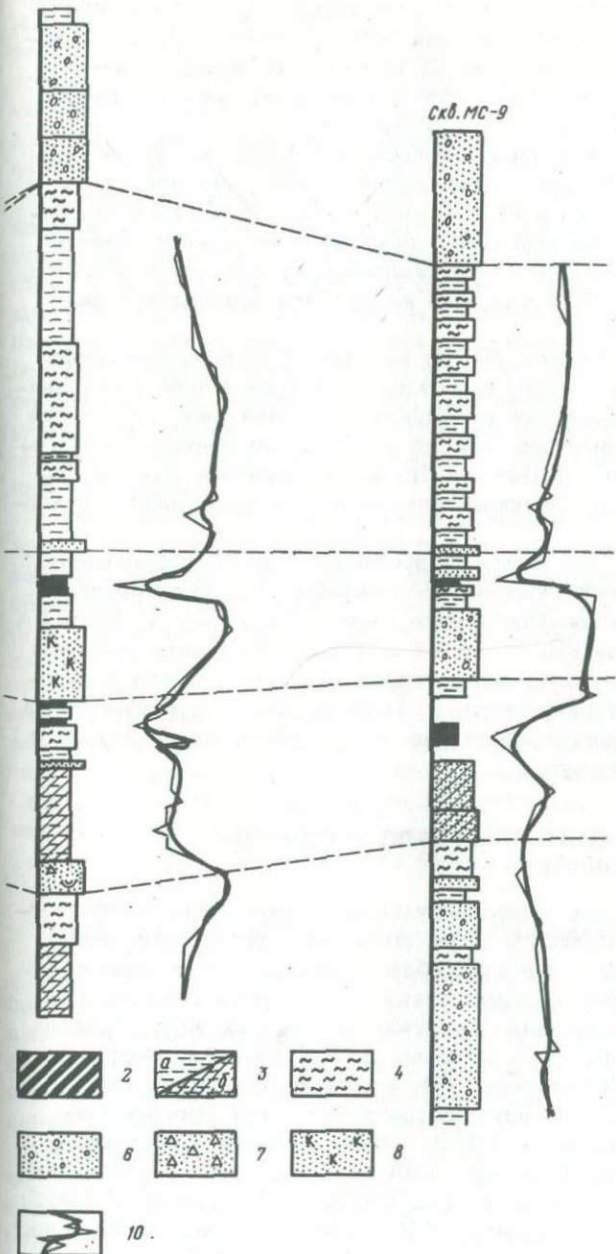


Рис. 42. Схема корреляции разрезов палеогеновых и неогеновых отложений Ушумунской впадины по среднему значению коэффициента отражения

1 - уголь; 2 - углистые глины; 3 - глины (а) и аргиллиты (б);

Скв. 71

Скв. МС-9



4 - алевроиты; 5 - пески (а) и песчаники (б); 6 - пески с гравием;
 7 - пески с пресвой; 8 - пески каолинсодержащие; 9 - пески каолин-
 низированные; 10 - кривые значений коэффициента отражения и сред-
 него его значения

Для пород серого цвета свойственны величины отражения, близкие к 50%. Породы более светлого тона (относительно последнего) характеризуются значениями более 50%. Разности пород, отличающиеся промежуточными (между серым и черным) тонами, имеют параметры отражения между 0 и 50%.

Для сравнительного анализа (корреляции) разрезов кроме значений среднего коэффициента отражения могут быть использованы параметры наклона кривой (разницы ординат в заданных точках), или значения интегрального отражения в отдельных областях спектра (красной – 750–640 нм, желто-оранжевой – 640–520 нм, сине-зеленой – 520–400 нм), или же все эти параметры одновременно, в комплексе.

Рядом с разрезом скважины, по которой проведены спектрофотометрические исследования, вычерчиваются кривые изменения значений среднего коэффициента отражения или какой-либо другой из указанных выше параметров, или же для большей точности – комплекс кривых по всем параметрам. По форме кривых с учетом литологии разреза авторами проводился сравнительный анализ и корреляция разрезов.

На рис. 42 приведен пример корреляции разрезов палеогеновых и неогеновых отложений Ушумунской впадины по кривым среднего коэффициента отражения. Расстояние между скв. МС-2 и 53, 71 и МС-9 – 5 км, между скв. 53 и 71 – 10 км. Из схемы корреляции видно, что разрезы скважин, отстоящих друг от друга на расстоянии до 5 км, коррелируются по прямым среднего коэффициента отражения вполне удовлетворительно, а на расстоянии до 10 км и более – сравнительно хуже.

КОРРЕЛЯЦИЯ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ПО УГЛЕПЕТРО-ГРАФИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Угольный пласт, его морфологические и структурные особенности издавна использовались в целях корреляции угленосных толщ. Методические разработки в этой области основываются либо на данных по морфологии угольных пластов, их строению в совокупности с литолого-фациальным анализом вмещающих толщ (Ищенко, 1941; Шкуренко, 1941; Боголюбова, 1959; Иносова, Феофилова, 1962; Феофилова, Левенштейн, 1963, 1972; Тимофеев, 1961, 1963, 1964), либо по данным петрографии углей (Боголюбова, Яблоков, 1951; Стефанова, 1958, 1968; Яблоков, Боголюбова, 1960; Юдина, 1962; Тимофеев, 1964, 1970; Гинзбург, Волкова, 1965; Прянишников, 1965; Узиюк, 1965, 1970; Лаптева, 1965; Волкова, 1975; Корженевская, 1970; Гинзбург и др., 1972; и др.).

Для корреляции палеогеновых и неогеновых угленосных толщ впадин и депрессий юга материковой части Дальнего Востока (Амуро-Зейской, Среднеамурской, Нижнебикинской и др.) обычно использовались данные по литолого-гранулометрическому составу пород, их минералогии, геохимии, палинологии, содержанию в коррелируе-

мых разрезах фауны, флоры, диатомитовых водорослей, наличие пепловых туфогенных прослоев, характеру угленосности — распределению угольных пластов в разрезе, их мощности, строению (Варнавский, 1971; Варнавский и др., 1973). Обширная информация по петрографии углей (Крапивенцева, 1972, 1973, 1975а, 1975б) в этих целях не использовалась.

С целью выявления наиболее "работоспособных" параметров корреляции угольных пластов авторами было проведено изучение следующих основных корреляционных признаков, характеризующих пласт угля и его вещественный состав: мощность и строение угольного пласта, состав пород почвы и кровли, наличие или отсутствие каолиновых прослоев и конкреционных образований, распределение петрографических типов углей в разрезе пласта, петрографический тип пласта в целом, исходный растительный материал углей, степень его разложения и превращения, характерные микрокомпоненты углей различных пластов, распределение минеральных включений.

При микроскопическом изучении дальневосточных углей учитывались как количественное соотношение отдельных микрокомпонентов и исходный материал углей, так и степень разложения и превращения лигноцеллюлозных тканей (Вальц и др., 1968; Вальц, Гинзбург, Крылова, 1968; Тимофеев и др., 1962; Тимофеев, Боголюбова, 1965).

Применимость углепетрографических методов для корреляции пластов проверена авторами и предлагается в настоящей работе на примере дат-палеоценовых углей (пласт Верхний) Кивдо-Райчихинского месторождения, нижнемиоценовых углей (пласты III, II, I) Свободного месторождения Амуро-Зейского бурогоугольного и миоценовых углей (пласты в-3в, в-5н, в-6) Хабаровского месторождения Среднеамурского бурогоугольного бассейна.

КИВДО-РАЙЧИХИНСКОЕ БУРОУГОЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

На Кивдо-Райчихинском бурогоугольном месторождении установлено два пласта бурого (Бз) угля — Нижний и Верхний с междупластием в 2–9 м. Рабочую характеристику имеет только пласт Верхний, углепетрографические особенности которого были изучены М.И. Ковальской и В.В. Крапивенцевой в 1960 г. (Крапивенцева, 1975б; Крапивенцева и др., 1975).

Мощность пласта изменяется от 2–3 до 7,5 м, строение в основном простое и выдержанное по площади, иногда сложное. Пласт содержит от двух до четырех породных прослоев, расположенных попарно или по одному в верхней и нижней его частях. Расстояние между сближенными породными прослойками изменяется от 0,3 до 0,6 м.

Породные прослойки представлены серой и темно-серой глиной, обычно пятнистой. Наиболее распространенная и устойчивая мощность их равна 0,02–0,05 м, лишь иногда она увеличивается до

0,1–0,4 м. Пятнистость глины обусловлена наличием в темно-серой и серой глине большого количества овальных более светлых глинистых включений. Местами пятнистая глина, обогащаясь гумусовым веществом, переходит в углистую глину темно-серого до буровато-черного цвета.

Микроскопически породные прослойки представлены каолиновой глиной, состоящей из криптоточешуйчатого каолинита с большим или меньшим количеством включений овальных, более светлых "оолитов" каолинита размером от 0,05 до 1 мм. Чаще это мелкокрупчатые или крупчатые каолиновые прослойки с углисто-глинистым (каолиновым) цементом, реже – однородные, иногда слабоуглистые до углистых каолиновые прослойки, сложенные гомогенной массой каолинита, с частицами фюзинито-аттрита, Δ – семифюзинита и прожилков семифюзинито-десмита.

Судя по выдержанности в разрезе пласта описываемых каолиновых прослоев, их небольшой, но сравнительно устойчивой мощности, однородному каолиновому составу, их вполне можно отнести к так называемым тонштейнам, или "Kaolin-Kohlentonstein" (Зарицкий, 1967, 1971, 1975).

В почве пласта залегает слой глины более или менее постоянной мощности (4–5 м), с остатками корневой системы. В кровле расположен слой серой глины мощностью до 9 м. К периферии месторождения этот слой выклинивается, замещаясь песками.

В сложении пласта участвуют матовые и полуматовые линзовидно-полосчатые, линзовидно-штриховатые, однородные или редкоштриховатые угли. По степени разложения и превращения исходного стеблевого и листового материала угли пласта относятся к посттелинитовой (гелифюзинито-посттелинитовой – 55%, гелинито-посттелинитовой – 25%) и телинитовой (гелинито-телинитовой – 20%) группам и подгруппам (по классификации П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой, 1965). Гелифюзинито-посттелинитовые угли представлены гелинито-семигелифюзинито-посттелинитовым и семигелифюзинито-посттелинитовым, а гелинито-посттелинитовые – гелинито-посттелинитовым смешанным и гелифюзинито-гелинито-посттелинитовым типами. Угли гелинито-телинитовой подгруппы представлены гелинито-телинитовым крупнодревесинным типом (лигнитовый матовый однородный и полосчатый угли).

Породными прослоями пласт разделяется на три пачки, мощностью от 0,30 до 3,72 м, чаще 0,7–1 м. Максимальной мощностью (1,6–3,72 м) отличается средняя пачка.

Нижняя пачка пласта сложена полуматовыми линзовидно-полосчатыми и линзовидно-штриховатыми углями, переслаивающимися с матовым лигнитовым однородным и грубополосчатым углем. При этом полуматовый гелинито-посттелинитовый смешанный, реже гелифюзинито-гелинито-посттелинитовый уголь встречается в виде прослоев мощностью 0,25–1 м, выдержанных на расстоянии 0,2–1,2 км.

Средняя и верхняя пачки пласта сложены в основном матовыми линзовидно-штриховатыми и штриховатыми углями, содержащими один-два, изредка четыре прослоя полуматового линзовидно-полосчатого, лигнитового однородного и полосчатого угля. Матовые линзовидно-штриховатые и штриховатые угли представлены гелинито-семигелифюзинито-посттелинитовым и семигелифюзинито-посттелинитовым типами, мощностью 0,25-2,3 м, выдерживающимися на расстоянии до 1,2 км.

Прослоя лигнитового гелинито-телинитового угля в составе пласта Верхнего чаще (до 36%) встречаются в северо-западной части месторождения, в восточной их содержание уменьшается до 16%. Полуматовые гелинито-посттелинитовые и матовые гелифюзинитопосттелинитовые угли содержатся в большем количестве в восточной и в меньшем - в северо-западной частях месторождения.

Средний микрокомпонентный состав пласта характеризуется следующим содержанием основных групп микрокомпонентов: витринита - 43%, фюзинита + семифюзинита - 52%, лейптинита - 5%. По схеме типизации угольных пластов (Волкова, 1975) пласт Верхний относится к фюзенолитовому (точнее, семифюзенолитовому - В.К.) типу. В среднем в сложении пласта преобладают угли гелифюзинито-посттелинитовой подгруппы (55%).

Вскрытые в районах Свободного и Мухинского месторождений дат-палеоценовые угли близки по петрографическому составу к рассмотренным углям Кивдо-Райчихинского месторождения.

СВОБОДНОЕ БУРУГОЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Отложения бузулинской свиты в пределах Свободного месторождения содержат до десяти пластов и пропластков бурого угля (группы Б₁). Пять из них (I, II, III, IV, V) имеют рабочую мощность.

Петрографический состав углей месторождения (пласты I, II, III) изучен по 44 скважинам по сетке 2 × 2 км и по двум основным разрезам через 1 км (Крапивенцева, 1973, 1975а).

В сложении этих трех пластов участвуют примерно в равном соотношении угли трех групп (по классификации П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой): преколлинитовой (35%), посттелинитовой (30,8%) и коллинитовой (26%). Резко подчиненную роль играют угли телинитовой (1,2%) и условно выделяемой лейптинитовой (7%) групп. По микроструктуре в составе последних преобладает желтая бесструктурная основная масса невыясненного происхождения, возможно, имеющая сапропелево-гумусовую природу (Крапивенцева, 1973, с. 78-89). Среди перечисленных групп преобладают гелинито-посттелинитовые (23%) и гелинито-преколлинитовые (25%) угли. Угли класса семигелинитов среди указанных трех групп составляют в среднем около 30%. В сложении угольных пластов участвуют 15 типов углей, среди которых преобладающее значение имеют гели-

нито-посттелинитовый мелкодревесинный, гелинито-посттелинитовый со спорами и пылью (или смешанный), гелинито-преколлинитовый, гелинито-преколлинитовый со спорами и пылью, гелинито-преколлинитовый с гелифузинитом (Крапивенцева и др., 1975).

Пласт III имеет максимальное площадное распространение в центральной и юго-восточной частях месторождения. Общая мощность пласта изменяется от 0,2 до 9,3 м, рабочая — от 2 до 8,9 м. Строение пласта простое, иногда сложное. Сложно построенный пласт состоит из двух-трех пачек мощностью от 0,6 до 4,6 м, разделенных углистой глиной, глиной и алевроитом мощностью 0,2-2,1 м. В кровле пласта залегают глины, реже углистые глины, в почве — глины, алевроиты, изредка пески.

Пласт III петрографически изучен по 10 скважинам, которыми прослеживается на расстоянии 2-8 км. В его сложении наибольшее участие принимают гелинито-преколлинитовые угли (69%), второстепенную роль играют гелинито-посттелинитовые (12,1%) и семигелинито-коллинитовые (11,8%) угли, около 1% приходится на лейптинитовый уголь. Гелинито-преколлинитовые и гелинито-посттелинитовые угли слагают главным образом нижнюю и верхнюю части пласта, коллинитовые и лейптинитовые угли, составляющие в сумме около 16%, располагаются ближе к кровле, реже — в середине пласта.

Тип пласта, по классификации И.Б. Волковой (1975), — гелитовый, подтип, — гелито-аттритовый.

Пласт II повсеместно распространен на площади месторождения. Наибольшая мощность (19,2 м) пласта отмечается в северной и центральной частях месторождения (при среднем ее значении 11,3 м). Рабочая мощность пласта изменяется от 1 до 19,2 м. Изменение мощности угольной массы пласта II неравномерное. В центре месторождения на расстоянии 11 км мощность его угольной массы изменяется от 7,2 до 17,4 м за счет расщепления пласта в северо- и юго-восточном направлениях на ряд самостоятельных пластов (I, II, IIIa, IIIб).

Строение пласта простое, изредка сложное. В последнем случае пласт разделяется на две-три угольные пачки мощностью от 1-4 до 9-15,8 м. Породные прослои представлены углистыми глинами, глинами, реже песками. Они приурочены к нижней, иногда к верхней части пласта.

В почве пласта почти повсеместно залегают глины, реже — алевроиты и пески. На юго-востоке месторождения почва пласта нередко представлена пачкой углистых глин мощностью до 0,6 м. В кровле пласта на большей площади месторождения несогласно, иногда с размывом залегают пески сазанковской свиты, на юго-востоке пласт перекрывается согласно залегающими глинами бузулинской свиты.

Пласт II изучен петрографически по 44 скважинам на расстоянии от 2 до 14 км. В сложении пласта примерно равное участие принимают матовые землистые однородные, редкоштриховатые, рез-

ко линзовидно-полосчатые угли, относящиеся к преколлинитовой (33,2%) и постстеллинитовой (31%) группам с преобладанием среди них гелинитовых углей (21,9 - 22,3%). Семигелинитовые угли в обеих подгруппах присутствуют в близком соотношении, составляя в сумме 20%. Несколько подчиненную роль играют гелинито-коллинитовые (15%) и семигелинито-коллинитовые (12,6%) угли. На долю лейптинитовых приходится в среднем около 8%, но участие их в разрезах пласта по простиранию существенно изменяется. Преобладающими являются гелинито-постстеллинитовый мелкодревесинный, гелинито-постстеллинитовый с гелифюзинитом (или смешанный), гелинито-преколлинитовый, гелинито-преколлинитовый смешанный и некоторые другие типы углей.

На севере и северо-западе месторождения мощность пачек углей гелинитового класса достигает 4,5 м, в том числе прослой гелинито-постстеллинитового смешанного угля имеют мощность от 0,7 до 2,3 м и составляют от 23 до 46% угольной массы пласта. Мощность пачек гелифюзинито-постстеллинитового угля изменяется от 0,6 до 1,2 м, а общая доля их в сложении пласта II достигает 11%. Гелинито-преколлинитовые угли, слагающие верхнюю и среднюю пачки пласта, составляют 26-53%, а мощность их слоев варьирует от 0,8 до 3,8 м. Лейптинитовые и коллинитовые угли, составляющие в сумме до 23%, образуют прослой мощностью 0,6-2 м, относительно выдержанные по простиранию и замещающиеся к северо-востоку углистой глиной.

Далее, по направлению к центру месторождения, участие гелинито-постстеллинитовых, гелинито-коллинитовых и лейптинитовых углей в сложении пласта становится более значительным по сравнению с гелинито-преколлинитовыми. Гелинито-постстеллинитовые угли слагают здесь в основном нижнюю и среднюю части пласта и лишь в отдельных разрезах залегают ближе к его кровле в виде маломощного (до 1 м) быстро выклинивающегося прослоя. Иногда по простиранию в их составе присутствуют угли, обогащенные (до 25%) лейптинитом или гелифюзинитом. Слои этих углей мощностью 1-2 м выдержаны по простиранию пласта.

Гелинито-коллинитовые и лейптинитовые угли, расположенные ближе к кровле, образуют выдержанные прослой мощностью 0,6-3,6 м и составляют здесь в сумме 29-56% угольной массы пласта.

Непосредственно в центральной части месторождения участие углей коллинитовой и лейптинитовой групп в сложении пласта весьма существенно возрастает (до 66%), уменьшаясь затем к востоку до 16%. Суммарная мощность этих углей изменяется по разрезу снизу вверх от 0,5-1 до 6-7,5 м. Угли гелинито-преколлинитовой подгруппы слагают здесь среднюю и частично верхнюю части пласта, залегая среди гелинито-коллинитовых и лейптинитовых углей в виде прослоев мощностью до 3,5 м, иногда выдержанных по простиранию. Доля их участия в сложении пласта изменяется от 14,7 до 89,7%.

К юго-западу содержание коллинитовых и лейптинитовых углей в разрезах пласта резко уменьшается за счет преобладания гели-

нито-постстелинитовых (до 34%), гелинито- и семигелинито-преколлинитовых (до 61%) углей, прослеживающихся по простиранию до 5 км. Вблизи почвы и кровли пласта залегают прослои гелинито-постстелинитового угля с гелифюзинитом, мощностью 0,8-3 м, замещающиеся вверху разреза углем гелинито-постстелинитового типа. К средней части пласта приурочена пачка миксто-гелинито-постстелинитового угля мощностью 1-2,2 м, выдержанная на расстоянии более 5 км. К юго-востоку в сложении пласта II снова возрастает участие коллинитовых и лейптинитовых углей. Последние по простиранию переходят в преколлинитовые угли с прослоем углистой глины мощностью до 0,5 м.

Средний групповой микрокомпонентный состав пласта характеризуется преобладанием витринита (62,6%) и подчиненными значениями фюзинита и семифюзинита (13,6%), лейптинита (5,3%) и желтой бесструктурной основной массы (18,5%). Тип пласта преимущественно гелитолитовый, подтип - гелито-аттритовый (Волкова, 1975).

Пласт I генетически является частью пласта II, образовавшейся при расщеплении последнего в восточной и юго-восточной частях месторождения. Общая мощность его изменяется от 0,6 до 6,7 м, рабочая - от 2 до 6,7 м. Строение пласта простое, редко сложное (в юго-восточном направлении). При сложном строении пласт состоит из двух пачек с мощностью разделяющего их прослоя от 0,4-2 до 10 м. Верхняя угольная пачка имеет мощность 1-1,4 м, нижняя - 0,8-2,8 м.

В почве пласта, являющейся одновременно кровлей пласта II, залегают глины, реже алевриты и пески, в кровле - преимущественно глины, изредка - на юго-востоке - алевриты и пески.

Петрографически пласт I был изучен по девяти скважинам и прослежен на расстоянии от 2 до 6 км. Мощность его в точках опробования составляла 4,5-6,6 м, являясь в целом относительно устойчивой.

В сложении пласта преобладают угли постстелинитовой (40,2%) и преколлинитовой (34,0%) групп, среди которых большая доля приходится на угли гелинитового и в меньшей мере - семигелинитового класса. Второстепенное значение имеют гелинито- и семигелинито-коллинитовые (14,0%), гелинито-теллинитовые (8%) и лейптинитовые угли с гелинито-коллинитом (3,8%).

Гелинито- и семигелинито-постстелинитовые угли, иногда с примесью гелифюзинита и лейптинита (до 25%), слагают обычно нижнюю и среднюю части пласта в виде пачек мощностью от 0,5 до 3 м. Гелинито- и семигелинито-преколлинитовые угли, нередко обогащенные гелифюзинитом (до 25%), образуют прослои мощностью 0,2-1,5 м, приуроченные к верхам, иногда к низам разреза пласта, переслаиваясь с коллинитовыми и постстелинитовыми углями. Содержание их в разрезах пласта по месторождению изменяется местами от ничтожно малого до 60-70% в юго-восточном направлении.

Коллинитовые угли слагают верхнюю, реже среднюю часть пласта в виде маломощных (до 0,8 м) прослоев, быстро выклинивающихся по простиранию. Лишь в северо-восточном направлении они прослеживаются на расстоянии около 6 км, а их содержание в отдельных разрезах изменяется от 1,7 до 50%. Лейптинитовый уголь в разрезах пласта установлен только в северо-восточной части месторождения по двум скважинам, где он залегает в виде прослоев мощностью до 1 м, а доля его в сложении пласта составляет здесь 16,7 - 20,4%.

Тип рассмотренных пластов по преобладающему участию в их сложении отдельных классов углей и среднему микрокомпонентному составу преимущественно гелитолитовый, подтип - гелито-аттритовый (по классификации И.Б. Волковой, 1975). Однако анализ степени разложения и превращения исходного (преимущественно стеблевого) материала свободненских углей показывает их неодинаковый в этом отношении петрографический состав.

Если в сложении пласта III преобладают преимущественно угли гелинито-преколлинитовой подгруппы, то для пласта II наиболее характерным является примерно равное участие в его сложении гелинито-постелинитовых, гелинито-преколлинитовых и коллинитовых углей. В сложении пласта I существенное значение приобретают гелинито-постелинитовые, второстепенную роль играют гелинито- и семигелинито-преколлинитовые угли.

ХАБАРОВСКОЕ БУРОУГОЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Хабаровское месторождение расположено в районе г. Хабаровска в юго-восточной части Среднеамурского бурогоугольного бассейна. В палеогеновой и неогеновой осадочных толщах здесь содержится до 26 пластов и пропластков угля мощностью от 0,05 до 18,2 м с мощностью угольной массы от 0,05 до 16 м. Наиболее угленасыщены (22 пласта) миоценовые отложения ушумунской свиты (Варнавский, 1971). Из них только пять пластов группы "в" (в-3с, в-3в, в-4н, в-5н, в-6) имеют промышленное значение. Мощность пластов непостоянна и сравнительно резко изменяется по латерали.

Ниже рассматриваются петрографический состав и строение трех основных наиболее мощных пластов угля (снизу вверх): в-3в, в-5н, в-6.

Пласт в-3в на относительно небольшой площади своего распространения не выдержан по мощности (0,1-8,1 м) и строению. Строение пласта сложное, изредка простое - он состоит из двух - восьми пачек угля, разделенных прослоями глины мощностью 0,05-0,9 м. Местами пласт целиком представлен углистой глиной. Почва и кровля пласта образованы глиной, реже алевроитом и углистой глиной, устойчиво сохраняющим свой состав по простиранию.

Петрографический состав пласта изучался по семи скважинам, расположенным одна от другой на расстоянии от 0,5 до 5 км. Пласт слагается матовыми (85%), редко полуматовыми (15%) гумусо-

выми и сапропелево-гумусовыми (7,5%) углями. Характерной особенностью пласта является преобладание среди матовых и полуматовых углей редкоштриховатых и штриховатых, реже однородных или линзовидно-штриховатых разновидностей угля.

В сложении пласта участвуют угли постстеллинитовой (52%) и преколлинитовой (40,5%) групп, среди которых главную роль играют семигелинито-постстеллинитовые (37%) и семигелинито-преколлинитовые (34%) угли, второстепенную - гелинито-постстеллинитовые (15%) и гелинито-преколлинитовые (3,5%).

По исходному материалу наибольшее распространение имеют угли, образованные листовым и стеблевым материалом. Из десяти выделенных типов чаще встречаются два: семигелинито-постстеллинитовый паренхимно-древесинный и семигелинито-преколлинитовый, залегающие в виде прослоев мощностью до 2,75 м, более или менее выдержанные по простиранию. Реже встречаются гелинито-постстеллинитовый древесинный, гелинито- и семигелинито-постстеллинитовый смешанные угли, образующие прослой мощностью 0,2 - 0,85 м и составляющие в сумме 19%.

Гелинито-постстеллинитовые и гелинито-преколлинитовые со спорами и пылью и экзинито-гелинито-постстеллинитовые угли встречаются эпизодически (в сумме около 10%) в виде быстро выклинивающихся прослоев мощностью 0,2 - 0,4 м. Также редко отмечаются в верхней части пласта невыдержанные по простиранию пачки микто-семигелинито-постстеллинитового мелкодревесинного и семигелинито-подобного преколлинитового угля мощностью 0,4 - 1,05 м. Сапропелево-гумусовый (альгинито-гелинито-коллинитовый) уголь слагает маломощные (0,20 - 0,4 м) невыдержанные по простиранию пачки в нижней и средней частях пласта.

Пласт в-5н имеет почти повсеместное распространение на площади месторождения. По сравнению с пластом в-3в он характеризуется значительно большей общей (0,15-12,15 м) и рабочей (от 1 до 7 м) мощностью, относительно устойчивой только в центральной части месторождения.

Строение пласта сложное, реже простое. При сложном строении пласт состоит из двух-пяти угольных пачек, разделенных прослоями глины, реже алевролита и песка мощностью от 0,05 до 0,9 м.

Почва и кровля пласта сложены глиной, а в некоторых случаях алевролитом и песком. Иногда в почве и кровле имеются прослой углистой глины мощностью 0,15-1,65 м. Местами пласт угля полностью замещается углистой глиной мощностью 0,2-0,5 м.

По степени разложения в его составе установлены угли преколлинитовой (46%), постстеллинитовой (42,7%) и теллинитовой (2,5%) групп. Преколлинитовые угли представлены семигелинито-преколлинитовой (40,2%) и гелинито-преколлинитовой (5,8%), постстеллинитовые - семигелинито-постстеллинитовой (15%) и гелинито-постстеллинитовой (27,7%) подгруппами, т.е. по степени превращения в сложении пласта преобладают семигелинитовые угли.

По составу исходного материала среди перечисленных преобладают (65,5%) угли, обогащенные листовой паренхимой. Весьма характерным признаком пласта в-5н является то обстоятельство, что семигелинито- или гелинито-посттелинитовые паренхимные угли полностью слагают пласт или большую часть его. Резко подчиненную роль (9%) играют гелинито-телинитовый крупнодревесинный и гелинито-посттелинитовый мелкодревесинный типы углей. Они залегают в виде маломощных (0,1 - 0,15 м) пачек в почве, иногда в кровле пласта. Гелинито-посттелинитовые паренхимно-древесинные угли слагают маломощные (0,25 - 0,50 м) прослои, а содержание их в разрезах пласта составляет в среднем 12,1%. Эпизодически отмечается экзинито-гелинито-преколлинитовый уголь мощностью 0,35 м, невыдержанный по простиранию.

Пласт в-6 является основным, наиболее мощным (0,25-11,15 м) и выдержанным пластом месторождения. Рабочая мощность пласта изменяется от 1 до 10,75 м.

Строение пласта сложное: он состоит из двух - девяти угольных пачек, мощность которых в большинстве случаев достигает 1,3 - 3,5 м. Угольные пачки разделены породными прослоями (0,05 - 2 м), состоящими из глины, реже алевролита, углистой глины и песка. Иногда слои глины или алевролита чередуются с углистой глиной. Почва и кровля пласта сложены глиной, местами алевролитом и песком.

Петрографический состав углей пласта изучен по 10 скважинам, расположенным одна от другой на расстоянии 0,2-1,7 км (рис. 43).

В сложении пласта в-6 участвуют примерно в равных соотношениях полуматовые и матовые гумусовые (85%) и сапропелево-гумусовые (15%) угли. По соотношению основных групп микрокомпонентов угли пласта представлены всеми типами и разновидностями, встречающимися на месторождении (Крапивенцева, 1972). Преимущественное значение имеют гелинито-посттелинитовые (51%), гелинито-телинитовые (21%) и гелинито-преколлинитовые (11,3%) угли, т.е. угли гелинитового класса. Весьма ничтожно количество семигелинито-посттелинитовых (1%) и семигелифюзинитоподобных преколлинитовых (0,7%) углей (Крапивенцева и др., 1975).

Среди указанных подгрупп наибольшее участие в сложении пласта принимают угли четырех типов: гелинито-посттелинитовый, гелинито-телинитовый паренхимно-древесинный, гелинито-посттелинитовый крупно- или мелкодревесинный и гелинито-посттелинитовый со спорами и пылью. Реже встречаются гелинито-телинитовый крупнодревесинный, гелинито-посттелинитовый смешанный, гелинито-преколлинитовый и некоторые другие типы углей.

Гелинито-телинитовые паренхимно-древесинные, редко крупно- и мелкодревесинные угли располагаются в разных частях разреза пласта в виде пачек небольшой мощности (0,1 - 1,2 м, чаще 0,2-0,5 м). Выдержанность последних по простиранию незначительная (от 0,2 до 2 км). Обычно они замещаются гелинито-посттелинитовыми, иногда гелинито-преколлинитовыми углями (см. рис. 43).

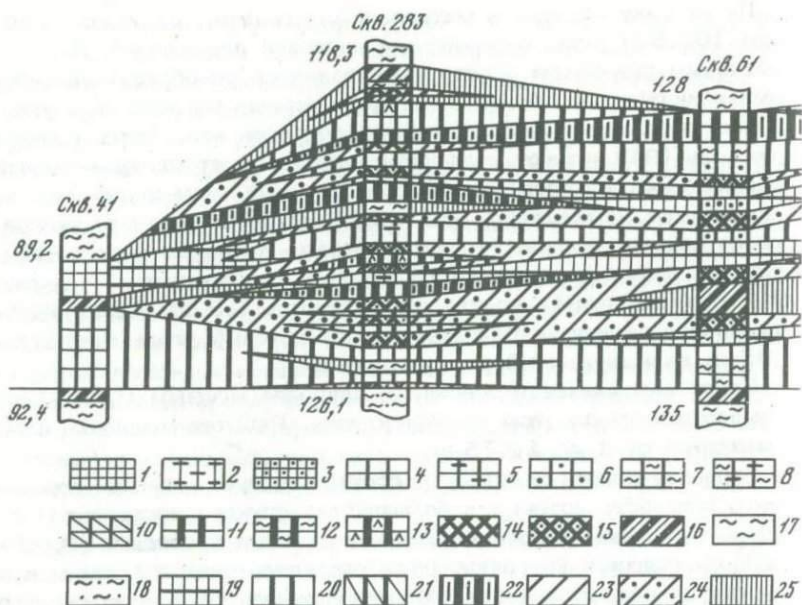
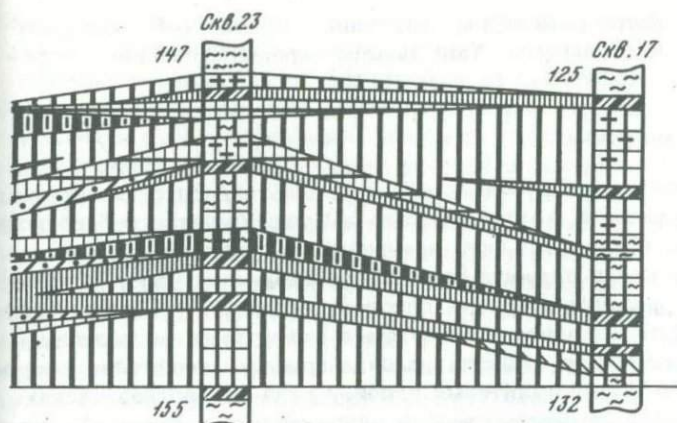


Рис. 43. Схематический фациально-петрографический профиль угольного пласта в-6 Хабаровского бурогоугольного месторождения

Генетические типы углей (в колонках скважин). Гумусовые угли. Телинитовые угли: 1 - гелинито-телинитовый паренхимно-древесинный; 2 - гелинито-телинитовый мелкодревесинный; 3 - гелинито-телинитовый паренхимный. Посттелинитовые угли: 4 - гелинито-посттелинитовый паренхимно-древесинный; 5 - гелинито-посттелинитовый крупнодревесинный; 6 - гелинито-посттелинитовый паренхимный; 7 - гелинито-посттелинитовый паренхимно-древесинный со спорами и пыльцой; 8 - гелинито-посттелинитовый мелкодревесинный со спорами и пыльцой; 9 - гелинито-посттелинитовый смешанный; 10 - семигелинито-посттелинитовый. Преколлинитовые угли: 11 - гелинито-преколлинитовый; 12 - гелинито-преколлинитовый со спорами и пыльцой; 13 - гелинито-преколлинитовый смешанный.

Гелинито-посттелинитовые угли повсеместно участвуют в строении пласта, полностью слагая его и образуя относительно мощные (0,5-2,2 м) пачки, выдержанные по простиранию на расстоянии до 3 км. Реже они встречаются в виде маломощных (0,1-0,5 м) быстро выклинивающихся прослоев. Гелинито-посттелинитовые угли приурочены к нижней, средней, редко к верхней частям пласта и, как правило, переслаиваются с менее мощными пачками гелинито-телинитовых и гелинито-преколлинитовых углей.

Угли гелинито-преколлинитовой подгруппы, имеющие более ограниченное распространение в средней и верхней частях пласта, про-



А	А	А
А	А	А

 9

Горизонтальный $\underbrace{0,2 \quad 0 \quad 0,2 \quad 0,4 \text{ км}}$
 Вертикальный $\underbrace{2,6 \quad 0 \quad 2,6 \quad 5,2 \text{ км}}$

Лейптинитовые угли: 14 - лейптинитовый с гелинито-коллинитом. Сапропелево-гумусовые угли: 15 - альгинито-гелинито-коллинитовый. Типы пород: 16 - углистая глина; 17 - глина; 18 - алевроит. Фации углей (штриховка между колонками скважин): 19 - подвижного сильно обводненного застойного или временами слабо проточного торфяного болота; 20 - относительно подвижного сильно обводненного застойного или слабо проточного торфяного болота; 21 - относительно подвижного обводненного застойного или слабо проточного торфяного болота; 22 - относительно устойчивого сильно обводненного или слабо проточного торфяного болота; 23 - весьма устойчивого сильно обводненного застойного торфяного болота, имевшего связь с озером; 24 - топяного торфяного болота, имевшего связь с озером; 25 - фации комплекса торфяных болот. Цифры слева от колонок - глубины залегания угольного пласта в м

слеживаются на расстоянии до 1-1,5 км линзовидными прослоями небольшой мощности (0,1-0,5, редко до 1 м). Характерно, что гелинито-преколлинитовые угли обычно располагаются в разрезе пласта над сапропелево-гумусовыми углями или над прослоями углистых глин и по простиранию нередко замещаются ими.

Примечательная особенность пласта в-6 - наличие от четырех до десяти прослоев (0,05-0,5 м) сапропелево-гумусового (альгинито-гелинито-коллинитового) угля, приуроченных к кровле пласта, иногда встречающихся в средней его части ближе к почве; прослой переслаиваются с гелинито-посттелинитовыми, гелинито-преколлинитовыми углями и углистой глиной.

В целом петрографическое строение пласта в-6 является относительно постоянным. Тип пласта преимущественно гели-толитовый.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ материалов изучения угольных пластов палеогеновых и неогеновых отложений Амуро-Зейского и Среднеамурского буроугольного бассейнов показывает, что некоторые их показатели, характеризующие строение и петрографический состав, могут быть использованы для корреляции угольных пластов (табл. 17). К числу таких основных свойств (параметров), которые могут быть распознаны макроскопически, можно отнести: наличие прослоев тонштейна, сапропелево-гумусовых, лейптинитовых углей. Среди микроскопических признаков следует отметить степень разложения и превращения исходного материала углей, его ботанический состав, наличие фюзенизированных или лейптинитовых микрокомпонентов.

Так, например, для пласта Верхнего Кивдо-Райчихинского месторождения дат-палеоцепоного возраста характерны каолинитовые про-

Таблица 17

Выдержанность корреляционных признаков при сопоставлении угольных пластов по отдельным месторождениям и бассейнам палеогенового-неогенового угленакпления

Объект исследования	Методы исследования	Признак	Амуро-Зейский буроугольный бассейн			Среднеамурский буроугольный бассейн						
			Кивдо-Райчихинское месторождение			Свободное месторождение						
			Хабаровское месторождение									
Выдержанность на расстоянии, км												
			до 1	до 5	5-10	до 1	до 5	5-10	до 1	до 5	5-10	
Угольный пласт	Литологические	Мощность	+++	++	+	++	+	+	+	+	+	0
		Строение, включая прослойки пород	+++	++	+	+++	+	+	+	+	+	0
		Почва и кровля	+++	+	+	+	0	0	+	0	0	0
		Каолинитовые прослои (тонштейны)	+++	+++	++	-	-	-	-	-	-	-
		Конкреционные образования	-	-	-	-	-	-	θ	θ	θ	θ
		Пепловые прослои	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Вещество угля	Петрографические макроскопические	Содержание (в %) петрографических типов углей по блеску и структуре	++	+	0	+	+	0	+	+	0	
		Распределение петрографических типов углей по разрезу пласта	++	+	0	+	+	0	+	0	0	
		Участие среди гумусовых сапропелево-гумусовых углей	-	-	-	-	-	+	+	+	0	
	Петрографические микроскопические	Содержание (в %) микрокомпонентов в угольном пласте	+	+	0	+	0	0	+	0	0	
		Генетические группы и подгруппы углей по степени разложения и превращения лигноцеллюлозных тканей	+++	+++	++	++	+	+	++	+	+	
		Исходный растительный материал	+++	++	+	++	+	+	++	+	+	
		Слои с характерными микрокомпонентами	+++	++	+	++	+	+	+	0	0	
		Минеральные включения	++	+	0	+	0	0	+	0	0	

Примечание: +++ очень надежный, выдержанный; ++ средненадежный; + надежный в комплексе с другими признаками; 0 - ненадежный; θ - невыясненный; - отсутствуют.

слои (тонштейны), а по микрохарактеристике — преобладание в его сложении гелифузинито-посттелинитовых углей.

Нижнемиоценовые угли месторождения Свободного характеризуются землистым обликом, редкоштриховатой структурой и наличием светло-коричневых однородных прослоев лейптинитовых углей. В сложении пластов здесь принимают участие в основном угли посттелинитовой и преколлинитовой групп, причем пласты различаются между собой по количественному соотношению углей с разной степенью разложения и превращения исходного растительного материала. Для пласта III, например, характерно преобладание углей гелинито-преколлинитовой подгруппы, для пласта II — равное содержание посттелинитовых и преколлинитовых (гелинитовых и в меньшей мере семигелинитовых), а для пласта I — преобладание гелинито-посттелинитовых и большее участие гелинито-гелинитовых углей. Кроме того, пласт II отличается от I и III пластов значительно ббльшим участием в его составе коллинитовых и лейптинитовых углей.

Для миоценовых углей Хабаровского месторождения характерно наличие прослоев сапропелево-гумусовых углей. Пласты этого месторождения отличаются друг от друга степенью разложения и превращения исходного растительного материала. Так, например, для пласта в-3в характерно преобладание в его сложении посттелинитовых и преколлинитовых углей класса семигелинитов, а для пласта в-5н — большее содержание (40,2%) семигелинито-преколлинитовых и гелинито-посттелинитовых (23%) углей. Наиболее мощный и выдержанный по простиранию пласт в-6 состоит в основном из углей гелинитового класса (гелинито-посттелинитовых — 51%, реже — гелинито-гелинитовых — 21%). Последние отсутствуют в сложении пласта в-3в и в ничтожном количестве (до 2,5%) содержатся в пласте в-5н.

Часть вторая

ВУЛКАНИТЫ КАК СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЕХИ

Вулканогенные толщи обычно рассматриваются стратиграфами как невыдержанные по площади образования, которые лишь в редких случаях можно использовать для корреляции разрезов. Такая оценка их в значительной мере основана на близких нам примерах одновременных излияний соседними вулканами лав различного состава. Однако для многих районов устанавливается поразительная выдержанность вулканогенных толщ определенного состава. На Дальнем Востоке к таким толщам относятся, например, эоценовая кузнецовская и нижнемиоценовая кизинская свиты, сложенные преимущественно базальтами и андезито-базальтами. Эти свиты имеют своих аналогов во внутренних, континентальных частях Дальнего Востока, в переходной зоне и в краевых геосинклинальных областях Восточной Азии, а также на других континентах. Например, раннемиоценовый базальтовый вулканизм очень сильно проявился в западных штатах США (Christiansen, Lipman, 1972; Lipman a. o., 1972). Другим примером могут служить верхнемеловые (сенон-дагские) вулканогенные толщи Дальнего Востока, тоже отличающиеся большой устойчивостью в пространстве. В пределах Восточной Азии и на других континентах широко распространены позднелииценовые — раннеплейстоценовые платобазальты, сменяющиеся в океанических рифтах вулканогенными толщами, претерпевшими зеленокаменные изменения.

Характерна история изучения кайнозойских базальтовых толщ различных континентов. Первоначально существовали представления о четвертичном возрасте всех платобазальтов Сихотэ-Алиня. Они изменились после получения данных о разновозрастности базальтов, их принадлежности к эоценовым, раннемиоценовым и плиоцен-раннеплейстоценовым излияниям. На ранних геологических картах Камчатки почти вся область Срединного хребта была закрашена цветом четвертичных вулканитов. В последующем там были выделены ранне-, позднелииценовые и плиоцен-четвертичные базальты и андезито-базальты. Недавно выявилось широкое распространение на северо-западе Камчатки также и эоценовых базальтов. Такую же эволюцию претерпели взгляды на возраст платобазальтов района р. Колумбия (США), которые сначала рассматривались как общий покров, а оказались разновозрастными, причем возраст их отдельных толщ охватывает те же возрастные интервалы, что и в Восточной Азии (Waters, 1961). Преимущественно эоценовыми, раннемиоценовыми и плиоцен-плейстоценовыми оказались и кайнозойские базальты Вос-

точной Австралии (Браун и др., 1970). Различный возраст (который еще уточняется) имеют кайнозойские вулканогенные толщи Каскадных гор, ранее относимые к плиоцену (Mc Birney a.o., 1974).

П. Вогт (Vogt, 1972) определил объемы и время базальтовых излияний двух удаленных друг от друга областей: Гавайской цепи островов и подводных гор в Тихом океане и цепи Гренландия – Исландия – Фарерские острова в Атлантическом океане. В этих областях базальтовые излияния наибольших объемов оказались приуроченными к позднемиоценовому – раннетретичному и позднепалеогеновому времени. Локальные максимумы излияний базальтов для обеих областей отмечаются в конце эоцена и миоцена.

Появление подобных устойчивых в пространстве вулканогенных толщ долгое время не имело достаточных теоретических обоснований. Оно объяснялось цикличностью тектоно-магматических процессов с последовательной сменой излияний основных лав извержениями из того же очага кислых магматических продуктов. В последующем выяснились различные источники основных и кислых лав: глубинный, мантийный – первых и преимущественно коровый – вторых. Излияния основных лав стали связывать с растяжением и глубокими расколами земной коры. Масштаб этого явления и значение его для геохронологии начинают в достаточной степени выясняться лишь в последние годы. Широкое развитие в определенные эпохи базальтовых излияний (обычно – одновременно на континентах и в геосинклиналях) отмечалось Ю.А. Кузнецовым (1964), А.Г. Комаровым (1972), Г.Ф. Макаренко (1974), Н.П. Михайловым и О.А. Богатиловым (1974), Т.Н. Спизарским (1964), М.А. Фаворской и И.Н. Томсоном (Глобальные закономерности..., 1974), В.Е. Хаиным (1973), Д.С. Харкевичем (1971), Д.С. Штейнбергом (1970), Э.Н. Эрлихом и И.В. Мелекесцевым (1974), Г.М. Власовым (1958, 1966), Ф. Ахмадом (Ahmad, 1972), Мак Бирни с соавторами (Mc Birney a.o., 1974), Д.В. Гаукинсом (Hawkins, 1970), Р. Трюмпи (Trümpy, 1960) и многими другими исследователями.

Базальты, синхронные по времени изменения толщам основных вулканитов континентов и геосинклиналией, начинают выявляться для позднемиоценового – кайнозойского времени на дне окраинных восточноазиатских морей Тихого и Индийского океанов. Предполагаемая гипотезой тектоники плит непрерывная смена на дне океана (в плане) разновозрастных базальтов в общем не подтверждается результатами донного бурения. Устанавливается скорее прерывистость по возрасту базальтовых полей как в плане, так и в разрезе (Пушаровский, Безруков, 1973; Макаренко, 1974). Многие сторонники гипотезы тектоники плит вынуждены признать прерывистость расширения дна океана (процесса субдукции) и выделять отдельные эпохи растяжения земной коры и раздвижения океанических рифтов. По А. Митчеллу и Х. Ридингу (Mitchell, Reading, 1969; Mitchell, 1973), эти эпохи приурочивались к позднему мелу, эоцену, позднему олигоцену или раннему миоцену и к периоду от плиоцена до настоящего времени. Бурение на дне Индийского океана показало крупные погружения некоторых участков дна, причем в тех случаях, когда

да имелась возможность определить начало опускания, оно датировалось поздним мелом, эоценом или миоценом. Такой же возраст имеют и погребенные осадками базальты (Пушаровский, Безруков, 1973). Эти временные интервалы близки к эпохам растяжения земной коры, выявляющимся на континентах. Вполне логично поэтому заключение Ю.М. Пушаровского и П.Л. Безрукова, что "движения, которые удается установить в разрезах дна океана, по времени в общем коррелируются с движениями, известными на суше (например, альпийскими и ларамийскими)" (1973, с. 9).

Сохраняя на различных континентах свое положение в стратиграфическом разрезе, вулканиты эпох растяжения при переходе из одной геотектонической зоны в другую претерпевают изменения в отношении их формационной принадлежности. Так, нижнемиоценовые вулканиты, имеющие на окраине континента характер платобазальтов, в переходной к океану зоне окаймляют и частично выполняют межгорные впадины, а в приокеанических молодых складчатых областях и современных геосинклиналях синхронные вулканогенные толщи приближаются по составу к спилито-диабазовой формации: в слагающих их вулканитах основного состава проявляются альбитизация и другие зеленокаменные изменения. Позднемеловые вулканогенные толщи на континенте, в условиях значительной мощности земной коры, содержат много вулканических продуктов среднего и даже кислого состава, тогда как в периферических подвижных областях, на океанической коре и вблизи глубинных разломов, они сложены преимущественно спилито-диабазовой формацией. На устойчивых платформах растяжение земной коры вызывало периодические излияния траппов. Они, по заключению Г.Ф. Макаренко (1974), происходили синхронно с базальтовыми излияниями на периферии океанов и сливались с ними в разновозрастные поля. Непосредственное продолжение на континенте (в виде платобазальтов и траппов) вулканогенных толщ, слагающих второй океанический слой земной коры, устанавливается у берегов Южной Америки, Исландии, Гренландии, Индостанского полуострова и в других районах (Панаев, 1975).

Сравнение химических составов базальтовых формаций в различных структурно-формационных зонах показывает много общих черт (табл. 18). Толеитовые базальты — наиболее "примитивный" тип базальтовых пород — имеют относительно выдержанный химический состав в пределах всех земных океанов и широко распространены на континентах. Естественно, что при глубинном происхождении как толеитов, так и щелочных "сквозьмагматических" растворов вблизи очень глубоких разломов, вскрывающих свежие продукты дифференциации мантии, толеиты обогащаются калием (до 1% K_2O и более, при обычном содержании ее в толеитах в пределах 0,16–0,38%). Эти "калиевые толеиты" могут служить индикаторами глубинных разломов.

Существовавшие еще недавно представления о значительных различиях континентальных (преимущественно толеитовых) и океанических (главным образом щелочных) базальтов опровергаются иссле-

дованиями А. Энгель и Ц.Энгель (1968), В.А. Кутolina (1972) и других авторов, показавших, что щелочные базальты океанических островов являются дифференциатами толеитовых базальтов, слагающих океаническое ложе. Разности базальтов, переходные от толеитовых к щелочным, наблюдались не только на океанических островах и континентах, но и в срединно-океанических рифтах (Аументо и др., 1973). Статистическое изучение петрохимических особенностей толеитовых и щелочных оливиновых базальтов, выполненное В.А. Кутoliным (1972), показало, что различия в их составе не столь уж значительны, чтобы возражать против происхождения и континентальных щелочных базальтов за счет дифференциации толеитовой магмы.

Другая тенденция противопоставления континентальных и океанических базальтов основана на более быстром темпе увеличения щелочности в ходе дифференциации океанических толеитов по сравнению с континентальными (Горшков, 1967). Это можно объяснить "отсадкой" кристаллов основного плагиоклаза при относительно спокойном режиме кристаллизационной дифференциации базальтов в условиях океана. Отделение кристаллической фазы от магмы должно было обусловить дальнейшее щелочное направление ее дифференциации. Щелочные базальты характеризуются в общем повышенным содержанием TiO_2 и (нередко) MgO . Больше всего анализов океанических базальтов относится к щелочным разностям, развитым на островах, что обусловило распространенное мнение о большем богатстве океанических базальтов TiO_2 и MgO по сравнению с континентальными. Это мнение нуждается в серьезной проверке. Некоторые щелочные оливиновые базальты континентов не отличаются по составу от океанических разностей. При сравнении содержаний TiO_2 и MgO в океанических толеитовых базальтах (составляющих главную массу базальтов океана) в траппах и платобазальтах образующих наиболее объемные излияния на континентах существенно различия в составе не устанавливаются. В некоторых районах траппового магматизма (например, Декан) излияния лав, близких по составу к толеитовым базальтам, заканчивались извержениями щелочных базальтов, т.е. повторялась картина, наблюдающаяся на дне океана.

Обогащенная кристаллами плагиоклаза магма дает высокоглиноземистые базальты, встречающиеся в различных структурных условиях: в только что начинающихся формироваться островных дугах (Южные Сандвичевы острова; Фролова, Рудник, 1974), в океанических рифтах (например, Срединно-Атлантический; Аументо и др., 1973), в приокеанских молодых складчатых областях (Камчатка) и на континентах (Монголия). На континентах высокоглиноземистые базальты развиты преимущественно на площадях с относительно мощной корой, поэтому А. Риттман (Rittman, 1971) связывает их образование с анатексисом материала самых нижних частей сиала. Веским доводом против предполагаемого Х. Куно (Куно, 1960) и многими другими исследователями существования самостоятельной высокоглиноземис-

Таблица 18

Средний химический состав (в %) основных типов базальтов океанов

Компонент	Тихоокеанский пояс		
	Толеитовые базальты		
	Умеренно глиноземистый подтип		Высокоглино- земистый подтип
SiO ₂	50,25	50,00	49,00
TiO ₂	1,56	2,50	0,89
Al ₂ O ₃	16,09	14,10	17,09
Fe ₂ O ₃	2,72	3,00	4,42
FeO	7,20	8,60	6,26
MnO	0,19	0,16	0,17
MgO	7,02	8,50	7,84
CaO	11,81	10,40	11,41
Na ₂ O	2,81	2,13	2,62
K ₂ O	0,20	0,38	0,23
P ₂ O ₅	0,15	0,26	0,07
Сумма	100,00	100,00	100,00
Авторы	А. Энгель, Ц. Энгель, 1968	Бевзенко, 1973	Купо, 1959
Число анализов	6	181	150

и континентов (по М.И. Попковой, 1975 г.)

Тихоокеанский пояс

Щелочные оливиновые базальты		Спилиты внешних геосинклинальных прогибов	
Гавайский подтип	Таитянский подтип	с низким содержанием калия (толеитовый подтип)	с высоким содержанием калия (щелочной подтип)
46,46	46,10	50,79	49,92
3,01	3,60	1,21	1,25
14,61	16,10	10,10	16,76
3,27	5,00	6,15	7,72
9,11	6,90	5,74	4,53
0,14	0,20	0,18	0,23
8,19	6,70	5,36	4,95
10,33	10,40	9,27	8,87
2,92	3,20	4,66	4,01
0,84	1,80	0,29	1,55
0,37	-	0,25	0,21
100,00	100,00	100,00	100,00
Бевзенко, 1973		Авдейко, Храмов, 1969; Гранник, 1972 г.; Гаврилов, Соловьев, 1973 г.;	
28	20	14	17

Таблица 18 (продолжение)

Компонент	Тихоокеанский пояс		
	Базальты островных дуг		Платобазальты окраин континентов и стабилизированных частей островных дуг
	фронтальных (внешних)	тыловых (внутренних)	
SiO ₂	52,26	50,90	51,83
TiO ₂	0,97	0,80	1,57
Al ₂ O ₃	19,25	18,62	16,08
Fe ₂ O ₃	4,72	5,33	4,52
FeO	5,11	4,44	6,08
MnO	0,16	0,22	0,13
MgO	4,68	5,89	6,70
CaO	9,31	9,79	8,41
Na ₂ O	3,05	2,81	2,80
K ₂ O	0,49	1,05	1,66
P ₂ O ₅	-	0,15	0,22
Сумма	100,00	100,00.	100,00
Авторы	Ротман, Марковский, 1968 г.	Огородов и др., 1972 г.	Попкова и др., 1961 г.; Денисов, 1965; Манушин, 1968 г.; Огородов и др., 1972 г.
Число анализов	5	9	47

Другие районы

Индийский океан	Аравийско-Индийский срединно-океанический хребет	Атлантический океан	
		Срединно-океанический хребет	Южные Сандвичевы острова

Толейтовые базальты

Высокоглиноземистый подтип	Умеренно глиноземистый подтип	Умеренно глиноземистый подтип	Высокоглиноземистый подтип	
50,29	50,69	50,35	50,18	51,2
1,21	1,86	1,50	0,57	0,8
17,16	15,79	15,92	21,84	18,0
2,26	3,30	1,46	3,03	2,7
6,51	7,23	8,14	5,33	7,4
0,16	0,21	0,17	н/опр.	0,2
7,75	7,64	8,28	5,29	6,2
11,55	9,60	11,01	11,16	11,0
2,83	3,51	2,88	2,27	2,1
0,19	0,17	0,16	0,28	0,3
0,09	-	0,13	0,05	0,1
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
А.Энгель, Ц.Энгель, 1968	Иванов и др., 1973	Кутюлин, 1972	Фролова, Рудник, 1974	Baker, 1968
10	15	63	5	10

Таблица 18 (окончание)

Компонент	Другие районы		
	Острова Индийского океана		Острова Атлантического океана
	Щелочные оливиновые базальты		
	Гавайский под-тип	Таитянский под-тип	Гавайский под-тип
SiO ₂	46,30	46,10	46,30
TiO ₂	3,25	2,30	3,00
Al ₂ O ₃	14,80	18,00	15,40
Fe ₂ O ₃	3,24	3,20	4,57
FeO	9,45	6,90	4,80
MnO	0,16	0,10	0,11
MgO	7,95	6,30	7,60
CaO	10,80	7,70	10,40
Na ₂ O	2,65	5,70	3,00
K ₂ O	1,05	3,20	1,22
P ₂ O ₅	0,37	0,50	0,49
Сумма	100,00	100,00	100,00
Авторы	Бевзенко, 1973		
Число анализов	25	2	48

Другие районы

Острова Атлантического океана	Сибирская платформа	Древние платформы	Молодые платформы
Щелочные оливиновые базальты	Траппы		
Таитянский подтип			
48,46	49,24	49,89	51,97
2,82	1,50	1,50	1,72
17,21	15,61	15,39	16,14
4,13	3,66	3,22	5,26
6,26	9,56	9,45	7,15
0,15	0,19	0,20	0,19
5,02	6,28	6,30	4,81
8,73	10,87	10,89	8,37
4,28	2,22	2,25	3,02
2,43	0,74	0,76	1,37
0,51	0,13	0,15	?
100,00	100,00	100,00	100,00

Кутолия, 1972

78

176

258

90

той базальтовой магмы являются обычные постепенные переходы умеренно глиноземистых толеитов в высокоглиноземистые. Увеличение содержания Al_2O_3 в высокоглиноземистых толеитах происходит при одновременном уменьшении содержания TiO_2 , FeO , MgO , Na_2O . Остальные окислы присутствуют в обеих разновидностях почти в равных количествах.

Химический состав платобазальтов Тихоокеанского пояса очень сходен с составом траппов континентов, особенно молодых платформ (см. табл. 18). В траппах древних платформ содержание SiO_2 немного больше. Петрографо-минералогические и морфологические различия этих двух формаций объясняются структурными условиями платформ и еще не полностью стабилизировавшихся складчатых областей. В относительно подвижных складчатых областях базальтовые дифференциаты мантии по мере их образования могут выходить на поверхность по часто возобновляющимся разломам. В условиях устойчивых платформ огромные массы базальтовой магмы, накопившиеся в верхах мантии, получают доступ к поверхности лишь в редкие периоды общего растяжения земной коры и развития глубоких расколов. Отсюда большие масштабы трапповых излияний. Значительные мощности трапповых покровов и сравнительная стабильность платформ способствуют процессам дифференциации базальтовых магм. Слабая проницаемость платформенного чехла с почти горизонтально лежащими отложениями облегчает "застревание" масс базальтовой магмы в подводящих каналах и способствует ее растеканию в стороны, т.е. образованию силлов. При общем большом содержании в базальтовых магмах металлов процессы магматической дифференциации вызывают образования в связи с трапповой формацией крупных рудных залежей. От толеитовых базальтов платобазальты и траппы отличаются (в общем незначительно) несколько повышенным содержанием K_2O и Fe_2O_3 и меньшим — MgO , FeO , CaO . В платобазальтах содержание SiO_2 часто немного выше, чем в толеитах. Это может быть объяснено влиянием на состав базальтовой (толеитовой) магмы относительно мощной сиалической коры. В общем же сходство траппов с толеитами позволило А.А. Маракушеву и Т.И. Фроловой сделать заключение, что "раннегеосинклинальные базальты тождественны по составу траппам древних платформ" (1972, с. 39).

Спильито-диабазовая формация эвгеосинклиналей образуется (за счет магмы состава примитивных толеитовых базальтов) в зонах сверхглубинных разломов, по которым поднимаются наиболее подвижные продукты дифференциации вещества мантии (щелочь, вода и др.). Этим обуславливаются ранние, позднемагматические и постмагматические изменения лав. Эманации калия (по-видимому, преимущественно KF ; Ермолов, 1973) более подвижны, чем натриевые, что вызывает при последовательном углублении разломов обычную смену натриевых ассоциаций вулканитов калиевыми. Естественно, что вблизи сверхглубинных разломов содержание калия в магмах более глубинных очагов выше, чем оно принимается при реконструкциях палеозон Бенюфа. Ассоциация базальтов с ультрабазитами в

спилито-диабазовой формации также хорошо объяснима: часть ультра-базитов может представлять остаточные, после выплавки базальтов, продукты мантии, часть же их является производными образованиями от базальтовой магмы.

Сходная с раннегеосинклинальными прогибами обстановка проявляется в срединно-океанических хребтах, породы которых близки к спилито-диабазовой формации эвгеосинклиналей (Зоненшайн, 1971; Маракушев, Фролова, 1972; и др.).

Характерно отсутствие значительных колебаний среднего состава базальтов докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, указывающее на относительную стабильность процесса генерации базальтовой магмы из вещества мантии. Отмечаемые А. Гликсоном (Glikson, 1972) отличия архейских метабазитов от современных толеитов (более высокое отношение Fe/Mg и большее содержание Al и Ti , пониженные отношения K/Rb и Fe^{3+}/Fe^{2+}) объясняются выплавкой архейских базальтов на небольших глубинах и менее контрастной дифференциацией древней коры.

Все это свидетельствует об общности процессов базальтовых излияний и планетарных их масштабах в эпохи общего растяжения земной коры. В это время выходят на поверхность базальтовые выплавки мантии, в той или иной степени видоизменяющиеся в зависимости от структурных условий вулканизма, а также от степени участия в вулканическом процессе легких, подвижных продуктов дифференциации мантии.

Важной закономерностью является частое подстиление базальтовых толщ вулканическими продуктами кислого состава. Соседство в разрезах платобазальтов и игнимбритовой формации было отмечено С.Е. Апрельковым (1966) на примере Камчатки, морфологическое сходство этих формаций подчеркивалось И.М. Сперанской (1966). В паре формаций игнимбриты — платобазальты, отмечающей эпоху растяжения земной коры и прогрессирующего углубления разломов (сначала вскрывающих коровые сиалические очаги, а затем глубинные базальтовые), игнимбриты нередко заменяются толщами кислых (обычно с повышенной щелочностью) лав и туфов. Кислые вулканические продукты лежат непосредственно под межцикловой выровненной поверхностью, платобазальты перекрывают ее. При отсутствии кислых вулканитов под этой поверхностью обычно залегают тонкообломочные терригенные породы (формация черных сланцев), отложившиеся в условиях значительного выравнивания рельефа областей сноса (Власов, 1966).

Вместе с тем проявления интрузивной гранитоидной деятельности почти все исследователи связывают с периодами сжатия, сменяющимися эпохи расширения. Таким образом, в основе периодичности в развитии магматизма (и, по-видимому, вообще развития Земли) лежит чередование эпох сжатия и растяжения. Такие изменения тектонического режима предусматривались пульсационной гипотезой В. Бэчера — В.А. Обручева — М.А. Усова, к которой теперь приходится вернуться уже на новой фактической основе. По справедливому за-

мечанию А.А. Пронина (1964), установление смены во времени этапов растяжения и сжатия земной коры составляет одну из ближайших задач геотектонических исследований.

Главные эпохи растяжения коры относительно точно устанавливаются лишь для позднемезозойского – кайнозойского этапа геологической истории и пока весьма условно – для времени с позднего архея до среднего мезозоя. Допозднеархейские периоды растяжения выделить невозможно. Об их проявлениях свидетельствует отмечаемая А.М. Смирновым и др. (1973) цикличность в раннеархейском курультино–гонамском комплексе Станового хребта, выраженная чередованием толщ базальтов и более кислых вулканитов.

С позднего архея до кайнозоя включительно намечаются, с той или иной достоверностью, следующие главные эпохи растяжения земной коры и массовых базальтовых излияний, сопровождающихся во многих районах извержениями больших объемов кислых вулканических продуктов коровых очагов.

1. Поздний архей – ранний протерозой (2500–2000 млн. лет назад), когда растрескивание нуклеарного “панциря” сопровождалось мощными базальтовыми излияниями на Алданском, Балтийском, Украинском, Канадском, Гвинейском и Западно-Австралийском щитах, а также в Центральной Азии (Забайкалье), Восточной Антарктике (?) и в других районах. Г. Штилле назвал это время эпохой “великого обрушения и обновления”.

2. Средний протерозой (1200–1000 млн. лет назад) – кроме базальтовых излияний на щитах (Западно-Австралийский, Гвинейский, Канадский и др.), в Южной Африке, Индии и в других областях в это время проявлялся сильный вулканизм с продуктами более кислого состава в структурах, близких к краевым вулканическим поясам (Прибайкальский, краевые обрамления Русской платформы и др.). По Ф. Ахмаду (Ahmad, 1972), в этот период произошла обшая ломка земной коры.

3. Поздний протерозой – ранний кембрий (700–500 млн. лет назад) – начало байкальского цикла. В это время изливались траппы Сибирской платформы, Украинского щита (Днепровский грабен и другие районы), базальты Ханкайского массива (Приморье), Австралии, долериты Антарктиды (хр. Шеклтон) и других континентов. Одновременно образовались спилито–диабазовая и кварц–кератофировая формации в геосинклинальных прогибах Белоруссии, Центрального Казахстана, Кузнецкого Алатау, Саяно–Алтайской области, Центрального Памира, Полярного Урала, Среднего Тимана, Енисейского кряжа, Восточного Саяна, Забайкалья и других районов Монголо–Охотского пояса (Джагдинская зона Дальнего Востока), Западной Европы (Баррандинская зона Чехословакии), Ньюфаундленда и в других местах. В раннем палеозое сильная магматическая активность проявилась в Мозамбикском рифтовом поясе Восточной Африки.

4. Поздний ордовик – ранний силур (400–350 млн. лет назад) – начало келедонского цикла. К этому времени относится

образование спилито-диабазовой формации Урала, Таджикистана, Центрального Казахстана, Западной Европы, Австралии и других областей.

5. Средний палеозой – девон (300–270 млн. лет назад) – начало герцинского цикла. Некоторые исследователи называют это время эпохой общеземного вулканизма основных лав. С ней связаны траппы и щелочные базальты Сибирской и Восточно-Европейской платформ, Тимана, спилито-диабазовая формация Центрального Казахстана, Западной Тувы, Горного Алтая, Монголо-Охотского пояса, Корякского нагорья, Северной Америки (Невада, Канада – о. Ванкувер), Западной Европы, Австралии и др. В это время изливались базальты Днепровско-Донецкой и Припятской впадин, Кузнецкого Алатау, Западной Тувы, Верхояно-Чукотской области, щелочные лавы Минусинской котловины и т.д.

6. Конец перми – начало триаса (190–150 млн. лет назад) – начало мезозойского (раннеальпийского, киммерийского, индосинийского) цикла, ознаменовавшееся исключительно большого масштаба трапповыми излияниями Сибирской платформы (Тунгусская синеклиза, р. Лена и др.), Чукотки, Восточной Антарктиды, Индии и других областей, базальтами п-ова Таймыр, грабенов Урала, Земли Франца-Иосифа, Южной Африки, Антарктиды, Монголии, Центрального Сихотэ-Алиня; метадиабазами и metabазальтами Сусунайского и Восточного хребтов о. Сахалин, Северного Верхоянья; щелочными базальтами Южного Тянь-Шаня, Забайкалья; спилитами и другими зеленокаменными породами Анадырско-Корякской области, Юго-Восточной Аляски, Аппалачей, штатов Аризона и Колорадо (США); трахибазальтами и трахиандезитами Донбасса, Западно-Сибирской низменности, Западного Забайкалья, Италии и т.д.

7. Средняя и поздняя юра (140–130 млн. лет назад) опять отметилась траппами Сибирской платформы, Декана (п-ов Индостан), Австралии, Южной Африки, Южного Китая; формированием главной массы офиолитов Тетиса; подводными излияниями базальтов Северо-Востока СССР (с внедрениями ультрабазитов), Восточного Сихотэ-Алиня, Монголии, Малого Кавказа, Анд, Кордильер, Тасмании, Антарктиды; трахибазальтами Забайкалья, Центрального Таджикистана, Мозамбикского вулканического пояса Восточной Африки, Западно-Сибирской низменности и др.

8. Конец мела – начало палеогена (70–60 млн. лет назад) – начало позднеальпийского (камчатского) цикла. Это время очень сильной активизации тектонических и магматических процессов как в Тихоокеанском, так и в других подвижных поясах и на континентах. В позднем мелу – начале палеогена изливались траппы Декана, района Кар (Индия), Южно-Американской платформы, Гренландии, Шпицбергена; базальты Западно-Сибирской низменности, Антарктиды, Верхнерейнского грабена, Гавайских островов, Бразилии, Исландии, Великобритании; андезиты и андезито-базальты Анд, Восточно-Азиатского пояса. Этот же возраст имеет спилито-диабазовая формация Анадырско-Корякской области, Камчатки, Восточно-

го Сахалина, Малых Курильских островов, Малого Кавказа, Аляски, Внешней зоны Карпат и др. Позднемеловое – раннелалеогеновое время, по-видимому, соответствовало началу образования Восточно-Тихоокеанского поднятия. Базальты, залегающие непосредственно на альбских отложениях, встречены в Индийском океане (Безруков, 1974). В связи с интенсивным вулканизмом позднемелового времени, видимо, образовался кремнистый горизонт северной части Тихого океана с абсолютным возрастом отложений 70 млн. лет (Ewing a.oth., 1970). Он, вероятно, синхронен по возрасту нижнему слою горизонта А – своеобразных цеолит-опал-кристобалитовых пород, повсеместное распространение которых как в океанах, так и на континентах установлено А.Г. Коссовской и В.И. Муравьевым (1975). По мнению этих авторов, образование цеолит-кремнистого горизонта связано с глобальными проявлениями щелочного базальтоидного вулканизма на рубеже мезозойской и кайнозойской эр. Верхний слой горизонта А, сложенный аналогичными породами, имеет ранне-среднеэоценовый возраст.

9. Конец среднего – начало позднего эоцена (50–45 млн. лет назад) – отмечен платобазальтами Арктики, Центральной и Северной Европы (Тулейская вулканическая область), Антарктики, Сибирской платформы, Сихотэ-Алиня; спилитами штатов Вашингтон и Орегон (США), Малого Кавказа; базальтами Камчатки, Корякского нагорья, Малого Кавказа, западной части Кордильер, Новой Каледонии, Боливии, Исландии, Фарерских островов, Гренландии, Центрального Памира, Шотландии, Тасмании, Центральной Азии, Центральной и Восточной Африки; щелочными базальтами Охотско-Чукотского пояса, Верхнерейнского грабена, Восточной Австралии, Антарктики; андезитами Малого Кавказа, Пенжинского прогиба на Северо-Востоке СССР; базальтами дна Индийского океана, упомянутым выше верхним слоем кремнистого горизонта А. Движения этого времени отмечены перерывами в осадконакоплении (Центральная Европа, Южное Приморье, донные осадки Индийского океана).

10. Ранний миоцен (28–22 млн. лет назад) соответствует времени развития разломов и формирования седиментационных бассейнов, излияний (частично подводных) больших масс базальтов, андезито-базальтов, андезитов Камчатки, Курильских островов, Японии, других многочисленных островных дуг Тихого океана, Восточного Сихотэ-Алиня, Западного Сахалина, Прибайкалья, Карпат, Восточной Австралии, Восточной Африки, Скалистых гор, района р. Колумбии, Калифорнии, Каскадных гор США, Боливии, Аляски, Аргентины, западной части Кордильер (Канада), Антарктиды и др. Нередки для континентальных излияний этого времени щелочные разности базальтов (например, в Верхнерейнском грабене, Восточной Австралии и др.). Излияниям основных и средних лав в раннем миоцене нередко предшествовали извержения (в конце олигоцена) больших масс грахилипаритовых лав и туфов (Сихотэ-Алинь, Скалистые горы США и др.).

11. Поздний миоцен (15–12 млн. лет назад) – время излияния базальтов Камчатки, Курильских островов, о. Сахалин (мыс Лама-

нон и др.), Калифорнийского полуострова, Аляски, западной части Кордильер Канады, штатов Вашингтон и Орегон в США (верхние базальты), рифтов Восточной Африки, Аравии, Гавайских островов, Австралии (Квинсленд), Каскадных гор и др. Как справедливо отмечает И. Катсуи (1972), позднекайнозойская петрографическая провинция вулканических пород протягивается от Анд до Антарктики.

12. Поздний плиоцен – ранний плейстоцен (5–0,5 млн. лет назад) – формирование базальтов и андезитов–базальтов, часто с повышенной щелочностью, Армении, Закарпатья, Сихотэ–Алиня, Большой Курильской гряды, Центральной Монголии, Камчатки, Западного Сахалина, Станового нагорья, юго–восточных окраин Бурейнского массива, Японии, о–ва Тайвань, Гавайских островов, Калифорнии, западной части Кордильер Канады, Верхнерейнского грабена, рифтовых систем Восточной Африки и Аравии, Центрального Чешского массива, Австралии, Антарктиды и т.д. Трудно перечислить даже основные районы распространения вулканитов этого возраста. А.Е. Святловский (1972) отмечает, что конец неогена – четвертичное время является периодом мощного вулканизма, проявившегося во всех структурных областях мира.

Наиболее молодые эпохи растяжения: в среднем эоцене, раннем миоцене, позднем миоцене и в конце плиоцена – начале плейстоцена проявились и геоморфологически – нарушением выровненных поверхностей, формированием впадин и желобов (Чемяков, 1973). В эоцене, по имеющимся данным, образовался, например, желоб Пуэрто–Рико (Бенс, 1970). В это время, по мнению Г. Хесса (Hess, 1966), возникло Восточно–Тихоокеанское поднятие. Обширная эоценовая трансгрессия могла быть связана с погружением прибрежных площадей. В олигоцене произошло почти общепланетарное выравнивание суши (Чемяков, 1973). Синхронность эпейрогенических движений в кайнозойе подмечена большинством геоморфологов, что позволило, например, Л. Кингу говорить "о наличии глобальных тектонических процессов, которые управляют развитием рельефа" (1967, с. 325). Многие исследователи (Белоусов, Шейнманн, 1968; Леонов, 1972; и др.) обратили внимание на почти одновременное развитие всех крупных грабенов в различных частях земного шара. Так, в конце олигоцена – начале миоцена сформировались Верхнерейнский грабен, Байкальская рифтовая система, система Африкано–Аравийских рифтов и др. Примером раннемиоценовых структур растяжения на периферии Тихого океана является область развития зеленых туфов во внутренней зоне Северо–Восточной Японии. С образованием в начале миоцена трещин растяжения связано развитие андезитового вулканизма в других притихоокеанских дугах. К концу плиоцена – началу плейстоцена приурочено появление у берегов Тихого океана серии океанических желобов (Курило–Камчатский, Японский и др.). Интересно, что четыре главных этапа расширения наиболее изученных континентальных рифтов (Красноморского, Аденского и Эфиопского) совпадают с выделенными кайнозойскими эпохами растяжения коры (Казьмин, 1974).

Океанические желоба большинство исследователей рассматривают как ранние геосинклинальные прогибы, а океанические рифты могут представлять эмбриональные формы энсиматических прогибов, которые при определенных условиях могут развиваться в эвгеосинклинали (Зоненшайн, 1971). На примере более древних эпох устанавливается связь излияний раннегеосинклинальных базальтовых лав (спилито-диабазовая формация) с процессами растяжения. Поэтому можно сделать заключение, что эпохи растяжения характеризуются появлением новых геосинклинальных систем.

Как видно из приведенного выше материала, все эпохи растяжения и массового вулканизма проявляются в равной степени как в Тихоокеанском поясе, так и в Атлантическом секторе Земли. Это еще один факт, показывающий несправедливость мнения об асинхронности геологического развития этих областей. Подобное мнение основывалось главным образом на отсутствии якобы в Тихом океане герцинид, а в Средиземноморье — мезозойских. Сделанный нами анализ показал достаточно отчетливое проявление в Тихом океане герцинских движений, а в Средиземноморье — мезозойских. Некоторые различия структур этих областей — чисто количественные и обусловлены местными условиями, а именно — свободным развитием в Тихом океане мезозойд и альпид на океаническом ложе и регенерацией мезозойских и альпийских геосинклиналей на складчатых структурах байкалид и герцинид в сравнительно узком морском (океаническом?) бассейне Средиземноморья.

Таким образом, массовые базальтовые излияния приурочиваются к началу тектоно-магматических циклов и времени заложения новых геосинклинальных систем. В более позднее геологическое время эпохи излияний базальтов учащаются. Это может быть объяснено или лучшей изученностью молодых образований или, возможно, распадением с течением времени главных циклов на ряд более мелких. В настоящее время, как показывает изучение ориентированных напряжений в очагах землетрясений, молодые складчатые системы Средиземноморья и Тихоокеанского пояса охвачены сжимающими напряжениями (Кропоткин, 1971, 1973).

Смена условий растяжения и сжатия, определяя заложение и дальнейшее развитие геосинклинальных систем, регулирует течение магматических и рудообразующих процессов. Поступление в земную кору в эпохи растяжения больших количеств базальтов обогащает ее металлами, которые первоначально рассеяны в больших объемах пород. В условиях последующего сжатия происходит зарождение и длительное развитие коровых очагов, дифференциация в них магм, обогащение рудных эманаций. Последние устремляются в верхние горизонты земной коры по расколам в начале следующей эпохи расширения, образуя рудные концентрации. По тем же расколам к поверхности прорываются кислые магматические дифференциаты, а при дальнейшем углублении расколов по ним поднимаются базальты из более глубоких очагов — образуется контрастная ассоциация основных — кислых пород. Процессы гидротермального метаморфизма и

рудотложения накладываются вдоль структурных швов на дайки основных пород и оказываются тесно связанными с этими "малыми интрузиями" в пространстве и по времени образования. Кислые вулканические породы не имеют сплошного распространения на обширных площадях, но, как и базальты, четко маркируют эпохи растяжения коры. Например, позднеолигоценовые "подбазальтовые" трахилипариговые туфы, широко распространенные во многих районах Восточной Азии, находят аналогов и в западных штатах США (Bushman, 1973; Taylor a. oth., 1968).

Неоднородность коры (и верхней мантии), большие колебания ее мощности, напряжения, возникающие при вращении Земли, обуславливают неравномерное распределение растягивающих и сжимающих напряжений, преобладание то вулканических, то плутонических форм магматизма и вызывают местные вариации состава магматических продуктов. По-видимому, с направлением вращения Земли связано большее проявление сжатия у западной окраины Американского континента, чем у Восточной Азии. Это обусловило в Кордильерах и Андах преимущественно плутонический характер позднемелового краевого вулкано-плутонического пояса, а в Восточной Азии — преимущественно вулканический. Растягивающие усилия могут локально проявляться и в эпохи сжатия (например, в тыловых структурах геосинклинальных систем при развитии во фронтальных структурах сжатия). Возможны, наоборот, локальные проявления сжатия в эпохи растяжения, что способствует формированию магматических очагов интрузий и дифференциации магматических продуктов в них. Может быть, именно с существованием местных "узлов" сжатия на фоне общего растяжения связаны в геосинклинальных трогах зарождение и развитие ранних поднятий с кислыми магматическими дифференциатами и рудами. Внутри крупных циклов растяжения — сжатия проявляется более мелкая ритмичность, устанавливаемая по многофазовым внедрениям магм в пределах сложных интрузивов, по многократности приоткрывания трещин и возобновлению рудотложения в рудных районах. Все это осложняет общую картину, обуславливает неповсеместное проявление растягивающих усилий в эпохи растяжения, в определенной степени затрудняет выделение таких эпох.

О причинах смены условий сжатия и растяжения Земли пока можно высказать лишь предположения. Судя по масштабам этого явления и его периодичности, эти причины имеют планетарный или космический характер. К числу факторов, могущих влиять на тектогенез, относятся ротационные силы приращения гравитационного поля на орбите Земли и др. Соответствие продолжительности тектоно-магматических циклов различного порядка солнечному и земному галактическим годам отмечают многие авторы. Вместе с тем не исключена возможность, что в основе периодичности процессов сжатия и расширения лежит общая тенденция Земли к расширению, обусловленная ростом относительно легкого силла, и в какой-то степени — радиоактивными процессами (Синицын, 1972). Спад напряжений, вызванных этим расширением, может разряжаться периодически

отдельными импульсами в виде относительно кратковременного растяжения и образования глубоких расколов. В пользу этого объяснения говорит большая разница в вероятной продолжительности эпох растяжения и сжатия коры. Вулканогенные толщи накапливаются очень быстро, и периоды растяжения коры могут представлять лишь короткие эпизоды. В то же время развитие магматических (гранитоидных) очагов, происходящее в условиях сжатия, — процесс, по всем данным, длительный, занимающий время порядка десятков миллионов лет. Н.П. Михайлов и О.А. Богатиков (1974) предполагают связь базальтовых излияний, проявляющихся синхронно в самых различных структурных условиях, с мощными глубинными процессами, охватывавшими в определенных моменты подкорковые зоны. Эти вполне возможные глубинные процессы все же должны быть вызваны какими-то общими причинами.

В любом случае эпохи растяжения коры и связанных с ними массовый вулканизм представляют глобальные явления, отмечающие границы циклов магматизма, рудообразования, седиментации. Поэтому необходим пересмотр представлений о вулканитах как о локальных, невыдержанных в пространстве образованиях, малосущественных для стратиграфии.

Учет периодических изменений тектонического режима Земли полезен не только при стратиграфических исследованиях. Поскольку этой периодичностью определяются тектоно-магматические циклы, заложение новых геосинклинальных систем, время оптимального рудоотложения, уточнение представлений об эпохах общего растяжения и сжатия земной коры становится одной из важнейших задач геологических наук. Периодичность проявлений растяжения и сжатия может объяснить многие геологические явления, например, объединяемые терминами "базификация", "активизация" и пр. Периодичность, а не постоянство условий растяжений (допуская раздвигание океанического дна в рифтах) исключает необходимость предполагать горизонтальные перемещения "плит" на огромные расстояния. Измеренную различными методами скорость горизонтальных перемещений отдельных блоков земной коры нельзя распространять на все геологическое время, большую часть которого занимают эпохи с условиями сжатия. При учете чередования сжатия и расширения находит объяснение наличие больших количеств магматических, основных и ультраосновных пород во внешних дугах у зон Бенъофа, которые по ряду признаков относятся к структурам сжатия (Святловский, 1971). Очевидно, сжатие в них не проявлялось постоянно и временами сменялось растяжением. Сжатием вулканогенных толщ (излившихся во внешних прогибах в условиях растяжения земной коры) может быть объяснено развитие метаморфизма высокого давления и образование так называемого альпийского меланжа.

Часть третья

МАШИННЫЕ АЛГОРИТМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

Описанные в предыдущих разделах методы расчленения и корреляции палеогеновых и неогеновых континентальных угленосных толщ, равно как и другие известные в литературе методы, не являются универсальными. Каждый из них в отдельности не обеспечивает успеха корреляции во всех случаях. При корреляции удаленных разрезов иногда перестают "работать" литологические и геохимические методы и, наоборот, при необходимости дробной местной корреляции, особенно грубообломочных толщ, часто отказывают палеонтологические и палеоботанические методы. Для достижения наибольшей достоверности в решении поставленной задачи корреляции обычно используют комплекс методов. Но и такой подход не приносит успеха. Попытаемся найти общие черты как в примерах успешного применения любых методов корреляции независимо от используемых признаков и ее "дальнействия" так и в случаях неудачной корреляции. В результате можно будет сформулировать общие требования ко всем методам и с их позиций разработать единообразные процедуры стратиграфической корреляции. Для этого потребуются проанализировать существо решаемой задачи, установить ее место в последовательности решения стратиграфических задач, определить некоторые общие понятия, используемые при решении, выявить законы стратиграфии, позволяющие из истинных посылок получать истинные результаты; далее можно на основе использования этих законов приступить к разработке самой процедуры решения.

ФОРМУЛИРОВКА ЗАДАЧИ КОРРЕЛЯЦИИ

Почти общепринято располагать задачи стратиграфии в следующей последовательности: описание частных разрезов — их расчленение — корреляция — проведение границ скоррелированных подразделений — их стратиграфическое (послойное) описание (Воронин и др., 1971, 1972; Стратиграфия и математика, 1974). На основе описания могут производиться реконструкция физико-географических условий осадконакопления для отдельных стратиграфических подразделений и построение схем эволюции физико-географических условий органического и неорганического мира. Отнесение двух последних задач к стратиграфии не является общепринятым; многие геологи относят их соответственно к палеогеографии и исторической геологии. Примем эту точку зрения и мы.

Под описанием частных разрезов обычно понимается изучение распределения некоторых наблюдаемых свойств в одномерном пространстве.

Под расчленением понимается разбиение одномерного геологического пространства на геологические тела. В соответствии с принципом специализации (Косыгин, 1970) условимся производить разбиение по каждому из списков свойств отдельно. Одну и ту же колонку мы можем расчленить по списку литологических свойств на пласты песчаников, аргиллитов, известняков и т.д., по списку геофизических свойств — на интервалы с низкими, средними и высокими значениями кажущегося сопротивления (КС) и т.д. Предполагается, что по каждому из списков свойств заранее задана такая классификация, что ни одно из значений данных свойств не может попасть одновременно в два класса и не может остаться вне классов. Одномерное пространство колонки условимся расчленять на такие тела, все точки внутри любого из которых обладают свойствами только одного класса; соответственно границы тел проводятся в тех частях пространства, где свойства принимают граничные значения. Не будем обращать внимание на пространственный характер перехода свойств от одного тела к другому, будем проводить границы вне зависимости от того, терпит ли на границе разрыв непрерывности само свойство или его производная или переход осуществляется плавно. Такой подход находится в противоречии с рекомендациями Ю.А. Косыгина и других авторов (1964), однако он более отвечает реальной процедуре расчленения и возможностям практической геологии. Геолог обычно различает толщи разного литологического состава вне зависимости от характера перехода от одной из них к другой. Часто для выяснения характера перехода нет никаких данных, так как получение их затруднительно или нецелесообразно; иногда, кроме того, свойства могут принимать лишь ряд фиксированных значений (палеонтологические свойства, знак намагниченности в палеомагнитных методах и др.), понятие разрыва или непрерывности здесь не имеет смысла.

В случае, если свойства неальтернативны, их следует относить к разным спискам и разбивать пространство по каждому из них отдельно. Вследствие этого нельзя принять единым списком, например, набор палеонтологических свойств: некоторый интервал разреза может содержать только вид "а" или только вид "b", но он может содержать и оба вида вместе.

Соотношение пространств разной специализации (пространств, разбитых по разным спискам свойств) произвольно: тело а специализации А может совпадать с телом х специализации Х или может пересекаться с ним, лежать всегда выше, всегда ниже и т.д. Между некоторыми специализированными пространствами существуют закономерные отношения, которые можно установить при анализе большого эмпирического материала и использовать для решения стратиграфических задач. Обычно а priori неизвестно, какие пространства закономерно связаны друг с другом, а какие находят-

ся в случайных взаимоотношениях. Поэтому вряд ли оправданно производить разбиение по всему комплексу свойств, исходя из предположения об их равноправии (Родионов, 1968; Родионов и др., 1973). При таком подходе может оказаться, что именно важным для нас признакам свойственно закономерное несовпадение со всеми остальными или с большинством из них. В результате вывод, сделанный по большинству свойств комплекса, может оказаться несправедливым именно для этого признака. По-видимому, оптимальным будет не использование всего комплекса признаков в предположении их равноправия, а целенаправленный поиск пусть немногих, но максимально полезных для решения данной задачи закономерно взаимосвязанных признаков. Представляется, что такой путь наиболее близок к традиционному геологическому.

В соответствии с принципом специализации корреляция, так же как и расчленение, должна проводиться по каждому списку свойств раздельно. На первый взгляд это противоречит сложившейся геологической практике — списков свойств могут быть десятки, сотни, но геолог никогда не коррелирует одну и ту же пару скважин десятками и сотнями разных способов раздельно. Все становится на свои места, если среди всех списков свойств различать заданные и вспомогательные. Практически никогда не ставится задача выяснения распределения всех свойств в исследуемом пространстве. Нефтяника интересует пространственное положение пластов-коллекторов и пластов-покрышек, угольщика — поведение угленосных и безугольных пачек и т.д. Чаще всего в роли заданных выступают литологические свойства, так как именно с ними связаны полезные ископаемые. Все остальные свойства при этом используются лишь постольку, поскольку они помогают выяснению распределения заданных. Эти вспомогательные свойства играют роль как бы строительных лесов при возведении зданий. Не имеет, естественно, смысла строить леса такими же способами, с такими же затратами, как и само здание. Поэтому оговоримся, что проводить расчленение и корреляцию разрезов необходимо раздельно только по каждому заданному списку свойств. Для вспомогательных списков оказывается нецелесообразным решать задачи расчленения и корреляции. Извлечь максимальную пользу из вспомогательных свойств, не решая на них ни задачу расчленения, ни задачу корреляции, позволяют некоторые ранее введенные определения (Салин, 1974б). Далее мы поясним, как это достигается.

Результатом решения задачи корреляции является сводная шкала. Так как термином "сводная шкала" обозначаются разные понятия, поясним, что мы имеем в виду. По определению Б.С. Соколова (1971), сводная шкала — полный свод скоррелированных подразделений — является своеобразной моделью, отражающей положение этих тел в пространстве. В одном из определений международной стратиграфической шкалы, по Л.Л. Халфину (1960), есть указание на то, что она является инструментом для корреляции. По Ю.А. Воронину и др. (1972), следует различать два типа шкал: сводную шкалу признаков и сводную шкалу тел. Задача построения первой из них реша-

ется до корреляции. Можно назвать ее в соответствии с определением Л.Л. Халфина шкалой-инструментом. Результатом решения задачи корреляции является вторая шкала, которую в соответствии с определением Б.С. Соколова следует назвать шкалой-моделью.

Задача проведения границ скоррелированных подразделений (заданной специализации) представляет собой задачу интерполяции в евклидовом пространстве: по координатам двух точек необходимо вычислить их значение во всех промежуточных точках. Результатом решения задачи проведения границ является трехмерное полнозаданное евклидово геологическое пространство или геологическая карта.

Понимание стратиграфического расчленения и корреляции как промежуточных задач геологического картирования широко распространено в американской стратиграфии. В Советском Союзе принято делать больший акцент на связи стратиграфических задач с историко-геологическими. В последнее время подробный анализ картировочного аспекта стратиграфии проведен Г.П. Леоновым (1973).

При стратиграфическом описании полнозаданного геологического пространства обращается внимание на закономерную повторяемость признаков тел в последовательности слоев или, наоборот, на черты неповторимости. По Ю.А. Воронину с соавторами (1971, 1972), авторам "Стратиграфии и математики" (1974), исходным материалом для стратиграфического описания служит геологическая карта. По Ю.С. Салину и В.А. Соловьеву (1974), геологическая карта есть метрическое полнозаданное геологическое пространство, а при его стратиграфическом описании нас интересует лишь информация топологического характера, целиком содержащаяся в сводной шкале-модели. Именно сводную шкалу и следует принять за исходный материал для стратиграфического описания, так как нецелесообразно вносить в топографическую модель метрическую информацию, чтобы на следующем этапе ее выбрасывать.

Толкование термина "корреляция" неоднозначно. Существуют сторонники узкого понимания корреляции и сторонники широкого ее понимания. Первые представляют корреляцию только как синхронизацию, т.е. отождествление по геологическому возрасту. Вторые включают сюда как операцию синхронизации, так и операцию установления фаунистических, литологических и иных соответствий (в терминологии В. Крумбейна и Л. Слосса, 1960). Примем вторую точку зрения.

Имеется много методов стратиграфической синхронизации. Применение сразу нескольких из них для синхронизации одной и той же пары объектов часто приводит к противоречивым выводам. Однако объективно оценить результаты и выбрать из них истинный невозможно, так как определение геологической одновозрастности, однозначно выводимое из наблюдаемых геологических данных, отсутствует (Салин, 1974а). Такое определение дано только в последнее время (Косыгин и др., 1974). Можно сказать, что его использование делает синхронизацию осуществляемой более легко, чем любые иные корреляции. Не будем останавливаться на этом сейчас, в дальнейшем синхронизации будет посвящена отдельная работа.

Для задачи невозрастной корреляции примем следующую формулировку (Воронин и др., 1972): корреляция есть решение вопроса, принадлежат ли два одномерных геологических тела разных разрезов (т.е. стратиграфические подразделения этих разрезов) одному и тому же двумерному или трехмерному телу, пересекающему оба разреза, или они принадлежат разным двумерным или трехмерным телам.

Результат решения задачи корреляции в принятой постановке допускает объективную проверку: в пространстве между разрезами непосредственным наблюдением можно установить, присутствует ли пласт в предсказанном месте или нет.

К такой формулировке может быть сведена задача установления литологической непрерывности, латеральной непрерывности (Лоумен, 1953; Rodgers, 1959), задача установления синонимии угольных пластов. Сущность задачи состоит в прослеживании от разрезов к разрыву реальных геологических тел вне зависимости от того, одно-возрастны они или нет, обнаруживают ли их границы "возрастное скольжение" или не обнаруживают.

Таким же образом могут быть сформулированы многие задачи, обычно называемые задачами расчленения. В районах, сложенных мощными монотонными терригенными или вулканогенными толщами, или, наоборот, толщами с пестрым литологическим набором, но целиком повторяющимся в любых его отдельно взятых частях, часто оказывается затруднительным выделить крупные литологические тела, которые можно было бы проследить от разреза к разрезу. Очевидно, проблема здесь связана совсем не с трудностями расчленения — ведь в каждом отдельно взятом разрезе геолог всегда легко выделяет отдельные пласты и пачки. Трудность состоит в том, чтобы расчленить толщи на подразделения, одинаковые для всех разрезов, но отличающиеся от соседних выше- и нижележащих, т.е. трудность возникает при корреляции подразделений разных разрезов. Можно назвать такую процедуру расчленением, предопределенным возможностями корреляции. При этом сначала проводится корреляция, а потом выделяются в сводном разрезе такие группы тел, которые оказались возможным проследить по всей исследуемой территории. Именно таким образом можно интерпретировать задачи расчленения немых вулканических толщ в пределах вулканогенных поясов, мощных монотонных флишевых, молассовых, красноцветных, пестроцветных комплексов, континентальных угленосных формаций, сложенных пестрыми по литологическому составу, но быстро и незакономерно выклинивающимися телами. С этих позиций легко может быть объяснено требование к расчленению слоистых толщ любого региона на свиты, которые можно проследить по всему региону.

В формулировке задачи корреляции требуют определения два отношения — "являться частями одного и того же тела" ("принадлежать одному и тому же телу") и "лежать выше".

Определение первого отношения можно взять из топологии. В этой науке к одному и тому же телу отнесены только такие части, которые могут быть соединены непрерывной линией, каждая точка

которой принадлежит данному телу. Такое отношение в топологии носит название связности. В американской стратиграфии имеется близкое понятие — литологическая непрерывность (lithological continuity).

В соответствии с принятым ранее условием к одному и тому же телу относятся только такие точки, которые обладают свойствами только одного класса имеющейся фиксированной классификации. Поэтому можно сказать, что одному и тому же телу принадлежат только такие его части, которые могут быть соединены непрерывной линией, каждая точка которой охарактеризована свойствами некоторого одного класса. При этом предполагается, что свойствами того же класса должны обладать и соединяемые части.

Определение отношения "выше" сформулируем сначала для пары точек "а" и "b". Точка "а" лежит выше точки "b" в том и только в том случае, если обе они находятся на одной вертикали и абсолютная отметка точки "а" больше, чем отметка точки "b".

Подчеркнем, что если точки не лежат на одной вертикали, то отношение "выше" не имеет смысла: никакое "более высокое" гипсометрическое положение не позволяет делать выводы о стратиграфических отношениях двух точек. Кроме того, речь идет о вертикали в земных координатах, о линии отвеса, а не о какой-либо "стратиграфической вертикали", "стратиграфической нормали". "Стратиграфическая нормаль" строится как перпендикуляр к поверхности напластования, которая в свою очередь может быть проведена в уже построенном полнозаданном геологическом пространстве. Полнозаданное геологическое пространство предполагает корреляцию осуществленной. Поэтому включение "стратиграфической нормали" в определение понятия, предназначенного для корреляции, приводит к логическому кругу.

Отношение "лежать выше" для геологических тел определим через отношение принадлежащих им точек. Тело "А" тогда и только тогда лежит выше тела "В", когда любая точка тела "А" лежит выше любой точки тела "В", находящейся с ней на одной вертикали.

СРЕДСТВА КОРРЕЛЯЦИИ

Задача корреляции в принятой постановке имеет решение, если в сравниваемых разрезах имеется хотя бы по одному телу одного и того же вещественного класса. Если таких тел в разрезах более чем по одному, решение задачи неоднозначно. Для сокращения вариантов решения необходимо введение каких-то ограничений. Ю.А. Воронин (1967) вводит эти ограничения следующим образом: 1) пласты должны быть сложены одной и той же породой; 2) пласты не могут пересекаться.

Первое ограничивающее условие Ю.А. Воронина нет необходимости формулировать специально. Оно следует из принятого определения геологического тела (часть пространства, обладающая свойствами одного класса заданной фиксированной классификации) и отношения связности. Второе условие требует анализа. Ю.А. Воронин не

пояснил, какие именно пласты не могут пересекаться: выделенные или по разным классификациям, или по одной и той же классификации, и если по одной, то какие пласты – обладающие свойствами одного и того же класса или разных классов.

Если пласты выделены по разным классификациям, то известно, что в общем случае они могут пересекаться, и, следовательно, условие не может быть принято. Возможно, что оно справедливо только для некоторого подмножества пластов разных классификаций, которые действительно не пересекаются, но в этом случае должно быть показано, как выделить это подмножество из всего множества пластов. К тому же уточнения о подмножестве нет в формулировке условия, предлагается оно для всего множества в целом.

Если пласты выделены по одной и той же альтернативной классификации, но обладают свойствами разных классов, то условие излишнее, так как невозможность пересечения следует из определения понятия геологического тела и альтернативности разных классов одной и той же классификации: пересекаться – значит иметь точки, принадлежащие одновременно обоим телам и, следовательно, обладающие свойствами одновременно обоих классов, что невозможно в силу альтернативности классов. Если пласты выделены по одной и той же альтернативной классификации и обладают свойствами одного и того же класса, то известно, что они могут пересекаться.

Например, пласт А разреза 1 (рис. 44) может быть объединен в одно тело с пластом В' разреза I', а пласт А' разреза I' – с пластом В, если С и С' представляют собой выклинивающиеся линзы. Однако в этом случае, видимо, правильней объединять все четыре пласта (А, В, В', А') в одно тело, и тогда применение условия Ю.А. Воронина неправомерно – оно относится только к разным телам. Опять-таки возможно, что применение условия ограничивается только некоторым подмножеством, в котором пересечения действительно невозможны. Но тогда должно быть уточнено, как выделить данное подмножество среди всего множества. Однако, как и в предыдущем случае, уточнения о подмножестве нет в формулировке условия.

Однако главное даже не в этом. Если мы и примем условие Ю.А. Воронина без оговорок, оно поможет сокращению вариантов только в двумерном пространстве. В частности, оно запрещает варианты корреляции, подобные изображенному на рис. 45.

В трехмерном же пространстве обозначенные тела могут быть соединены без пересечений, и такое соединение возможно для любого мыслимого варианта корреляции. Кроме того, в условии Ю.А. Воронина понятие "пласты" введено без определения. Неизвестно, как выделяются пласты среди всего множества любых геологических тел. Близкий смысл, но другую формулировку имеет условие Д.А. Родионова: "если в двух сравниваемых разрезах существует пара стратиграфических подразделений, которые можно объединить, то сопоставление вышележащих подразделений одного разреза с нижележащими другого не имеет смысла" (1968, с. 58). Нетрудно видеть, что принятие этого условия позволяет резко сократить число вариантов решения.



Рис. 44. Возможный пример пересечения пластов, выполненных одной и той же породой, но имеющих в разных разрезах противоположный порядок залегания

Объяснение в тексте

Рис. 45. Двумерное пространство: условие о непересечении запрещает корреляцию пластов, имеющих взаимно противоположный порядок залегания в разных разрезах. Трёхмерное пространство: такая корреляция возможна без пересечения

Объяснение в тексте

Введем условие Д.А. Родионова в определение фундаментальных стратиграфических понятий.

Если любая часть одного геологического тела лежит выше любой части другого геологического тела, то такие тела являются стратифицируемыми друг относительно друга.

Так как стратифицируемые тела определяются через отношение "выше", а для отношения необходимы как минимум два объекта, то введенное понятие не имеет смысла для единичного геологического тела.

Стратифицируемые геологические тела, хотя и не введенные в явной форме, широко используются в геологической практике. Когда геолог, проследивший на большом протяжении две свиты, в единственном месте наблюдает их контакт и видит, что свита *A* лежит выше свиты *B*, он распространяет вывод о подстилании свиты *A* свитой *B* на всю площадь развития этих свит. При этом он исходит из предположения о том, что изучаемые им геологические тела являются стратифицируемыми друг относительно друга.

Однако одного условия Д.А. Родионова обычно не бывает достаточно для сокращения числа вариантов до приемлемого минимума. Основной источник средств ограничения многозначности следует искать в закономерностях соотношений пространств разной специализации.

Соотношения пространств разной специализации. При корреляции разрезов часто используются приемы сопоставления тел по несобственным признакам (Косыгин, 1969): свит (литологических подразделений) по фауне, пластов по каротажным характеристикам и т.п. Общей чертой таких операций является то, что выделение тел в разрезах производится по одному списку свойств, а их сопоставление — по другому. Возникает проблема отображения пространств одной специализации (например, литологического пространства) в прост-

ранстве другой специализации (пространство по палеонтологическим свойствам). Рассмотрим существующие по этому вопросу точки зрения и их обоснование. Будем опираться в основном на материалы по пространствам литологической и палеонтологической специализации.

О возрастном скольжении и пересечении границ. В последнее время гораздо чаще пишут о несоответствиях разбиений пространства по палеонтологическим и литологическим признакам, чем о соответствиях. Особенно часто обсуждается проблема "возрастного скольжения" литологических границ. В этой проблеме можно выделить два аспекта. Первый из них связан с чисто умозрительными построениями, с рассмотрением гипотетических моделей формирования толщ. В моделях предполагается, что при формировании толщ происходили трансгрессии и регрессии, в результате которых образовавшиеся литологические границы должны пересекать "поверхности одновозрастности". Такие построения рассматриваются в работах Г. Уилера (Wheeler, 1958, 1959), Г. Уилера и Э. Бисли (Wheeler, Beesley, 1948), Р. Мура (1953), А. Н. Гейслера (1950) и других исследователей. Второй аспект связан с анализом многочисленных фактов пересечения тел разной специализации и их границ. Если одна из границ, обычно биостратиграфическая, принимается за "поверхность одновозрастности", то пересекающаяся с ней неизбежно должна квалифицироваться как "скользящая по возрасту". В литературе приводятся многочисленные примеры "возрастного скольжения".

Классическим стал пример возрастного скольжения глинистых сланцев Брайт-Эйнджел в Большом Каньоне Колорадо. На протяжении 350 км они подстилаются одними и теми же песчаниками Темпитс, но содержат в основании на западе нижнекембрийский, а на востоке среднекембрийский комплексы окаменелостей (Мак-Ки, 1953). Пересечение литологической границы групп Кетскилл и Шеманг с биостратиграфическими границами было установлено в палеозойских отложениях штата Нью-Йорк (Данбар, Роджерс, 1962). Л. Я. Трушкова (1967) приводит пример резкого, в пределах одной разведочной площади, пересечения границ, проведенных по фауне, с границами, проведенными по литологии.

Вывод о пересечении литологических границ с биостратиграфическими неизбежно следует и из установленных фактов пересечения одних биостратиграфических границ с другими. Действительно, если литологическая граница совпадает с одной из таких пересекающихся границ, то она должна пересекаться с другой из них.

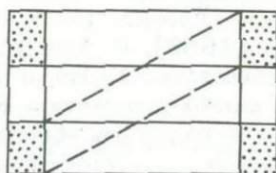
Примеры пересечения различных биостратиграфических границ часто приводятся в стратиграфической литературе. К ним можно отнести все случаи суперститовых, реликтовых, перетолженных фаун, баррандовских колоний, явлений "вмыва", обратной последовательности окаменелостей в разных разрезах. Например, "в тринуклеусовых слоях Швеции присутствуют ашгильские *Dicellograptus complanatus* и *D. anceps* в последовательности, обратной по отношению к последовательности, наблюдающейся в английских разрезах" (Келлер, 1954, с. 40). Брахиопода *Striatifera striata* (Fisch), руковоля-

шая форма верхов виле – низов намюра, известная в этих отложениях от Англо-Бельгийского бассейна до Китая включительно, неожиданно была найдена в ассоциации с руководящими турнейскими брахиоподами (Нехорошев, 1970). Г. Уилер и Э. Бисли (Wheeler, Beesley, 1948), Г. Уилер (Wheeler, 1958, 1959) возводят явление возрастного скольжения литологических границ в ранг всеобщего закона стратиграфии, столь же важного, как и законы Стено и Долло. А.М. Садыков (1969), принимая этот закон, называет его законом Уилера – Бисли.

Если биостратиграфическая граница пересекает границу литологического тела, то она не может использоваться для прослеживания этого тела от разреза к разрезу. Действительно, представим себе схему подобного пересечения (рис. 46).

Рис. 46. Возможный пример пересечения границ разной специализации

1 – литологические границы; 2 – границы распространения фауны



— 1 - - - 2

Если мы скорректируем песчаный пласт (толщ, свиту) с фауной *a* разреза А и такой же песчаный пласт (толщ, свиту) разреза Б, содержащий ту же фауну *a*, то мы совершим ошибку. Если в дальнейшем, например при прослеживании угленосной свиты, мы будем руководствоваться такой корреляцией и задавать горные выработки, будут затрачены впустую большие средства. Тот же результат можно представить при разбуривании нефтеносных площадей и во многих других аналогичных ситуациях.

Возможно, что в разрезах А и Б с разными по литологии пластами (толщами, свитами) фауна *a* совпадет. В таком случае ошибки при прослеживании литологических тел мы не совершим, мы просто не сможем использовать фауну для прослеживания литологических тел. Другими словами, при пересечении биостратиграфических границ с литологическими палеонтологические признаки оказываются в лучшем случае бесполезными для прослеживания литологических тел и корреляции разрезов, в худшем случае – вредными. Понятно, что возведение явления пересечения в ранг всеобщего закона накладывает безоговорочный запрет на использование данных биостратиграфии для литологической корреляции. Любой случай успешности подобной операции должен рассматриваться с позиции этого закона как необъяснимый парадокс.

Противоположная точка зрения – слов разной специализации не пересекаются. Попробуем проанализировать результаты практических операций стратиграфической корреляции литологических тел по палеонтологическим признакам. Такие операции проводятся в мас-

совом порядке, так же проводится и их проверка наблюдением. Слои прослеживаются при геологической съемке путем наблюдений в обнажениях между скоррелированными разрезами; при бурении наблюдаются в скважинах, заложенных на основании проведенной корреляции; такая же проверка предсказанного положения тела осуществляется при проходке шахт, тоннелей. Нет нужды приводить отдельные конкретные подтверждения успешности подобной корреляции. То, что такая корреляция приводит к успеху, известно каждому геологу. Если бы проверка показывала противоположный результат, как это должно было бы следовать из закона, утверждающего пересечение литологических границ с палеонтологическими, методы корреляции литологических тел по палеонтологическим признакам давно были бы отброшены.

Попытка примирить противоречия — предположить, что слои разной специализации находятся в произвольных соотношениях. Необходимо принять как исходные посылки оба утверждения, каждое из которых основано на большом фактическом материале: 1) слои разной специализации пересекаются; 2) слои разной специализации не пересекаются.

Существует только один способ совместить эти высказывания в одной формулировке: слои разной специализации находятся в произвольных соотношениях, т.е. они могут пересекаться, но могут и не пересекаться. Переводя это на язык формальной логики, скажем: ни на одно из утверждений (1 или 2) нельзя навесить квантор общности: "Любые слои разной специализации пересекаются" и "Любые слои разной специализации не пересекаются", на них можно навесить лишь квантор существования: "Существуют слои разной специализации, которые пересекаются" и "Существуют непересекающиеся слои разной специализации". Попытки разных школ геологов навесить квантор общности на одну из формулировок могут быть понятны лишь в полемическом подтексте.

В частности, стремление возвести явление пересечения слоев разной специализации в ранг всеобщего закона, несомненно, возникло как реакция на противоположную тенденцию, в определенное время господствовавшую.

Итак, мы имеем два утверждения существования, безупречные в смысле их истинности. Попробуем представить их полезность для решения практических задач. Допустим, что мы, исходя из утверждения о существовании непересекающихся границ, задаем место заложения скважины. Так как утверждение о существовании какого-либо явления не отрицает и существования противоположного явления, мы должны сказать, что в данном месте мы можем встретить интересующий нас пласт, но можем его и не встретить.

Понятно, что использование утверждений существования для прогноза привело бы к экономическому авантюризму.

Для предсказаний полезны только общеутвердительные высказывания, т.е. формулы с кванторами общности, так как они запрещают существование противоположного явления и позволяют не считаться

с его возможностью. Если, не обращая пока внимания на истинность, попытаться оценить полезность для корреляции двух взаимоисключающих общеутвердительных высказываний, то придется сделать вывод, что полезным является только одно: "Любые пласты разной специализации не пересекаются". Противоположная формулировка является в сущности негативной и либо бесполезна для корреляции, либо вредна.

Окончательный вывод из этого рассуждения: использование одной из общеутвердительных формулировок было бы крайне полезным, но, к сожалению, эта формулировка не истинна.

Как сделать полезную формулировку истинной? Если для множества всех пластов любых специализаций формула о непересечении ложна, то можно поставить задачу о выборе такого подмножества, для всех элементов которого эта формула будет справедливой. Постановка такой задачи требует жестких ограничений. Прежде всего необходимо оговорить цель: с какими именно пластами не должны пересекаться все остальные? Что является целью корреляции, а что — ее средством? Для разных заданных специализаций могут быть найдены разные вспомогательные специализации, удовлетворяющие требованию о непересечении.

В глобальном масштабе нахождение вспомогательных специализаций, удовлетворяющих требованию о непересечении с заданной специализацией, может оказаться затруднительным. Целесообразно ограничить выбор тел вспомогательных специализаций рамками изучаемой территории. Это тем более необходимо, что закономерности в отображении пространства одной специализации в пространстве другой специализации, справедливые в пределах изучаемой территории, могут нарушаться за ее пределами. В результате связь, которая могла бы быть использована для данной территории, окажется неправомерно забракованной.

В таких ограничениях задача может быть поставлена. Введем понятия, которые будем использовать при ее решении.

Если все тела, обладающие признаком α , лежат выше любого тела, обладающего признаком β , то такие признаки называются стратифицирующими. Этот вывод основан на некотором множестве наблюдений в конкретных разрезах, в каждом из которых присутствуют совместно как тела α , так и тела β .

Использование стратифицирующих признаков при корреляции можно представить как индуктивное обобщение: если в конечном числе точек наблюдения в конкретных разрезах тела α всегда выше тел β , то и во всех точках между разрезами, и в точках за пределами разрезов мы принимаем отношения между телами теми же самыми.

Предложенная формулировка определения удобна лишь для таких признаков, по которым выделяются непрерывные геологические тела, — для литологических, геохимических, геофизических. Для других признаков, в частности палеонтологических, кстати говоря, чаще всех других используемых в качестве стратифицирующих, эта

формулировка малопригодна. Окаменелости некоторых видов, представляющие собой литологические признаки, локализованы в пространстве таким образом, что по их наличию выделить непрерывные геологические тела невозможно. Для установления непрерывности необходимо, чтобы в непосредственной окрестности некоторой точки данного класса (т.е. точки, обладающей признаком заданного класса) должна находиться хотя бы одна другая точка того же тела (обладающая признаком того же класса), в окрестностях второй точки — третья и т.д. При этом связными, принадлежащими одному и тому же телу, считаются такие части, от одной из которых до другой можно проделать непрерывный путь из окрестности в окрестность. Для литологических, геохимических, геофизических признаков, образующих поле (пространство, каждая точка которого охарактеризована значением некоторого свойства), радиус окрестности может быть бесконечно малым. Для палеонтологических свойств радиус может быть только конечным. Если радиус принять, скажем, равным 10 м, то, с одной стороны, точки, расстояния между которыми превышают 10 м, окажутся несвязными, и в результате многие части тела распадутся на разобщенные самостоятельные тела, с другой стороны, выделенное таким образом тело не может быть тоньше 10 м, что для многих дробных корреляций окажется неприемлемым. Уменьшение радиуса приведет к дальнейшему распаду единого тела на разобщенные мелкие, увеличение — к возрастанию минимальных размеров тела.

Но даже для свойств, образующих поле, задача разбиения пространства на тела очень сложна. Наблюдения часто бывают дискретными, между точками наблюдения располагаются неизученные интервалы. При расчленении приходится строить предположения о значении признаков в ненаблюдаемых интервалах, т.е. решать задачу интерполяции. Решение задачи интерполяции без привлечения каких-либо допущений неоднозначно. Следовательно, приходится заниматься поисками таких допущений, их формулировкой, приведением их совокупности в непротиворечивую систему и т.д. Считать трудности чисто математическими, не имеющими отношения к геологии, было бы неверным. В подтверждение приведем распространенный пример: в некотором едином разрезе в одном месте найдена олигоценая окаменелость, а в ста метрах выше — миоценовая. Проведение границы олигоцена и миоцена по таким данным представляет собой типичную интерполяцию. Известно, какие разногласия и дискуссии вызывает подобная интерполяция.

В поисках выхода обратимся к целевым критериям. Если интересующие нас признаки заданы, то обсуждать необходимость расчленения не приходится. Разбиение пространства по этим признакам на тела и установление совокупности отношений между ними, т.е. структуры, — цель исследования. Если же признаки, среди которых мы ищем стратифицирующие, являются вспомогательными, то вряд ли имеет смысл разбивать множество точек на тела, чтобы затем снова объединять их.

Для нахождения стратифицирующих признаков можно использовать не только результат решения задачи расчленения, но и прямо результат решения предпылущей задачи описания разрезов. Переформулируем определение понятия "стратифицирующий признак".

Если все точки, обладающие признаком α , лежат выше любой из точек, обладающих признаком β , то такие признаки называются стратифицирующими. В этом случае множества всех точек, обладающих палеонтологическими признаками α или β , будут дискретными, т.е. наборами "штучных" точек, а множества всех точек, обладающих литологическими, геохимическими, геофизическими признаками, могут группироваться в непрерывные подмножества, т.е. тела.

Может создаться впечатление, что мы специально предлагаем неудачное определение, чтобы иметь возможность раскритиковать его и предложить более удачное. Это не так. В наших более ранних, совместных с Ю.А. Ворониным и другими авторами работах (1971, 1972) отношения между признаками определялись через отношения между множествами тел. В геологической практике также принято сначала расчленять разрезы по всем признакам на отдельные стратиграфические подразделения и только после этого осуществлять корреляцию. Мы же предлагаем коррелировать разрезы на основе использования вспомогательных признаков, не расчленяя их по этим признакам.

Поясним, как это делается.

Назовем системой стратифицирующих признаков такую их совокупность, в которой каждый из признаков является стратифицирующим относительно любого другого.

Система стратифицирующих признаков играет роль инструмента для корреляции. В соответствии с определением Л.Л. Халфина назовем ее сводной шкалой-инструментом.

В системе стратифицирующих признаков все границы не пересекаются друг с другом. В самом деле, пласт, обладающий признаком α и лежащий в одном разрезе ниже пласта, обладающего признаком β , чтобы пересечься с ним, должен оказаться в другом разрезе либо выше него, либо совпасть с ним, либо быть включенным или включающим, а это будет противоречить условию: признак α является стратифицирующим относительно β .

Предъявив требование, чтобы границы скоррелированных тел не пересекались с границами, выделенными по стратифицирующим признакам, можно добиться резкого ограничения числа вариантов корреляции. Чем богаче система стратифицирующих признаков, тем меньше число вариантов. Если никак не ограничивать множество признаков для выбора среди них стратифицирующих, то интервал неоднозначности корреляции можно сделать настолько узким, что расхождением вариантов внутри него можно пренебречь. Наконец, можно таким образом достигнуть и единственного решения задачи корреляции.

Рассмотрим процедуру построения системы стратифицирующих признаков (будем в дальнейшем ее называть сводной шкалой, имея

в виду сводную шкалу-инструмент), используя приемы, обычно применяемые в практике стратиграфических исследований, но приводя их к форме, допускающей обработку на ЭВМ.

ПОСТРОЕНИЕ СВОДНОЙ ШКАЛЫ

Примем в качестве единственного источника фактического материала конкретные описанные разрезы, в которых наблюдались стратиграфические отношения между интересующими нас признаками.

Обозначим символом R_1 отношение между a и β , если a и β - стратифицирующие друг относительно друга признаки и a выше β ; символом R_2 обозначим обратное отношение - a ниже β . И, наконец, если признаки a и β не являются стратифицируемыми в данной частной колонке, обозначим отношение между ними символом R_3 .

Соответственно R_1 и R_2 будут обозначать отношения, определенные через квантор общности: "Все точки, обладающие признаком a , лежат выше любой точки, обладающей признаком β ". Символ R_3 обозначает отношение, определяемое через квантор существования: "Только некоторые точки, обладающие признаком a , лежат выше точек, обладающих признаком β , и наоборот".

Построим квадратную матрицу. Строками и столбцами в этой матрице пусть будут все классы всех используемых в нашей задаче специализаций, как заданных, так и вспомогательных: $a_1, a_2, \dots, a_i, \dots, a_n; \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_j, \dots, \beta_m$ и т.д., т.е. все породы, все виды любых встреченных в разрезах групп окаменелостей, все классы содержаний каких-либо элементов (при использовании геохимических критериев корреляции) и т.п.

Нашем заполнять матрицу символами отношений, наблюдаемых в каком-то одном из разрезов. В клетку, лежащую на пересечении строки a_i и столбца β_j , поставим символ R_1 , если в этом разрезе a_i выше β_j , символ R_2 , если a_i ниже β_j , или символ R_3 , если a_i и β_j не являются стратифицируемыми друг относительно друга. Таким же образом занесем в клетку матрицы все наблюдаемые отношения по другим разрезам.

При заполнении матрицы возможны следующие ситуации.

1. Клетка заполнена несколькими одинаковыми символами - отношения между множествами точек, обладающих признаком a_i , и множествами точек, обладающих признаками β_j , одинаковы во всех разрезах, в которых эти множества точек встречены совместно.

2. В клетке стоят разные символы - отношения между множествами точек, обладающих признаком a_i , и множествами точек, обладающих признаком β_j , различны в разных разрезах, в которых эти множества встречены совместно.

3. Наконец, некоторые клетки вообще остаются незаполненными - множества точек, обладающих рассматриваемыми признаками, не встречены совместно ни в одном конкретном разрезе.

Третья группа клеток не предоставляет никакого эмпирического материала о пересечении или непересечении границ.

Для второй группы видно, что границы пересекаются. Например, тело, обладающее признаком a_i и лежащее в одном разрезе ниже тела β_j , должно пересечься с ним, чтобы оказаться в другом разрезе выше него. Такие признаки не могут быть стратифицирующими, так как ясно, что лишь некоторые точки a_i лежат выше β_j (и наоборот). Следовательно, в такой клетке приходится ставить символ R_3 .

Наиболее интересна первая группа клеток. Клетки, в которых стоят символы R_3 , никак не помогают при сокращении вариантов корреляции, так как некоторые тела, обладающие признаком a_i , лежат выше тел β_j , некоторые — ниже, и отличить первые от вторых по имеющимся у нас данным нет возможности. Клетки, в которых стоят только R_1 или R_2 , позволяют сделать выводы о непересечении границ тел, обладающих данными признаками. Такие признаки можно считать стратифицирующими. По материалам матрицы может быть построено несколько систем стратифицирующих признаков, другими словами, — несколько вариантов сводной шкалы.

Начнем построение сводной шкалы снизу. Понятно, что оптимальными для использования в качестве основания шкалы были бы признаки, залегающие ниже всех остальных признаков, т.е. такие, которым будут соответствовать строки только с символами R_2 . Однако таких признаков может не оказаться. Ослабим требование, будем искать признаки, которые не располагаются выше ни одного другого признака. Им будут соответствовать такие строки, в которых нет ни одного знака R_1 , следовательно, только знаки R_2 , R_3 и пустые клетки. Но и здесь мыслима ситуация, когда таких признаков не окажется. Приходится опять ослаблять требование и искать строки с минимумом R_1 . В реальной обстановке наиболее часто минимумом будет именно отсутствие R_1 , а среди строк, в которых отсутствуют R_1 , найдется много не содержащих R_3 и, следовательно, только с R_2 и пустыми клетками. Другими словами, мы все равно найдем признаки, лежащие ниже всех остальных (из числа встреченных совместно в каких-либо конкретных колонках). Предусмотреть все же мыслимые, хотя и нереальные ситуации необходимо для исключения отказов в работе ЭВМ.

Если признаков, удовлетворяющих требованию $\min R_1$, окажется несколько, будем строить ряды для каждого из них отдельно. Предположим, таким признаком будет a_i . Найдем признак β_j , имеющий отношение R_1 только с a_i или с другими уже выписанными признаками, служащими в качестве основания других рядов. Затем выпишем признак γ_s , имеющий отношение R_1 с β_j или одновременно с a_i и β_j и не имеющий отношения R_2 или R_3 ни с одним из членов уже построенного данного ряда и т.д. Таким образом, по одной и той же исходной матрице можно построить множество несовпадающих рядов. В дальнейшем придется выбрать из всего множества

единственный ряд, так как использование для корреляции сразу нескольких рядов приведет к противоречивым выводам.

Для построения рядов с помощью ЭВМ необходимо поставить задачу и описать процедуру ее решения на языке логики машины.

ФОРМАЛЬНАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ПОСТРОЕНИЯ СВОДНОЙ ШКАЛЫ

Дана квадратная матрица, каждый элемент которой может находиться в одном из четырех возможных состояний, обозначаемых 0, 1, 2, 3.

Матрица обладает следующими свойствами.

1. Все диагональные элементы матрицы равны нулю.
2. Если на пересечении i -й строки и j -го столбца матрицы находится 1, то на пересечении j -й строки и i -го столбца матрицы находится 2.
3. Если на пересечении i -й строки и j -го столбца матрицы находится 2, то на пересечении j -й строки и i -го столбца находится 1.
4. Если на пересечении i -й строки и j -го столбца матрицы находится 0 или 3, то соответственно то же значение имеет клетка на пересечении j -й строки и i -го столбца матрицы. Требуется построить из номеров строк матрицы все возможные ряды - такие, чтобы сами эти ряды и строки матрицы, имеющие соответствующие номера, обладали следующими свойствами: 1) ни один из построенных рядов не может быть получен из другого ряда путем его сокращения; 2) строка матрицы, соответствующая любому члену, кроме номера, стоящего на первом месте, имеет 1 на пересечении со столбцом, соответствующим предыдущему номеру ряда, и 0 или 1 на пересечении со столбцами, соответствующими всем остальным предшествующим номерам ряда.

АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ ПОСТРОЕНИЯ СВОДНОЙ ШКАЛЫ

При выборе алгоритма решения задачи желательно соблюдение условий, оптимизирующих реализацию алгоритма в программах для ЭВМ и последующее машинное решение задачи. Такими условиями являются:

а) отсутствие каких-либо трансформаций исходной матрицы, требующих больших объемов машинной памяти и длительного времени выполнения;

б) возможность поэтапного получения конечных результатов с целью максимального упрощения программной реализации алгоритма и предельного сокращения объемов машинной памяти, необходимой для хранения промежуточных результатов; в) максимальное использование на каждом этапе решения результатов предыдущих этапов решения с целью сокращения общего времени решения задачи.

Удовлетворяющий перечисленным условиям алгоритм заключается в последовательном построении таких искомым рядов, которые совпадают хотя бы одним начальным номером, т.е. образуют "деревя" рядов, "ствол" которого соответствует начальным номерам этих рядов, а "ветви" — их последним номерам. После этого строятся последовательно все ряды, образующие другое "дерево", и т.д., до полного исчерпания всех возможных вариантов.

При построении первого ряда каждого "дерева" вся исходная матрица просматривается столько раз, сколько номеров содержится в этом ряду. При построении каждого последующего ряда того же "дерева" количество просмотров исходной матрицы не превышает суммарного количества номеров, которые содержатся во вновь отстраиваемом и предыдущем рядах, начиная с места их "разветвления". Таким образом, полное время решения задачи по приводимому алгоритму не превышает величины:

$$T = 2tm \sum_{i=1}^n (l_i - 1),$$

где t — время просмотра одной строки матрицы; m — количество строк исходной матрицы; n — количество искомым рядов, построенных в процессе решения задачи; l_i — количество номеров в i -м ряду ($i = 1, 2, \dots, n$).

Ниже приводится содержание отдельных процедур алгоритма и порядок их выполнения.

Процедура первая. Путем последовательного просмотра всех строк матрицы, начиная с первой, определяется минимальное количество элементов 1 в одной строке матрицы.

Процедура вторая. Путем последовательного просмотра строк матрицы, начиная с первой, находится строка с наименьшим порядковым номером среди всех строк, содержащих минимальное количество элементов 1. Данный номер будет являться первым членом первого отстраиваемого ряда номеров.

Процедура третья. Последовательным просмотром строк матрицы, начиная с первой, находится строка с наименьшим порядковым номером среди всех строк, удовлетворяющих второму требованию задачи (элемент 1 на пересечении со столбцом, соответствующим последнему номеру отстраиваемого ряда и элемента 0 или 1 на пересечении со столбцами, соответствующими всем остальным номерам этого ряда). Если такая строка в матрице имеется, то ее номером пополняется отстраиваемый ряд с последующим выполнением четвертой процедуры. В противном случае построение очередного ряда окончено, и для построения следующего ряда осуществляется переход к выполнению шестой процедуры.

Процедура четвертая. Путем последовательного просмотра строк матрицы, начиная со строки, имеющей номер на единицу больше последнего номера отстраиваемого ряда, находится строка с наименьшим порядковым номером среди всех строк, удовлетворяющих требованию: элемент 2 на пересечении со столбцом, соответ-

ствующим последнему номеру отстраиваемого ряда, элемент 1 на пересечении со столбцом, соответствующим предпоследнему номеру ряда, и элемент 0 или 1 на пересечении со столбцами, соответствующими остальным номерам ряда. Если такая строка в матрице имеется, то выполняется пятая процедура, в противном случае осуществляется переход к выполнению третьей процедуры.

Процедура пятая. Последний номер в отстраиваемом ряду заменяется номером строки матрицы, определенным во время выполнения четвертой процедуры. Далее выполняется четвертая процедура.

Процедура шестая. Анализ количества номеров в последнем построенном ряду. Если этот ряд состоит более чем из одного номера, то делается попытка построения нового ряда с использованием части предыдущего ряда, для чего далее выполняется седьмая процедура. В противном случае делается попытка построения нового ряда с самого начала, для чего осуществляется переход к выполнению одиннадцатой процедуры.

Процедура седьмая. Путем последовательного просмотра строк матрицы, начиная со строки, имеющей номер на единицу больше последнего оставленного номера последнего отстроенного ряда, находится строка с наименьшим порядковым номером среди всех строк, удовлетворяющих требованию: элемент 0 или 3 на пересечении со столбцом, соответствующим последнему оставленному номеру последнего отстроенного ряда, элемент 1 на пересечении со столбцом, соответствующим предпоследнему оставленному номеру этого ряда, элементы 0 или 1 на пересечении со столбцами, соответствующими остальным оставленным номерам этого ряда. Если такая строка в матрице имеется, то это означает возможность построения нового ряда с использованием оставленной части последнего построенного ряда, которое начинается с выполнения восьмой процедуры. В противном случае осуществляется переход к выполнению девятой процедуры.

Процедура восьмая. Последний оставленный номер последнего отстроенного ряда заменяется номером строки матрицы, определенной при выполнении седьмой процедуры. Полученный в результате этого ряд принимается за начало нового отстраиваемого ряда. Далее выполняется третья процедура.

Процедура девятая. Из последнего построенного ряда исключается последний из оставленных в нем номеров.

Процедура десятая. Анализ оставшегося количества номеров в последнем построенном ряду. Если остался один номер, то это означает, что нельзя построить новый ряд, используя часть последнего построенного ряда, необходима попытка построения нового ряда с самого начала, для чего далее выполняется одиннадцатая процедура. В противном случае осуществляется переход к выполнению седьмой процедуры.

Процедура одиннадцатая. Путем последовательного просмотра строк матрицы, начиная со строки, имеющей номер на еди-

ницу больше оставшегося номера последнего построенного ряда, находится строка с наименьшим порядковым номером среди строк, содержащих минимальное количество элементов 1. Если такой строки в матрице больше нет, то это означает окончание решения задачи. В противном случае данный номер будет являться первым номером нового ртстраиваемого ряда, дальнейшее построение которого начинается с выполнения третьей процедуры.

ВЫБОР ВАРИАНТА СВОДНОЙ ШКАЛЫ

Мы получили множество рядов – возможных вариантов сводной шкалы, из которых предстоит выбрать единственный. В предыдущей работе (Салин, 1974б) было предложено выбирать для этой цели самый длинный ряд, содержащий наибольшее число подразделений и обеспечивающий наиболее детальное расчленение исследуемого пространства, что оптимально с точки зрения практики. Однако мыслима ситуация, когда шкала, содержащая максимальное количество членов, не обеспечивает наиболее детальное расчленение. Так может произойти, если, например, многие признаки, входящие в эту шкалу, встречены в единственном разрезе. Понятно, что по таким признакам неосуществима никакая корреляция вообще. В качестве альтернативы напрашивается требование – максимальная распространенность всех признаков, входящих в сводную шкалу. Но и в этом случае может оказаться, что запросы практики не удовлетворяются, если признаки, отвечающие этим требованиям, распространены в каждом из конкретных разрезов снизу доверху. Другими словами, признаки, которые нам нужны, должны быть не только максимально распространенными, но и иметь возможно более узкий стратиграфический диапазон.

Чем более распространен на исследуемой территории признак, тем чаще он будет встречаться совместно с другими признаками, следовательно, тем больше клеток в строке матрицы, соответствующей ему, будет заполнено. С другой стороны, чем уже стратиграфический диапазон отвечающего этому требованию признака, тем с большим числом других признаков он будет вступать в отношения порядка и, следовательно, тем больше в соответствующей ему строке будет символов R_1 и R_2 .

Так как сравнивать друг с другом приходится не отдельные признаки, а их последовательности, то требование $\max(R_1 + R_2)$ предъявим к шкале в целом. Из всех имеющихся вариантов сводной шкалы выберем тот, который дает максимальную сумму отношений порядка по всем строкам, соответствующим элементам этой шкалы.

Этот вариант представляется оптимальным и по другим причинам.

1. В дальнейшем сводная шкала будет использоваться для введения интервалов эквивалентности, или стратиграфических диапазонов, признаков, не вошедших в сводную шкалу. Интервал эквивалентности любого признака предлагается устанавливать через его от-

ношения порядка к признакам шкалы. Понятно, что чем с большим количеством признаков, не вошедших в шкалу, признаки шкалы будут иметь отношения порядка, тем для большего их числа окажется возможным установить стратиграфические диапазоны.

2. Проверка построенной сводной шкалы по новым фактическим данным может привести к переводу некоторых ее членов, ранее считавшихся стратифицирующими, в нестратифицирующие. В соответствии с принятым определением сводной шкалы они должны быть исключены из шкалы. Ряд, ранее единый, распадается на несколько разрозненных звеньев. Если эти звенья были связаны друг с другом только через исключенные элементы и ни один из членов одного звена не имел отношений порядка ни с одним элементом другого звена, "сшить" их воедино окажется невозможным. Понятно, что чем с большим количеством других членов шкалы связан каждый член шкалы, тем больше возможностей для "сшивания" ее в случае любых разрывов, тем более устойчивой будет она при любых изменениях, связанных с поступлением нового фактического материала.

ВВЕДЕНИЕ СВОЙСТВА ТРАНЗИТИВНОСТИ И ОТНОШЕНИЯ ЭКВИВАЛЕНТНОСТИ

Для всех членов выбранной последовательности вводим условие транзитивности: если α выше β и β выше γ , то α выше γ .

Необходимость введения этого условия вытекает из того, что не для каждого члена шкалы мы имеем наблюдения за отношением к любому другому члену. Например, γ_s может не встретиться ни в одной конкретной колонке совместно с ψ_k . Для этой пары признаков мы выводим отношения из наблюдений за отношением γ_s к σ_p и σ_p к ψ_k . Так как система признаков выбрана таким образом, что любая пара соседних членов связана только одним отношением порядка и признаки в последовательности не повторяются, противоречия в выводе γ_s к ψ_k через любой третий σ_p, s_t, \dots и т.д. исключаются.

Выведенные логическим путем, не наблюдаемые отношения порядка требуют пояснения. Согласно определению, отношения "выше" или "ниже" имеют смысл только для точек, лежащих на одной вертикали. Тела же, обладающие признаками γ_s и ψ_k , не лежат на одной вертикали. Здесь неявно введена экстраполяция: если γ_s и ψ_k встретятся где-то совместно, то γ_s будет лежать выше ψ_k .

Легко видеть, что условие о транзитивности выводится из принятого ранее условия о непересечении: чтобы γ_s оказалось ниже ψ_k , необходимо, чтобы оно оказалось и ниже σ_p и, следовательно, пересеклось с ним, а это противоречит условию о непересечении.

Среди признаков, не вошедших в сводную шкалу, многие могут оказаться полезными для корреляции. Может оказаться, например, что дробность расчленения, которую обеспечивает сводная шкала, чрезмерна, что каждое картируемое тело включает сразу несколько подразделений шкалы. В этом случае будут полезными и те при-

знаки, которые дают границы, пересекающиеся с этими признаками шкалы, но не пересекающиеся с остальными признаками. Возможен и другой случай. Пусть признак a_i — нестратифицирующий по отношению ко всем признакам шкалы, кроме β_j . Но и такой признак может оказаться полезным, например, для установления стратиграфических отношений двух тел, о которых неизвестно ничего, кроме наличия в одном из них признака a_i , а в другом — β_j . Практически только признаки, нестратифицирующие по отношению ко всем признакам шкалы, не принесут никакой пользы.

Чтобы использовать признаки, не использованные при построении сводной шкалы, введем отношение эквивалентности.

Пусть "быть эквивалентным" в общем случае значит "иметь такое же отношение". В зависимости от того, с чем именно признак имеет такое же отношение, выделим различные частные виды эквивалентности.

Односторонняя эквивалентность. Если a_i расположен ниже γ_s и β_j также лежит ниже γ_s , то a_i эквивалентно β_j относительно γ_s , вне зависимости от того, каковы непосредственные стратиграфические отношения между ними.

Это отношение, внедренное в более ранней работе (Салин, 1974б), требует уточнения. Подразумевалось, что со всеми членами шкалы, лежащими выше γ_s , оба признака a_i и β_j также имеют одинаковые отношения, а именно — располагаются ниже их. Если не рассматривать исключительно редкий случай, когда оба признака имеют наблюдаемые отношения со всеми членами шкалы и эти отношения действительно одинаковы и равны R_2 , то это возможно лишь при распространении свойства транзитивности на взаимоотношения признаков шкалы с признаками, не вошедшими в шкалу. Распространить свойства транзитивности можно было бы следующим образом: если a_i лежит ниже члена шкалы γ_s , будем считать его лежащим тем более ниже всех членов шкалы, лежащих выше γ_s . Однако если в столбце, соответствующем признаку a_i или β_j , на пересечении со строкой, соответствующей какому-либо признаку шкалы выше γ_s , стоит символ R_1 или R_3 , возникает противоречие. Необходимо специальное условие, запрещающее его. Введем это условие в определение односторонней эквивалентности.

Если a_i расположен ниже γ_s и к тому же не имеет отношений R_1 или R_3 с любым членом шкалы, залегающим выше γ_s , и β_j также лежит ниже γ_s и к тому же не имеет отношений R_1 или R_3 с любым членом шкалы, залегающим выше γ_s , то a_i односторонне эквивалентно β_j относительно γ_s .

Двусторонняя эквивалентность. Если a_i и β_j односторонне эквивалентны друг другу относительно γ_s и расположены ниже него, а также односторонне эквивалентны друг другу относительно ψ_k и расположены выше него, и если, кроме того, γ_s лежит ниже ϕ_k , будем говорить, что a_i эквивалентно β_j относительно γ_s и ϕ_k , или a_i эквивалентно β_j в интервале $\gamma_s - \phi_k$, вне зависимости от

того, каковы непосредственные стратиграфические отношения между ними.

Полная эквивалентность. Сначала определим отношения полной эквивалентности между каким-либо признаком шкалы и признаком, не вошедшим в шкалу.

Признаком, полностью эквивалентным элементу шкалы γ_s , будем называть такой признак α_i , который односторонне эквивалентен γ_s относительно непосредственно перекрывающего элемента шкалы и относительно непосредственно подстилающего и расположен ниже перекрывающего и выше подстилающего.

Два признака α_i и β_j будем называть полностью эквивалентными друг другу, если они односторонне эквивалентны как относительно элемента шкалы γ_s и лежат ниже него, так и относительно элемента σ_t , непосредственно подстилающего γ_s , и лежат выше σ_t .

Нетрудно убедиться, что все три введенные отношения обладают свойствами рефлексивности, симметричности и транзитивности и, следовательно, являются отношениями эквивалентности.

Использование отношений эквивалентности позволяет перейти от корреляции при помощи единичных признаков к корреляции по комплексу эквивалентных признаков.

Построим прямоугольную матрицу. Строки ее обозначим символами признаков сводной шкалы, расположенными в стратиграфической последовательности снизу вверх. Каждый член сводной шкалы имеет отношение R_1 с любым членом сводной шкалы, расположенным ниже, и отношение R_2 с любым членом, расположенным выше. Столбцы матрицы обозначим символами признаков, не вошедших в сводную шкалу.

Клетки матрицы заполним символами отношений из построенной ранее квадратной матрицы. Для всех признаков, с которыми один из членов шкалы имеет отношение R_1 (и не один более высоколежащий не имеет отношений R_2 или R_3), а другой признак, расположенный в шкале ниже первого, имеет отношение R_2 (и не один из нижележащих не имеет отношений R_1 или R_2), мы можем ввести отношение двусторонней эквивалентности как друг с другом, так и с любым другим членом шкалы, расположенным в интервале между отмеченными признаками. В наших интересах выбрать наиболее узкий интервал эквивалентности, поэтому мы выбираем наиболее низколежащий член сводной шкалы, имеющий с анализируемыми признаками отношение R_1 , и наиболее высокий член шкалы, имеющий с анализируемыми признаками отношение R_2 .

Интервал эквивалентности мы имеем право произвольно расширять: если α_i и β_j расположены в шкале ниже γ_s , то они будут тем более ниже σ_t , залегающего в шкале выше γ_s . Аналогичное рассуждение можно провести и относительно нижней границы интервала эквивалентности. Произвольно сужать интервал эквивалентности нельзя. Делать такие выводы мы можем в случае распространения свойства транзитивности на взаимоотношения признаков, не вошедших в шкалу, с признаками шкалы.

При необходимости все члены самой сводной шкалы, расположенные в интервале между γ_s и ϕ_k , можно объединить отношением эквивалентности относительно $\gamma_s - \phi_k$ как друг с другом, так и с другими признаками, не вошедшими в сводную шкалу, но эквивалентными друг другу в интервале $\gamma_s - \phi_k$.

Так же можно деформировать и одностороннюю эквивалентность. Верхнюю границу односторонней эквивалентности можно произвольно поднимать, нижнюю — опускать; обратное делать нельзя.

Такие приемы часто будут необходимы при более грубой, но более далекой корреляции разрезов.

Все признаки из комплекса, вошедшего в интервал эквивалентности, можно рассматривать как связанные логическим союзом "или". Все эквивалентные признаки взаимозаменяемы: вывод о корреляции, сделанный по a_i , остается прежним, если мы заменим a_i эквивалентным ему β_j . Это обстоятельство становится чрезвычайно важным, если ни a_i , ни β_j не распространены повсеместно: возможность обнаружения одного из признаков гораздо больше, чем возможность обнаружения каждого из них в отдельности. Расширяя интервалы эквивалентности, мы уменьшаем дробность расчленения, но одновременно резко увеличиваем число эквивалентных признаков и тем самым возможность обнаружения одного из них, а значит, и работоспособность, "дальнодействие" корреляции.

УСТАНОВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДИАПАЗОНОВ

Выявим сначала признаки, полностью эквивалентные признакам шкалы. Так как для самого нижнего члена шкалы (аналогично — для самого верхнего) может быть установлена только односторонняя эквивалентность, начнем со второго снизу члена. Задача сводится к нахождению таких столбцов прямоугольной матрицы, в которых символ R_1 стоит на пересечении со строкой, соответствующей третьему снизу члену шкалы, символ R_1 или пустая клетка — на пересечении со строками, соответствующими четвертому, пятому и т. д. членам, и символ R_2 — на пересечении со строкой, соответствующей самому нижнему члену. Аналогично найдем признаки, полностью эквивалентные другим членам шкалы.

Далее будем устанавливать все другие возможные интервалы эквивалентности (стратиграфические диапазоны), от наиболее узких до наиболее широких. Найдем сначала признаки, заключенные в интервале между первым и четвертым членами шкалы, по той же процедуре, по которой мы находили признаки, заключенные между первым и третьим (т. е. полностью эквивалентные второму). Затем найдем признаки, заключенные между вторым и пятым членами, третьим и шестым и т. д.; между первым и пятым, вторым и шестым и т. д.; между первым и шестым, вторым и седьмым членами и т. д.

Понятно, что в число признаков, заключенных, например, между первым и шестым членами шкалы, попадут признаки, полностью эквивалентные второму, третьему и четвертому членам, признаки,

заключенные между первым и четвертым, первым и пятым, вторым и пятым членами шкалы, т. е. все признаки с более узкими, чем искомым, диапазонами. Поэтому в процедуре установления стратиграфических диапазонов, более широких, чем минимально возможные, не следует включать просмотр признаков, уже вошедших в интервалы, находящиеся в отношении включения к устанавливаемому.

Разработка вспомогательной процедуры поиска столбцов, не подлежащих просмотру, целесообразна лишь в том случае, если она окажется более экономичной, чем полный просмотр всех столбцов при установлении каждого нового диапазона.

Результат процедуры построения всех возможных стратиграфических диапазонов записывается в память машины, откуда его можно извлечь для использования в процедурах корреляции.

Между различными стратиграфическими диапазонами возможны отношения включения, пересечения, последовательности. При установлении стратиграфической последовательности признаков, принадлежащих разным непересекающимся и не включенным друг в друга диапазонам, будем пользоваться свойством транзитивности только в том случае, если связующий элемент является членом сводной шкалы. Это важнейшее условие поможет избежать противоречивости корреляции. Подчеркнем, что из условий, что α лежит выше β , а β выше γ мы будем делать вывод о том, что α выше γ только в том случае, если β — член шкалы.

Если из принадлежности признаков α и β к последовательным диапазонам следует, что α лежит выше β и в то же время между α и β непосредственно наблюдались отношения " α ниже β ", или " α не является признаком, стратифицирующим относительно β ", не будем использовать такие признаки для корреляции. Поэтому после выбора диапазонов, по которым будет проводиться корреляция, необходимо предусмотреть контрольную процедуру выявления по исходной квадратной матрице таких противоречивых пар и исключения их из числа используемых при корреляции.

Возможен и более экономичный подход. Противоречия можно исключить путем расширения стратиграфических диапазонов признаков до пересечения друг с другом. Это позволит признакам иметь любые взаимоотношения, в то же время каждый из них окажется полезным при корреляции, позволяя делать вывод пусть о более широком, но все же об ограниченном стратиграфическом диапазоне.

Сделать интервалы пересекающимися можно разными способами: расширяя один и оставляя другой неизменным, расширяя второй и оставляя неизменным первый, наконец, расширяя оба до пересечения. Расширение стратиграфического диапазона любого признака — явление нежелательное: многие другие признаки, ранее бывшие стратифицирующими относительно него, становятся нестратифицирующими. Следует оставлять без изменения диапазон более полезного признака, а расширять диапазон менее полезного. В соответствии

с принятым ранее критерием более полезным будем считать признак, имеющий большую сумму $R_1 + R_2$ в соответствующей ему строке квадратной матрицы.

Расширение диапазона менее полезного признака будем производить так: если это признак нижележащего диапазона, поднимаем верхнюю границу диапазона на один элемент выше нижней границы вышележащего диапазона более полезного признака; если менее полезный признак принадлежит к вышележащему диапазону по сравнению с более полезным, поступаем наоборот.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СВОДНОЙ ШКАЛЫ И СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ДИАПАЗОНОВ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ

Предположим, перед нами поставлена задача проследить по площади подразделения, выделенные в стратотипическом разрезе. Имеющуюся сводную шкалу и стратиграфические диапазоны преобразуем таким образом, чтобы внутри одного подразделения стратотипа не находилось несколько последовательных членов шкалы и стратиграфических диапазонов. Для этого максимально расширяем диапазоны, включенные в каждое из подразделений стратотипа, не пересекая, однако, границ заданных тел.

Для заданных тел принимаем допущение о непересечении их границ с границами интервалов эквивалентности сводной шкалы. Так как распределение интервалов эквивалентности можно широко проследить по площади в различных разрезах, множественность решений задачи корреляции резко снижается. Если в некотором разрезе оказалось возможным установить тот же интервал разреза, который в стратотипе содержал только одно тело, и в анализируемом разрезе содержится только одно тело, мы достигаем единственности решения.

Обычно приходится сталкиваться с другой картиной. Если в непосредственной близости от стратотипа удастся проследить очень узкие интервалы эквивалентности и часто добиться единственности решения задачи корреляции, то чем дальше от стратотипа, тем более широкими интервалами приходится оперировать, следовательно, тем больше вариантов корреляции со стратотипом.

При сокращении вариантов будем всегда использовать первое условие, введенное нами раньше: исходить из предположения, что все коррелируемые тела стратифицируемы друг относительно друга. Учитывая, что сопоставляются только одинаковые по вещественному выполнению тела, можно еще больше расширить интервалы эквивалентности: один интервал в стратотипе может обнимать несколько тел, лишь бы среди них не было двух одинаковых по составу. Даже если в сравниваемых разрезах окажется по десятку тел в одном и том же интервале эквивалентности, вариант корреляции будет единственным, так как одному телу некоторого класса в стратотипе будет соответствовать только одно тело того же класса в сравниваемом разрезе.

КОРРЕКТИРОВКА, ДОСТРОЙКА, ДЕТАЛИЗАЦИЯ СВОДНОЙ ШКАЛЫ ПО НОВОМУ ФАКТИЧЕСКОМУ МАТЕРИАЛУ

Обычно в процессе использования построенной сводной шкалы и стратиграфических диапазонов поступает дополнительный фактический материал о взаимоотношениях признаков, так как описываются новые разрезы. Этот материал можно вводить в прямоугольную матрицу по мере его поступления. Новый материал может значительно видоизменить шкалу.

Прежде всего, необходимо проверить, подтверждают ли новые данные сделанные ранее выводы о последовательности стратифицирующих признаков, выбранных в качестве элементов сводной шкалы. Для этого к прямоугольной матрице припишем столбцы, соответствующие каждому признаку шкалы. Согласно транзитивности отношения порядка в данной последовательности, правее и выше диагонали этой части матрицы в клетках здесь всюду будут стоять символы R_1 , левее и ниже диагонали — R_2 . Начнем заносить в матрицу новые наблюдения. Если символы отношений в каждой клетке будут дублировать уже имеющиеся, это значит, что новый фактический материал подтверждает построенную последовательность. Если же в какую-то клетку приходится вносить знак, отличный от имеющегося в ней, это значит, что признаки, соответствующие этой клетке, не являются стратифицирующими друг относительно друга и они должны быть выброшены из шкалы. Сокращаем число строк матрицы на два "дисквалифицированных" признака. Возникает необходимость проверить, может ли быть построена сводная шкала без "дисквалифицированных" признаков, не являлись ли они единственным связующим звеном для оставшихся частей последовательности. Для этого необходимо снова произвести построение сводной шкалы по квадратной матрице. Если удалось построить оставшуюся шкалу, то можно по-прежнему использовать ее для последующих операций. Если последовательность, удовлетворяющая требованию $\max(R_1 + R_2)$, будет иной, то ее и придется взять в качестве новой основы шкалы.

Так как подобное перестроение шкалы связано с громоздкими вычислительными операциями, можно предложить более экономную процедуру. При этом можно "сшивать" сводную шкалу, сокращая ее или накладывая на нее "заплатки".

Для перестроения с сокращением необходимо проверить по исходной квадратной матрице, связаны ли ближайшие друг другу конечные элементы распавшихся звеньев отношением порядка или нет. Если да, то сращиваем оставшиеся звенья навстык. Если нет, то находим ближайшие друг к другу элементы, связанные наблюдаемым отношением порядка, вычеркиваем лежащие между ними строки и сшиваем эти еще раз сокращенные звенья также навстык. Недостатком этой процедуры является сокращение сводной шкалы и связанное с этим уменьшение детальности расчленения и корреляции.

Если в наборе эквивалентных признаков имеются признаки, полностью эквивалентные обоим выброшенным признакам, то можно просто заменить "дисквалифицированные" признаки эквивалентными

и оставить шкалу в прежнем виде. Если полностью эквивалентных признаков несколько, выбираем среди них самый полезный (т. е. содержащий в соответствующей ему строке квадратной матрицы наибольшее число символов R_1 и R_2). Если самых полезных признаков несколько, выбор среди них единственного может быть произвольным.

Кроме наблюдений о взаимоотношениях между признаками самой шкалы новый материал доставляет новые сведения о соотношениях признаков, не вошедших в шкалу, с признаками шкалы. Возможно также введение в игру новых признаков, в старых колонках не обнаруженных. В этом случае приходится приписывать к прямоугольной матрице новые столбцы.

Возможно, новый материал доставит наблюдения о признаках, залегающих выше самого верхнего члена шкалы, с которыми ни один член шкалы не имеет отношений R_1 и R_3 . Появляется возможность достроить шкалу вверх. Для этого строим квадратную матрицу, в строки и столбцы которой заносим все признаки, обнаруженные выше самого верхнего члена шкалы. Устраиваем полный перебор "каждый с каждым" по данным непосредственных наблюдений и строим фрагмент сводной шкалы по методике, описанной выше. Полученный фрагмент пристраиваем сверху к имеющейся ранее шкале. Так же поступаем с признаками, расположенными ниже самого нижнего члена старой шкалы.

Возможно, нас не удовлетворяет дробность шкалы в каком-то из ее интервалов, и мы предполагаем, что новый материал поможет нам детализировать имеющуюся последовательность. Для этого надо выбрать все признаки, эквивалентные друг другу в интересующем нас интервале, и перебрать их "каждый с каждым" в квадратной матрице; по квадратной матрице построить звено сводной шкалы и вставить его в образовавшуюся на месте интервала эквивалентности брешь. Таким образом можно детализировать любой интервал шкалы или любое количество таких интервалов.

Если дробность шкалы избыточна для наших целей, мы легко можем сделать ее более грубой, произвольно расширив любой интервал эквивалентности и "свалив в одну кучу" все признаки, попавшие в этот расширенный интервал эквивалентности.

Если в шкалу введены новые члены, необходимо проверить, не отразятся ли эти изменения на уже построенных интервалах эквивалентности. Для этого надо по исходной квадратной матрице проверить, нет ли в строке, соответствующей новому члену, символов R_2 или R_3 на пересечении со столбцами, соответствующими признакам всех вышележащих диапазонов, и символов R_1 или R_3 на пересечении со столбцами, соответствующими признакам всех нижележащих диапазонов. В случае обнаружения таких столбцов необходимо расширить стратиграфический диапазон соответствующих им признаков, включив в этот расширенный диапазон новый член шкалы: для нижележащих диапазонов следует поднять верхнюю границу выше нового члена, для вышележащих — опустить нижнюю границу ниже него.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ШКАЛЫ В СЛУЧАЕ НЕУДОВЛЕТВОРИТЕЛЬНОСТИ КОРРЕЛЯЦИИ

Наиболее распространенным недостатком шкалы обычно бывает ее низкая детальность, что приводит к излишней множественности вариантов корреляции. Что можно делать в таких случаях?

Прежде всего можно надеяться, что признаки, не стратифицирующие во всем стратиграфическом диапазоне своего распространения, могут оказаться стратифицирующими в некотором интервале сводной шкалы. Можно снова провести полный перебор таких признаков "каждый с каждым" в квадратной матрице, условившись учитывать только такие тела и точки, которые находятся внутри заданного интервала эквивалентности. Таким образом, можно получить вспомогательную сводную шкалу со своими интервалами эквивалентности, но на ее применение следует наложить жесткие ограничения. Она должна использоваться только в том случае, если однозначно установлено, что корреляция производится в пределах именно того интервала эквивалентности сводной шкалы, для которого была построена вспомогательная шкала.

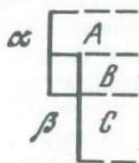


Рис. 47. Пример размещения нестратифицирующих признаков в разрезе
Объяснение в тексте

Можно надеяться также, что признаки, нестратифицирующие по всей исследуемой территории, окажутся стратифицирующими в пределах некоторой ее части. Следует построить сводную шкалу по материалам разрезов, расположенных только в этой части, и провести местную корреляцию. Эта вспомогательная шкала не будет пригодной за пределами той территории, для которой она была построена.

Возможна комбинация двух только что описанных примеров: искать стратифицирующие признаки в пределах фиксированного интервала эквивалентности только в некоторой части территории.

Возможен и такой подход: пусть имеются два признака, в каждом частном разрезе нестратифицирующих друг относительно друга (рис. 47). Два этих нестратифицирующих признака α и β можно превратить в три стратифицирующих — A , B , C . Обозначим буквой A совокупность $\alpha \bar{\beta}$ (наличие α и отсутствие β), B — совокупность $\alpha \beta$ (одновременное присутствие α и β), C — совокупность $\bar{\alpha} \beta$ (отсутствие α и наличие β). Дальнейшие операции с комплексными признаками A , B , C можно производить так же, как и с единичными признаками, но с ограничением: для установления A необходимо установление не только наличия α , но и отсутствия β , в противном случае неизбежны ошибки в корреляции. Если виды α и β имеют массовое распространение, таким приемом можно пользоваться,

если же нет, то никогда не будет окончательной уверенности — или β здесь вообще нет, или он еще не обнаружен.

Если мы не ограничены возможностями дополнительных наблюдений, всегда можно использовать дополнительные признаки для построения сводной шкалы: геохимические, геофизические, палеоэкологические, комплексные литолого-палеоэкологические, количественные палеоэкологические, микропалеонтологические и др. Если же приходится ограничиваться тем, что мы имеем, то, не добившись успеха в корреляции предложенными методами, следует переходить к вероятностным процедурам корреляции и определять стратифицирующие признаки с порогом P_m . Например, считать стратифицирующими только те признаки, которые находились между собой в одном и том же отношении (скажем, R_1) в 95% наблюдений. Выводы о корреляции в этом случае также будут вероятностными.

Не исключено, что никакие дополнительные приемы не приведут нас к успеху. В этом случае приходится делать выводы о непригодности стратиграфических методов для изучения таких объектов. В настоящее время известно, что такие объекты, как, например, зоны меланжа, вулканические пояса, не поддаются исследованию методами стратиграфии. Они не упорядочиваются отношениями "выше — ниже", для них не имеют смысла ни понятия сводных шкал, свит, ни сама стратиграфия в целом. Для этих объектов необходимо разрабатывать другие методы упорядочения, основанные на других типах отношений, других структурных моделях.

ВЫВОДЫ

В разрезе палеогеновых и неогеновых континентальных угленосных отложений впадин юга материковой части Дальнего Востока недостаточно макроскопических коррелирующих признаков, способных обеспечить надежную корреляцию разрезов. Фаунистические и флористические горизонты здесь отсутствуют, конкреции, туфовые прослои имеют неповсеместное распространение, литологический и фациальный состав сравнительно резко изменчив по площади. Поэтому для достижения наибольшей достоверности корреляции кроме макроскопических литологических признаков (гранулометрический состав, цвет пород и др.) необходимо использовать комплекс признаков, характеризующих вещественный состав пород.

В условиях рассматриваемых впадин применимы методы корреляции по спорово-пыльцевым комплексам и определениям остатков растений, по минералам тяжелой фракции (ильменит, лейкоксен, эпидот, роговая обманка, аутигенные минералы — сидерит, пирит, лимонит), геохимическим параметрам (содержание химических элементов, их окислов, отношения пар элементов и окислов, суммарный кларк концентрации), результатам термического анализа глин, по спектральной отражательной способности пород, петрографической характеристике углей.

Для оперативной корреляции разрезов, располагающихся друг от друга на расстоянии не более 5 км, наряду с традиционным широко применяемым литолого-гранулометрическим методом применимы описанные выше палинологический, минералогический и геохимический методы, а также корреляция по результатам ускоренного термического анализа пород на установке ТУ-1М (с переводом кривых нагревания ДТА в цифровые параметры), по спектральной отражательной способности пород, а также по наличию и распределению в разрезах угольных пластов.

При наличии в сравниваемых разрезах нескольких угольных пластов последние могут коррелироваться по микрокомпонентному составу углей и степени разложения слагающего их органического вещества.

Для увязки разрезов, отстоящих друг от друга на расстоянии от нескольких десятков до нескольких сотен километров, приемлемы палинологический метод и метод сравнения разрезов по минеральным комплексам. Неплохие результаты дают геохимические методы (в комплексе).

Для межрегиональной корреляции (между отдельными владинами) эффективен палинологический (по спорово-пыльцевым комплексам), с определенными поправками в количественных параметрах (применительно к конкретным условиям) могут быть применены методы корреляции по минеральным парам "ильменит + лейкоксен" и "эпидот + роговая обманка" с привлечением данных по аутигенным минералам, циркону, гранату, сфену.

Важным фактором межрегиональной стратиграфической корреляции палеогеновых и неогеновых осадочных толщ Дальнего Востока может быть вулканизм, проявившийся на определенных этапах кайнозоя синхронно на огромной территории Тихоокеанского бассейна и характеризующийся на каждом из этих этапов определенным и сходным по всему региону составом вулканитов (базальты, андезиты-базальты).

Каждый из описанных выше методов расчленения и корреляции не является универсальным, обеспечивающим уверенную корреляцию разнообразных по составу, строению и условиям залегания осадочных толщ. Для обеспечения большей надежности решения этого вопроса необходимо применение комплекса методов. При детальном расчленении и корреляции следует отдать предпочтение методам, основанным на количественных параметрах.

Все методы стратиграфической корреляции имеют одинаковую логическую структуру. Сначала строится сводная шкала — привилегированная система стратифицирующих признаков. Понятие "стратифицирующие признаки" сформулировано следующим образом. Пусть есть два признака — "а" и "б". Если во всех вертикальных разрезах, где фиксировано наличие и того, и другого, все точки, обладающие признаком "а", расположены выше любой точки, обладающей признаком "б", то такие признаки "а" и "б" названы стратифицирующими друг относительно друга. Совокупность, в которой каждый из признаков является стратифицирующим относительно любого другого, названа системой стратифицирующих признаков. Из всех возможных систем выбирается одна, составленная из признаков с максимальным среди всех имеющихся географическим и минимальным стратиграфическим диапазонами. Такая система играет роль шкалы, позволяющей распределить все другие признаки по стратиграфическим уровням, роль меры для сравнения их вертикальных диапазонов. Далее сопоставляются только подразделения конкретных разрезов, расположенные в пределах одного и того же стратиграфического уровня сводной шкалы. Построен машинный алгоритм корреляции, который может рассматриваться как логико-математическое уточнение традиционных методов стратиграфической корреляции, прошедших проверку столетиями геологической практики.

ЛИТЕРАТУРА

- Авлейко Г.П., Храмов Н.А. Кремнисто-вулканогенные формации Камчатки и их петрохимические особенности. - В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., "Наука", 1969.
- Акульшина Е.П. Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1973.
- Акульшина Е.П., Андреева Л.И. Малые элементы в глинистой части пород ордовика и силура как показатели интенсивности химического выветривания. - В кн.: Глины и глинистые минералы Сибири. Новосибирск, "Наука", 1965.
- Акульшина Е.П., Писарева Г.М. О некоторых количественных характеристиках вещественного состава глинистой части пород и их связи с выветриванием. - Геол. и геофиз., 1970, № 6.
- Апрелков С.Е. О возрасте и составе алнейской серии Камчатки. - Сов. геол., 1966, № 12.
- Аumento Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Б.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.). - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., "Мир", 1973.
- Ахметьев М.А. Миоценовая флора Сихотэ-Алиня. М., "Наука", 1973.
- Батурин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. ОНТИ НКТП СССР. Баку-Москва, 1937.
- Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., Ин-т горюч. ископ. АН СССР, 1947.
- Бгатов В.И., Казаринов В.П. Методика изучения опорных разрезов для составления литолого-палеогеографических карт Сибири. - В кн.: Методы составления литолого-фациальных и палеогеографических карт, т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Бевзенко П.Е. Систематика естественных ассоциаций вулканических и интрузивных пород Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Белоусов В.В., Шейнманн Ю.М. Мировая система больших грабен. - В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука", 1968.
- Бенс Э. Желоб Пуэрто-Рико. - В кн.: Окраины континента и островные дуги. М., "Мир", 1970.
- Бетехтин А.Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Беус А.А., Диков Ю.П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования. М., "Недра", 1967.
- Блинов В.А., Калюжная С.Н. Закономерности размещения комплексных цирконий-титановых россыпей в мезо-кайнозойских отложениях. - Литол. и полезн. ископ., 1964, № 6.
- Боголюбова Л.И. Генетические типы углей и строение угольных пластов. - В кн.: Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. - Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 15, ч. 1.

- Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 6.
- Болотникова М.Д. Основные черты палеогеновой флоры юга Дальнего Востока СССР. - Матер. к II междунар. палинол. конф. М., 1966.
- Болотникова М.Д., Устиновский Ю.Б., Карасев М.С., Хан Док Сик, Бэ Ген Вын. Стратиграфия и условия формирования кайнозойских отложений. - В кн.: Геологическое строение Северо-Восточной Кореи и юга Приморья. М., "Наука", 1966.
- Бордон В.Е., Макаров В.Г., Николаев Н.Ф. Об ореолах рассеяния в осадочных отложениях. - Матер. III Ленингр. геохим. конф. Л., 1969.
- Борисов О.Г. Ускоренный термический анализ полиминеральных проб измененных пород типа вторичных кварцитов. - В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1968.
- Братцева Г.М. Пыльца и споры маастрихтских отложений Дальнего Востока. - Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 129.
- Братцева Г.М. Паликологические исследования верхнего мела и палеогена Дальнего Востока. - Труды ГИН АН СССР, 1969, вып. 207.
- Браун Д., Кэмпбел К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир", 1970.
- Будрин В.С., Громова Н.С. О возрасте пограничных отложений мела и палеогена на Сахалине. - Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1973, т. 195.
- Булкин Г.А. Принципы статистической геохимии и их приложение к теории первичных ореолов. - Матер. III Ленингр. геохим. конф. Л., 1969.
- Бурилина Л.В. Литологическая характеристика и условия осадконакопления кайнозойских отложений в Амуро-Зейской депрессии. - В кн.: Геология и палеогеографические условия формирования мезо-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока. М., "Наука", 1965.
- Бурилина Л.В. Литологическая характеристика и условия образования кайнозойских отложений Амуро-Зейской депрессии. М., "Наука", 1970.
- Бурков Ю.К. Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза. Математические методы в геологии. - Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 150.
- Буряковский Л.А. Энтропия как мера неоднородности горных пород. - Сов. геол., 1968, № 3.
- Вальц И.Э., Водкова И.Б., Гинзбург А.И. и др. К вопросу о классификациях микрокомпонентов и петрографических типов гумусовых углей. Материалы по геологии и петрологии углей СССР. - Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1968, т. 132.
- Вальц И.Э., Гинзбург А.И., Крылова Н.М. Основные принципы вещественно-петрографической классификации углей. - Химия твердого топлива, 1968, № 3.
- Варнаровский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М., "Наука", 1971.
- Варнаровский В.Г. Математический способ записи графиков кривых нагревания ДТА и пути его использования. - Геол. и геофиз., 1975, № 2.
- Варнаровский В.Г., Гаврилов В.И., Гилев В.И. и др. Проблема бузулинской свиты. - В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Варнаровский В.Г., Гаврилов В.И., Гилев В.И., Шатов В.Ф. Спектрохимические критерии расчленения и корреляции континентальных осадочных толщ на примере белогорской и сазанковской свит Амуро-Зейской депрессии. - В кн.: Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток, 1973.

- Варнаровский В.Г., Мамонтова И.Б. К вопросу о границе палеогена и неогена в толще осадков Амуро-Зейской депрессии. - В кн.: Материалы по палеоботанике и стратиграфии континентальных отложений советского Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Вентцель Е.С. Теория вероятности. М., "Наука", 1969.
- Венус Б.Г. Опыт минералогической корреляции рыхлых мезо-кайнозойских отложений Амуро-Зейской депрессии. - Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1964, № 6, вып. 1.
- Верзилин Н.Н., Мироненко О.А., Окнова Н.С. О палеогеографическом и стратиграфическом значении изучения тяжелых минералов алевроитопесчаных отложений межгорных впадин. - Изв. высш. учеб. завед. Геол. и разведка, 1964, № 4.
- Вернадский В.И. Очерки геохимии. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Виноградов А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. - Геохимия, 1956, № 1.
- Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, 1962, № 8.
- Вистелиус А.Б. Спектральная яркость песчано-алевритовых пород агта, альба и сеномана Закаспия. - Геология Закаспия, 1958, вып. 1.
- Власов Г.М. Основные черты геоморфологии Камчатки. - Труды Первого пленума геоморфол. комис. Л., 1958.
- Власов Г.М. О цикличности вулканических процессов. - Труды Ин-та вулканол. АН СССР, 1966, вып. 24.
- Волкова И.Б. Распределение классов и типов углей в пластах угленосных формаций. - В кн.: Петрографические типы углей СССР. М., "Недра", 1975.
- Воронин Ю.А. Об исследованиях, связанных с применением математических методов и ЭВМ в геологии. - Геол. и геофиз., 1967, № 10.
- Воронин Ю.А., Боровиков А.М., Салин Ю.С. и др. О проведении стратиграфических построений на ЭВМ. - В кн.: Математические проблемы геофизики, вып. II. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Воронин Ю.А., Боровиков А.М., Салин Ю.С. и др. Совершенствование теоретических построений стратиграфии с помощью моделирования на ЭВМ. - В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поиске полезных ископаемых. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Гаврилов В.И. Использование суммарного кларка концентрации для повышения информативности результатов спектрального анализа. - В кн.: Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
- Гейслер А.Н. О синхронных горизонтах в циклических осадочных толщах. - М.-Л., Гостехиздат, 1950.
- Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана, ч. 1. Изд-во МГУ, 1973.
- Гинзбург А.И., Волкова И.Б. Применение данных углепетрографии и углекимики для корреляции угольных пластов. - Матер. к IX совещ. работников лабор. геол. организаций, 1965, вып. 8. Л., "Недра".
- Гинзбург А.И., Иносова К.И., Лаптева А.М. и др. Опыт применения различных методов корреляции разрезов. Углепетрографический метод. - В кн.: Корреляция угленосных отложений и угольных пластов в Донецком бассейне. Л., "Наука", 1972.
- Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации. - В кн.: Кора выветривания, вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963.

- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., "Недра", 1974.
- Горжевский Д.И. О значении состава галек для выяснения некоторых вопросов геологической истории. - В сб. Львовск. геол. об-ва при ун-те, 1957, № 4.
- Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.
- Гурова Т.И., Кондрина К.С. Минералогическая корреляция разрезов с помощью математических методов статистики. - Труды СНИИГТИМС, 1972, вып. 149.
- Гурова Т.И., Коробейникова Л.И., Кондрина К.С., Чернова Л.С. К вопросу детальной корреляции песчаных пластов в нефтегазоносных районах Западно-Сибирской плиты. - В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Гурова Т.И., Сорокина Е.Г., Масленникова Г.В. О возможности минералогической корреляции песчаных пластов нефтегазоносных районов Западной Сибири. - Труды СНИИГТИМС, 1967, вып. 46.
- Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., ИЛ, 1962.
- Данчев В.И. О методике изучения цвета осадочных горных пород. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 7.
- Данчев В.И. Значение количественного определения цвета пород при изучении осадочных месторождений урановых руд. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 11.
- Дегенкарт Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. - В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959.
- Денисов Е.П. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток, 1965.
- Дмитриева Р.Г., Егоров И.П. Петрографические коррелятивы меловых, юрских и пермо-триасовых отложений Эмбенского нефтяного района. - Вост. нефть, 1940, № 2-3.
- Егоров А.П., Голкунов А.Е., Якишевский Е.В. Расчленение и корреляция вулканогенно-осадочных отложений по элементам-примесям (на примере некоторых районов Курминской зоны). - Сов. геол., 1971, № 12.
- Ермолов П.В. Об источнике калия и фтора при формировании герцинских габбро-гранитных серий западной части Зайсанской складчатой системы (Восточный Казахстан). - Геол. и геофиз., 1973, № 10.
- Зарицкий П.В. Так называемые тонштейны в угольных пластах Донбасса и их генезис. - Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2.
- Зарицкий П.В. Каолинитовые прослои в угольных пластах Донецкого бассейна и их коррелятивное значение. - В кн.: Осадконакопление и генезис углей карбона СССР. (Труды комиссии по осадочным породам при отделении наук о Земле АН СССР). М., "Наука", 1971.
- Зарицкий П.В. Межугольные каолинитовые прослои (Kaolin - Kohlentonstein) Донбасса. - Труды VIII Междунар. конгр. по стратигр. и геол. карбона. Тезисы докладов. М., "Наука", 1975.
- Зива М.В. Палинологическая характеристика райчихинских слоев с флорой. - В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1969а.
- Зива М.В. Еще раз о возрасте сазанковской свиты. - В кн.: Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1969б.
- Зива М.В. Палинологическая характеристика палеогеновых отложений Амуро-Зейской впадины. - В кн.: Палинология кайнозоя. М., "Наука", 1973.

- Знаменский Е.Б. О распределении титана в гранитах. - Геохимия, 1957, № 2.
- Зоненшайн Л.П. Геосинклинальный процесс и "новая глобальная тектоника". - Геотектоника, 1971, № 6.
- Зхус И.Д. Некоторые данные о значении терригенных минералов для корреляции геологического разреза центральных областей. - Бюл. МОИП, 1961, № 3.
- Иванов С.Н., Кориневский В.Г., Белянкина Г.П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале. - Докл. АН СССР. Геол., 1973, т. 211, № 4.
- Иванова В.П. Термограммы минералов. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1961, т. 90, № 1.
- Инослова К.И., Феофилова А.П. Связь типов углей с общими условиями осадконакопления в Донецком бассейне. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 7.
- Ищенко А.М. Состав и строение пласта m_3 на Кураховском участке Донецкого бассейна. - Геол. журн. АН УССР, 1941, т. 8, вып. 1.
- Казаринов В.П. Теория и практика литолого-формационного метода. - Сов. геол., 1965, № 8.
- Казьмин В.Г. О некоторых особенностях рифтогенеза. - Геотектоника, 1974, № 6.
- Калинко М.К. Распределение "тяжелых" минералов во фракциях различного диаметра и влияния этого фактора на точность минералогических анализов. - Докл. АН СССР, 1948, т. 62, № 5.
- Калюжная С.Н., Холина В.И. Титаноносность рыхлых мезо-кайнозойских отложений Амуро-Зейской депрессии. - Минер. сырье, 1962, вып. 1.
- Карманов И.И. О применении спектрофотометрических коэффициентов к изучению почвообразовательных процессов. - Почвоведение, 1968, № 2.
- Катсуи И. Распространение вулканов в мире. - "Кагаку кадаки", т. 42, № 7. - Реф. журн. "Геология", 1972, № 10.
- Катченко С.М. Методика составления геохимических карт по данным спектрального анализа. - Новости нефт. техники, нефтепромышленное дело, 1955, № 4.
- Келлер Б.М. Типовые разрезы орловика, Орловик Казахстана. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 154. Сер. геол., № 65.
- Кинг Л. Морфология Земли. М., "Прогресс", 1967.
- Колодезников К.Е., Матухин Р.Г., Меннер В.В. О литолого-минералогических коррелятивах среднепалеозойских отложений Тунгусской и Вилюйской синеклиз. - В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Комаров А.Г. Время проявления магматизма, метаморфизма и рудообразования на Урале и Тянь-Шане и общепланетарный ритм вулканической активности. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1972.
- Корженевская Е.С. О корреляционных признаках угольных пластов по данным углепетрографии. - В кн.: Методика корреляции разрезов континентальных толщ на примере некоторых мезозойских впадин Сибири. Л., "Наука", 1970.
- Коссовская А.Г., Муравьева В.И. О тождестве океанических и платформенных неолит-кристобалитовых пород. - Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М., "Недра", 1969.

- Косыгин Ю.А. Методологические вопросы системных исследований в геологии. – Геотектоника, 1970, № 2.
- Косыгин Ю.А., Ворони Ю.А., Соловьев В.А. Опыт формализации некоторых тектонических понятий. – Геол. и геофиз., 1964, № 1.
- Косыгин Ю.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А. Философские проблемы геологического времени. – Вопросы философии, 1974, № 2.
- Крапивенцева В.В. Угли Среднеамурской и Бикинской впадин. М., "Наука", 1972.
- Крапивенцева В.В. О причинах повышенной битуминозности и природе углей Свободного бурогоугольного месторождения. – В кн.: Вопросы геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока, Владивосток, 1973.
- Крапивенцева В.В. Особенности петрографического и качественного состава углей Свободного бурогоугольного месторождения. – В кн.: Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М., "Наука", 1975а.
- Крапивенцева В.В. Сравнительная петрографическая и качественная характеристика классов углей основных бурогоугольных и каменноугольных месторождений Хабаровского края и Амурской области. – В кн.: Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М., "Наука", 1975б.
- Крапивенцева В.В., Варнаевский В.Г., Китаев И.В., Китаева И.И. Петрография и условия образования углей Дальнего Востока. – Труды VIII Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. Тезисы докладов. М., "Наука", 1975.
- Крашенинникова О.В. Достратиграфії горішньо-третинних відкладів південно-західної частини Дніпровсько-Донецької западини на основі мінералого-петрографічного дослідження порід. – Геол. журн. АН УРСР, 1948, т. 9, вып. 18-2.
- Кропоткин П.Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. Л., "Наука", 1971.
- Кропоткин П.Н. Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. – В кн.: Напряженное состояние земной коры. М., "Наука", 1973.
- Крумбейн В.К., Слосс Л.Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., Госгостехиздат, 1960.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.
- Куропа П., Санделл Э. Геохимия молибдена. – В сб.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959.
- Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Лаптева А.М. Об опыте использования петрографических признаков для корреляции пластов. – Матер. к IX совещ. работников лабор. геол. организаций, вып. 8. Л., "Недра", 1965.
- Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Изд-во МГУ, 1973.
- Лоумен С. Выступление в дискуссии на сессии Американского геологического общества. – В кн.: Осадочные фации в геологической истории. М., ИЛ, 1953.
- Лукашев В.К. Геохимия четвертичного литогенеза. Минск, "Наука и техника", 1970.
- Лукашев К.И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграции. Минск, "Наука и техника", 1964.
- Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии. Пермь, 1967.
- Лунев Б.С., Осовецкий Б.М., Сычкин Г.Н. Дифференциация тяжелых минералов аллювия по фациям, удельному весу, размеру частиц и возрасту оглождений. Пермь, 1964.

- Макаренко Г.Ф. Трапшовые поля материков и базальтовые поля океанов (сравнение в плане). - Вестн. МГУ, 1974, № 6.
- Мак-Ки. Фациальные изменения на Колорадском плато. - В кн.: Осадочные фаши в геологической истории. М., ИЛ, 1953.
- Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руп. М., 1957.
- Малышев В.Т. Минералогические панные по меловым отложениям окрестностей Камышина в связи с литологией продуктивной толщи Апшерона. - Новости нефт. геол., 1935, № 1.
- Маракушев А.А., Фролова Т.И. Достижения и проблемы региональной петрологии. - Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1972, № 12.
- Меннер В.В. Палинология в стратиграфии. - В кн.: Проблемы палинологии. М., "Наука", 1973.
- Меркулова К.А. О границе палеогена и неогена в Западной Сибири. - В кн.: Кайнозойские флоры Сибири (по палинологическим данным). М., "Наука", 1971.
- Мигдисов А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. - Геохимия, 1960, № 2.
- Мигдисов А.А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления. Химия земной коры, т. 1. Труды геохим. конф., посвященной 100-летию со дня рождения В.И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Михайлов Н.П., Богатиков О.А. Базитовые интрузивные (плутонические) формации и их классификация. - В кн.: Проблемы магматических формаций. М., "Наука", 1974.
- Михайлова Н.А. Оптические свойства почв юга Дальнего Востока. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973.
- Михайлова Н.А., Неунылов Б.А., Иванов Г.И. Применение метода интегральной спектрофотометрии для исследования почв Приморского края. - Почвоведение, 1967, № 2.
- Мур Р. Значение фаши. - В кн.: Осадочные фаши в геологической истории. М., ИЛ, 1953.
- Мустафаев И.С. О гранулометрии и условиях отложения песков продуктивной толщи Апшеронского полуострова. - Труды Ин-та геол. АзССР, 1951, т. 14.
- Мячина А.И. К вопросу о границе третичных и четвертичных отложений Амуро-Зейской депрессии. - Сов. геол., 1959, № 11.
- Мячина А.И., Казачихина Л.Л., Мамонова И.Б., Калинина В.С. Атлас спор и пыльцы некоторых современных растений Дальнего Востока. Хабаровск, 1971.
- Наливкин Д.В. Учение о фашиях, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Неуimina Л.Д. О возможности минералого-петрографической корреляции отложений среднего - верхнего триаса Вилуйской синеклизы и Приверхоанского краевого прогиба. Труды СНИИГГИМС, 1972, вып. 149.
- Нехоршев В.П. О причинах, затрудняющих корреляцию стратиграфических схем. - В кн.: Биостратиграфические и палеобиофашиальные исследования и их практическое значение. М., "Недра", 1970.
- Обухов А.И., Орлов Д.С. Спектральная отражательная способность главных типов почв и возможность использования диффузного отражения при почвенных исследованиях. - Почвоведение, 1964, № 2.

- Олейник В.В. Терригенно-минералогическое районирование эоцен-средне-олигоценового бассейна седиментации юго-восточных районов Средней Азии. - Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол.-разв. нефт. ин-та. Тадж. отд-ние, 1973, вып. 142.
- Осовецкий Б.М. О связи минерального состава тяжелой фракции аллювиальных отложений с их гранулометрией. - Литол. и полезн. ископ., 1974, № 1.
- Панаев В.А. Второй слой земной коры Атлантического и Индийского океанов. - Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 2.
- Панова Л.А. Оligоцен Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Кайнозойские флоры Сибири (по палинологическим данным). М., "Наука", 1971.
- Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., "Недра", 1972.
- Попов В.И. Характеристика швета пород по шкале Оствальда. - В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. М.-Л., Гостехиздат, 1935.
- Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород. М., Гостехиздат, 1954.
- Пронин А.А. Роль глыбовых движений земной коры в развитии геосинклинальных областей. - В кн.: Строение и развитие земной коры. М., "Наука", 1964.
- Прянишников В.К. Корреляция пластов угля по минеральным веществам (на примере углей Южно-Якутского бассейна). - Матер. к IX совещ. работников геол. организаций, вып. 8. Л., "Недра", 1965.
- Пустовалов Л.В. О терригенно-минералогических фациях. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, № 5.
- Пустовалов Л.В., Султанов А.Д. О сопряженности гранулометрического, минералогического и химического состава пород продуктивной толщи Прикуриной низменности. - Докл. АН СССР, 1946, т. 52, № 3.
- Пущаровский Ю.М., Безруков П.Л. О тектонике восточной части Индийского океана. - Геотектоника, 1973, № 6.
- Родионов Д.А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., "Недра", 1968.
- Родионов Д.А., Забелина Т.М., Родионова М.К. Полуколичественный анализ в биостратиграфии и палеоэкологии. М., "Недра", 1973.
- Романова М.А. Зависимость фотометрических свойств песчано-алевроитовых отложений красноцветной толщи полуострова Челекен от их литолого-минералогического состава. - Геол. Закаспия, 1958, вып. 1.
- Рухин Л.Б. О корреляции песчаных толщ по минералогическому составу. - Докл. АН СССР. Нов. сер., 1947, т. 58, № 7.
- Рухин Л.Б. Гранулометрический анализ рыхлых и слабо сцементированных осадочных пород. - В кн.: Методы изучения осадочных пород, т. 1. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Рухин Л.Б. Основы литологии. Л., Гостехиздат, 1961.
- Рябухин Г.Е. Использование фракции тяжелых минералов для корреляции осадочных толщ в низовьях Енисея. - Пробл. Арктики, 1939, № 12.
- Садыков А.М. Система универсальной стратиграфической классификации. - Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1969, № 1.
- Салин Ю.С. Анализ методов стратиграфической синхронизации. - Геол. и геофиз., 1974а, № 4.
- Салин Ю.С. Стратиграфическая корреляция на ЭВМ. - В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974б.
- Салин Ю.С., Соловьев В.А. Геология и геометрия. - В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974.

- Саркисян С.Г. Петрографо-минералогические исследования верхнепермских и триасовых отложений Приуралья. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Саркисян С.Г., Покровская Н.Д. Минералогические коррелятивы верхнепермских и триасовых отложений Чкаловского Приуралья. - Докл. АН СССР, 1949, т. 65, № 5.
- Сауков А.А. Геохимия. М., Госгеолтехиздат, 1951.
- Святловский А.Е. Структурная вулканология. М., "Недра", 1971.
- Седлецкий И.Д., Самодуров П.С. Минералогический метод корреляции осадочных геологических образований. - Зап. Всесоюз. минер. об-ва, 1950, ч. 79, вып. 2.
- Седова М.А. Краткое описание спор и пыльцы из олигоценовых отложений Южного Приморья. - В кн.: Атлас олигоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Сидоренко А.В. К вопросу о связи минералогического и механического состава песков. - Докл. АН СССР, 1955, т. 100, № 5.
- Синицын В.М., Сяль Л. "Недра", 1972.
- Смирнов А.М., Шульдинер В.И., Денисова Т.А. и др. Докембрий Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука", 1973.
- Смирнов Н.В., Дукин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики. М., "Наука", 1969.
- Соколов Б.С. Биохронология и стратиграфические границы. - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Сорокина Е.Г., Антонова Г.Ф., Неуймина Л.Д., Рояк Р.С. Литолого-минералогические критерии корреляции продуктивных отложений мезозоя Лено-Вилуйской синеклизы. - В кн.: Литолого-геохимические методы корреляции разрезов осадочных толщ Сибири. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Сперанская И.М. Петрографическая классификация игнимбритов. - Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР, 1966, вып. 10. Магадан.
- Спичарский Т.Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. - В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., "Наука", 1964.
- Стефанова Е.И. Опыт корреляции угленосных отложений по микропризнакам (на примере Алдано-Чульманского района). - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1958, № 3.
- Стефанова Е.И. Корреляция пластов углей и вмещающих пород северо-западной части Алдано-Чульманского района по их петрографической характеристике. Автореф. канд. дис. М., 1968.
- Стратиграфия и математика. Хабаровск, 1974.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. т. I, II, III. М., Изд-во АН СССР, 1960-1962.
- Тимофеев П.П. Генезис и генетическая классификация среднетурских углей Тувинского межгорного прогиба. - Докл. АН СССР, 1961, т. 139, № 4.
- Тимофеев П.П. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Ангаро-Чульманского прогиба. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. - Труды ГИН АН СССР, 1964, вып. 94.
- Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. - Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 198.
- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Генезис гумусовых углей и особенности их распределения в различных тектонических типах угленосных формаций СССР. - В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М., "Наука", 1965.

- Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Яблоков В.С. Пришпы построения генетической классификации гумусовых углей. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2.
- Трушкова Л.Я. Новые данные по стратиграфии верхней юры Обь-Иртышского междуречья. - Геол. и геофиз., 1967, № 8.
- Узюк В.И. Стратификация и сопоставление пласта петрографическим методом (Красноармейский район Донбасса). - Матер. к IX совещ. работников лабор. геол. организаций, вып. 8, Л., "Недра", 1965.
- Узюк В.И. Стратиграфия и сопоставление угольных пластов k_8 , l_1 и l_3 в Красноармейском угленосном районе Донбасса петрографическими методами. Автореф. канд. дис. Л., 1970.
- Феофилова А.П., Левенштейн М.Л. Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна. - Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 73.
- Феофилова А.П., Левенштейн М.Л. Литолого-фациальная характеристика разреза угленосных отложений. - В кн.: Корреляция угленосных отложений и угольных пластов в Донецком бассейне. М., "Наука", 1972.
- Ферсман А.Е. Цвета минералов. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1936.
- Финько В.И. Минералогия и генезис огнеупорных глин Зейско-Бурейнской депрессии. - В кн.: Исследование и использование глин. Львов, 1958.
- Финько В.И., Заклинская Е.Д. К вопросу о стратиграфии рыхлых отложений Зейско-Бурейнской депрессии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 2.
- Фролова Т.Н., Рудник Г.Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги). - Вестн. МГУ. Геол., 1974, № 4.
- Хайн В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973.
- Халфин Л.Л. О тектоно-стратиграфическом направлении в геологии и о принципах стратиграфии. - В кн.: Основные идеи М.А. Усова в геологии, т. 146. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1960.
- Харкевич Д.С. Основные проблемы формационного анализа магматических образований. - Труды ВСЕГЕИ, 1971, № 158.
- Хлонова А.Ф. Спорово-пыльцевая характеристика меловых отложений Зее-Бурейской впадины. - В кн.: Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1969.
- Худяков Г.И., Денисов Е.П., Короткий А.М. и др. Юг Дальнего Востока. М., "Наука", 1972. (Серия "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока").
- Чемеков Ю.Ф. Ритмичность морфогенеза. Доклад на ежегодных чтениях памяти Л.С. Берга. Л., "Наука", 1973.
- Чемеков Ю.Ф., Сей И.И., Седова М.А., Бурилина Л.В. Стратиграфия рыхлых отложений Амуро-Зейской депрессии. - Сов. геол., 1960, № 2.
- Шванов В.И. О распределении минералов в гранулометрических фракциях песков, отложенных водой и ветром. - Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1964, № 6, вып. 1.
- Швембергер Н.А. Петрографические коррелятивы и минералогические ассоциации верхнепермских и мезо-кайнозойских отложений Южно-Эмбенского нефтеносного района. - Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 7.
- Шкуренко П.П. Петрографическое строение донецких углей. - В кн.: Геолого-химическая карта Донецкого бассейна, вып. 5. Харьков, 1941.
- Штейнберг Д.С. Базальтовый вулканизм геосинклинальных областей и его металлогения. - Труды ЦНИГРИ, 1970, вып. 87.

- Энгель А.Э. Дж., Энгель Ц.Г. Горные породы ложа океана. - В кн.: Основные проблемы океанологии. М., "Наука", 1968.
- Эрлих Э.Н., Мелекесцев И.В. Проблема ритмичности и синхронности вулканизма в кайнозое. - В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Юдина М.А. Фациальные условия образования пласта Мощного Воркутского угленосного района. - Матер. Сибирск. тематической комис. по истории угленакопления, вып. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.
- Юнг Р.С. Геохимия кобальта. - В кн.: Геохимия редких элементов. М., ИЛ, 1959.
- Юфа Б.Я. Некоторые вопросы применения математической статистики и метрологии при геохимических исследованиях по первичным ореолам. - Матер. III Ленингр. геохим. конф. Л., 1969.
- Яблоков В.С., Боголюбова Л.И. О гумусовых углях и типах строения некоторых мощных угольных пластов мезозойского возраста. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1960, № 5.
- Ahmad F. Flood traps through space and time and their bearing on some problems of geotectonics. - Bull. volcanol., 1972, v. 35, N 3.
- Baker P.E. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island-arcs. - Bull. volcanol., 1968, v. 32, N 1.
- Bushman A.V. Pre-Needles Range silicic volcanism Tunnel spring tuff (oligocene), west-central Utah. - Bull. Young Univ. Geol. Stud., 1973, v. 20, N 4.
- Christiansen R.L., Lipman P.W. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States, pt 2, Late Cenozoic. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1972, v. 271.
- Dean R.S., Webber J.K. Subdivision of Lorraine and Richmond groups of Quebec by elemental of calcareous strata. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1961, v. 45, N 10.
- De Ford R.K. Rock colors. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1944, v. 28.
- Ewing J., Windish C., Ewing M. Correlation of horizon A with Joides bore-holl result. - J. Geophys. Res., 1970, v. 75.
- Glicson A.Y. Early precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of sodic granite. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, v. 83, N 11.
- Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford, 1954.
- Hawkins J.W. Petrology and possible tectonic significance of Late Cenozoic volcanic rocks, Southern California and Baja California. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, v. 81, N 11.
- Hess H.B. Comments on the Pacific basin (and disc.). Continental margins and island arcs. Ottawa, 1966.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. - Bull. volcanol., 1959, v. 20, N 2.
- Lipman P.W., Prostka H.J., Christiansen R.L. Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States. - Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1972, v. 271, pt 1.
- McBirney A.B., Sutter J.E., Haslund H.R. et al. Episodic volcanism in the Oregon Cascade range. - Geology, 1974, v. 2, N 12.
- Mitchell A.H., Reading H.G. Continental margins, geosynclinales, and ocean floor spreading. - J. Geol., 1969, v. 77, N 6.
- Mitchell A.H. Metallogenic belts and angle of dip of Benioff zones. - Nature, Phys. Sci., 1973, v. 245, N 143.
- Moxham R.L. Minor element distribution in some metamorphic pyroxenes. - Canad. Mineralogist, 1960, v. 6, pt 4.
- Pettijohn F.J. Sedimentary rocks. 1949.

- Hittmann A. The probable origin of high-alumina basalts. — Bull. volcanol., 1971, v. 34, N 2.
- Rodgers J. The meaning of correlation. — Amer. J. Sci., 1959, v. 257.
- Shields J.A., Paul E.A., Arnaud R.J.St., Head W.K. Spectrophotometric measurement of soil color and its relationship, to moisture and organic matter. — Canad. J. Soil. Sci., 1958, v. 48, N 3.
- Taylor R.B. e. a. Cenozoic volcanism in the Southern Rocky mountains. — Quart. Colorado School Mines, 1968, v. 63, N 3.
- Trumpy R. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 71, N 6.
- Vogt P.R. Evidence for global synchronism in mantle plume convection, and possible significance for geology. — Nature, 1972, v. 240, N 5380.
- Wheeler H.E., Beesley E.M. Critique of the time-stratigraphic concept. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1948, v. 59.
- Wheeler H.E. Time-stratigraphy. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, v. 42, N 5.
- Wheeler H.E. Stratigraphic units in space and time. — Amer. J. Sci., 1959, v. 257.
- Waters A.S. Stratigraphic and litology variation of basalt rives Colobmia. — Amer. J. Sci., 1961, v. 259, N 8.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (В.Г. Варнаровский)	3
Часть первая. МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ УГЛЕНОСНЫХ ТОЛЩ ВПАДИН ЮГА МАТЕРИКОВОЙ ЧАСТИ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА	7
Структурное положение и особенности строения областей кайнозойской седиментации юга материковой части Дальнего Востока (В.Г. Варнаровский)	-
Литолого-стратиграфическая характеристика палеогеновых и неогеновых отложений впадин юга материковой части Дальнего Востока (В.Г. Варнаровский)	15
Палинологические критерии расчленения и корреляции палеогеновых и неогеновых отложений Амуро-Зейской депрессии (И.Б. Мамонтова)	20
Расчленение и корреляция разрезов осадочных отложений по минеральным комплексам (В.Г. Варнаровский, В.И. Гилев)	60
Геохимические критерии расчленения и корреляции (В.И. Гаврилов)	79
Принципы корреляции разрезов по данным термического анализа пород (В.Г. Варнаровский)	117
Возможности корреляции разрезов осадочных толщ по данным спектрофотометрии (В.Г. Варнаровский, Н.А. Михайлов)	124
Корреляция угольных пластов по угленепетрографическим данным (В.В. Крапивенцева)	130
Часть вторая. ВУЛКАНИТЫ КАК СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ВЕХИ (Г.М. Власов, М.И. Попкова)	144
Часть третья. МАШИННЫЕ АЛГОРИТМЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ (Ю.С. Салин, О.Б. Солдатов)	163
Формулировка задачи корреляции	-
Средства корреляции	168
Построение сводной шкалы	177
Формальная постановка задачи построения сводной шкалы	179
Алгоритм решения задачи построения сводной шкалы	-
Выбор варианта сводной шкалы	182
Введение свойства транзитивности и отношения эквивалентности	183
Установление стратиграфических диапазонов	186

Использование сводной шкалы и стратиграфических диапазонов для корреляции	188
Корректировка, достройка, детализация сводной шкалы по новому фактическому материалу	189
Преобразование шкалы в случае неудовлетворительности корреляции	191
Выводы	193
Литература	195

РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Утверждено к печати Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ

Редактор *С.С. Мухин*. Редактор издательства *Н.М. Митяшова*
Художественный редактор *А.Н. Жданов*. Технический редактор *Н.Н. Копнина*

ИБ № 7084

Подписано к печати 18.09.78. Т — 17510. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1
Усл. печ.л. 13,0 + 2,3 вкл. Уч.-изд.л. 16,6. Тираж 850 экз.
Тип. зак. 447. Цена 2 р 50 к. Заказное

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 50 к.

2767