

НОВОСИБИРСКАЯ • ОМСКАЯ • ТОМСКАЯ ОБЛАСТИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
СТРОЕНИЕ  
И  
ПОЛЕЗНЫЕ  
ИСКОПАЕМЫЕ  
ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Том I  
Геологическое  
строение



Всеволод Григорьевич Свиридов  
(1937–1999)

*Всеволод Григорьевич Свиридов — известный исследователь геологического строения юга Западной Сибири, кандидат геолого-минералогических наук, заслуженный геолог РФ. Закончив в 1959 г. геологический факультет Томского университета, он всю свою деятельность посвятил изучению недр Сибири в составе "Новосибирскгеологии", пройдя путь от коллектора геолого-съемочной партии до руководителя объединения. В. Г. Свиридов является одним из составителей многочисленных геологических карт среднего и крупного масштабов. Он активно работал над решением многих проблем стратиграфии палеозоя и тектонического строения северо-западной части Салаира, занимался изучением месторождений и рудопроявлений золота, медно-никелевых руд, огнеупорных и тугоплавких глин, строительных и облицовочных камней на Салаире и в Колывань-Томской складчатой зоне, антрацитов в Горловском бассейне, радоновых вод в Новосибирском Приобье. В юго-восточной части Тюменской области с его участием открыто три нефтяных месторождения.*

*Монография "Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири", инициатором, редактором и одним из авторов которой он является, завершает творческую биографию В. Г. Свиридова. Это хороший вклад в развитие минерально-сырьевой базы нашей страны и одновременно достойный памятник его главному создателю.*

Коллектив авторов

---

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ  
ОАО “НОВОСИБИРСКГЕОЛОГИЯ”

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,  
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

---

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

---

НОВОСИБИРСКАЯ · ОМСКАЯ · ТОМСКАЯ ОБЛАСТИ

---

Том I  
Геологическое строение

Научные редакторы:  
чл.-кор. РАН *А. В. Каныгин*  
канд. геол.-мин. наук *В. Г. Свиридов*

Издательство СО РАН  
НИЦ ОИГГМ  
Новосибирск  
1999

УДК 553.3/9(571.1)

ББК Д59Д45

Г36

**Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири.** Т. I. Геологическое строение / МПР РФ. ОАО “Новосибирскгеология”, РАН СО ОИГГМ; Науч. ред. чл.-кор. РАН А. В. Каныгин, канд. геол.-мин. наук В. Г. Свиридов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 228 с.

Книга посвящена характеристике геологического строения Новосибирской, Омской и Томской областей и сопредельных территорий. Дано современное представление о стратиграфии, магматизме, тектонике и корообразовании. Обобщены результаты регионально-геологического изучения этой территории в ходе геолого-съемочных, поисковых, разведочных и специальных тематических работ, выполненных главным образом государственным предприятием “Новосибирскгеология” в содружестве с рядом научно-исследовательских коллективов Сибири — СНИИГГиМСа, ОИГГМ СО РАН, Томского университета и других учреждений.

Для геологов, специализирующихся в области стратиграфии, тектоники, петрологии, региональной геологии Сибири, рудных и нерудных полезных ископаемых, а также для представителей смежных специальностей и хозяйственных работников региона.

Авторы:

В. Г. Свиридов<sup>1</sup>, В. И. Краснов<sup>2</sup>, В. С. Сурков<sup>2</sup>, Ю. А. Калинин<sup>3</sup>,  
А. В. Каныгин<sup>3</sup>, В. П. Коробейников<sup>1</sup>, В. А. Мартынов<sup>1</sup>, Г. В. Нестеренко<sup>3</sup>,  
С. Р. Осинцев<sup>3</sup>, Л. Г. Перегоедов<sup>2</sup>, Н. А. Росляков<sup>3</sup>, З. Я. Сердюк<sup>1</sup>,  
Л. В. Смирнов<sup>2</sup>, В. Л. Хомичев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> ОАО “Новосибирскгеология”

<sup>2</sup> СНИИГГиМС

<sup>3</sup> ОИГГМ СО РАН

---

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая читателю двухтомная монография “Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири (Новосибирская, Омская, Томская области)” подводит итог 50-летнему периоду планомерного регионально-геологического изучения обширной территории, в общих чертах совпадающей с административными границами Новосибирской, Омской и Томской областей. Начало этого периода связано с формированием уникальной по своим масштабам и темпам государственной программы геолого-съёмочных и геолого-поисковых работ практически по всей территории страны (бывшего Советского Союза) и особенно интенсивно в важнейших горно-рудных и нефтеперспективных районах, в частности, в Сибири. Пик этих геологических работ приходится на 50–60-е и отчасти 70-е годы, когда отечественная геология стремительно вырвалась на передовые рубежи мировой науки и когда в кратчайшие исторические сроки Сибирь стала важнейшей сырьевой базой не только горно-рудной, но и нефтегазодобывающей промышленности нашей страны.

Одним из важных элементов успешной реализации этих программ стала реорганизация геологической службы страны на совершенно новых принципах. По всей стране была создана сеть региональных подразделений (геологических управлений, стационарных экспедиций и партий, трестов, филиалов отраслевых научно-исследовательских институтов), которые в тесном взаимодействии с вузовскими и академическими учреждениями обеспечили планомерное геологическое изучение гигантской территории.

В рамках этой программы в 1947–1948 гг. в Новосибирске были созданы “Союзсибгеофизика” и Центральная Западно-Сибирская нефтеразведочная экспедиция, которые стали родоначальными для других региональных геологических учреждений, распространивших в дальнейшем свою деятельность на большую часть Западной Сибири (кроме Горного и Рудного Алтая), в том числе на нефтегазопроисловые районы Западно-Сибирской плиты (постановление Совмина СССР от 14.10.1947 г., приказ Министерства геологии № 15 от 15.01.1948 г.).

В 1950 г. эти учреждения были реорганизованы в трест “Запсибнефтегеология”, из которого в 1952 г. выделился трест “Тюменьнефтегеология”. В бо-

лее поздние годы трест “Запсибнефтегеология” преобразовывался в Новосибирское территориальное геологическое управление (1957 г.), Новосибирское производственное геологическое объединение (1980 г.), Государственное предприятие “Новосибирскгеология” (1991 г.), Открытое акционерное общество “Новосибирскгеология” (1995 г.).

В 1968 г. из состава Новосибирского геологического управления выделилось Томское территориальное геологическое управление, выполняющее геологические исследования в Томской области.

Геологи Новосибирского геологического предприятия сыграли выдающуюся роль в открытии ряда месторождений нефти в Тюменской (Усть-Балыкское, Мегионское, Кальчинское, Гавриковское, Усть-Тегусское и др.), Томской (Советское, Мыльджинское, Лугинецкое и др.), Новосибирской (Верх-Тарское, Малоичское, Ракитинское и др.), Омской (Прирахтовское, Ягыл-Яхское, Тайтымское и др.) областях, а также в Красноярском крае (Лодочное).

Крупный вклад в изучение геологии и нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири внесли такие выдающиеся представители академической и отраслевой науки, как академики А. А. Трофимук, В. С. Сурков, А. Э. Конторович, профессора В. С. Вышемирский, Ф. Г. Гулари, руководители и ведущие геологи геологоразведочного производства Западной Сибири Н. Г. Рожок, Ю. К. Миронов, Н. П. Запивалов, В. Г. Свиридов, В. А. Гавриков, В. И. Зыков, П. И. Данилов, З. Я. Сердюк, В. А. Минько, М. Н. Птицына, С. М. Яшина, В. А. Родионов и др.

Определенных успехов достиг коллектив предприятия “Новосибирскгеология” в обеспечении минерально-сырьевой базы Новосибирской области и по другим полезным ископаемым — углю, золоту, цветным металлам, торфу, строительным материалам, пресным и минеральным подземным водам. В этих работах в разные годы принимали активное участие Т. Ф. Васютинская, Р. Ф. Колпакова, В. Г. Свиридов, Г. А. Курганов, А. И. Марус, З. К. Моисеева, И. П. Васильев, Л. С. Михантьева, И. П. Карпицкий, И. М. Земскова, В. В. Нечаев, А. И. Неволько, Г. Л. Самсонов, В. Д. Мисюк, Г. П. Тарасов, Б. В. Голошейкин и др.

Научно-производственные исследования проводились геологами “Новосибирскгеологии” совместно с сотрудниками СО РАН, СНИИГГиМСа, Комитетов природных ресурсов по Новосибирской, Омской и Томской областям. Представители этих коллективов и являются авторами книги “Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири (Новосибирская, Омская и Томская области)”. Подготовка материалов, формирование авторского коллектива и составление общего плана монографии выполнены В. Г. Свиридовым, который также осуществил научное редактирование первого (вместе с А. В. Каныгиным) и второго (вместе с Н. А. Росляковым) томов книги. Первый том монографии — “Геологическое строение” составлен В. И. Красновым, Л. Г. Перегоедовым при участии А. В. Каныгина (стратиграфия докембрия и палеозоя Западно-Сибирской плиты), В. Г. Свиридовым, В. И. Красновым, А. В. Каныгиным (стратиграфия палеозоя горного обрамления Западно-Сибирской плиты), В. А. Мартыновым (стратиграфия мезозойско-кайнозойских отложений), В. Л. Хомичевым

(магматизм Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны), З. Я. Сердюк (магматизм юго-востока Западной Сибири), В. С. Сурковым, В. П. Коробейниковым и Л. В. Смирновым (тектоника Западной Сибири), Н. А. Росляковым, Г. В. Нес-теренко, Ю. А. Калинин, С. Р. Осинцевым (геология коры выветривания), предисловие и заключение написаны А. В. Каныгиным и В. Г. Свиридовым.

Следует отметить, что при редактировании книги возникли трудности, связанные с унификацией схем районирования территории с позиций стратиграфии, магматизма, тектоники, распространения кор выветривания. Соответствующие разделы монографии написаны представителями разных геологических школ, поэтому и в концептуальном, и в территориальном плане затрагивают традиционно сложившийся в рамках соответствующей школы круг объектов. Например, существенно выходит за рамки административных границ Новосибирской, Омской и Томской областей глава III, посвященная тектоническому строению центральной и южной частей Западной Сибири. Авторы этой главы (В. С. Сурков, В. П. Коробейников, Л. В. Смирнов) в соответствии с развиваемыми тектонической школой СНИИГГиМСа представлениями об эпохах складчатости и кратонизации, кардинально менявших структурно-тектонический план Сибирского субконтинента, рассматривают смежные структурные элементы в широком диапазоне. Кроме основных элементов Западно-Сибирской плиты, в состав которой включаются домезозойские покровно-складчатые системы Урало-Монгольского пояса, триасовая рифтовая система и собственно мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты, в главе III приводится также материал по прилегающей части Сибирской платформы и переходной Ангаро-Тунгусской зоне.

С учетом особенностей геологического строения и исторически сложившейся спецификой стратиграфической номенклатуры для разных стратиграфических этажей изученной территории (докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя) принимается разное районирование. При этом палеозойские отложения по условиям их изученности и реальной структурно-фациальной дифференциации рассматриваются отдельно для основных структурных элементов территории — Салаира, Колывань-Томской складчатой зоны, палеозойского структурного этажа Западно-Сибирской плиты (или Западно-Сибирского сектора Монголо-Уральской складчатой системы, по терминологии В. С. Суркова).

Мезозойские отложения, составляющие основную часть осадочного чехла Западно-Сибирской плиты, даны в контексте региональных стратиграфических схем всей Западно-Сибирской равнины.

Кайнозойские отложения описываются как слабо дифференцированный в структурно-тектоническом и палеогеографическом плане элемент осадочного покрова юга Западной Сибири, где в течение всего кайнозоя существовал режим континентального осадконакопления.

В главах, посвященных магматизму и корам выветривания, тектонические единицы и их геодинамические интерпретации в некоторых деталях отличаются от принятых в очерках по тектонике и стратиграфии.

Разные варианты районирования изученной территории по структурно-тектоническим, вулканогенно-магматическим, стратиграфическим и экзогенно-геологическим критериям объективно отражают степень изученности и исторически сложившиеся подходы к изучению одних и тех же объектов в рамках разных геологических дисциплин и научных школ. Поэтому редакторы и авторы монографии не сочли возможным искусственным образом унифицировать имеющиеся разночтения в вопросах районирования, терминологии, номенклатуры наименований.

Таким образом, предлагаемая двухтомная монография отражает не просто итог 50-летней деятельности ОАО “Новосибирскгеология” на территории Новосибирской, Омской и Томской областей, но и общий уровень геологической изученности Западной Сибири и прилегающих территорий, а также в определенной мере и задачи дальнейших исследований. В этой связи следует особенно подчеркнуть необходимость существенного усиления работ в области интеграции геологических данных из разных областей — стратиграфии, тектоники, петрологии, литологии и других дисциплин. Вторая важная задача, вытекающая из опыта предыдущих исследований, — усиление сотрудничества специалистов из разных ведомств — производственных, научно-производственных, академических. Именно такая форма исследований дает наиболее быстрые и эффективные научные и практические результаты.

Авторы выражают особую признательность Министерству природных ресурсов Российской Федерации, благодаря финансовой помощи которого стала возможной публикация этой итоговой монографии.

Большой объем технической работы по оформлению монографии выполнен ведущим геологом ОАО “Новосибирскгеология” С. А. Омеляшко. При редактировании главы “Магматизм” много полезных замечаний получено от Г. С. Федосеева, большинство из которых учтены авторами и редакторами. При обобщении данных по стратиграфии широко использованы фондовые неопубликованные ранее материалы, особенно по Салаиру и Колывань-Томской складчатой зоне, где специальные палеонтолого-стратиграфические исследования в последние годы почти не проводились. Содержащиеся в этих материалах определения разных таксономических групп ископаемой фауны были выполнены в разные годы по коллекциям различной степени сохранности и поэтому нуждались в проверке и унификации с учетом современных таксономических классификаций и требований “Международного кодекса зоологической номенклатуры”. В этой трудоемкой работе редакторы получили большую помощь от ведущих сибирских палеонтологов, в разные годы проводивших здесь палеонтологические исследования, — О. А. Бетехтиной, Р. Т. Грациановой, В. Н. Дубатолова, Е. А. Елкина. Эти же специалисты помогли в уточнении библиографических ссылок, особенно по старым труднодоступным публикациям. Всем перечисленным коллегам, способствовавшим улучшению книги, авторы и редакторы выражают искреннюю благодарность.

---

## I. СТРАТИГРАФИЯ

В современном тектоническом плане рассматриваемая территория находится на стыке двух крупнейших структурных элементов земной коры — Западно-Сибирской плиты (ЗСП) и Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Алтае-Саянская складчатая область представлена на территории Новосибирской и Томской областей своими северными ответвлениями — Салаиром и Колывань-Томской складчатой зоной (КТСЗ), которые постепенно погружаются под мощный мезозойско-кайнозойский осадочный чехол Западно-Сибирской плиты. Складчатые структуры Салаира и КТСЗ почти полностью сложены образованиями палеозойского возраста, которые представляют собой сложную гетерогенную мозаику пород разного генезиса — осадочных, вулканогенных, вулканогенно-осадочных, магматических. Слабая обнаженность этой территории, сложное геологическое строение и недостаток опорных геохронологических данных (палеонтологических, изотопно-радиологических) вызывают большие трудности при расшифровке пространственно-временных соотношений осадочных, вулканогенных и магматических пород, выступающих на дневную поверхность чаще всего в виде изолированных, фрагментарных обнажений. Поэтому главным методом изучения геохронологической последовательности и латеральных взаимоотношений разнотипных пород является детальное геологическое картирование. В связи с этим основной операционной единицей стратиграфии при изучении геологического строения этой территории принята свита, рассматриваемая как реальное геологическое тело, пространственные границы которого могут быть установлены путем прослеживания его отдельных фрагментов в ходе геологической съемки.

Изучение палеозойских образований Салаира и КТСЗ тесно связано с историей геолого-съемочных, геолого-поисковых и геологоразведочных работ, в рамках которых наряду с традиционными маршрутными исследованиями в сравнительно ограниченных объемах (т. е. на небольшую глубину и на локальных участках) применяется бурение и горные выработки (шурфы, канавы). Горловский бассейн и Инской залив Кузбасса, выполненные мощными продуктивны-

ми толщами, естественно, изучались в тесной связи с геолого-поисковыми и геологоразведочными работами на угольных месторождениях.

Исследования территории Западно-Сибирской плиты, где палеозойские и мезозойские образования целиком скрыты под покровом кайнозойских отложений, проводились в рамках нефтепоисковых работ. Степень изученности этой закрытой территории зависит от объемов и глубины бурения, выхода керна, а также от эффективности разных видов геофизических работ. Мезозойский структурный этаж представлен горизонтально или субгоризонтально залегающими осадочными, преимущественно терригенными, морскими и, в меньшей степени, континентальными отложениями, осложненными сравнительно слабыми дислокациями и дизъюнктивными нарушениями. В соответствии с потребностями нефтяной геологии при стратиграфическом изучении мезозойско-кайнозойских отложений, проводившемся в ходе опорного поискового и разведочного бурения, основное внимание уделялось выявлению и корреляции опорных корреляционных уровней, а также продуктивных пластов. Наряду с обычными литостратиграфическими подразделениями (свитами, толщами, пачками) здесь по аналогии со стратиграфической номенклатурой угольных бассейнов были использованы стратиграфические единицы наиболее дробного ранга — пласты, которые обозначались особой иерархической системой индексов. Следует отметить, что система индексации слоев, прочно укрепившаяся в стратиграфической практике изучения угольных и нефтегазоносных бассейнов, не входит в свод “канонических” стратонов, утвержденных российским “Стратиграфическим кодексом”.

Палеозойский этаж ЗСП изучен очень неравномерно, в связи с чем структурно-геодинамическая история этой территории в палеозое трактуется неоднозначно представителями разных тектонических школ. В этой книге принята тектоническая концепция, развиваемая многие годы в СНИИГГиМСе под руководством В. С. Суркова. Палеозой Западной Сибири в рамках этой концепции рассматривается как элемент Урало-Монгольского складчатого пояса. Не вдаваясь в критический обзор альтернативных структурно-геодинамических интерпретаций, отметим здесь, что полученные в последние годы новые геологические, палеонтологические и геофизические данные указывают на то, что палеозойский этаж ЗСП имеет более сложную гетерогенную природу, чем это представлялось ранее, и, вероятно, состоит из каледонских, герцинских и плитных структурно-формационных комплексов. В частности, плитные комплексы раннепалеозойского и, возможно, вендского возраста установлены по материалам бурения и сейсмостратиграфическим данным в восточной, приенисейской части ЗСП.

Таким образом, из-за особенностей геологического строения, некоторых различий в методах исследований и степени изученности в пределах рассматриваемой территории можно выделить три историко-геологических комплекса пород, стратиграфия которых формировалась автономно и поэтому имеет отличия

тельные особенности: палеозой северо-западной части АССО (Салаир, Колывань-Томская складчатая зона, Горловский угленосный бассейн, Инской залив Кузбасса), палеозой ЗСП (южная часть) и мезо-кайнозой юга Западной Сибири. Поэтому стратиграфия каждого из этих комплексов рассматривается в самостоятельных разделах.

### **I.1. Палеозой северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области**

Сложное геологическое строение этой территории, находящейся в зоне сочленения мегаструктур разной геодинамической природы (ЗСП и АССО), породило множество вариантов структурно-тектонических, формационных и палеогеографических интерпретаций ее геологической истории. Эти интерпретации претерпевали существенные изменения не только в связи с накоплением новых данных, в частности по стратиграфии палеозойских отложений, но и под влиянием разных концептуальных подходов к тектоническому районированию, развиваемых представителями разных геологических школ в рамках господствовавшей в недавнее время геосинклинальной парадигмы.

Критический обзор разных схем тектонического районирования западной части АССО, включая рассматриваемую территорию, сложившихся за период господства геосинклинальной теории, дан в обстоятельной монографии А. Л. Матвеевской “Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления” [1969]. В книге также рассмотрена история становления представлений по ключевым проблемам стратиграфии палеозоя этой территории, непосредственно связанным с вопросами тектонического развития региона.

В последующие годы в связи с кризисом геосинклинальной теории и появлением новых концепций (плитной тектоники, разных моделей глобальной геодинамики) разногласия в структурно-формационном районировании палеозоя АССО стали еще более ощутимыми. В настоящее время нет достаточно надежно опробированных схем районирования этой территории с позиций новых концепций. Таким образом, при характеристике палеозойских отложений северо-западной части АССО, распространенных на территории Новосибирской и Томской областей, приняты исторически устоявшиеся в геологической литературе схемы структурного районирования, сочетающие в себе элементы тектонических, геоморфологических, палеогеографических и фациальных различий. Это районирование принято для Кузбасской серии нового поколения Геолкарты-200, разработанной под руководством В. Г. Свиридова (рис. 1). В соответствии с ним в пределах рассматриваемой территории выделяются четыре структурных элемента, имеющих существенные фациальные и стратиграфические различия: Северо-Западный Салаир, Колывань-Томская складчатая зона, Горловский угленосный бассейн, Инской залив Кузбасса.

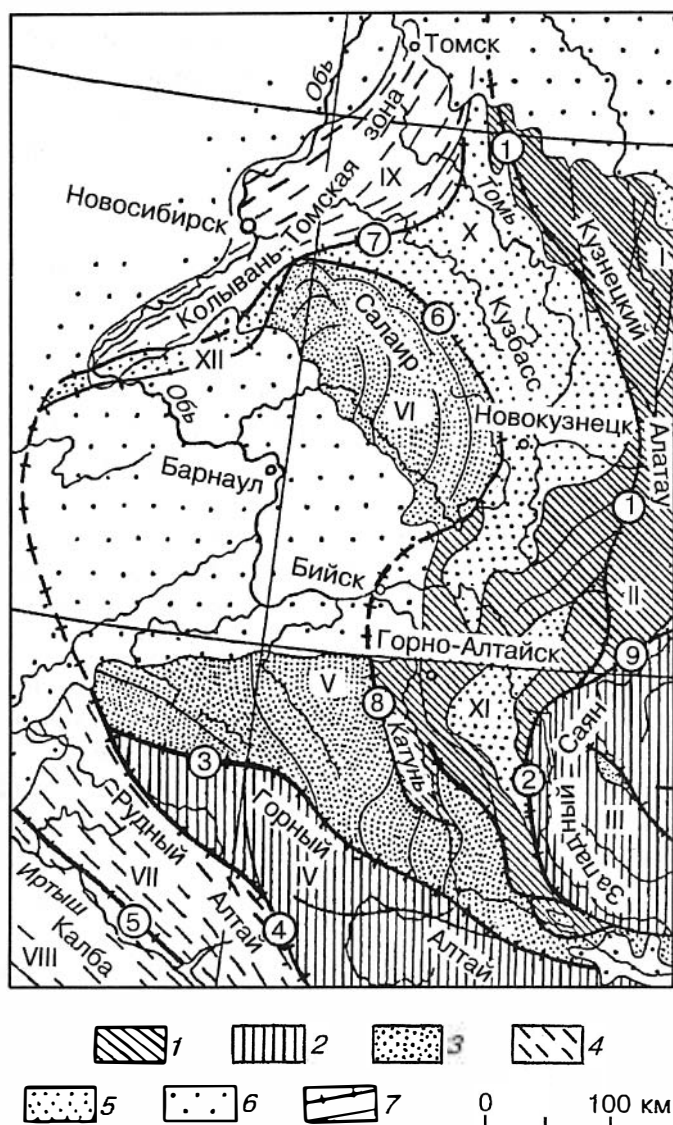


Рис. 1. Схема тектонического районирования складчатых районов Западной Сибири (по В. А. Кузнецову [1966], с дополнениями В. Г. Свиридова):

1–4 — зоны складчатости: 1 — кембрийской (салаирской) или ранней стабилизации каледонид, 2 — каледонской или поздней стабилизации каледонид, 3 — раннегерцинской и длительного развития, 4 — герцинской Зайсанской системы; 5 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 6 — прогибы мезо-кайнозойские; 7 — зоны глубинных разломов (разломы меньшего значения): I — Кузнецкий Алатау, II — Горная Шория, III — Западный Саян, IV — Горный Алтай, V — Ануйско-Чуйская зона, VI — Салаир, VII — Рудный Алтай, VIII — Калба, IX — Колывань-Томская складчатая зона, X — Кузнецкий прогиб, XI — Уйменско-Лебедской синклиниорий, XII — Горловский прогиб.

Глубинные разломы: 1 — Кузнецкий, 2 — Чокракский, 3 — Чарышско-Теректинский, 4 — Северо-Восточная зона Рудного Алтая, 5 — Иртышский, 6 — Салаиро-Кузнецкий, 7 — Томский, 8 — Бийский, 9 — Саяно-Минусинский.

## I.1.1. Палеозой Северо-Западного Салаира

Термин “Салаир” прочно вошел в геолого-географическую литературу прежде всего как орографическое понятие, адекватное обозначению “Салаирский кряж”. Это же название носит и самостоятельная структурно-тектоническая единица в пределах западной части Алтае-Саянской складчатой области, характеризующаяся определенными особенностями геологического строения по сравнению со смежными структурными элементами. Салаир располагается на территории Алтайского края, Кемеровской и Новосибирской областей. На Новосибирскую область приходится его северо-западная часть.

История геологического изучения и, в частности, становление представлений по стратиграфии палеозойских образований Салаира подробно изложены в обстоятельной монографии В. Д. Фомичева и Л. Э. Алексеевой “Геологический очерк Салаира” [1961]. Публикацией этой книги завершился, по существу, исторический этап в геологическом исследовании этой территории, связанный с деятельностью центральных геологических учреждений. В изучении геологического строения юга Западной Сибири выдающаяся роль принадлежит геологам ВСЕГЕИ, которые продолжали начатые здесь в дореволюционное время исследования Геолкома России. Особенно крупный вклад в палеонтолого-стратиграфические исследования палеозоя Салаира внес В. Д. Фомичев, обобщающие труды которого с полным основанием можно считать классическими, не потерявшими своего значения и в настоящее время.

В последующие годы, т. е. с рубежа 50–60-х годов, дальнейшее изучение Салаира проводилось главным образом в ходе геолого-съёмочных работ сотрудниками Новосибирской геолого-поисковой экспедиции Новосибирского территориального геологического управления, преобразованного позднее в производственно-геологическое объединение (ПГО) и в последние годы в открытое акционерное общество (ОАО) “Новосибирскгеология”. Палеонтологические определения в порядке научно-производственного содружества выполнялись в основном специалистами сибирских научных организаций — Института геологии и геофизики СО АН СССР (ныне Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН), Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья Мингео СССР (ныне Минприроды РФ), Томского госуниверситета.

Следует отметить, что в отличие от прежнего периода, когда основное внимание в палеонтолого-стратиграфических исследованиях уделялось изучению макрофауны (археоциат, брахиопод, кораллов, криноидей, мшанок, трилобитов), в эти годы впервые был выполнен крупный цикл микропалеонтологических исследований, который позволил существенно детализировать и уточнить стратиграфию девонских и каменноугольных отложений по результатам изучения остракод, фораминифер и конодонтов из разрезов Салаира и смежных районов [Поленова, 1968, 1970; Бушмина, 1968; Богуш и др., 1970; Задорожный, 1985; Елкин и др., 1986, 1987]. Продолжалось монографическое изучение

и разных групп макрофауны, в частности трилобитов, которые ранее были изучены недостаточно [Елкин, 1968; Розова и др., 1985].

К сожалению, большая часть специальных тематических исследований по палеонтологическому изучению палеозоя приходится на юго-восточную часть Салаира и прилегающие к ней районы, находящиеся за пределами Новосибирской области. Это объясняется как более высокими темпами промышленного освоения рассматриваемой части Салаира, так и более благоприятными условиями геологического изучения, в частности, наличием крупных искусственных обнажений, связанных с разработкой карьеров. Неравномерную стратиграфическую изученность юго-восточной и северо-западной частей Салаира отмечал в свое время и В. Д. Фомичев [Фомичев, Алексеева, 1961]. Следует отметить, что сложившаяся диспропорция в уровнях палеонтолого-стратиграфической изученности разных частей Салаира сохранилась до настоящего времени.

Официально утвержденные стратиграфические схемы палеозоя Салаира приняты на межведомственном стратиграфическом совещании в 1979 г. в Новосибирске и опубликованы в 1982 г. (для среднего и верхнего палеозоя) и в 1983 г. (для верхнего протерозоя и нижнего палеозоя) [Решения..., 1982, 1983]. В последующие годы местная схема стратиграфических подразделений Северо-Западного Салаира не претерпела существенных изменений за исключением некоторых уточнений.

**Кембрийская и ордовикская системы.** В основании геологического разреза палеозойских отложений Северо-Западного Салаира залегают кинтерепские известняки, закартированные в ядрах наиболее крупных антиклинальных структур района — Никоновской, Валовской и Егорьевской. Эти известняки под названиями “кинтерепских”, “никоновских”, “валовских” и “егорьевских” описаны в работах Б. Ф. Сперанского [1924, 1933], А. Л. Матвеевской [1956, 1957, 1959] и др.

Кинтерепская свита имеет весьма однообразный состав и представлена преимущественно известняками: серыми и темно-серыми, тонкоплитчатыми, полосчатыми, часто пронизанными прожилками кварца, кальцита, флюорита. Полосчатость в них обусловлена наличием тонких прослоев (до 1,0 см), либо более песчанистых, либо более перекристаллизованных, обогащенных глинисто-углеродистым материалом разностей. Составить полный геологический разрез этих существенно карбонатных образований не представляется возможным из-за отсутствия в районе выходов подстилающих отложений, однообразия литологического состава и отсутствия надежных маркирующих горизонтов. Кроме того, залегание нижнекембрийских известняков осложнено интенсивной микроскладчатостью и многочисленными разрывными нарушениями. Вверх по разрезу известняки кинтерепской свиты постепенно сменяются терригенно-карбонатными образованиями суенгинской свиты.

Ранее карбонатные и терригенно-карбонатные образования исследователями не расчленялись и рассматривались в составе единой кинтерепской или

суенгинской “формации”. На возраст этих отложений и на положение их в разрезе палеозоя Салаира долгое время существовали разные мнения.

В 1924 г. Б. Ф. Сперанский установил кинтерепскую формацию (по селу и р. Кинтереп — левому притоку р. Берди) нижедевонского возраста. Позднее в 1933 г. этот исследователь, объединив в кинтерепскую формацию “валовские”, “егорьевские” и другие известняки Северо-Западного Салаира, отнес их к верхнему кембрию. Ряд авторов (А. А. Зенкова, А. Л. Матвеевская, Г. И. Кириченко и др.) считали возраст кинтерепских известняков ордовикским и помещали их стратиграфически выше давно известной “зелено-фиолетовой” формации. В. Д. Фомичев счел возможным объединить кинтерепские и гавриловские известняки в листованскую свиту. Несмотря на их территориальную разграниченность, “оба типа известняков оказались фациями одной и той же нижнекембрийской листованской свиты, причем более распространенной является кинтерепская фация, которая местами слагает всю листованскую свиту, а местами представляет лишь низы ее, в случае если верхи свиты сложены гавриловской фацией” [Фомичев, Алексеева, 1961, с. 38].

В 1966 г. в верхней части разреза карбонатных образований кинтерепской свиты (левый берег р. Кинтереп — правый приток р. Суенги, в 1,2 км выше устья р. Луганки) обнаружен остаток трилобита (головной щит), отнесенный О. К. Полетаевой и Т. В. Коробейниковой к семейству Eodiscidae [Свиридов, 1968б]. Общие черты строения и крупные размеры головного щита позволили палеонтологам отнести эту форму к нижнекембрийским представителям семейства.

Находки трилобита в кинтерепской свите и археоциат в вышележащей суенгинской свите позволяют со значительной степенью уверенности считать возраст кинтерепских известняков нижнекембрийским (томмотский и атдабанский ярусы) и условно сопоставлять их с отложениями гавриловской свиты соседних районов Салаира. Мощность известняков по р. Кинтереп (приток р. Берди) составляет не менее 1000 м.

Предположительно одновозрастная кинтерепской свите печеркинская распространена ограниченно. Ранее она описывалась здесь как “нижняя эффузивно-осадочная свита кембрия” [Букина, Сперанский, 1948], “огневозаимская формация” [Матвеевская, 1956] и “золотоуховская свита” [Фомичев, 1956; Фомичев, Алексеева, 1961]. Перечисленные исследователи помещали эту толщу в основание геологического разреза района и относили ее к нижнему (В. Д. Фомичев) или среднему (Б. Ф. Сперанский, А. Л. Матвеевская и др.) кембрию.

Вулканогенные образования печеркинской свиты относятся к андезитовой (андезит-дацитово-гранитной) формации (по Ю. А. Кузнецову [1964]). Значительно распространены метаморфические сланцы, среди них выделяются кварцево-серицитовые, кварцево-серицит-хлоритовые, хлоритовые и хлорит-карбонатные разности.

Неоднократно и неравномерно проявившийся интенсивный дислокационный метаморфизм способствовал, вероятно, преобразованию эффузивных пород в эти метаморфические сланцы и порфиroidы, измененные наложенными гидротермальными процессами до такой степени, что первоначальный состав и структурно-текстурные особенности большинства пород установить не всегда представляется возможным.

Большой интерес среди метаморфических сланцев представляют углеродистые “черные” сланцы, к которым пространственно тяготеют зоны полиметаллической минерализации. Под микроскопом в них наблюдается отчетливая сланцеватая текстура, обусловленная полосчатым расположением углеродистого материала и кварца. Содержание углеродистого материала иногда достигает 50–60 %. Между полосами углеродистого материала в виде линз располагаются неравномерно-зернистые гранобластические агрегаты кварца.

В связи с территориальной разобщенностью кинтерепской и печеркинской свит вопрос об их пространственных взаимоотношениях долгое время оставался дискуссионным. Косвенным свидетельством одновозрастности этих свит можно считать характер их взаимоотношений с вышележащей суенгинской свитой, которая в пограничных интервалах с нижележащими свитами имеет однотипные фациальные изменения.

Более убедительные доказательства их одновозрастности получены при разбуривании площади вблизи с. Огнева Заимка в связи с крупномасштабным геологическим картированием [Борзенко и др., 1969]. Установлено, что вулканогенно-осадочные отложения печеркинской свиты по простирацию замещаются кинтерепскими известняками. Доказано, что они являются разными литофациями одновозрастной толщи. Максимальная мощность печеркинской свиты, достигающая свыше 900 м, установлена по р. Суенге, на участке ее левого притока р. Хайрюзовки.

В соседних районах печеркинская свита, сложенная эффузивами кислого состава, их туфами, туфобрекчиями, песчаниками с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, известняков и алевролитов, залегает на гавриловских известняках с археоциатами, что свидетельствует о их несомненном раннекембрийском возрасте.

Значительно распространены в северо-западной части Салаира терригенно-карбонатные отложения суенгинской свиты, представленные переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников и известняков. Взаимоотношение суенгинской свиты с кинтерепской наблюдается в приустьевой части р. Кинтереп (приток р. Берди) по р. Суенге (выше с. Егорьевское) и др. Здесь отчетливо виден постепенный переход вверх по разрезу существенно известняковых отложений кинтерепской свиты в терригенно-карбонатные суенгинской.

В бассейне рек Суенги и Ик отложения суенгинской свиты залегают на образованиях печеркинской. Г. А. Кургановым в 1969 г. в процессе крупномасштабного картирования установлен постепенный переход между этими двумя

свитами с взаимным замещением в разрезе и в плане пород одной свиты породами другой.

В северной части Салаира в разрезе суенгинской свиты значительное место занимают вулканогенные породы. По простираению на юго-восток вулканогенные породы постепенно утрачивают свое значение и частично замещаются известняками, песчаниками, конгломератами, которые приобретают здесь доминирующее значение. В обнажениях правого берега р. Ик, ниже устья р. Полуценный Ик, в прослоях известняков, иногда мраморизованных, обнаружены остатки археоциат *Ajacyathus* sp., *Robustocyathus* sp., *Coscinocyathus* sp. (определения И. Т. Журавлевой); *Ajacyathus* cf. *alquivallum*, *A.* cf. *salebrosus*, *A.* cf. *proskurjakovi*, *Coscinocyathus* cf. *mojllis*, *Nochoroicuathus* sp., *Taylorcyathus* sp. (определения С. В. Чернышевой). На р. Прямой (3 км юго-западнее с. Барсуково) С. В. Чернышевой из аналогичных отложений определены археоциаты *Ajacyathus arteintervallum*, *A. predtetschenskyi*, *A.* aff. *immanis*, *A.* cf. *acutus*, *Loculicyathus* sp., *Protopharetra* sp., *Archaelynthus* sp., *Cordonicyathus* cf. *kuznetsovi*, *Coscinocyathus* cf. *dianthus*, *Orbicyathus* cf. *vinkmani*, *Dictyocyathus* aff. *tschernxscheni*, *Bicyathus pustulatus*, *Asterocyathus salairicus*, *As. densus*, *Urcyathus asteroides*, *Syringocnema* cf. *eleganta*, а также водоросли *Epiphyton fasciculatum*, *Ep. fruticosum*. По мнению И. Т. Журавлевой и А. Г. Поспелова, наличие в этом комплексе *Protopharetra* sp. и *Syringocnema* cf. *eleganta* позволяет отнести вмещающие их отложения к санаштыкгольскому горизонту нижнего кембрия (ботомский ярус).

В обнажениях левого берега р. Берди (выше устья р. Укроп и по р. Мочег) наблюдается постепенный переход отложений суенгинской свиты к вышележащим пестроцветным образованиям среднего кембрия. Такого же типа взаимоотношения между этими толщами установлены на водоразделе рек Долганки и Стролюшки, где буровой скважиной вскрыт фрагмент разреза нижней части “зелено-фиолетовой” толщи и пачки пород (в призабойной части скважины), по-видимому, переходной от суенгинской свиты к “зелено-фиолетовой” толще. В зеленовато-серых полимиктовых известковистых песчаниках обнаружены археоциаты *Claruscyathus solidus* (определения И. Т. Журавлевой). Мощность отложений суенгинской свиты составляет около 700 м.

По положению в геологическом разрезе палеозойских отложений и возрасту суенгинская свита Северо-Западного Салаира может быть сопоставлена с образованиями анешевской свиты соседних районов.

В естественных обнажениях левого берега р. Берди (выше устья р. Укроп) и на водоразделе рек Мочег и Сев. Мочег наблюдается постепенный переход вверх по разрезу отложений суенгинской свиты к пестроцветным образованиям среднего кембрия. Учитывая, что резкой литологической смены между рассматриваемыми толщами не существует, граница между ними проводится в значительной степени условно. По литологическому составу в геологическом разрезе флишовой “зелено-фиолетовой” толщи условно выделены [Свири-

дов, Курбангалеева, 1988] три свиты (снизу вверх): сафатовская (средний кембрий), матюжихинская (верхний кембрий — нижний ордовик) и чупинская (верхняя часть тремадокского яруса).

Сафатовская свита (по названию бывшей заимки Сафатово на р. Берди выше с. Петени) сложена зелеными, фиолетовыми, лиловыми алевролитами, песчаниками и конгломератами. Мощность свиты составляет около 1100 м. Буровой скважиной (глубина 320 м), пробуренной в 1974 г. на водоразделе рек Долганки и Стролюшки, вскрыт фрагмент разреза пачки пород, по-видимому, переходной от суенгинской свиты к сафатовской. В интервале 302,4–303,5 м в зеленовато-серых полимиктовых известковистых песчаниках И. Т. Журавлевой найдены археоциаты *Claruscyathus solidus*, позволяющие, по ее заключению, датировать возраст вмещающих отложений как раннекембрийский.

Вышележащая матюжихинская свита (по р. Матюжихе, левому притоку р. Изырак) представлена разнотекстурными песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, конгломератами, андезитовыми порфиритами и их туфами. Породы имеют преимущественно серо-зеленый цвет, редко встречаются фиолетово-серые разности. Мощность свиты 850 м.

Эта вулканогенно-осадочная толща значительно распространена на Северо-Западном Салаире, где она описывалась в составе среднего кембрия как “верхняя эффузивно-осадочная свита кембрия” [Букина, Сперанский, 1948], “иковская” [Матвеевская, 1956], “бирюлинская” [Фомичев, 1956] свиты и др. В. Г. Свиридовым [1968б] эти отложения совместно с описанной выше чупинской свитой были выделены в западно-салаирскую свиту [Решения..., ч. I, 1983].

Среди существенно вулканогенных пород верхней части геологического разреза матюжихинской свиты появляются прослои известковистых песчаников, песчаных известняков, алевролитов зеленого, реже лилового цвета, включающих иногда обильные остатки брахиопод (карьер Медведский, р. Бердь в районе “Узкой Луки”, р. Ик у устья речки Кривушки), представленные характерным для тремадокского яруса видом *Apheorthis melita* (определения Л. Г. Севергиной, А. Г. Ядренкиной).

Стратиграфически выше в разрезе тремадокских отложений вулканогенных пород не встречено. Здесь в основном преобладают зеленовато-серые глинистые сланцы и алевролиты. Эти отложения, согласно залегающие на образованиях матюжихинской свиты, обособлены В. Г. Свиридовым, Х. Ш. Курбангалеевой [1988] в чупинскую свиту (по с. Чупино на р. Изырак). Нижняя часть разреза свиты представлена характерной пачкой (мощностью около 100 м) голубовато-зеленых алевролитов и мелкозернистых песчаников часто с обильными остатками трилобитов, из которых В. С. Семеновой определены [Свиридов и др., 1970] *Dikelocephalina* aff. *dicraeus*, *D. asiatica*, *Amrasskiella mirabilis*, *Apatokephalus serratus schoriensis*, *Niobella* sp. (правый берег р. Берди, в 0,8 км ниже устья р. Хмелевки), *Macropyge chermi*, *Pliomeroides* aff. *deferrariisi*, *Promegalaspides* cf. *kasachstanensis* (правый берег р. Бол. Хмелевки, в 4,5 км выше

устья). Из аналогичных отложений, обнажающихся по левому берегу р. Изырак (в среднем ее течении), О. К. Полетаевой определены трилобиты *Promegaspides* sp. и *Dikeloccephalidae*, близкие к роду *Dikeloccephalopsis*. Перечисленные органические остатки хорошо сопоставимы с фауной алгаинского горизонта верхней половины тремадока, описанной М. П. Ломовицкой, О. К. Полетаевой и З. Е. Петруниной из алгаинской свиты по р. Амзас в Горной Шории.

На песчаниках и алевролитах с позднетремадоковскими трилобитами залегает пачка мощностью около 200 м песчаников серых, серо-зеленых, лиловых, мелко- и среднезернистых, иногда известковистых, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. В верхней части этой пачки в маломощном прослое зеленовато-серого известняка встречены остатки брахиопод *Archaeorthis sibirica* и *Tritoechus* sp., свидетельствующие, по заключению Л. Г. Севергиной, об аренигском возрасте вмещающих отложений. Верхняя граница чупинской свиты проводится по подошве тонкослоистых песчаников изыракской свиты. Мощность отложений чупинской свиты составляет около 450 м.

К вышележащей изыракской свите, выделенной в 1968 г. [Свиридов, 1968б; Свиридов и др., 1970], отнесена толща алевролитов и песчаников мощностью около 400 м, залегающих в разрезе по р. Изырак с постепенным переходом к чупинской свите. Алевролиты обычно серые и зеленовато-серые, слоистые. Слоистость обусловлена наличием тонких прослоев, обогащенных глинисто-углеродистым веществом.

В нижней части разреза изыракской свиты Н. В. Сенниковым обнаружены остатки граптолитов аренигского возраста. В средней части разреза найдены многочисленные остатки трилобитов, из которых В. С. Семеновой определены *Mendolaspis* sp., *Endymionia* sp., *Eoroberdia* aff. *marginalis*, *Plimerops* sp., *Remopleurides* sp., *Ampyxina* sp., *Ogygites* aff. *kolovae*. З. Е. Петруниной из этой же толщи описаны *Raphiophoridae* gen. nov., *Carolinites*? sp., *Asaphidae*, *Hystricurus* sp., *Eorobergia*? sp. В приведенном списке наряду с родами, характерными для раннего ордовика, встречены таксоны, типичные, по заключению З. Е. Петруниной, для среднего ордовика, в частности, для копалинского и караканского горизонтов Казахстана, соответствующих лланвирну — низам лландейло.

По стратиграфическому положению изыракскую свиту можно сопоставлять с отложениями верхней части иловатской свиты соседних районов Салаира и с нижней частью бугрышихинской свиты Горного Алтая.

Вышележащая зайчихинская свита (по р. Зайчихе, правому притоку р. Берди в районе с. Серебренниково) выявлена М. Н. Букиной и Б. Ф. Сперанским [1948]. Свита почти полностью сложена терригенными породами: темно-серыми глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с маломощными прослоями песчаников, конгломератов, иногда известняков.

Довольно полные геологические разрезы этой преимущественно сланцевой толщи можно наблюдать в естественных обнажениях по рекам Зайчихе и

Изырак. Характер контакта зайчихинской свиты с изыракской наблюдается по р. Изырак, выше устья руч. Алешин Ключик. Здесь алевролиты верхней части изыракской свиты имеют темно-серый цвет (в отличие от нижней части, где они зеленовато-серые) и перекрыты глинистыми сланцами темно-серыми, слоистыми. Геологическую границу в этом интервале можно провести весьма условно. Стратиграфически выше количество песчанистых прослоев в глинистых сланцах постепенно уменьшается, встречаются редкие маломощные фосфатизированные прослои с содержанием фосфатного ангидрита до 20 %.

Мощность зайчихинской свиты примерно 800 м. В нижнем течении р. Зайчихи (в районе с. Серебренниково) эти отложения, по-видимому, трансгрессивно перекрыты образованиями позднего ордовика (зырянская свита).

Стратиграфическое положение зайчихинской свиты, литологический состав и наличие в ней фосфатопроявлений позволяют сопоставлять ее с карастунской свитой соседних районов Салаира, а также с верхней частью бугрышихинской свиты Горного Алтая и соответственно с лландейловским ярусом ордовика ОСШ.

Позднеордовикские отложения, представленные на Северо-Западном Салаире зырянской свитой, сложены песчаниками, гравелитами, кремнистыми сланцами, конгломератами и известняками. Обнажения этих пород установлены по рекам Зырянке (южнее с. Александровка), Берди (западнее с. Серебренниково) и Зайчихе (в нижнем течении). Эти отложения мощностью 150 м залегают на размытых поверхностях среднеордовикских и более древних толщ и согласно перекрыты образованиями раннего силура, которые В. Г. Свиридовым выделены в самостоятельную зырянскую свиту.

Базальный горизонт зырянской свиты имеет сложное строение и представлен гравелитами, конгломератами и песчаниками. В составе гальки конгломератов наблюдаются зеленые и фиолетовые алевролиты, порфириды, глинисто-кремнистые сланцы, известняки. Внешний вид обломочного материала позволяет довольно легко опознать в них типичные породы кембрийских и ордовикских отложений.

Неполный, но фаунистически охарактеризованный разрез отложений зырянской свиты наблюдается по р. Зырянке (правый приток р. Берди), в 1 км южнее с. Александровка. Среди песчаников, алевролитов и гравелитов этой толщи наблюдаются линзы известняков с *Cyrtophyllum kaniensis* [Свиридов, 1968б], а ранее в них отмечались *Iliaenus* sp., *Calapoecia compacta*, *Plasmopora* sp. В песчаниках и гравелитах установлены включения темно-серых глинисто-кремнистых, фосфатизированных пород с содержанием  $P_2O_5$  2–3 %. Наличие их, по-видимому, обусловлено переотложением более древних фосфатоносных образований, в частности, среднеордовикской зайчихинской свиты, в составе которой известны фосфатопроявления.

Органические остатки, обнаруженные по р. Зырянке, не только определяют возраст зырянской свиты как верхнеордовикский, но и позволяют с некото-

рой степени условности сопоставлять ее с отложениями ашгиллского яруса Алтая (диеткенская и чеборская свиты) и соседних районов Салаира (веберовская свита).

**Силурийская система.** Нижний силур представлен терригенно-карбонатной толщей пород, обособленной В. Г. Свиридовым в серебрянниковскую свиту. По составу и фаціальным особенностям пород, а также по стратиграфическому положению эти отложения условно сопоставимы с оселкинской и баскусканской свитами соседних районов Салаира.

Вопрос о границе ордовикских и силурийских отложений на Салаире недостаточно изучен. В исследованном районе В. Г. Свиридовым [1968а,б] эта граница условно проведена по подошве пачки глинистых сланцев, залегающих на ритмично переслаивающихся песчаниках, гравелитах и алевролитах зырянской свиты верхнего ордовика. Эти глинистые сланцы, вероятно, относятся уже к силуру (лландоверийский ярус?). Мощность их составляет примерно 100 м.

Стратиграфически выше залегают песчаники, алевролиты и горизонт известняков, имеющих маркирующее значение в геологическом разрезе палеозойских образований Салаира. По внешнему облику эти известняки легко узнаются в поле, обычно они имеют бело-розовый, розовый, вишневый, светло-серый, зеленовато-серый цвет и брекчиевидную структуру. Средняя мощность известняков составляет примерно 400 м.

Геологический разрез серебрянниковской свиты можно наблюдать в обнажениях правого берега р. Берди западнее с. Серебрянниково (1,5 км ниже устья р. Зайчихи). Здесь в известняках В. Г. Свиридовым [1968б] найдены кораллы: *Palaeofavosites mirabilis baskuskansis*, *Mesosolenia festiva*, *Halysites pseudoortopteroides*, которые, по заключению В. А. Иванин, известны также из силурийских известняков баскусканской (Салаир) и чагырской (Горный Алтай) свит. Остатки силурийской фауны установлены и в аналогичных отложениях по р. Зырянке (у устья руч. Белоярского), в районе сел Суенга, Петени и др. Мощность отложений серебрянниковской свиты составляет около 800 м.

**Девонская система.** Девонские отложения весьма значительно распространены в северо-западной части Салаира. Образования раннего девона достаточно детально изучены в Верхнебердском бокситоносном районе и в районе Обуховского месторождения бокситов [Нагорский и др., 1958]. Здесь в основании геологического разреза установлены известняки с прослоями пестроцветных (малиновых, розовых) мергелей с остатками брахиопод и кораллов: *Tryplasma* ex gr. *altaica*, *Cystiphyllum* cf. *cristatum*, *Pleurotomaria* sp., *Zoxonema elongata* и др. Эта известняковая толща мощностью около 600 м выделена в мочегинскую свиту, сопоставляемую с лоховским ярусом девона.

Аналогичные отложения известны в бассейне р. Чудиновки (левый приток р. Берди). П. Е. Мертвецовым и А. П. Бердниковым в 1952 г. в них обнаружены кораллы *Favosites porfirevi* и *Tryplasma devoniana*. По р. Курье, северо-восточнее с. Чупино, в темно-серых известняках мощностью около 100 м обна-

ружены многочисленные органические остатки [Свиридов, 19686], из которых Н. В. Мироновой, В. А. Желтоноговой, В. Г. Зинченко определены: табуляты — *Striatopora tschichatschewi*, *Striatopora* sp., *Dietyofavosites tchernajensis*, *Thamnopora yavorckyi*; ругозы — *Dendrostella columnaris*, *Tryplasma hercynica*, *T. altaica*, *Pseudomieroplasma nesterowskii*; брахиоподы — *Spirifer gosseleti*, *Uncinulus krekovensis*, *Spinatrypa margaritioides*, *Leptaena rhomboidalis*, *Nucleospira* sp.

Приведенная фауна позволяет сопоставлять вмещающие ее отложения с мочегинской свитой Верхнебердского района.

На всех участках в основании нижнедевонской толщи установлен горизонт зеленовато-серых алевролитов и песчаников, местами частично замещенных некондиционными бокситами. Бокситы, залегающие на неровной поверхности бело-розовых известняков силура, обнаружены в бассейне р. Матренки [Нагорский, 1958], где они подстилают нижнедевонские известняки с *Favosites* (*Dictyofavosites*) *salairicus*, слагающие ядро Матренкинской грабен-синклинали. По стратиграфическому положению указанная пачка песчаников и алевролитов мощностью до 100 м соответствует сухой свите южных районов Салаира.

Учитывая то, что на ряде участков (например, в районе с. Петени) силурийские известняки несут следы древних процессов корообразования и представлены иногда продуктами коры выветривания карбонатных пород (*terra rossa*), а также наличие бокситоподобных образований в основании раннедевонских отложений, можно высказать предположение об имевшем место на площади Северо-Западного Салаира в позднем силуре процессе корообразования, сменившегося бокситообразованием — в период, предшествовавший накоплению мочегинских известняков и соответствующий по времени, по-видимому, формированию отложений сухой свиты.

Как на участке Обуховского месторождения, так и в Верхнебердском бокситоносном районе мочегинская свита перекрыта серыми или светло-серыми, средне- и крупнозернистыми, массивными, криноидными известняками хвощевской свиты (пражский ярус) с остатками *Spongophyllum halysitoides*, *Pseudochonophyllum heliantoides*. Мощность этих известняков колеблется от 20 до 300 м.

К эмскому ярусу раннего девона отнесена терригенно-карбонатная толща, установленная в 1967 г. В. Г. Свиридовым в процессе крупномасштабного картирования в северной части Юго-Западного Присалаирья. В зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаниках этой толщи обнаружены отпечатки растительных остатков, из которых С. А. Степановым определены *Drepanophycus gaspianus*, *Psilophyton* sp., *Hostimella* sp., *Aphylopteris* sp., *Psilophyton* cf. *goldschmidtii*, характеризующие возраст вмещающих отложений как раннедевонский [Свиридов, 19686]. Мощность этой толщи составляет примерно 150 м (р. Мостовка, севернее с. Чупино). В этом районе она согласно перекрыта органогенными известняками шандинской (?) свиты.

По стратиграфическому положению и литологическому составу указанная толща условно сопоставляется с бердским и павловским рудными горизонтами известных месторождений бокситов (Верхнебердский бассейн), с обуховской и салаиркинской свитами соседних районов Салаира. Бокситообразованию этого времени, вероятно, предшествовал процесс древнего корообразования, продуктами которого можно со значительной степенью условности рассматривать пестроцветно-мергелистые образования и линзы кварцевых песчаников в верхней части разреза мочегинской свиты.

К раннему девону (эмсский ярус) отнесена и нижняя часть разреза существенно известняковой толщи, значительно распространенной в северо-западной части Салаира. По фауне и литологическому составу эта толща соответствует нерасчлененным отложениям шандинской и мамонтовской свит соседних районов Салаира. Ранее А. А. Зенковой, А. Л. Матвеевской [1937] эта толща выделялась как соколиногорская свита (по названию горы Соколиный Камень, на левом берегу р. Берди, напротив устья р. Хмелевки). В Верхнебердском бокситоносном бассейне и в районе Обуховского месторождения аналогичные известняки описывались в составе павловской свиты. Из органических остатков в них известны *Calceola sandalina*, *Xistriphyllum sibiricum*, *Nordophyllum tonne*, *Yrrophyllum* aff. *gorskii* (Октябрьское месторождение); *Xistriphyllum altum*, *Zdimir pseudobaschkirica* и др. (Обуховское месторождение); *Elythyna salairica*, *Zdimir pseudobaschkirica tschumyschensis*, *Z. pseudobaschkirica sibirica*, *Dentatrypa tschumyschensis*, *Barrandeophyllum* sp., *Thamnophyllum tabulatum*, *Xistriphyllum devonicum* и др. (район с. Чупино). Перечисленные формы (определения Р. Т. Грациановой, В. А. Ивани, В. Г. Зинченко, В. А. Желтоноговой) довольно часто встречаются в отложениях шандинской свиты соседних районов Салаира.

Из верхней части разреза известняковой толщи определены кораллы: *Neospongophyllum variable*, *Grypophyllum gracile*, *Cystiphyllodes* sp. (р. Изырак, нижнее течение); *Chaetetes tenuis*, *Stringophyllum* ex gr. *dupler*, *Tabulophyllum schlüteri*, *Thamnophyllum* cf. *tabulatum*, *Thamnopora reticulata* и др. (р. Зырянка, среднее течение). Совместно с перечисленными кораллами в этих известняках часто встречаются брахиоподы *Zdimir pseudobaschkirica*. Наличие последней при довольно широком возрастном диапазоне распространения (эйфельский—живетский ярусы) комплекса кораллов свидетельствует с некоторой степенью условности о позднеэйфельском (мамонтовском?) возрасте вмещающих отложений. Мощность этой известняковой толщи (нерасчлененные шандинская и мамонтовская свиты или соколиногорская свита) составляет примерно 1000 м.

На существенно карбонатных отложениях эйфеля и на более древних образованиях с размывом залегает преимущественно песчано-сланцевая толща живетского возраста, очень широко распространенная в северо-западной части Салаира. В Верхнебердском районе эти отложения описывались под названием соболевской свиты [Нагорский, 1958], а в более западных районах — в составе хмелевской свиты [Зенкова, Матвеевская, 1937].

Стратотип хмелевской свиты находится в районе с. Хмелевки (р. Бердь, 0,5 км выше устья р. Хмелевки). Представлена свита сероцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами и глинистыми сланцами с линзовидными прослоями известняков. В глинистых сланцах часто встречаются желваковые включения известняков, при выщелачивании которых образуются многочисленные пустотки и сланцы приобретают вид “дырчатых”. Между селами Старососедово и Легостаево при проведении геологоразведочных работ в хмелевской свите встречены туфопесчаники и туфы. Галька в конгломератах довольно часто представлена гранитоидами.

В известняках хмелевской свиты В. Г. Свиридовым в 1964 г. обнаружены остатки *Soschkinella (Dendrostella) rhenana*, *Yrypophyllum gracile*, *Y. isactis*, *Dialythophyllum* sp., *Heliolites tomensis*, *Crassialveolites crassus*, *Stringophyllum* cf. *duplex*, характерные для живетских отложений. Ранее М. П. Нагорским [1958] из этого же района указаны следующие живетские формы: *Chascothyris* sp., *Spirifer* ex gr. *angustus*, *Columnaria vulgaris*, *C. rhenana*.

В районе с. Маврино среди аналогичных терригенных образований установлены прослои известняков с *Atrypa* cf. *desguamata*, *Schirophoria striatula*, *Thamnopora* sp., *Heliolites* sp., *Alveolites* sp. и др., позволяющие считать возраст вмещающих их отложений живетским. Органические остатки этого же возраста обнаружены в известняках, залегающих среди темно-серых глинистых сланцев в районе с. Старососедово [Свиридов, 1968б]: *Thamnopora compacta*, *Heliolites* sp., *Neostrophophyllum waltheri*, *Pachycanalicula schandiensis*, *Synthetostroma* sp., *Dendropora* sp., *Scoliopora* sp. (определения Н. В. Мироновой, В. К. Халфиной). Мощность хмелевской свиты составляет около 500 м, мощность соболевской свиты в более восточных районах — 1000–1200 м.

Верхнедевонские отложения, представленные преимущественно алевролитами и глинистыми сланцами, значительно распространены в западной части Салаира и в Юго-Западном Присалаирье. Ранее они описывались в составе “хмелевской формации” живетского возраста [Зенкова, Матвеевская, 1937; Букина, Сперанский, 1948]. В. Д. Фомичевым, А. Э. Алексеевой [1961] эти образования описаны в составе единой нерасчлененной мамонтовской серии верхнедевонского-нижекаменноугольного возраста. Позднее они выделены В. Г. Свиридовым в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения под названием маслянинской свиты.

Маслянинская свита, согласно залегающая на хмелевской свите, представлена темно-серыми известково-глинистыми сланцами с прослоями мергелей в нижней части разреза. Иногда в основании этой существенно сланцевой толщи наблюдается пачка песчаников и гравелитов. Не исключено, что указанная пачка относится еще к живету. В этой части геологического разреза, по данным В. Г. Свиридова, обнаружены пачки (до 2 м) известняков черных, глинистых, переполненных остатками брахиопод и криноидей. Особенно обильны раковины *Lamellispirifer vassinensis mucronatioides* (определение В. Г. Зинченко) харак-

терной формы для нижневассинских слоев Кузбасса и *Stropheodonta* ex gr. *interstitialis*, найденные в обнажении по берегу р. Берди, ниже устья р. Хмелевки.

Аналогичные фаунистически охарактеризованные отложения встречены в среднем течении р. Матюжихи (левый приток р. Изырак), где в прослоях известняков среди глинистых сланцев обнаружены многочисленные остатки *Lamellispirifer vassinensis mucronatioides*. Реже встречаются *Stropheodonta* cf. *asella* и *Atrypa* ex gr. *reticularis*.

По рекам Курье, Кипрюшке, Каменный Изырак, Матюжихе и другим в отложениях маслянинской свиты установлен горизонт алевролитов и глинистых сланцев с редкими включениями фосфатных желваков. Этот горизонт мощностью около 200 м выдержан по простиранию, но распределение в нем фосфатных желваков весьма неравномерное. Желваки имеют размеры 1–2 × 0,5 см, реже 4 × 2 см. Максимальное содержание  $P_2O_5$  в них составляет 8,5 % (р. Курья, 1,5 км выше устья) при среднем содержании 1–1,6 %.

Промышленного значения эти фосфатопоявления не имеют, но, учитывая региональное распространение и приуроченность к определенному стратиграфическому уровню, их можно использовать как маркирующий горизонт при корреляции разрезов. В соседних районах КТСЗ во франских отложениях пачинской свиты известны аналогичные фосфатопоявления. Здесь глинистые сланцы с фосфатными желваками приурочены к фаунистической зоне *Anathyris phalaena*.

В верхней части разреза свиты среди темно-серых глинистых сланцев также наблюдаются маломощные (до 1 м) прослои серых известняков. По р. Ичек (правый приток р. Берди), выше с. Малиновки, в одном из таких прослоев известняков обнаружены органические остатки, из которых определены *Fenestella* ex gr. *cestriensis*, *F. compressa*, *Hustedia circularis*, *Spirifer striatiformis* [Зенкова, Матвеевская, 1937]. Приведенные формы имеют переходный от позднего девона к раннему карбону возраст (абышевский горизонт). На правом берегу р. Берди, ниже устья р. Каменки, наблюдаются аналогичные району с. Малиновки отложения, представленные пачкой переслаивания глинистых сланцев и серых криноидных известняков. По р. Пайвихе (южнее с. Пайвино) эти образования, вероятно, трансгрессивно перекрыты отложениями турнейского возраста.

Таким образом, маслянинская свита достигает значительной мощности (примерно 1000 м) и имеет широкий возрастной диапазон, охватывая франский и фаменский ярусы.

**Каменноугольная система** представлена на рассматриваемой территории нижним отделом. Нижнекаменноугольные отложения распространены только на юге этого района и в Прикузбасской части Салаира. В Юго-Западном При-салаирье они были впервые установлены В. Д. Фомичевым [1956] под названием пайвинская свита.

Разрез этих отложений по литологическому составу может быть разделен на две части: нижнюю — песчаники, алевролиты, конгломераты, известняки и

верхнюю — темно-серые глинистые и известково-глинистые сланцы, внешне не отличающиеся от позднедевонских. Залегают они трансгрессивно на маслянинской свите.

Наиболее полный разрез турнейской толщи наблюдается по р. Пайвихе (левый приток р. Берди). Здесь в нижней части разреза мощностью 245 м, представленного переслаиванием песчаников, конгломератов и алевролитов с редкими прослоями (до 0,5 м) темно-серых известняков и известковистых алевролитов с остатками брахиопод, из которых Р. Н. Бенедиктовой определены *Schuchertella planumbona*, *S. magna*, *Rugosochonetes hardrensis*, *Leptaenella simorini*, *Camarotoechia tersiensis*, *Fusella pesasica*, *F. cf. osipovensis*, *Brachythyris* sp., *Athyris* sp., Д. Д. Дегтяревым из этого же горизонта найдены кораллы: *Syringopora ramubosa*, *S. cf. distana*, *Caninia* sp. [Свиридов, 19686]. По заключению палеонтологов, определивших перечисленные остатки, возраст вмещающих слоев позднетурнейский.

Стратиграфически выше залегает толща темно-серых глинистых сланцев и алевролитов мощностью около 450 м. Общая мощность турнейских отложений в исследованном районе составляет около 700 м.

В. Д. Фомичевым, Л. Э. Алексеевой [1961] из нижней части указанного разреза (р. Пайвиха) приведены следующие органические остатки: *Camarotoechia koninski*, *Chonetes handrensisformis*, *Dietyoclostus* cf. *burlingtonensis*, *Spirifer tornacensis*, *S. cf. logani*, *S. cf. snavis*, *Schellwienella* sp., *Productus (Pustula)* sp., *P. cf. niger*, *Athyris propingua*, *Spiriferina* cf. *octoplicata*. А. П. Ротай, определивший эти формы, считал возраст вмещающих слоев позднетурнейским. Не исключено, что залегающие выше глинистые сланцы имеют визейский возраст.

Отложения примерно такого же состава и возраста наблюдаются и в более южных районах Юго-Западного Присалаирья. Турнейская фауна обнаружена в раннекаменноугольных отложениях, обнаженных по рекам Уран, Каменка (правые притоки р. Чумыш) и др.

### I.1.2. Колывань-Томская складчатая зона

Рассматриваемая зона, протягивающаяся в субмеридиональном направлении вдоль среднего течения р. Оби с юга Новосибирской области на юго-восток Томской области, постепенно погружаясь в северном направлении под мезозойско-кайнозойский чехол ЗСП, непосредственно примыкает центральной частью к Северо-Западному Салаиру. Из-за слабой обнаженности эта территория изучена значительно слабее Салаира. Наиболее полные обобщения стратиграфических и тектонических материалов, накопленных в ходе геолого-съемочных работ разного масштаба в первые два послевоенных десятилетия, выполнены А. Л. Матвеевской [1959, 1962, 1969]. Новые данные, полученные в последующие годы, нашли отражение в официально принятых схемах, утвержденных Межведомственным стратиграфическим совещанием в 1979 г. в Новосибирске [Решения..., 1982, 1983].

**Девонская система.** В основании геологического разреза Колывань-Томской складчатой зоны установлен сложный комплекс эффузивно-осадочных образований буготакской свиты. Пестрый литолого-петрографический состав этого комплекса, участие в нем разновременных, формировавшихся в разных условиях вулканогенных пород различного состава в значительной степени затрудняют детальное изучение разреза буготакской свиты, выявленной А. Л. Матвеевской по р. Буготак в 1951 г. Эти отложения в междуречье Бердь — Иня слагают выклинивающуюся к югу Буготакскую горст-антиклиналь, прослеживающуюся в северо-восточном направлении от среднего течения р. Тальменки (правый приток р. Берди) — на юге через верхние течения рек Косен, Корпысак, Буготак, Буготакские сопки до с. Изынского (р. Иня). Более древних отложений в районе не установлено. Фрагменты нижней части разреза буготакской свиты наблюдаются по р. Буготак в районе с. Усть-Каменки. Здесь в ядрах антиклинальных складок обнажены известняки серые, мраморизованные, слоистые (мощность видимая 30 м); альбит-хлоритовые и тремолит-альбит-хлоритовые зеленые сланцы — 300–350 м; переслаивание туфогенных песчаников, глинистых сланцев и известняков — 300–400 м; порфириды, переслаивающиеся с их туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, иногда альбитизированные — 600–700 м.

В приустьевой части р. Каменки (правый берег) в известняках, залегающих среди метаморфизованных пород, обнаружены кораллы *Grypophyllum* sp., близкие, по заключению С. К. Черепниной, к *Grypophyllum gracile*, а Н. В. Мироновой из этих же известняков определена *Thamnopora tumefacta*. В мраморизованных известняках, обнаженных по р. Тальменке (в 10 км выше устья, правый берег), найдены остатки криноидей, кораллов и брахиопод. Р. Т. Грацианова установила эйфельский возраст этих известняков на основании присутствия в них брахиопод *Atrypa* cf. *desquamata*, *Uncinulus goldfussii*, *U. pentagona*, *Gryptonella* sp. [Васютинская и др., 1959]. Эти известняки отнесены к буготакской свите с некоторой долей условности, поскольку выходы их в данном пункте расположены совершенно изолированно.

Мраморизованные и рассланцованные известняки иногда неравномерно пронизаны гематитом и приобретают пятнистую бело-розовую окраску (реки Тальменка, Каменка). В отдельных узких зонах (до 0,3 м) гематизация проявляется настолько интенсивно, что образуются сливные буро-красные породы, имеющие облик бедных гематитовых руд с содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 15 %.

Верхняя часть разреза буготакской свиты, сложенная альбитофирами, их туфами, туфоагломератами, сопровождающимися туфогенно-осадочными, иногда красноцветными породами, имеет, вероятнее всего, живетский возраст, соответствующий керлегешскому и сафоновскому горизонтам. Мощность этих отложений составляет не менее 1400 м.

На эффузивных образованиях буготакской свиты залегает песчано-сланцевая тогучинская свита, содержащая горизонты известняков с фауной поздне-

живетского возраста. Как отмечено выше, на существенно вулканогенных образованиях буготакской свиты согласно залегают песчано-сланцевые отложения с подчиненными горизонтами эффузивов, отнесенные В. Г. Свиридовым в 1997 г. к самостоятельной тогучинской свите. Ранее эти отложения описывались как отложения живетского яруса [Колпакова и др., 1962].

Нижние горизонты свиты наблюдаются в обнажениях долины р. Кудели (левый приток р. Ини), где они залегают на эффузивах буготакской толщи. По р. Зверобойке (правый приток р. Кудели) на протяжении 600–700 м, начиная от устья вверх по реке, обнажены темно-серые алевролиты и полимиктовые песчаники. Мощность пачки 217 м. Отдельные горизонты песчаников содержат обильные остатки брахиопод *Euryspirifer cheechiel* (определения Л. Н. Краевской). У южной окраины с. Прямушки (левый склон долины р. Прямушки) в аналогичных отложениях обнаружены остатки *Euryspirifer mesolobus*, *Spirifer* cf. *cabedanus*, *Uncinulus subcordiformius* — формы, характерные для верхнего живета.

В районе г. Тогучина (р. Иня и ее притоки) в составе отложений тогучинской свиты установлены андезитовые порфириды, их туфы и органогенные известняки. Так, в 1,5 км к юго-востоку от устья р. Березовки (у ж.-д. тоннеля) на диабазовые порфириды налегает пачка серовато-зеленых глинистых сланцев с обильными остатками брахиопод неважной сохранности, из которых Л. Н. Краевской определены: *Schuchertella* sp., *Dalmanella sibirica*, *Productella* sp., *Athyris* sp. и *Spirifer*, по-видимому, из группы *Spirifer cheechiel* — формы, соответствующие верхней части живетского яруса. По р. Тогучинке в известняках у юго-западной окраины с. Русско-Семеновского обнаружены живетские кораллы [Колпакова и др., 1962], а в 600 м юго-восточнее собраны остатки брахиопод, из которых Л. Н. Краевской обнаружены *Euryspirifer* aff. *orthogonalis*, *E.* cf. *cheechiel*, *Elytha undifera*, *Delthyris* cf. *raricosta*, *Spirifer* (*Delthyris*) *robustus*, *Hypothyridina* cf. *procuboides*, *Schisophoria striatula*, *Atrypa desquamata*, *A. tubaecostata*.

В известняках, венчающих геологический разрез тогучинской свиты (Тогучинский известняковый карьер) и согласно перекрытых глинистыми сланцами позднего девона (пачинская свита), найдены *Alveolites* ex gr. *crassus*, *Thamnopora polyforata*, *Th.* ex gr. *tumefacta*, *Scoliopora* cf. *denticulata*, *Heliolites vulgaris irregularis* [Матвеевская, 1959]. Мощность отложений тогучинской свиты составляет около 1000 м.

Обнаруженная в тогучинской свите фауна свидетельствует о ее позднеживетском возрасте (мазаловско-китатский горизонт).

Вулканогенно-осадочные отложения буготакской и тогучинской свит установлены вдоль крупного глубинного разлома (Салаиро-Обского, по Б. Ф. Сперанскому), расположенного в зоне сопряжения Колывань-Томской складчатой зоны с Горловским и Кузнецким угольными бассейнами. В зоне сопряжения Салаира и Кузбасса (Салаиро-Кузнецкий разлом, по Б. Ф. Сперанскому) обна-

ружены аналогичные вулканогенно-осадочные образования живетского возраста (кабанихинская свита). Отложения такого же возраста известны на правом берегу р. Оби (у с. Ерестная) и по р. Верх. Каракан.

Отложения вышележащей пачинской свиты весьма широко распространены (мощность 1500 м) и представлены глинистыми сланцами, алевролитами, реже песчаниками и рифогенными известняками. Залегают они согласно на тогучинской свите (живетский ярус) и перекрыты песчано-сланцевыми отложениями юргинской свиты позднефаменского возраста.

В нижней части разреза пачинской свиты по р. Тальменке установлены известняки с кораллами раннефранского возраста — *Alveolites obtortus*, *A. suborbicularis*, *Tchecostegites* ex gr. *bouchardi*, *Phyllipsastracasp.* (определения Н. В. Мироновой и С. К. Черепниной). В г. Искитиме в сланцевом карьере Чернореченского цементного завода в прослое желто-бурых алевролитов собраны остатки брахиопод, из которых Р. Т. Грациановой определены: *Stropheodonta cayta*, *Lamellispirifer ales*, *Adolfia zickzack*, *A. multifida*, *Anathyris* cf. *peetzi* — формы, характерные для отложений позднефранского возраста.

Л. Л. Халфин в 1932 г. установил раннефранский возраст рифогенных искитимских известняков (мощность около 500 м) на основании присутствия в них *Spirifer* (*Cyrtospirifer*) *tenticulum*, *S. archiaci*, *S. (Gurichella) zickzack*, *S. (Cyrtospirifer)* ex gr. *verneuili*, *Anathyris phalaena*, *A. peetzi*. Здесь же обнаружены нижнефранские кораллы (определения Н. В. Мироновой и С. К. Черепниной): *Alveolites suborbicularis*, *Thamnopora* ex gr. *beloniensis*, *Hexagonaria isylika*, *Schluteria lazutkini*, *Megaphyllum bulvankeri*.

В верхней части разреза пачинской свиты (устье р. Тальменки) в мало-мощных прослоях известняков среди глинистых сланцев обнаружены и нижнефаменские остатки брахиопод: *Chonetes minuta tuberculata*, *Plicatifera praelonga incostata*, *Paryphor-Nynchus fatima* (определения Р. Т. Грациановой и Л. Н. Краевской).

По р. Мал. Чингис (правый приток р. Оби) Р. Т. Грациановой из известняков пачинской свиты определены верхнефранские *Gypidula brevirostris*, *G. askynica*, *Hypothyridina cuboides*, *Adolfia deflexa*, *Cyrtospiriferidae*, *Atrypidae* [Домникова и др., 1969]. Примерно в средней части пачинской свиты (зона *Anathyris phalaena*) в глинистых сланцах и известняках встречаются фосфатные желваки и конкреции.

А. И. Казенновым и др. [1982] при стратиграфических исследованиях отложений верхнего девона и карбона Колывань-Томской складчатой зоны было предложено пачинскую свиту рассматривать в качестве серии и в ее составе выделить три свиты: караканскую, искитимскую и чернореченскую. Однако критериев для картирования этих подразделений как самостоятельных стратиграфических единиц оказалось явно недостаточно. Поэтому целесообразно рассматривать их по-прежнему в составе единой пачинской свиты франского—раннефаменского возраста.

Пачинская свита, сложенная преимущественно глинистыми сланцами, постепенно переходит в песчано-сланцевые образования юргинской свиты. По р. Шибанихе (левый приток р. Ини), в 1,5 км от ее устья, из маломощного прослоя песчаника с галькой глинистых сланцев, залегающего среди переслаивающихся песчаников и сланцев, собрана фауна брахиопод, из которых Л. Н. Краевская определила *Chonetes minuta*, *Ch. cf. setigerus*, *Ch. cf. bulakensis*, *Schizophoria striatula* [Васютинская и др., 1959]. Приведенные формы свидетельствуют о позднефаменском возрасте данных отложений. Брахиоподы такого же возраста обнаружены в аналогичных отложениях по р. Койнихе (в 1 км выше Бердского совхоза) — *Chonetes armata*, *Ch. hardrensis*, *Camarotoechia cf. bolontensis*, *Camarotoechia* sp., *Plicatifera* ex gr. *praelonga*, *Cyrtospirifer* sp. (определения В. Г. Зинченко). Мощность отложений юргинской свиты составляет около 1600 м.

Чингисская свита, представленная глинисто-карбонатными отложениями с обильными органическими остатками фаменского и турнейского возраста, впервые под названием “чингисские слои” выделена В. П. Казариновым в 1940 г. в юго-западной части КТСЗ по р. Мал. Чингис, в качестве свиты — А. И. Казенновым в 1982 г.

Из известняков, обнажающихся на о-ве Чингис, Р. Н. Бенедиктовой определены брахиоподы, характерные для абышевского горизонта Кузбасса [Домникова и др., 1969] — *Athyris pseudoconcentrica*, *Camarotoechia* sp., *Cyrtospirifer* sp., *Adolfia* sp., *Schuchertella cf. valentinae*, *Sc. valentinae*, *Sphenospira cf. yulii*, *Rugosachonetes injensis*, *Tenticospirifer tychrensis*, *Aulacella interlineata*, *Hunano-spirifer* sp., *Hunano-spirifer cf. kemeroviensis*, *Cyrtospirifer kusbassicus*, *Schizophoria* sp., *Mesoplica* sp., *Semiproductea cf. irregularis costus*. Л. С. Бушиной из этих же известняков выделены остракоды: *Yllativella sibirica*, *Kirkbya* sp., *Hollinella hona*, *H. ex gr. semichatovae*, *Moorites mirus*, *Bairdiacypris suborientalis* sp. nov., *B. privus*, *B. subcognata*, *B. vara*, *B. cf. quasiextenuota*, *B. turgida*, *Acratia* sp., *Eridicinchia socialis*, встречающиеся в абышевском горизонте. Из этого же местонахождения О. И. Богуш и О. В. Юферев [Домникова и др., 1969] описали богатый комплекс фораминифер с *Quasiendothyra (Quasiendothyra) kobeitusana*, многочисленными *Q. (Q.) mirabilis* и массовыми *Q. (Eoendothyra) communis*, *Septaglomospiranella (S.) primaeva kazakhstanica* и др.

Чингисская свита, сложенная глинистыми сланцами с линзовидными прослоями известняков, имеет мощность 400 м и перекрыта алевролитами и глинистыми сланцами с фауной турнейского возраста (тайдонский и фоминский горизонты).

**Каменноугольная система.** Фрагменты нижнекаменноугольных отложений турнейского яруса наблюдаются по рекам Мал. Чингис, Койнихе, Каракан (выше устья р. Татчихи) и др. Здесь глинистые сланцы с прослоями глинистых известняков залегают на отложениях чингисской свиты и перекрыты образованиями мильтюшинской свиты визейского возраста. Мощность турнейской толщи составляет 400 м. Турнейский возраст обоснован остатками брахиопод (оп-

ределения Р. Т. Грациановой и Р. Н. Бенедиктовой): *Unispirifer* cf. *taidonensis*, *U.* cf. *mediocris*, *U.* cf. *osipovensis*, *Plicochonetes* cf. *poljenowi*, *Avonia* cf. *minima*, *Eumetria* cf. *verneniliana* (р. Койниха); *Fusella* cf. *duchovae*, *Antiguatonia* cf. *tukhtensis* (р. Мал. Чингис).

Вышележащая мильтюшинская свита установлена впервые А. И. Казенновым и др. [1982] из состава нерасчлененных отложений турнейского—визейского ярусов. Свое название свита получила по р. Мильтюш (правый приток р. Оби), где на отрезке от с. Улыбино вверх по течению до с. Чупино наблюдается полный геологический разрез свиты. Отдельные фрагменты разреза установлены по рекам Нижней Каменке, Ерестной, Каракан, Оби (у сел Абрашино—Ивановский) и др.

По литологическому составу свита отличается от нижележащих отложений. В нижней части разреза она сложена преимущественно песчаниками зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, слоистыми, с прослоями алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев, реже — углистых и углисто-глинистых сланцев. Верхняя часть свиты состоит в основном из слоистых алевролитов. Мощность визейских отложений в обнажениях по р. Мильтюш составляет 600 м [Казеннов и др., 1982], по данным В. Д. Мисюка и др. [1964], — 1000 м.

Из этого разреза В. Г. Зинченко определены визейские брахиоподы *Pseudosyrinx* (?) cf. *phenus*, *Schuchertella* sp., *Chonetes ischimicus*, *Neospirifer tomilensis*, *Zinoproductus* sp., *Verchotomica plenoides*; О. А. Бетехтиной — двустворки *Sengniolites* sp., *Euchondria* sp. По р. Ерестной в аналогичных отложениях обнаружены (определения В. Г. Зинченко) брахиоподы *Neospirifer derzawini*, *Chonetes ischimicus*, *Dictyoclostus* sp., *Pseudosyrinx* sp., *Reticularia* sp., *Schuchertella* sp. и др. На правом берегу р. Оби между селами Ивановским и Абрашино мощность визейских отложений составляет 1200 м [Домникова и др., 1969], они представлены песчаниками и алевролитами с остатками брахиопод (определения Р. Н. Бенедиктовой): *Streptorhynchus zuginosum*, *Streptorhynchus* sp., *Chonetes ischimicus*, *Buxtonia scabricula*, *Dictyoclostus* sp., *Camarotoechia mutata*, *Rotaia* sp., *Neospirifer derzawini*, *N. kumpani*, *Torynifer pseudolineatus asiatica*, *Punerospirifer concentrica*, *Orulganina* sp., *Martinia* sp. Здесь же встречены двустворки (определения О. А. Бетехтиной): *Allorisma maxima*, *Al. similis* и один вид мшанок (определение А. М. Ярошинской) — *Fenestella* cf. *multispinosa*.

Таким образом, визейский возраст отложений мильтюшинской свиты фаунистически обоснован вполне надежно. Средняя мощность их 1000 м.

Выше залегает ельцовская свита, которая распространена на более ограниченных площадях, установленных в юго-западной части КТСЗ в пределах Усть-Луковской синклинали (реки Ельцовка, Нижняя Каменка и Обь — от с. Нижней Каменки до с. Усть-Хмелевки). Представлена она темно-серыми аргиллитами, часто тонкослоистыми, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями угля. Ельцовская свита перекрыта угленосными отложениями ордынской свиты. Характер нижней границы не установлен. Условно по аналогии с басан-

дайской и елбашинской свитами соседних районов можно предположить трансгрессивное налегание ее на более древние образования. Мощность ельцовской свиты по р. Ельцовке составляет не менее 600 м, по р. Нижней Каменке, где аналогичные отложения описаны как “басандайская свита” [Домникова и др., 1969], — 1300 м.

Впервые эта свита установлена в 1932 г. геологом М. М. Врачинской. Н. А. Боголаров в 1935 г. рассматривал эти отложения в составе “ельцовской формации” пермо-карбона, И. П. Максимов — как “порожинскую толщу” верхнего карбона. Р. Н. Бенедиктова, В. А. Муромцева [1962], изучавшие брахиоподы (р. Ельцовка), описали эти отложения как ельцовскую свиту, которую относили к верхней части визейского — намюрского ярусам и сопоставляли с басандайской свитой окрестностей г. Томска. Р. Н. Бенедиктова указывала на наличие здесь брахиопод: *Schuchertella radialis*, *Spiriferina concentrica*, *Torynifer microspinosus*, *Brachythyridina suborbicularis*, *Cleiothyridina obmaxima*, *Rotaia* sp. Здесь же обнаружены двустворки, представленные по определению О. А. Бетехтиной, — *Pseudomussium purvesi*, *Polidevcia* cf. *snjatkovi*, *Pseudomussium* cf. *ellipticum*, *Streblochondria elcovia*, *Aviculopecten lossini*, *A.*(?) *englahardti*, *A.* cf. *khalfinii*, *Pteria* sp. Ею же из аналогичных отложений р. Нижней Каменки определены многочисленные, но однообразные двустворки *Aviculopecten gentilis*, а Р. Н. Бенедиктовой — брахиоподы *Neospirifer* cf. *derzawini*, *Chonetes* cf. *ischimicus*. Аналогичная фауна известна в отложениях басандайской свиты (окрестности г. Томска) и острогской серии (каезовская свита) Кузбасса. От этих стратиграфических подразделений ельцовская свита отличается составом слагающих ее пород, отсутствием флоры и прослоев каменных углей. На Межведомственном стратиграфическом совещании (май 1964 г., Новосибирск) было принято решение о выделении этих отложений в Ельцовской синклинали в качестве ельцовской свиты.

Комплекс угленосных отложений в кровле геологического разреза палеозоя КТСЗ, известный теперь под названием ордынской свиты, установлен впервые по р. Ельцовке, где они были вскрыты горными выработками еще в довоенные годы. В. П. Казаринов в 1941 г. относил эти отложения к перми, И. П. Максимов в тот же период описывал их как “продуктивную толщу”. В качестве ордынской свиты они выявлены Р. Н. Бенедиктовой по с. Ордынское (левый берег Оби).

По р. Ельцовке выходы пород ордынской и ельцовской свит разделены задернованным интервалом 50 м, поэтому нижняя граница ордынской свиты проводится условно по подошве пачки пород, содержащей прослойки каменных углей и отпечатки флоры. Свита сложена чередующимися слоями аргиллитов, алевролитов и песчаников. Породы слоистые, в виде прослоев и единичных пластов мощностью от 1–2 мм до 3,8 м присутствуют каменные угли. Разрез свиты может быть разделен на две части: нижнюю (до подошвы пласта угля “Рабочий”) и верхнюю. Нижняя представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов, углистых аргиллитов и глинистых песчаников. Установлены два сближенных прослоя угля мощностью 0,6 и 0,3 м (пласт “Двойной”, по И. П. Макси-

мову). Встречаются многочисленные растительные отпечатки, среди которых В. А. Хахловым определены *Angaropteridium cardiopteroides*, *Noeggeratiopsis aequalis*, *Dicranophyllum paulum*, *Phyllotheca* sp. [Казеннов и др., 1982].

Верхняя часть разреза ордынской свиты отличается от нижней преобладанием песчаников и большей угленасыщенностью. Здесь установлены два пласта угля мощностью 3,8 (“Рабочий”) и 3,6 м (“Зольный”) и 12 тонких угольных прослоев. Общая суммарная мощность отложений ордынской свиты составляет не менее 750 м.

Предположительно по данным электроразведочных работ и по аналогии с Горловским бассейном угленосные отложения ордынской свиты узкой полосой прослеживаются с ЮЗ на СВ от с. Усть-Луковки до совхоза Мясокомбинат. Отдельными буровыми скважинами в этой зоне вскрыты углинистые аргиллиты и тонкие прослойки каменного угля.

Условно ордынская свита по стратиграфическому положению сопоставляется с нижнебалахонской подсерией (мазуровская и алыкаевская свиты Кузбасса и Горловского бассейна).

Район распространения ордынской свиты изучен недостаточно. И. Н. Звонаревым [1969] условно в составе описываемых отложений (ордынская свита) выделен ряд свит от мазуровской до ишановской включительно.

### 1.1.3. Горловский угленосный бассейн

**Девонская система.** В основании геологического разреза палеозойских отложений Горловского бассейна залегают вулканогенно-осадочные образования, объединенные А. Л. Матвеевской в 1952 г. в кабанихинскую свиту мощностью примерно 1100 м. Отложения эти представлены андезитовыми порфиритами, их туфами, песчаниками, алевролитами, известняками. В темно-серых, мелкозернистых известняках, обнаженных в приустьевой части р. Кабанихи (правый приток р. Укроп), обнаружены остатки верхнеживетских кораллов (сборы А. Л. Матвеевской, определения Н. И. Беспрозванных и Н. В. Мироновой) — *Grypophyllum gracile*, *Tabulophyllum* sp., *Xsistriophyllum* sp., *Heliolites vulgaris*, *Stelliporella* sp., *Tyrganolites cutiformis*. Образования приурочены к Салаиро-Кузнецкому глубинному разлому и прослеживаются вдоль зоны сопряжения Салаира с Инским заливом Кузбасса. По возрасту обнаруженной в них фауны они сопоставляются с отложениями тогучинской свиты (поздний живет, сафоновский и мазаловско-китатский горизонты).

Вышележащие вулканогенно-осадочные отложения выделены Т. Ф. Васютинской в 1962 г. в укропскую свиту франского и фаменского возраста. Сложена она серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, известняками, андезитовыми порфиритами и их туфами. Мощность свиты примерно 600 м.

Из известняков нижней части разреза укропской свиты Р. Т. Грациановой определены нижнефранские брахиоподы (р. Филиха, 150 м выше устья) —

*Streptorhynchus bouchardi*, *Stropheodonta fischeri*, *Lamellispirifer ales*, *Cyrtospirifer* sp., *Anathyris phalaena cylindrica*, *Ptychopteria peetzi*, *Schellwienella umbraculum*. В верхней части разреза найдены нижнефаменские брахиоподы *Productus praelongus*, *Cyrtospirifer tschernyschewi*.

В карьере у станции Инская (правый берег р. Ини) наблюдаются аргиллиты с прослоями песчаников и андезитовые порфиристы. Из аргиллитов этого участка Л. Н. Краевской определены *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili*, *Schuchertella* cf. *pectinacea*, *Chonetes* cf. *minuta*, свидетельствующие о фаменском возрасте вмещающих отложений. Образования укропской свиты согласно перекрыты отложениями подонинской свиты.

Подонинская свита представлена красными, красно-бурыми и серовато-зелеными известковистыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами и песчанистыми известняками. Мощность красноцветных отложений А. Л. Матвеевской в пределах Горловского бассейна оценивается примерно в 300–400 м. Учитывая полное сходство описываемых красноцветных отложений с образованиями подонинской свиты Кузбасса, а также положение их между нижнефаменскими отложениями верхней части разреза укропской свиты и известняками абышевского горизонта (ургунская толща), можно с достаточным основанием относить их к верхнему фамену.

Лежащая выше переходная от девона к карбону пачка пород под названием “шиферных слоев” впервые была выделена в Горловском бассейне А. Л. Матвеевской в 1943 г. по р. Шипунихе у с. Шадрино. Р. Н. Бенедиктовой [1953] между селами Шадрино—Ургун были выявлены отложения абышевской зоны. А. И. Казенновым [1973] эти отложения описаны как ургунская толща (по с. Ургун на р. Шипунихе).

Ургунская толща сложена известняками микрозернистыми, криноидными, переслаивающимися с зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, согласно залегающими на подонинской свите.

В известняках (северная окраина с. Ургун, руч. Ургунчик) О. И. Богуш в 1970 г. установлены фораминиферы: *Archaeosphaera minima*, *Vicinesphaera squallida*, *Bisphaera elegans*, *B. irregularis*, *B. minima*, *Bithurammia* sp. Здесь же встречены остракоды: *Bairdia* cf. *kuzbassica*, *B.* cf. *quasiexstenuata*, *Holinella* sp., *Serenida* ex gr. *incerta* (определения Л. С. Бушминой).

По р. Берди (3,3 км ниже с. Марксист) из известняков ургунской толщи Р. Н. Бенедиктовой определены брахиоподы: *Rugosochonetes* cf. *injensis*, *Schuchertella valentinae*, *Avonia inflata*, *Steinhagella kusbassica*, *Tenticospirifer dobroljubovae*, *Znjathyris topkensis*, *Leptaenella* sp., позволяющие относить вмещающие породы к абышевскому горизонту Кузбасса [Казеннов, 1973]. Мощность ургунской толщи составляет около 120 м.

**Каменноугольная система.** Турнейские отложения Горловского бассейна установлены А. И. Казенновым [1973] как китернинская свита, представленная известняками серыми, темно-серыми, органогенными, хемогенными, реже

обломочными, с прослоями мергелей, аргиллитов, алевролитов и песчаников. Наиболее полные фрагменты разреза свиты наблюдаются по р. Китерне (правый приток р. Чем), что и послужило основанием для ее названия.

По литологическому составу и комплексам органических остатков китернинская свита подразделена на нижне- и верхнекитернинскую подсвиты.

Нижнекитернинская подсвита мощностью 220 м выполнена в основном известняками с прослоями алевролитов, сменяющихся в верхней части глинистыми сланцами. В известняках этой подсвиты установлены богатые комплексы фораминифер и брахиопод, характерные для тайдонского горизонта турнейского яруса Кузбасса. Фораминиферы обнаружены в средней части подсвиты по р. Китерне, в 1,5 км ниже устья руч. Доловушка 1-й. По определениям О. И. Богуш, они представлены *Endothyra ciriosa*, *E. priska*, *Globoboendothyra* aff. *legumina*, *Planoendothyra* sp., *Diplosphaera* sp., *Eotuberitina* sp., *Vicinesphaera* sp., *Bithuramina* sp., *Caligella* sp. Из известняков нижней части разреза подсвиты, залегающих на красноцветных породах подонинской свиты, известны брахиоподы: *Schuchertella* sp., *Tolmatchoffia martiniana*, *Setigerites* sp., *Pustula* sp., *Tomia productus elegantulus*, *Ovatia laevicostata*, *Camarotoechia* sp., *Fusella mediocris*, *F. osipovensis*, *F. kondomensis*, *F. duchovae*, *Spirifer taigensis*, *Mucrospirifer* sp. [Казеннов, 1973].

Верхнекитернинская подсвита мощностью 150–160 м сложена известняками и песчаниками с органическими остатками верхнетурнейского возраста (фоминский горизонт). В нижней части разреза этой подсвиты установлены *Rugosochonetes hardrensis*, *Camarotoechia* cf. *tersiensis*, *Torynifer* sp., *Syringothyris* sp., *Composita communis* [Казеннов, 1973]. Общая мощность китернинской свиты составляет 370–380 м.

Вышележащие визейские отложения Горловского бассейна разделяются на существенно карбонатную беловскую и терригенную выдрихинскую свиты.

Беловская свита установлена по обоим бортам Горловского прогиба в бассейнах рек Выдрихи, Берди, Бол. и Мал. Елбаши, Китерни и Укроп [Там же]. Стратотип свиты изучен по р. Выдрихе (левый приток р. Берди) на отрезке в 1,0–3,2 км ниже с. Белово. Сложена она в основном органогенными известняками с редкими прослоями известковистых алевролитов и аргиллитов, согласно залегающих на китернинской свите. Мощность свиты составляет примерно 330 м.

Визейский возраст свиты обоснован обнаруженными в ней остатками фораминифер, мшанок, двустворок, кораллов и брахиопод. Из последних Р. Н. Бенедиктовой определены *Rhipidomella altaica*, *Schuchertella plana*, *Sch. ovata*, *Chonetes* cf. *isohimicus*, *Ch. artyshtensis*, *Pustula altaica*, *Camarotoechia fallax*, *C. mutata*, *Spirifer subgrandis*, *S. acceptus*, *Torynifer pseudolineatus asiaticus*, *Neospirifer* cf. *tolmatchevi*, *Tomiaopsis plana* (р. Укроп, выше устья руч. Большого, руч. Устиновка — правый приток р. Китерни). Все эти формы характерны для подъяковского горизонта Кузбасса.

Терригенные отложения вышележащей выдрихинской свиты широко распространены в Горловском бассейне. Свита установлена А. И. Казенновым [1973] по разрезу на р. Выдрихе (левый приток р. Берди), на отрезке 1,5–4,2 км ниже с. Белово. Ранее эти отложения описывались в составе мергелистой свиты [Сперанский, 1924], нерасчлененных отложений турнейского и визейского ярусов [Васютинская и др., 1959; Домникова и др., 1961; и др.]. Представлена она переслаиванием зеленовато-серых, темно-серых алевролитов, аргиллитов, песчаников. В нижней части разреза породы известковистые с линзами глинистого известняка, в верхней — наблюдаются прослои углистых аргиллитов, реже каменного угля (мощность 2–3 см).

Нижняя граница выдрихинской свиты четкая, связана со сменой карбонатных осадков (беловская свита) терригенными. Верхняя граница проводится по подошве слоя конгломератов с кремнистой галькой, залегающего в основании елбашинской свиты. Полная мощность выдрихинской свиты в стратотипе составляет 740 м.

В ряде мест в свите обнаружены остатки брахиопод [Казеннов, 1973]: *Verechotomica* sp., *Spiriferina octoplicata*, *Brachythyria suborbicularis*, *Cleiothyridina obmaxima*, *Torynifer* sp., *Rotaia sibirica*, *Streptorhynchus ruginosum parvum*, *Chonetes* ex gr. *ischimicus*, *Neospirifer derzawini*, *Dictyoclostus* ex gr. *rosanovae*, *Tomilia* sp., *Eomarginifera* sp. (р. Бол. Елбаш, 1,5 км выше устья); *Pustula altaica*, *Camarotoechia* sp., *Rotaia* sp., *Punctospirifer* sp., *Neospirifer* cf. *tomskiensis* (р. Киртерня, 1,3 км выше устья руч. Устиновка).

Комплексы брахиопод позволяют сопоставлять отложения выдрихинской свиты с верхней частью подъяковского и верхотомским горизонтами Кузбасса, соответствующими визейскому ярусу.

Вышележащие терригенные отложения, подстилающие угленосный комплекс осадков в Горловском бассейне, были выделены А. Л. Матвеевской в 1941 г. под названием елбашинская свита и отнесены в соответствии с ярусной номенклатурой того времени к намюрскому ярусу. Определения брахиопод и двусторчатых моллюсков из разрозненных обнажений елбашинской свиты послужили основанием для сопоставления их с острогской свитой Кузбасса [Бенедиктова, 1953, 1962]. На Межведомственном стратиграфическом совещании 1964 г. (г. Новосибирск) в унифицированной схеме Горловского угленосного бассейна елбашинская свита переименована в острогскую и в дальнейшем она принималась за основание угленосной толщи. Возраст острогской свиты Кузбасса долгое время оставался дискуссионным и на основании новых палеонтологических данных [Звонарев, 1969; Бетехтина, Горелова, 1975] она разделена теперь на две свиты: евсеевскую (серпуховский ярус) — нижнюю и казовскую (башкирский ярус) — верхнюю. Острогская свита переведена в ранг подсерии и соответствует двум различным лито- и биостратиграфическим подразделениям. Выявленная ранее А. Л. Матвеевской елбашинская свита сохранена как местное литостратиграфическое подразделение локального распространения.

Елбашинская свита широко распространена вдоль юго-восточного борта Горловского бассейна, но обнажена фрагментарно. Одно из лучших обнажений свиты находится на р. Выдрихе, в 4,2–5,0 км ниже с. Белово. Свита сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками с редкими прослоями углистых аргиллитов. Эти породы с незначительным перерывом перекрывают выдрихинскую свиту и более древние образования. Мощность свиты составляет около 500 м.

Довольно полный геологический разрез елбашинской свиты изучен также по руч. Федюниха у с. Бобровка по естественным обнажениям, канавам и опорной скв. 67 [Казеннов и др., 1978]. В нижней части разреза обнаружен богатый комплекс органических остатков. Наиболее полно для Горловского бассейна здесь представлен комплекс лепидофитов. Среди них встречены: *Tomiodendron ostrogianum*, *T. kemeroviense*, *Stigmara ostrogiana* (определения С. Г. Гореловой). Кроме лепидофитов в комплекс флоры входят характерные для евсеевского горизонта Кузбасса прапапоротники — *Chacassopteris concina*, птеридоспермы — *Angaropteridium cardiopteroides*, *A. abolanum*, семена — *Angarocarpus ananievi*, *Mejsasiica eltipica*. Здесь же установлены брахиоподы (определения Р. Н. Бенедиктовой): *Chonetes ischimicus*, *Orulania verchotomica gunbiniena*, *Schuchertella* sp. и двустворчатые моллюски (определения О. А. Бетехтиной): *Antraconella* cf. *antracoveloides*, *Prothyris* (?) *grandis*, *Streblopteria* cf. *purvesi*, *St.* cf. *ellipticum*, *St. temulinea*, *Leiopecten* sp. В кровле этой части разреза по руч. Федюниха встречен слой с брахиоподами, представленными по определению Р. Н. Бенедиктовой: *Chonetes ischimicus*, *Neospirifer kumpani*, *N. tomskiensis*, *N. licharevi*, *Orulania tuculaensis*, *O. verchotomica gunbiniena*, *Brachytyris* (?) sp., *Kifanamithyris* sp., *Torynifer pseudolineatus asiatica*. Указанный комплекс органических остатков позволяет относить эту часть разреза елбашинской свиты к серпуховскому ярусу нижнего карбона и сопоставлять ее с евсеевским горизонтом Кузбасса. Верхняя часть разреза свиты относится к башкирскому ярусу (средний карбон) и условно сопоставляется с казювской свитой Кузбасса [Казеннов и др., 1978].

В геологическом разрезе угленосных отложений Горловского бассейна выделяются свиты, аналогичные свитам балахонской (кроме елбашинской) и низам кольчугинской серий Кузнецкого бассейна. Расчленение разреза угленосных отложений основано на биостратиграфических критериях, на смене флористических комплексов, но учитываются и литологические особенности, в том числе угленасыщенность. В качестве пограничных слоев приняты пласты угля и их пачки, которые хорошо распознаются при поисково-разведочном бурении и корреляции разрезов.

К московскому ярусу среднего отдела каменноугольной системы отнесена мазуровская свита. Ее отложения в районе распространены незначительно и представлены в основном переслаиванием темно-серых аргиллитов, алевролитов и реже песчаников, часто известковистых. Встречаются тонкие прослои каменного угля и углистых аргиллитов. Нижняя граница свиты проводится условно по почве первого снизу в геологическом разрезе свиты угольного пласта

или по слою пудингового песчаника, залегающего в основании довольно мощной пачки песчаников на Колыванском месторождении угля [Горелова и др., 1978], а верхняя — по почве угольного пласта Крайнего VI. В аргиллитах свиты обнаружены остатки двустворок и листовой флоры [Казеннов и др., 1978]: *Posidonia* sp., *Nucula* sp. (определения О. А. Бетехтиной); *Neuropteris siberiana*, *Angaropteridium cardiopteroides*, *Cordaite* sp., *Samaropsis* cf. *mungaticus*, *Angarcarpus ungensis*. С учетом сборов на других участках бассейна состав флористического комплекса надежно сопоставляется с мазуровским комплексом Кузбасса [Горелова и др., 1978].

Установлена резкая фациальная изменчивость отложений мазуровской свиты. В северо-восточном направлении увеличивается объем песчано-алевролитовых пород, сопровождающийся уменьшением содержания глинистых разностей. В этом же направлении возрастает общая угленосность свиты. Мощность этих отложений на Листвянском месторождении 230 м [Горелова и др., 1978]. Мазуровская свита представлена практически во всех угольных месторождениях — Китернинском, Укропском, Колыванском, Листвянском, Ургунском, Карасевском.

Вышележащая алыкаевская свита относится к касимовскому и гжельскому ярусам верхнего отдела каменноугольной системы.

Алыкаевская свита является древнейшим локально промышленно-угленосным стратонем в геологическом разрезе Горловского бассейна. Свита выделяется в основном по структурно-геофизическим данным. Границы с отложениями верхнебалахонской подсерии усложнены разрывными нарушениями. Сложена частым чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников, аргиллитов с пластами угля мощностью 0,1–2,1 м. Установлено шесть пластов угля суммарной мощностью 2,49 м. Выявлен алыкаевский комплекс растительных остатков: *Paracalamites brevis*, *P. costatus*, *P. crassus*, *Prynedaopteris asiatica*, *Neuropteris* sp., *Cordaite singularis*, *Solinaropsis mungetica*, *S. pauxille*, *Angarcarpus ungensis*. По р. Шипунихе у с. Шадрино в геологическом разрезе верхней половины алыкаевской свиты установлено пять слоев с флорой и два с фауной двустворок. На Листвянском месторождении мощность отложений алыкаевской свиты составляет 225 м.

**Пермская система.** Основание пермской системы представлено промежуточной свитой, относящейся к верхнебалахонской подсерии и сопоставляемой с ассельским и сакмарским ярусами.

В геологическом разрезе Горловского угленосного бассейна промежуточная свита выделена в 1964 г. [Звонарев, 1969]. Опорным разрезом для ее определения послужил вскрытый канавами в 1948 г. фрагмент по р. Шипунихе у с. Шадрино, где он был описан В. А. Мельниковым в 1953 г. как “пелециподовый горизонт” или “пелециподовый песчаник”.

Эти отложения широко распространены в районе и представлены обычно аргиллитами, значительно реже встречаются песчаники и алевролиты. Характерной особенностью свиты является отсутствие в ее составе пластов угля, уг-

листных пород и практически повсеместное распространение фауны двустворок. Р. Н. Бенедиктова [1950] описала из этой свиты своеобразный комплекс двустворок, получивший название “горловского”. В отличие от двустворок находки растительных остатков в промежуточной свите единичны, представлены они *Rufloria theodorii*, *Ginkgophyllum vsevolodii*, *Paracalamites crassus* (месторождение на р. Шипунихе). В юго-западной части бассейна флористический комплекс промежуточной свиты приурочен к ее кровле и представлен более многочисленным комплексом: *Koretrophyllites brevis*, *Phyllopitys heeri*, *Annulina latifolia*, *Paracalamites brevis*, *P. costatus*, *P. decoratus*, *P. prokopievskiensis*, *Cordaites latifolius*, *C. singularis*, *Rufloria theodorii*, *Evenkiella schortohotensis*, *E. cuneata*, *Nephropsis rhomboidea*, *Samaropsis danilovii*, *Bardocarpus discretus*. Флора промежуточной свиты Горловского бассейна, в отличие от фауны, аналогична кузбасской за исключением некоторых провинциальных видов. Имеется много общего с флорой Сибирской платформы и Таймыра [Бетехтина, Сухов, 1968]. Мощность свиты примерно 200 м.

Вышележащая ишановская свита, относящаяся к артинскому ярусу, значительно распространена в Горловском бассейне. Нижняя граница свиты проводится по подошве пласта угля, залегающего на безугольной промежуточной свите (пласты Нижний VI или V), а верхняя — по подошве пласта Двойного III или группы сближенных пластов Двойных I–III. Сложена свита преимущественно аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками. Ишановская свита — это наиболее древний в данном районе промышленно-угленосный горизонт, имеющий практическое значение. Установлено 20 угольных пластов от весьма тонких до средней мощности (до 8 м).

На всех участках распространения свиты обнаружен ишановский комплекс растительных остатков с доминирующей ролью кордаитов, в меньшей степени членистостебельных, присутствуют птеридоспермы: *Martjanowskia gorloviense*, *Koretrophyllites prokopievskiensis*, *Phyllopitys heeri*, *Phyllothea deliquescens*, *Annulina neuburgiana*, *Paracalamites prokopievskiensis*, *Sphenopteris batschatensis*, *Neuropteris balachonskiensis*, *Lamiopteris glossopteroides*, *Cordaites brachyphyllus*, *C. cuneifolius*, *C. latifolius*, *C. lineatys*, *C. singularis* и др. В нижней части свиты между пластами Нижний VI и V или в кровле последнего иногда встречаются отпечатки двустворок: *Mrassielina gorloviensis*, *Yavorskiella liximosa*. Мощность отложений ишановской свиты около 240 м.

Выше залегает кемеровская свита, относящаяся к кунгурскому ярусу. Свита сложена аргиллитами, реже песчаниками и алевролитами. Объем кемеровской свиты охватывает интервал геологического разреза угленосных отложений от подошвы пласта Двойного III до кровли пласта Нового, свита отличается наибольшей угленасыщенностью. Установлено 16 пластов каменного угля, из них 8 именных — Двойной I, II, III, Спутник I, II, Главный, Подновый, Новый. Пласты Двойные часто образуют единую угольную пачку суммарной мощностью до 21 м. Средняя суммарная мощность угольных пластов кемеровской свиты изменяется в пределах 16,1–56,0 м.

Отложения содержат обильные растительные остатки. В составе кемеровского флористического комплекса постепенно возрастает значение членистостебельных, заметно присутствие папоротников. Здесь установлены: *Koretrophyllites brevis*, *K. prokopievskiensis*, *Phyllothea deliquescens*, *Annulina neuburgiana*, *Paracalamites brevis*, *P. costatus*, *P. prokopievskiensis*, *P. vicinalis*, *Annularia planifolia*, *A. tenuifolia*, *Rufloria derzawinii*, *R. kemeroviense*, *Evenkiella gorlovskiana*, *Crassinervia gorlovskiana* и др. Мощность свиты 230–260 м.

В составе верхнего отдела пермской системы в Горловском бассейне до недавнего времени выделялась только кузнецкая свита, изученная по р. Выдрихе, выше с. Горлово. Более детальные исследования геологического разреза в центральной части бассейна позволили в верхней безугольной его части выделить кузнецкую подсерию и казанково-маркинскую свиту [Горелова и др., 1978].

Кузнецкая подсерия, относящаяся к уфимскому ярусу, выполняет центральную часть Горловского бассейна, залегает выше пласта Шипунихинского VI и представлена в основном аргиллитами, реже алевролитами и песчаниками. Эта подсерия практически безугольная, но содержит многочисленные растительные остатки. Обнаружено 28 слоев с флорой, среди которых определено 50 видов растений. Кузнецкий комплекс характеризуется сочетанием ранее появившихся балахонских и впервые появляющихся кольчугинских видов. Для комплекса характерны: *Koretrophyllites tenuis*, *Neokoretrophyllites elegans*, *Annulina neuburgiana*, *A. tschumnychensis*, *Paracalamites brevis*, *P. vicinalis*, *P. angustris*, *P. communis*, *Annularia kuznetskiana*, *Cordaites latifolius*, *C. kuznetskianus*, *Rufloria derzawinii* и др.

Отличительная особенность кузнецкой подсерии (кроме ее практической безугольности) — это появление в верхней части разреза средне-крупнозернистых песчаников мощностью до 5 м. На Листвянском месторождении мощность отложений этой подсерии составляет 740 м [Горелова и др., 1978].

Завершается разрез палеозоя казанково-маркинской свитой, представленной алевритами и аргиллитами с тонкими прослоями углей и отнесенной по комплексу органических остатков к казанскому ярусу. Мощность свиты 170 м. Отложения эти установлены пока только в центральной части Горловского бассейна. Представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, встречаются тонкие прослои угля. С. Г. Гореловой [Горелова и др., 1978] здесь обнаружены растительные остатки, характерные для аналогичных отложений Кузбасса.

#### I.1.4. Инской залив Кузбасса

Северо-западная часть Кузбасса находится в области сопряжения этого региона с Колывань-Томской складчатой зоной, Салаиром и Горловским угленосным бассейном, от которых она отделена глубинными разломами — Салаиро-Кузнецким и Салаиро-Обским. Это наиболее древние тектонические структурные элементы района, заложившиеся еще в докембрии. Имея длительную историю развития, эти разломы контролировали глубинный магматизм и ха-

рактар складчатых структур перечисленных выше районов. Глубинность тектонических структур подтверждается их шовным расположением в области сопряжения разнородных структурно-формационных зон и приуроченностью к ним эффузивов (буготакская, тогучинская, кабанихинская, укропская свиты).

Излагаемая здесь стратиграфическая схема принята на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1979 г. в Новосибирске [Решения..., 1982] и не претерпела с тех пор существенных изменений, кроме некоторых частных уточнений.

Наиболее древними отложениями в этой части Кузбасса являются живетские вулканогенно-осадочные образования тогучинской (приуроченной к Салаиро-Обскому разлому) и кабанихинской (пространственно связанной с Салаиро-Кузнецким разломом) свит.

**Девонская система.** Отдельные фрагменты тогучинской свиты наблюдаются в естественных обнажениях в районе г. Тогучина (реки Иня, Тогучинка и др.). Представлена она песчаниками, алевролитами, органогенными известняками, реже диабазовыми, пироксеново-плагиоклазовыми порфиритами и их туфами. Мощность тогучинской свиты составляет не менее 700 м, из ее отложений собраны многочисленные остатки живетских брахиопод [Свиридов, 1996], из которых Л. Н. Краевской, Р. Т. Грациановой определены из обнажений рек Прямушка, Тогучинка, Тогучинского известнякового карьера и др.: *Euryspirifer* ex gr. *cheehiel*, *E. mesolobus*, *Uncinulus subcordiformis*, *Atrypa desquamata* и др., позволяющие относить вмещающие отложения к мазаловско-китатскому горизонту живетского яруса Кузбасса.

В Горловском бассейне, в зоне сочленения его с Салаиром, аналогичные отложения А. Л. Матвеевской описаны под названием "кабанихинская свита".

Живетский ярус южной окраины Инского залива Кузбасса (Присалаирская часть Кузбасса) представлен широко распространенными здесь, вполне сопоставимыми с тогучинской свитой (по литологическому составу и возрасту) отложениями. По р. Чем, выше бывшего с. Желтоного, и по правому притоку р. Мал. Изылы — р. Барсучихе в нижней части разреза этих отложений Б. В. Голошейкиным в 1962 г. установлены пироксеново-плагиоклазовые порфириты, альбитофиры, лавобрекчии, агломераты, перекрытые конгломератами, алевролитами и известняками с остатками брахиопод, из которых Р. Т. Грациановой определены: *Euryspirifer cheehiel semicostalis*, *Cirtina heteroclita*, *Pentagonocyclicus vulgaris*, *Rhynchospirina polatini*, *Schellwienella umbraculum*. Н. В. Мироновой из обнажения (на безымянной высоте в 800 м севернее с. Коурак) определены кораллы: *Thamnopora sibirica*, *Th. urensis*, *Th. ex gr. cervicornis*, *Th. reticulata*, *Crassialveolites cownosus*, *Cr. crassus*, *Placocoenites medius altchedatensis*, встречающиеся в верхнем живете Кузбасса. В 3,6 км юго-западнее с. Коурак из обнажений известняков по р. Тарсьме В. Г. Зинченко определены: *Schellwienella umbraculum*, *Stropheodonta asella*, *Euryspirifer cheehiel* и др. Мощность этих отложений составляет здесь около 1000 м.

На живетских вулканогенно-осадочных образованиях согласно залегают отложения изылинской свиты, которые являются своеобразными “переходными слоями” между тогучинской (верхний живет) и вассинской (нижний фран) свитами. Ранее Р. Ф. Колпаковой и др. [1962] они описывались в составе стрельнинской свиты нижефранского возраста. В районе с. Вассино эти отложения были выделены П. С. Лазуткиным [1936; Лазуткин и др., 1936] и затем М. А. Ржонсницкой [1952, 1956] под названием изылинских (нижевассинских) слоев. Позднее изылинские слои, считавшиеся франскими, были отнесены к живетскому ярусу. В Региональной стратиграфической схеме девонских отложений Кузнецкого бассейна эти слои показаны в ранге изылинской свиты [Решения..., 1982].

По левому берегу р. Изылы, в 0,5 км выше западной окраины с. Вассино, послойно изучен практически полный разрез рассмотренных отложений мощностью около 300 м [Колпакова и др., 1962]. Представлены эти образования переслаиванием зеленовато-серых известковистых песчаников, алевролитов и известняков, часто переполненных раковинами брахиопод: *Atrypa reticularis*, *Spirifer mucronatus*, *Sp. (Hysterolites) ali*, *Anathyris helmersoni*, *Athyris concentrica*, *At. rugata*, *At. trapezoidalis*. В известковистых песчаниках верхней части разреза в массовом количестве обнаружены *Lamellispirifer vassiensis*.

Вассинские слои, переведенные на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1979 г. [Решения..., 1982] в ранг свиты, объединяют нижние зеленые сланцы (стрельнинский горизонт) и ранее выделявшуюся пожарищевскую толщу. Вассинская свита занимает в геологическом разрезе промежуточное положение между изылинской (верхний живет) и шубкинской (верхний фран) свитами. Ранее в данном районе Р. Ф. Колпаковой и др. [1962] эти отложения описывались в составе пожарищевской свиты.

Послойный разрез вассинской свиты изучен по р. Изылы, в 1,7 км выше с. Вассино. Здесь, непосредственно на отложениях изылинской свиты, залегают известняки серые, песчанистые с *Cyrtospirifer achmet*, *Adolfia* (?) *fomitchevi*. Выше они сменяются частым чередованием алевролитов голубовато-серых и песчанистых известняков окремненных, с остатками брахиопод *Douvillina dutertrii*, *Atrypa uralica*, *Lamellispirifer vassiensis*, *L. ales*, *Anathyris phalaena*, *A. helmersoni*.

К вассинской свите отнесен также горизонт серых кварцевых песчаников от мелко- до грубозернистых и конгломеративных. В песчаниках встречен (р. Изылы, 500 м севернее моста через р. Проскушку) прослой буровато-желтых песчанистых известняков-ракушняков, переполненных раковинами брахиопод, представленных в основном *Anathyris phalaena*. Мощность горизонта песчаников составляет 250–300 м, а полная мощность свиты — 300–350 м. В пробах, отобранных из песчаников, в весовых количествах установлено присутствие рутила, лейкоксена, ильменита, циркона. Содержание рутила достигает 8 кг/т [Колпакова и др., 1962].

В аналогичных по возрасту отложениях (горизонт с *Anathyris phalaena*) в соседних районах встречены включения фосфатных желваков.

Вышележащая шубкинская свита верхнего девона, представленная серыми алевролитами, песчаниками и розовато-серыми известняками, ранее Р. Ф. Колпаковой и др. [1962] описывалась в составе глубокинской свиты и шубкинских слоев. В качестве шубкинской свиты эти породы выделены на Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Новосибирске в 1979 г. [Решения..., 1982].

В Вассинском районе к нижней части геологического разреза шубкинской свиты относятся серые известняки, залегающие на кварцевых песчаниках вассинской свиты (р. Изылы, 1,5 км севернее пос. Кудрявцевского). Известняки содержат остатки брахиопод *Cyrtospirifer cf. ussofi*, *C. cf. conoideus*, *C. ex gr. verneuili* и др. Мощность свиты составляет около 600 м.

К этой же свите относятся известковистые песчаники и песчанистые известняки, обнажающиеся в ядре брахиантклинальной структуры в районе горы "Голый мыс". Л. А. Рагозин в 1943 г. установил здесь следующие горизонты, относящиеся к верхнему франу: атриповый, глубокинский, монстровый, коралловый. Атриповый и глубокинский горизонты сложены известковистыми песчаниками с *Atrypa tubaecostata*, *A. rectangularis*, *Cyrtospirifer conoideus*, *Athyris concentrica*, *Cyrtina heteroclyta*. Монстровый горизонт состоит из песчанистого известняка с *Cyrtospirifer khalfini*, *Productella subaculeata*, *Anathyris ussovi*. Приведенная фауна свидетельствует о позднефранском возрасте вмещающих отложений. Коралловый горизонт представлен коралловыми известняками этого же возраста. Стратиграфически выше на нем залегает брахиоподовый горизонт раннефаменского возраста (курундусская свита).

Курундусская свита сложена зеленовато-серыми алевролитами, песчаниками, глинистыми сланцами и серыми органогенными известняками, описывавшимися ранее в составе косоутесовской свиты [Колпакова и др., 1962].

В Вассинском районе курундусская свита (курундусские слои, по П. С. Лазуткину и др. [1936] и М. А. Ржонсницкой [1952]) прослежена по правому склону долины р. Курундус в полосе северо-восточного простираения на протяжении 5 км. Здесь из известняков этой свиты определены: *Plicatifera meistori*, *Productella rarispina*, *Pr. subaculeata*, *Pr. ex gr. praelongus*, *Cyrtospirifer cf. archiaci*, *C. ex gr. verneuili*, *Athyris angelica*, *Ath. bageti*.

В районе горы Голый мыс (высота с отметкой 252,7 м) в брахиоподовых известняках, залегающих на коралловых известняках шубкинской свиты, обнаружены брахиоподы: *Cyrtospirifer cf. verneuili*, *C. cf. tschernyschewi*, *C. ex gr. archiaci*, *Productella subaculeata*, *Plicatifera praelongus incostata*. Приведенные комплексы брахиопод, по заключению Л. Н. Краевской и Р. Т. Грациановой, типичны для нижнего фамена верхнего девона и аналогичны фауне из известняков Косого Утеса. Мощность отложений курундусской свиты составляет не менее 200 м. По р. Мал. Изылы (0,5 км ниже устья р. Семеновки) обнаружены остатки верхнедевонских рыб.

Вышележащие отложения укропской свиты, широко распространенные в Горловском угленосном бассейне, здесь, в Инском заливе Кузбасса, встречаются

очень редко. Они наблюдались по р. Ангош, у бывшей мельницы в с. Каднихе, где они представлены темно-серыми битуминозными известняками с обильной, но плохо сохранившейся фауной кораллов.

В. Г. Свиридовым к укрупской свите отнесены и породы, вскрытые поисково-структурной скв. 275, пробуренной в 7,5 км севернее с. Голомыскино в интервале 1282,4–966,5 м. Они представлены в интервале 966,5–1202 м зеленовато-серыми конгломератами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами и вишневыми аргиллитами; в интервале 1202–1248,6 — органогенными известняками с маломощными прослоями глинисто-кремнистых алевролитов; в интервале 1248,6–1264,7 м — андезитовыми зеленовато-серыми порфиритами. В известняках содержатся многочисленные фаунистические остатки, из которых Р. Т. Грациановой определены брахиоподы *Plicatifera cf. praelonga*, *Cyrtospirifer tschernyschewi*, которые соответствуют позднему девону, предположительно фамену [Лапа и др., 1989]. А. М. Лапой эти образования отнесены к подонинской свите. По мнению В. Г. Свиридова, скв. 275 под образованиями юры вскрыта верхняя часть разреза верхнедевонской вулканогенно-осадочной укрупской свиты (фран—нижний фамен), а не подонинская свита.

Подонинская свита фаменского возраста широко распространена по окраинам Инского залива Кузбасса и в Горловском угленосном бассейне. Представлена она лагунными или мелководными морскими красноцветными, реже зеленоцветными глинистыми сланцами, алевролитами, косослоистыми песчаниками, конгломератами, редко известняками. В буровато-желтых известковистых кварцевых песчаниках, условно отнесенных к подонинской свите (в районе высоты с отметкой 256,4 м, севернее пос. Узкий Клин), встречены прослои, переполненные фауной двустворок (ракушняк), представленных видом *Schizodus cf. chemungensis*, известным в верхах верхнего девона Америки.

В районе бывшего с. Верх. Изылы по р. Мал. Изылы в отложениях подонинской (ранее рассолкинской) свиты обнаружены остатки брахиопод *Cyrtospirifer jurgensis*, *C. verneuili*, *Plicatifera praelonga*, *Athyris concentrica*. Мощность подонинской свиты изменяется от 600 м (северная окраина Инского залива) до 300 м (южная окраина этого района). Они согласно залегают на образованиях курундусской свиты и подстилают известняки абышевской свиты.

В Инском заливе Кузбасса отложения абышевской свиты широко распространены как в Завьяловском угленосном районе, так и в Присалаирской части залива по всей его окраине. В основании свиты установлены темно-серые мелко- и среднекристаллические известняки, иногда фарфоровидные, залегающие на красноцветных отложениях подонинской свиты. Из этих известняков Л. А. Рагозин [1939] приводит следующий список обнаруженных им остатков брахиопод (северо-восточная окраина кладбища в с. Абышево): *Rhynchonella davidsoni*, *Spirifer* ex gr. *verneuili*, *S. julii*, *S. ussiensis*, *Athyris* sp., *Syringothyris* sp., *Dielasma* sp., *Retzia* sp., *Pustula* aff. *altaica*. В. Д. Фомичевым здесь же определены *Camarotoechia* sp., *Spirifer* cf. *archiaci*, *S. tornacensis*. Мощность этих из-

вестняков 40 м. Выше залегают кварцитовидные песчаники мощностью 106 м. Полная мощность абышевской свиты в этой части района составляет 150 м.

Аналогичные отложения установлены у западной окраины с. Вассино (известняки с *Spirifer tornacensis*, *S. marionensis*, *Productus* sp.) и в Присалаирской части Кузбасса.

**Каменноугольная система.** В основании этой системы залегает тайдонская свита, относящаяся вместе с вышележащей фоминской свитой к турнейскому ярусу.

Отложения тайдонской свиты распространены весьма ограниченно в Инском заливе Кузбасса по сравнению с вышележащей фоминской.

Серые известняки тайдонской свиты мощностью около 100 м наблюдаются восточнее с. Завьялово на высоте с отметкой 281 м (Изылинская пирамида) и на ее склонах. Л. А. Рагозин обнаружил в этих известняках *Chonetes hardrensis*, *Ch. illinoisensis* и *Rhynchonella*. Л. Н. Краевская из известняков в районе этой высоты (юго-западный склон) определила брахиоподы *Spirifer tornacensis*, *Productus fernglenensis*, *Reticularia cooperensis* и трилобит *Phillipsia kassini*.

К верхней части разреза отложений турнейского яруса (фоминская свита) относятся широко распространенные в Инском заливе Кузбасса темно-серые битуминозные известняки. В Завьяловском районе они наблюдаются в редких естественных обнажениях по рекам Койбыш и Мал. Изылы. В них обнаружена довольно богатая фауна, представленная фоминскими видами: *Pustula altaica*, *Productus* cf. *taidonensis*, *Schuchertella reticulata*, *Spirifer* ex gr. *tornacensis*, *S. grandis*, *Dictyoclostus deruptus* [Колпакова и др., 1962].

Аналогичные отложения встречены и в Присалаирской части Инского залива. К востоку от с. Рассолкино (3,7 км) по р. Изылы в темно-серых известняках обнаружены остатки брахиопод, из которых Р. Н. Бенедиктова определила *Schuchertella magna*, *Rhipidomella michelini*, *Leptaenella analogi*, *Dictyoclostus burlingtonensis*, *Pustula altaica*, *Fusella pesassica*, *Neospirifer attenuatus*. По составу фауны эти известняки соответствуют фоминской зоне турнейского яруса. Наряду с типичными турнейскими формами здесь присутствуют формы, переходные от турнейских к визейским. Мощность отложений фоминской свиты составляет около 300 м.

Отложения визейского яруса распространены ограниченно и представлены подъяковской и верхотомской свитами. Встречены они севернее и восточнее Завьяловского угленосного района по р. Мал. Изылы и сложены буровато-желтыми, желтыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, нередко окремненными, в переслаивании с алевролитами и мергелями. Мощность этих отложений в Абышевском районе составляет 300 м.

Аналогичные песчаники, в значительной степени окремненные, наблюдаются и в Присалаирской части Инского залива. Встречающиеся остатки фауны плохой сохранности Р. Н. Бенедиктовой определены (р. Чем, в 1,2 км выше моста в с. Дергаусово) как представители родов *Dictyoclostus*, *Syringothyris*, *Pseudo-*

*syrinx*. Указанный род *Dictyoclostus* напоминает визейские виды — *D. robustus* или *D. deruptus*. В 100 м южнее, из окремненных известняков В. А. Ивания определила *Caninia ussovi*, *Zaphrentis konincki* и *Zaphrentis* sp., свидетельствующие о визейском возрасте вмещающих пород.

Стратиграфическое положение визейских отложений определяется их нормальным залеганием на известняках фоминской свиты (турнейский ярус). В Присалаирской части Кузбасса они перекрыты образованиями острогской подсерии (серпуховский и башкирский ярусы). Довольно надежно они могут сопоставляться с подъяковской и верхотомской свитами Кузбасса.

Вышележащая острогская подсерия распространена весьма ограниченно в Инском заливе. В разрозненных единичных обнажениях она встречена по рекам Ангош, Чем, Агафониha, где ее можно рассматривать как непосредственное продолжение аналогичных образований, выделенных в Горловском угленосном бассейне [Васютинская и др., 1959]. Сложена подсерия песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Мощность около 200 м.

В 1895 г. в районе с. Завьялово А. А. Иностранцевым были впервые обнаружены угленосные отложения. Затем на протяжении ряда лет они являлись предметом детальных исследований, позволивших подобные образования Васинско-Завьяловского района отнести к балахонской серии нижнего карбона — нижней перми. Г. П. Радченко в 1946 г. [Геология..., 1969] на основании обобщения материалов предыдущих исследователей и своих заключений по флоре в геологическом разрезе угленосных отложений Завьяловского района выделил (снизу вверх): мазуровскую, алыкаевскую, промежуточную и ишановскую свиты.

Разрез мазуровской свиты, относящийся к московскому ярусу, наблюдается по р. Мал. Изылы. Нижняя граница проводится по кровле известняка фоминской свиты, а верхняя — по подошве пачки песчаников, залегающих в основании алыкаевской свиты. Представлены эти отложения песчаниками и углистыми аргиллитами. В составе свиты установлено девять пластов угля, из которых рабочими являются только два средней мощностью 0,9–1,0 м. В этой свите обнаружены остатки хвощей *Annularia nasassensis*, *Phylotheca tomensis*; птеридоспермы *Neuropteris izylensis* и *N. tomiensis* и др. [Фомичев, 1935]. Мощность отложений мазуровской свиты 105 м.

Алыкаевская свита, соответствующая касимовскому и гжельскому ярусам ОСШ, сложена полимиктовыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами с прослоями каменного угля, согласно залегающими на отложениях мазуровской свиты. Из семи установленных в ней угольных пластов рабочими являются только три суммарной мощностью 2,5 м. По данным геологоразведочных работ мощность отложений алыкаевской свиты составляет 300 м. Для этой свиты Завьяловского района Г. П. Радченко выделил [Геология..., 1969] следующие характерные формы растительных отпечатков: папоротники — *Sphenopteris curina*, *Sph. izylensis*; хвощи — *Annularia asteriscus*; птеридоспермы — *Cond-*

*wanidium sibiricum*; корданыты — *Noeggerathiopsis tomiensis*; семена — *Cordai-carpus tomiensis* и др.

В Присалаирской части Кузбасса нижебалахонская подсерия вскрыта скважиной в 2 км западнее с. Рассолкино. Здесь она представлена темно-серыми аргиллитами и алевролитами с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников. В аргиллитах обнаружены филлоподы, из которых Н. И. Новожиловым определены следующие формы: *Sphaerestheria freystei*, *Sph. molesta*, *Pseudestheria hredleica*, известные в верхнем карбоне Кузбасса [Колпакова и др., 1962].

**Пермская система** представлена верхнебалахонской подсерией, выходы которой наблюдаются в естественных обнажениях по р. Мал. Изылы в районе пос. Новоизылинский, по р. Курундус (у с. Правый Курундус и близ с. Вассино).

В составе подсерии в данном районе установлены две свиты — промежуточная и ишановская. Н. В. Козлов в 1953 г. проводил границу между этими свитами по подошве горизонта с фауной — *Anthraconauta gigantea*, которую Л. Л. Халфин относил к верхам балахонской серии. Более четко верхнебалахонская подсерия разделялась А. В. Козловым на две пачки: верхнюю группу пластов и надуткинскую пачку пород.

Верхняя группа пластов (148 м) представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами каменного угля. Установлено девять пластов угля. Три из них суммарной мощностью 4,9 м являются рабочими.

Надуткинская пачка пород (около 350 м) сложена чередованием глинистых пород с довольно мощными прослоями алевролитов и песчаников. Пластов угля в составе пачки не установлено. Этой пачкой заканчивается геологический разрез верхнебалахонской подсерии в Завьяловском районе.

Верхнюю группу пластов и значительную часть надуткинской пачки пород до горизонта с *Anthraconauta gigantea* общей мощностью 275 м Н. В. Козлов относит к промежуточной свите. Вышележащая толща мощностью примерно 200 м отнесена к ишановской свите.

Возраст отложений верхнебалахонской подсерии раннепермский. Г. П. Радченко [Геология..., 1969] в составе промежуточной свиты в Завьяловском районе выделил следующие характерные формы: *Annularia planifolia*, *Noeggerathiopsis derzawinii*, *N. polenovii*, *N. latifolia*, *Zamiopteris turgaensis*, *Angarocarpus ridicalus*, *Samaropsis srorii*, *Koretrophyllites medioformis* и др. Более молодые отложения палеозоя в районе не известны.

## 1.2. Палеозой Западно-Сибирской плиты

До начала планомерного нефтегазопромышленного бурения Западно-Сибирской плиты, которое развернулось вскоре после Великой Отечественной войны, в 50-е и особенно в 60–70-е годы, представления о глубинном строении этой территории основывались на экстраполяциях структурно-тектонических данных по смежным районам. О состоянии изученности ЗСП на довоенный период

можно судить по обзорному докладу В. П. Нехорошева на VII Общем собрании научного персонала Отдела Геологической карты Института Геолкарты 7 мая 1931 г. в Ленинграде, изданному в том же году Главным геологоразведочным управлением Совнаркома СССР. В. П. Нехорошев, активно работавший в те годы в области палеонтологии, стратиграфии, тектоники Западной Сибири и ставший впоследствии одним из выдающихся знатоков геологии Алтае-Саянской складчатой области, в этом докладе, озаглавленном “Геология Западной Сибири по новейшим данным”, отмечал: “Большая часть Западной Сибири покрыта горизонтальными третичными и четвертичными отложениями и о более древнем строении этой части мы, к сожалению, почти никакого представления не имеем. Если подойти с точки зрения уральской тектоники, то можно думать, что на западе Сибири имеется платформа более или менее сходная с платформой восточной, Заенисейской, и можно полагать, что Уральский хребет представляет собой геосинклинальный прогиб между двумя платформами — Сибирской и Русской, но конкретных данных в этом направлении у нас не имеется. Те данные, которые мы имеем в южной части Западной Сибири, отчасти даже противоречат этому, именно — все складчатые палеозойские отложения горных областей Западной Сибири без всякого изменения по окраинам гор скрываются под горизонтальными третичными и четвертичными отложениями. Поэтому, если платформа имеется, то она имеется лишь в северной части Западной Сибири, может быть, несколько южнее вдаваясь в Приуральскую часть. Такова самая общая схема и общая конструкция Западной Сибири” [1931, с. 4–5].

Эта цитата хорошо иллюстрирует не только общий уровень геологической изученности Западно-Сибирской равнины на тот период, но и методологию геологических реконструкций платформенных областей, глубинное строение которых при отсутствии прямых данных могло опираться только на структурно-тектонический анализ. В современной геологической терминологии он, вероятно, более точно отвечает понятию “структурно-формационный анализ”. Одним из основоположников этого метода является, как известно, А. П. Карпинский, который широко использовал его при стратиграфических и палеогеографических реконструкциях Русской платформы. Э. Зюсс в свое время применил этот же метод при обобщении геологических данных по всем континентам в своем знаменитом “Лице Земли”.

В дальнейшем с развитием бурения и повышением требований к детальности стратиграфических корреляций для большинства территорий этот метод утратил свое первоначальное базовое значение. Однако для палеозойского этажа ЗСП, в отличие от всех других платформенных областей Земли, целиком перекрытого более молодыми отложениями и все еще весьма неравномерно изученного прямыми (бурением) и дистанционными (геофизическими) методами, структурно-формационный анализ сохраняет по-прежнему свою актуальность. Это направление развивается В. С. Бочкаревым и школой академика В. С. Суркова.

Начавшиеся в связи с поисками нефти и газа буровые работы по всей территории ЗСП вскрывали прежде всего мезозойские отложения, особенно срав-

нительно неглубоко залегающие меловые образования, оказавшиеся высокопродуктивными. На первых порах очень немногие скважины вскрывали доюрские отложения, поэтому на этом этапе (50–60-е годы) ключевую роль в расшифровке геологического строения палеозойского этажа по-прежнему играли структурно-тектонические экстраполяции, но в отличие от предыдущего этапа широко стал использоваться принцип унаследованного развития структур, выявленных в мезозойско-кайнозойском чехле, хотя в дальнейшем, по мере накопления новых данных, пришлось вносить существенные поправки в первоначальные построения.

В обобщающей книге “Геология СССР”. Т. XLIV [1964], в которой отражены накопленные к тому времени данные по бурению, указано более 500 скважин, достигших доюрских образований осадочного, магматического, вулканогенного и метаморфического состава. По 28 скважинам были получены палеонтологические определения и изотопно-радиологические датировки. К началу 70-х годов количество скважин, в которых были вскрыты палеонтологически доказанные палеозойские отложения, увеличилось почти вдвое, но расположены они были по-прежнему в основном по окраинам ЗСП и лишь единичные из них были приурочены к широтному Приобью и Обь-Иртышскому междуречью.

Первая монографическая работа по стратиграфии палеозоя ЗСП была опубликована в 1975 г. [Богущ и др., 1975]. В ней учтены все палеонтологические данные, особенно по фораминиферам, изученным О. И. Богущ и О. В. Юфревым. Кроме того, использованы результаты определения разных групп макрофауны: мшанок — В. П. Нехорошевым и К. Н. Волковой, строматопорат — В. Г. Хромых, радиоларий — Р. Х. Липман, спор и пыльцы — Е. М. Андреевой, В. С. Малявкиной и др., брахиопод — Р. Н. Бенедиктовой, Р. Т. Грациановой, В. Е. Горянским, трилобитов — Н. Е. Чернышовой, двустворок — Ю. С. Паниным. В этой работе дана первая стратиграфическая схема девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений, выраженная в подразделениях ОСШ (в основном, в ранге ярусов). Эти результаты вошли и в крупную обобщающую монографию по проблеме нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности, изданную под редакцией академика А. А. Трофимука и профессора В. С. Вышемирского [Проблемы..., 1976].

В дальнейшем принципиально важные данные по геологическому строению палеозойского этажа были получены при поисковом бурении на юго-востоке Западно-Сибирской плиты (главным образом, на территориях Томской и Новосибирской областей). На этом этапе, начиная с 1976 г., палеонтолого-стратиграфическое изучение палеозойских отложений проводилось комплексно с участием практически всех специалистов по палеонтологии и стратиграфии палеозоя из разных учреждений Сибири: “Новосибирскгеологии”, “Томскнефтегеологии”, Института геологии и геофизики СО РАН (ныне ОИГГМ), СНИИГГиМСа, Томского университета: Л. М. Аксеновой, В. Ф. Асташкиной, Л. С. Базаровой, Н. К. Бахаревым, О. И. Богущ, В. Н., Е. В. и Ю. А. Дубатовыми, Р. Т. Грациановой, Е. А. Елкиным, В. М. Задорожным, Н. П. Запи-

валовым, Н. М. Заславской, Г. Д. Исаевым, Т. А. Казьминой, А. В. Каныгиным, В. И. Красновым, Н. П. Кульковым, Т. В. Лопушинской, В. А. Лучининой, С. Н. Макаренко, Н. М. Мерецкой, Н. В. Мироновой, Т. А. Москаленко, И. П. Мухиной, А. М. Обут, Л. Г. Перегоедовым, Е. Н. Поленовой, С. А. Родыгиным, Н. И. Савиной, В. И. Саевым, С. А. и М. В. Степановыми, З. Я. Сердюк, В. Г. Хромых, С. К. Черепниной, Л. И. Шешеговой, О. В. Юферевым, А. М. Ярошинской и др. Результаты этих исследований позволили разработать значительно более детальную схему стратиграфии палеозоя юго-восточной части плиты, которая послужила в дальнейшем основой для создания региональной стратиграфической схемы палеозоя для всей территории ЗСП [Краснов и др., 1984, 1993; Биостратиграфия..., 1985].

Итоги палеонтолого-стратиграфического изучения палеозойских образований Западно-Сибирской плиты подведены в ноябре 1998 г. на специальном Межведомственном стратиграфическом совещании, проведенном под эгидой СибРМСК и МСК России с целью рассмотрения и принятия официального варианта региональной стратиграфической схемы всей территории ЗСП. Проект этой схемы был подготовлен в СНИИГГиМСе под руководством В. И. Краснова при активном участии большой группы палеонтологов из ОИГГМ СО РАН, СНИИГГиМСа, Томского университета, одного из ведущих специалистов по стратиграфии, тектонике и региональной геологии ЗСП В. С. Бочкарева, а также палеонтологов и геологов из “Новосибирскгеологии”, “Томскнефтегеологии”. Далее приводится характеристика палеозойских отложений ЗСП (в основном, для территории Новосибирской, Омской и Томской областей) в соответствии с новой региональной стратиграфической схемой. Следует отметить несколько отличительных особенностей этой схемы, связанных со спецификой геологического строения и степенью изученности этой территории:

1) в соответствии с принятыми стратиграфической службой нашей страны (т. е. МСК) критериями эта региональная стратиграфическая схема отнесена к категории рабочей, т. е. нуждающейся в дальнейшем уточнении и детализации;

2) из-за неравномерной изученности разных систем палеозоя, особенно его нижней части, схема составлена в интегральном виде для всей эратемы, в то время как региональные стратиграфические схемы обычно составляются для отдельных систем или даже их отделов (как, например, для отделов юры и мела Западно-Сибирской плиты);

3) структурно-формационное районирование разработано по данным распространения литофациальных комплексов девона и нижнего карбона, т. е. наиболее полно изученных стратиграфических интервалов. Структурный план более древних отложений остается неизвестным из-за фрагментарности геологических сведений (рис. 2);

4) в качестве основной единицы региональной стратиграфической шкалы приняты слои с фауной (т. е. подразделения свободного пользования), а не гори-

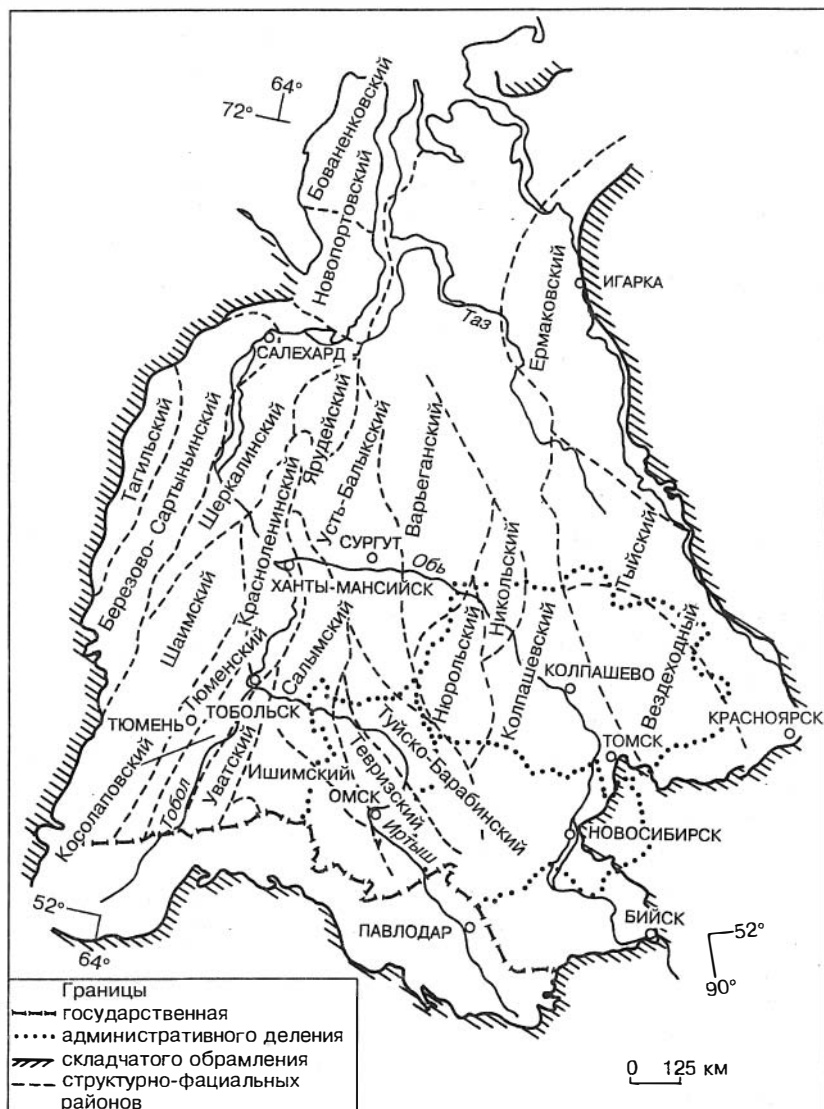


Рис. 2. Схема структурно-фациального районирования девонских и каменноугольных образований Западно-Сибирской плиты.

зонты, как это предписано “Стратиграфическим кодексом” для региональных схем, поскольку унификация этих подразделений в пределах всей территории ЗСП пока невозможна из-за ограниченности данных по отдельным районам;

5) из-за недостатка материалов по пространственно-временному оконтуриванию конкретных геологических тел, т. е. определению стратиграфических и латеральных границ стратонов, в качестве основной номенклатурной единицы в конкретных разрезах принята не свита (за редким исключением), а толща как подразделение свободного пользования (т. е. временное);

6) как известно, в последние три десятилетия по линии Международного стратиграфического комитета происходит ревизия ОСШ для всех систем фанерозоя: уточняются границы систем, деление их на отделы, ярусы и зоны. В связи с этим в литературе встречаются разные интерпретации этих подразделений, особенно для силура и девона. Мы используем трактовки стандартных подразделений ОСШ, официально принятых Межведомственным стратиграфическим комитетом России.

В настоящее время на территории Западно-Сибирской плиты бурением вскрыты палеонтологически доказанные отложения всех систем палеозоя от кембрия до перми включительно (табл. 1, см. вклейку).

### 1.2.1. Кембрийская система

Данные об образованиях кембрийского возраста весьма фрагментарны и во многих случаях их возраст определяется условно. В настоящее время известно несколько таких местонахождений.

В Тевризском районе к верхнему кембрию и нижнему ордовика условно отнесена нижняя часть калачинской толщи мощностью свыше 50 м. Она сложена глубокометаморфизованными зеленоцветными глинистыми породами, напоминающими горноалтайскую серию раннепалеозойского возраста на Горном Алтае. С большим стратиграфическим перерывом, отвечающим среднему и верхнему ордовика, всему силуру и нижнему девону, калачинская толща перекрывается ипатовской толщей среднего—верхнего девона. В Варьеганском структурно-фациальном районе примерным аналогом калачинской толщи является с а м о т л о р с к а я толща (>100 м), отнесенная условно к верхнему кембрию—нижнему ордовика (название дано по одноименной разведочной площади в Тюменской области [Краснов и др., 1993]). Типовой разрез выбран по скв. Самотлорская-39, где он представлен красноцветными конгломератами, песчаниками с линзами темно-серых до черных известняков. Нижняя и верхняя границы не установлены. Предполагается, что толща со стратиграфическим несогласием перекрывается ларинской свитой, соответствующей венлокскому ярусу нижнего силура. Сходные породы вскрыты на Полуденной разведочной площади скв. 322 в интервале 2883–2874 м, где обнаружены брахиоподы *Euritreta* sp., *Acrotretidae*, *Jivinella* sp., а также трилобиты плохой сохранности. В пределах Малохетского структурно-фациального района к кембрийской системе в целом условно отнесены серые доломитизированные известняки, доломиты, красноцветные известковистые аргиллиты с трилобитами и брахиоподами.

В пределах Вездеходного структурно-фациального района кембрийскую систему составляют верхняя часть вездеходной толщи и жигаловская толща (вездеходная толща названа по одноименной разведочной площади в Томской области [Краснов и др., 1993]). Стратотип определен по скв. Вездеходная-3 (инт. 3088–2938 м). Толща сложена белыми массивными доломитами, светло-

**Т а б л и ц а 1. Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований юго-восточной части Западно-Сибирской плиты**

| Корреляция местных стратиграфических подразделений |         |                     |                    |            |                  |                         |             |
|----------------------------------------------------|---------|---------------------|--------------------|------------|------------------|-------------------------|-------------|
| Общая стратиграфическая шкала                      |         | Тевризский          | Туйско-Барабинский | Нюрольский | Никольский       | Колпашевский            | Вездеходный |
| Система                                            | Отдел   | Ярус                |                    |            |                  |                         |             |
| Пермская                                           | Верх.   | Татарский           |                    |            | Омеличская толща | Чкаловская толща ~400 м |             |
|                                                    |         | Казанский           |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Уфимский            |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Кунгурский          |                    |            |                  |                         |             |
| Пермская                                           | Нижний  | Артинский           |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Сакмарский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Ассельский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Гжельский           |                    |            |                  |                         |             |
| Каменноугольная                                    | Верх.   | Касимовский         |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Московский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Башкирский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Серпуховский        |                    |            |                  |                         |             |
| Каменноугольная                                    | Сред.   | Визейский           |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Турнейский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Фаменский           |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Франкий             |                    |            |                  |                         |             |
| Девонская                                          | Средний | Живетский           |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Эйфельский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Верхний Эмский      |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Нижний              |                    |            |                  |                         |             |
| Девонская                                          | Нижний  | Праздский           |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Лохмовский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Пржевальский        |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Лудловский          |                    |            |                  |                         |             |
| Силурийская                                        | Верхний | Венлокский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Лландоверийский     |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Ашгиллский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Карадокский         |                    |            |                  |                         |             |
| Ордовикская                                        | Средний | Лландейловский      |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Лланвирнский        |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Аренгийский         |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Тремадокский        |                    |            |                  |                         |             |
| Ордовикская                                        | Верх.   | Батырбайский        |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Аксайский           |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Сакский             |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Аюсуканский         |                    |            |                  |                         |             |
| Кембрийская                                        | Средний | Майский             |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Амгинский           |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Тоюнский            |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Ботомский           |                    |            |                  |                         |             |
| Кембрийская                                        | Нижний  | Атабанский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Томмотский          |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Мета - и ортосланцы |                    |            |                  |                         |             |
|                                                    |         | Мета - и ортосланцы |                    |            |                  |                         |             |

Т а б л и ц а 2. Рабочая корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Салаира

| Хмелевская СФЗ                                                                                                                                                                                                                                                                                  | Бердско-Ельцовская СФЗ                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | Аламбайско-Каимская СФЗ                                                                                                                                                                                      |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $v\beta MZis$ Изылинский гипабиссальный (дайки, силлы). Долериты, долерит-диабазы, диабазы                                                                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        |                                                                                                                                                                                                              |
| $\delta yP-Tvd$ 240 млн лет Выдрихинский гранитоидный. Дайки гранита, аплита, тоналит-порфира, диоритового порфирита, спессартита. II фаза. Граниты, граносиениты биотит-амфиболовые. I фаза. Диориты, кварцевые диориты, тоналиты, монцодиориты. Петротип — Выдрихинский и Залесовский массивы | $veP-T?br$ Борсукский габбро-сиенитовый (?). Дайковая фаза. Сиениты, сиенит-порфиры. II фаза. Граносиениты. I фаза. Габбро, монцодиориты. Петротип — Борсукский массив                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | $v\delta yD_{1ul}$ 240 млн лет Улантовский диорит-тоналит-гранитовый. Дайковая фаза. Адамеллит-, тоналит-, гранит-порфиры, диоритовые и диабазовые порфириты, диабазы, спессартиты. III фаза. Граниты, гранодиориты, граносиениты биотит-роговообманковые. II фаза. Тоналиты, кварцевые диориты, монцодиориты. I фаза. Габбро, габбро-диориты офитовые. Петротип — Улантовский массив  |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | $\alpha\beta D_{1s}$ Сафоновский андезит-базальтовый. Субвулканическая фаза. Андезибазальты, базальты, диорит-диабазы. Покровная фаза. Лавы, туфы, тефроиды андезибазальтов, базальтов. Петротип — Сафоновский, Коуракский ареалы                                                                                                                                                      |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | $\beta D_{1\delta}$ Чумышский базальтовый. Дайки базальтов, диабазов. Покровная фаза. Базальты и их туфы. Петротип — по р. Чумыш, выше с. Костенково                                                                                                                                                                                                                                   |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | $vO_2bh$ Бехтемирский пироксенит-габбровый. Малые тела габбро, пироксенитов, косьвитов, магнетитовых габбро. Петротип — Верхяминский массив                                                                                                                                                                                                                                            |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | $ph\gamma\delta O_{1n}$ Новолушниковский плагиогранит-диоритовый. Дайки плагиогранит-порфиров, микроплагиогранитов. II фаза. Кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты пироксен-биотит-роговообманковые. I фаза. Диориты, диоритовые порфириты. Петротип — Новолушниковский массив                                                                                                    |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | $\tau\alpha\beta E_{3-O_{1\delta}}$ Чебурино-краснянский риолит-трахибазальтовый (верхний ритм серии). Субвулканическая фаза. Трахибазальты, трахиандезибазальты, диорит-порфириты. Покровная фаза. Риодациты, андезиты, трахиандезибазальты, базальты, редко трахиты. Петротип — Чебурино-Краснянский и Чумышский ареалы                                                              |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | $\tau\alpha\beta E_{2-3or}$ Орлиногорско-ариничевский трахиандезит-базальтовый (нижний ритм серии). Гипабиссальная фаза. Габбро-диабазы, габбро-диориты, диориты (бывший салаирский к-с). Субвулканическая фаза. Базальты, диабазы, андезиты повышенной щелочности. Покровная фаза. Базальты, андезибазальты, трахибазальты, андезиты, реже риолиты. Петротип — Урско-Салаирский ареал |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | $\beta\alpha\lambda E_{1p}$ Печеркинский базальт-андезит-риолитовый. Гипабиссальная и субвулканическая фазы. Плагиограниты, диориты, габбро-диориты, габбро. Покровная фаза. Риолиты, андезиты, базальты. Петротип — Печеркинский и Пуштулимский ареалы                                                                                                                                |                                                                                                                                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | $\sigma V-E_{1va}$ Верхнеаламбайский ультрамафитовый. Протрузии меланжированных серпентинитов аподунитовых и апогартбургитовых, редко лерцолиты, вебстериты, диопсидиты. Петротип — Верхнеаламбайский массив |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | $\beta V-E_{1al}$ Аламбайский базальтовый. Субвулканическая фаза. Обильнопорфировые базальты и диабазы с титан-авгитом. Покровная фаза. Высокотитанистые базальты. Петротип — по р. Аламбай                  |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | $PR_1?-Rap$ Ангурепский амфиболитовый. Амфиболиты, гнейсы. Петротип — Ангурепский ареал                                                                                                                      |

П р и м е ч а н и е . СФЗ – структурно-фациальная зона.

серыми строматолитами, доломитистыми аргиллитами неполной мощностью 260 м. В их составе обнаружены водоросли *Stromatactis* ex gr. *paleozoicus*, *Algotactis kabirsaensis*, *A. femis*, *Girvanella* sp., *Glebosites gentilis*, *Spongiostroma* cf. *kowzaensis*. Нижняя и верхняя границы не охарактеризованы. Нижняя часть условно отнесена к венду. Толща прослежена на Вездеходной и Ярской площадях. В последние годы группой специалистов ОИГГМ СО РАН под руководством Е. А. Елкина получены новые палеонтологические данные из скв. Вездеходная-4, которые позволили им отнести отложения вездеходной толщи к девону (франский ярус). Здесь из интервала 3535,5–3533,6 м определены комплексы фораминифер *Petchorina schezhimovensis*, *Uslonia permira*, *U.* aff. *permira*, *Caligella* aff. *borovkensis*, *C.* aff. *antropovi*, *Cribrosphaeroides* sp., *Rauserina* ? sp., *Corbiella* ? sp., *Paralagena* ? sp., *Baituganella* (определения О. И. Богуш). Учитывая противоречивый характер палеонтологических заключений и сложное геологическое строение палеозойских отложений, целесообразно в дальнейшем уделить особое внимание проблеме определения возраста вездеходной толщи.

В Вездеходном структурно-фациальном районе к кембрию отнесена жигаловская толща, названная так по притоку Жигалову в Томской области [Краснов и др., 1993]. Типовой разрез установлен по керну скв. Няргинская-1 (инт. 3015–2950 м). Толща представлена красноцветными гравелитами, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами мощностью 65 м. Нижняя граница с вездеходной толщей условная, верхняя — с няргинской толщей согласная. Толща отнесена условно к среднему—верхнему кембрию на основе изучения трилобитов, брахиопод, спор и пыльцы из фациально близких пород, вскрытых Елогуйской опорной скважиной в интервале 1803–1791 м, — *Pseudonomocarina* (?) sp., *Chondranomocare* sp., *Acanthous* sp., *Peronopsis fallax*, *Acrothella* sp., *Linnarsonia* (?) sp., *Micromitzia* sp., *Trachyoligotritetes obsolutus*, *Tr. planus*, *Tr. incrassatus*, *Lopholigotritetes* sp., *Protoligosphaeridium* sp. [Геология СССР..., 1964].

### 1.2.2. Ордовикская система

На рассматриваемой территории ЗСП установлено несколько местонахождений терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных пород, которые с разной степенью достоверности могут быть отнесены к ордовику.

В Тевризском районе к ордовикской системе в объеме нижнего и частично среднего ордовика условно отнесена верхняя часть калачинской толщи (>50 м) глубоко метаморфизованных глинистых пород, на которой с перерывом, соответствующим среднему и верхнему ордовику, силуру, нижнему девону и нижней части эйфельского яруса, залегают отложения ипатовской толщи среднего и верхнего девона.

В Нюрольском структурно-фациальном районе ордовик в объеме карадокского и ашгиллского ярусов представлен палеонтологически охарактеризованными отложениями павловской свиты (250 м), сложенной зеленоватыми, пестро-

цветными, доломитизированными, рассланцованными глинистыми известняками, известковистыми аргиллитами, песчаниками [Исаев и др., 1990]. В известняках выявлены кораллы *Lyopora* sp.; строматопораты *Labechia* sp.; мшанки *Amsassipora tenuiata*, *Rhinidictya altaica*, *Nicholsonella* sp., *Leptotrypa* sp., *Diklopora* sp., *Homotrypa* sp.; брахиоподы *Dolerortis* sp., *Rostricellula* sp.; конодонты *Belodina*, *Periodon*, *Phragmodus*, *Microsarkodina*. Взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлены. Основание толщи не вскрыто. Предположительно отложения павловской толщи вскрыты скважиной Мыльджинская-54, а также в пределах Айполовской разведочной площади. В связи с фрагментарностью разреза павловской толщи корреляция ее с другими отложениями весьма условна.

В Вездеходном структурно-фациальном районе образования ордовика отнесены к няргинской толще (~200 м), согласно залегающей на породах жигаловской толщи кембрия. Типовой разрез установлен в скв. Няргинская-1 в интервале 2950–2757 м и представлен темно-серыми сгустково-водорослевыми известняками, участками доломитизированными, и алевролитами красноватых оттенков [Краснов и др., 1993]. В известняках выявлены водоросли, относящиеся, по определению М. В. Степановой, к *Girvanella* sp., *Nuja sibirica*, *N. sibirica parva*, известные из устькутской свиты раннего ордовика Сибирской платформы [Сурков, Жеро, 1981]. Толща условно выделена в разрезах на Еланской, Чаганской, Ахтын-Турской разведочных площадях. Верхняя граница с лымбельской толщей силура условна.

### 1.2.3. Силурийская система

Силурийские отложения, как и ордовикские, вскрыты редкими скважинами. Наиболее четко они прослежены в Нюрольском структурно-фациальном районе, хотя из-за отсутствия палеонтологических данных возраст их определен условно по положению в разрезе между палеонтологически охарактеризованными образованиями павловской толщи ордовика, кыштовской и лесной свитами девона. В фациях мелководного шельфа силурийские образования сложены межовской свитой доломитизированных серовато-белых известняков и доломитов верхнего силура (~360 м) (название дано по с. Межевка Новосибирской области). Стратотип установлен по керну скв. Малоичская-22 (инт. 3862–3194 м). Здесь межовская свита состоит из белых и серых массивных доломитов и доломитизированных известняков (~760 м) с фауной *Serginella setosa*, *Parastriatopora ostaninskaensis*, *Pseudocamarotoechia nuculaeformis*. Она согласно перекрывается вышележащей кыштовской свитой. Взаимоотношения с ниже лежащими отложениями не установлены. В более глубоководных фациях к верхнему силуру условно относятся две свиты: нижняя — большеичская и верхняя — майзасская. Первая состоит из витрокластических туфов, андезитов и базальтовых порфиритов (>209 м). Нижняя граница условная, верхняя — согласная с майзасской свитой. Свита названа по р. Большая Ича, правому при-

току р. Тары в Новосибирской области [Степанов и др., 1985]. Стратотип установлен по разрезу скв. Майзасская-1 (инт. 3892–3650 м). В туфах найдены фрагменты трудноопределимых лучеперых рыб и беззачатковых брахиопод. Майзасская свита названа по р. Майзас в Новосибирской области [Там же]. Стратотип установлен по керну скв. Майзасская-1 (инт. 3650–3237 м). Свита сложена известняками серыми, пелитоморфными, детритовыми в переслаивании с мергелями и черными известковистыми аргиллитами, а также вулканогенными породами — туфами, базальтовыми и андезитовыми порфиритами с силлами диабазов. Общая мощность 360 м. В осадочных образованиях содержатся остатки фауны *Atypoidea phoca*, *Havellella* sp., *Protathyris minuta*, *Aegiria mariformis*, *Gracianella plicumbra*, *Eridotrypa callosa*, *Orthopora emaciata*, *Spathognatodus steinhornensis eosteinhornensis*, *Ozarkodina typica denkmanni*, *Trychonodella* cf. *symmetrica* и др. Свита отнесена к пржидольскому ярусу верхнего силура. Предположительно сходный комплекс видов характеризует разрез пржидола по керну скв. Сельская-1 (по определениям остракод и брахиопод). Границы с вмещающими отложениями согласные.

В Вездеходном структурно-фациальном районе нижний силур и лудловский ярус верхнего силура, вместе взятые, представляют собой отложения лымбельской толщи, составленные из темно-серых и вишнево-красных аргиллитов, мергелей и глинистых известняков (~150 м). Границы с нижележащей няргинской и вышележащей дунаевской толщами условные. Названа по речке Лымбельке, правому притоку р. Томи в Томской области [Краснов и др., 1993]. Стратотип определен по керну скв. Северо-Лымбельская (инт. 2970–2820 м). Толща прослежена в пределах Малохетской, Северо-Лымбельской и Няргинской разведочных площадей.

#### 1.2.4. Девонская система

Образования девонского возраста наиболее широко распространены в пределах ЗСП и, как было отмечено выше, именно по девонскому и раннекаменноугольному этапам дано обоснование структурно-формационного районирования палеозойских отложений. В настоящее время девонские отложения наиболее полно изучены в Нюрольском структурно-фациальном районе, поэтому он стал опорным для разработки региональных стратиграфических стандартов для всей территории ЗСП. В девонской истории развития Нюрольского палеобассейна выявлены два этапа: раннедевонский и средне-позднедевонский. Предполагается, что распределение фаций контролировалось сформировавшейся в конце раннего палеозоя блоковой структурой фундамента, и для всего девонского периода был характерен унаследованный структурный план дна бассейна, что привело к формированию преимущественно двух типов осадконакопления: карбонатных платформ и разделяющих их депрессионных зон в пределах поднятий, геоморфологически выраженных карбонатными банками. На их склонах в лохове—раннем эмсе шло накопление органогенно-детритовых осадков (кыштов-

ская, армичевская, солоновская свиты), а в позднем эмсе — органогенных, в том числе биогермных известняков (надеждинская свита = биазинская свита).

Карбонатно-терригенный (депресссионный) тип разреза начинается лесной свитой лохковского—пражского возраста, согласно залегающей на майзасской свите пржидола. Стратотип установлен в разрезе скв. Майзасская-1 (инт. 3237–2810 м) [Степанов и др., 1985]. Название дано по пос. Лесная Дача в Новосибирской области. Свита представлена тонким и грубым чередованием черных и черно-коричневых аргиллитов и известняков, изредка базальтовых порфириров покровного типа, пронизанных силлами диабазов (480 м). Нижняя граница согласная, верхняя — в стратотипе не вскрыта. Лохковско-пражский возраст свиты установлен: по конодонтам *Panderrodus unicastatus*, *Panderrodus* sp., *Belodella resima*; остракодам *Clavofabellina abunda minor*; тентакулитам *Turcestanella acuaria*, *Styliolina devoniana*. Свита прослежена в разрезе скв. Тамбаевская-3, а также на Солоновской, Останинской, Кильсинской, Южно-Тарской, Казанской разведочных площадях.

В основании разреза рифогенного типа осадконакопления в Нюрольской структурно-фациальной зоне залегает кыштовская свита, установленная в разрезе скв. Малоичская-22 (инт. 3194–2800 м) [Краснов и др., 1993]. Название дано по пос. Кыштовка Новосибирской области. Свита представлена темно-серыми, черными, кремово-серыми массивными глинистыми известняками, иногда доломитизированными, реже глобидными био-литокластическими, в основании разреза встречаются известковые песчаники. Мощность 400 м. Верхняя граница условная, нижняя с межовской толщей согласная. Свита вскрыта скважинами Малоичская-4, Западно-Останинская-443, Солоновская-44. Лохковский возраст свиты установлен по табулятам *Favosites socialis*, *Yacutipora dogdensis sibirica*; брахиоподам *Protathyris sibirica*, *Iridiostrophia johnsoni*, *Aesopomum* cf. *sibirica*; строматопоратам *Parallelostroma minimale*, *Hermatostromella parasitica*; остракодам *Rozhdestvenskajites messleriformis*, *Hollinella praecos*, *Scaphina altaica*; конодонтам *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*, *O. remscheidensis repetitor*; тентакулитам *Paranowakia intermedia*.

Вышезалегающая армичевская свита названа по р. Армич в Томской области [Краснов и др., 1988]. Стратотип установлен в разрезе скв. Южно-Табаканская-134 (инт. 3100–3053 м), парастратотип — в скв. Западно-Останинская-443 (инт. 3496–2940 м). Свита состоит из глинистых известняков и мергелей с линзами и слоями биокластических известняков (до 630 м). Найдены фораминиферы *Cribrosphaeroides apertus*; строматопораты *Syringostromella racemifera*; табуляты *Striatopora tschichatschewi*, *Adetopora ampla*; остракоды *Bairdiocypris prodiga*, *Praepilatina praepilatina sibirica*; брахиоподы *Taimyrrynx paricostatus*, *Caplinoplia embryo*, *Uncinulus gurjevskensis*; тентакулиты *Nowakia sorocula*, *Guerichina strangulata*, *Turcestanella clathrata*, *T. recta*, *T. minima*; конодонты *Pandorinellina steinhornensis miae*. Граница с нижележащей кыштовской свитой условная. Армичевская свита согласно перекрывается солоновской свитой нижнего эмса.

Солоновская свита названа по одноименной разведочной площади в Томской области. Стратотип установлен в скв. Солоновская-43 (инт. 3150–2969 м) [Краснов и др., 1993]. Свита представлена темно-серыми, темно-коричневыми биокластическими, глинистыми известняками, аргиллитами известковистыми (до 200 м). Найдены фораминиферы *Parathuramina aperturata*, *P. tuberculata*, *P. eoarguta*; строматопораты *Stellopora fistulosa*, *Stromatopora* sp., *Amphipora* sp.; табуляты *Pachyfavosites* cf. *jili*, *Thamnopora nana*; остракоды *Evlanella* (?) *minuta*, *Coeloenellina testata curta*; тентакулиты *Nowakia proninae*, *N. parva*, *Viriatellina pseudogeinitziana*; конодонты *Polygnathus dehiscens*, *P. gronbergi*, *Pandorinellina exiqua*; брахиоподы *Trigonirinchia ventricosa*, *Xenospirifer gurjevskiensis*. Свита согласно залегает на армичевской свите и перекрыта надеждинской.

Надеждинская свита названа по пос. Надеждинка на р. Малая Ича, правом притоке р. Тары в Новосибирской области [Краснов и др., 1986]. Стратотип установлен по керну скв. Малоичская-4 (инт. 3317–2978 м). Свита состоит из черных, черно-коричневых и зеленовато-серых пелитоморфных, пелитоморфно-обломочных и обломочных известняков, глинистых известняков (мощность ~220 м) с табулятами *Striatopora tschichatschevi*, *Alveolitella polenowi*, *Favosites tuimazaensis*, строматопоратами *Amphipora ramosa*, *A. pervesiculata*; остракодами *Aparchites messleriformis*, *Microcheilinella regularis*, *Baschkirina gravis*; сколекодонтами и мшанками плохой сохранности. Возраст — поздний эмс.

В бассейновом типе осадкам солоновской и надеждинской свит, вместе взятым, соответствует мирная толща, характеристика которой дана при описании северной части Колывань-Томской складчатой зоны. Она согласно залегает на лесной свите и с небольшим скрытым стратиграфическим перерывом перекрыта нижней подсвитой чузикской свиты, которая разделена на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Толща названа по р. Чузик в Томской области [Степанов и др., 1985]. Стратотип обозначен скв. Калиновая-14 (инт. 4434–3417 м). Нижняя подсвита представлена темно-серыми глинистыми известняками, переслаивающимися с мелкошламowymi и пелоидными известняками. Выявлены прослои витрокластических и псаммитовых туфов и тела долеритовых трахидолеритов. В известняках содержатся фораминиферы *Parathuramina graciosa*, *P. aperturata*, *Irregularina irregulariformis*, *Atjusella petrova*; тентакулиты *Viriatellina hollardi*, *V. assaensis*; конодонты *Ozarkodina raachi*, *Polygnathus xylus ensensis*, *Icriodus obliquimarginatus*. Верхняя подсвита представлена чередованием черных, темно-серых аргиллитов, глинистых известняков и алевролитов. В ней выявлены фораминиферы *Neoarchaesphaera polypora*; тентакулиты *Homoctenus infradomanicus*, *H. kikinensis*, *Polycylindrites fragilis*, *Regularites tenuigradatus*; конодонты *Polygnathus xylus*, *Icriodus brevis*, *I. symmetricus*. Свита условно перекрывает отложения мирной толщи, согласно перекрыта образованиями чагинской свиты.

В рифогенном типе разреза отложениям чузикской свиты условно соответствуют образования герасимовской свиты, подразделенные на три подсвиты.

Герасимовская свита установлена В. И. Красновым, Г. Д. Исаевым, В. И. Саевым [1988]. Стратотип определен по керну разреза скв. Герасимовская-9 (инт. 2978–2910 м). Нижнюю подсвиту (елей-игайские известняки) составляют массивные био-литокластические разности (110 м), описанные в скв. Елей-Игайская-2 (инт. 3750–3525 м) и Елей-Кагальская-1 (инт. 3304–3245 м), где наблюдались известняки темно-серые с линзами и прослоями глинистых известняков и аргиллитов. Для нижней части разреза скважины характерны мелкие табуляты, строматопоратово-водорослевые калиптры, а в интервале 3245,0–3230,5 м — известняки темно-серые, кремово-серые массивные, каркасные с илистым заполнителем, политаксонные водорослево-строматопоратово-коралловые биогермы и калиптры с редкими линзами (карманами) илистых калькаренитов и биокластов. Нижняя подсвита сопоставлена с эйфельским ярусом. Средняя подсвита (малоичские известняки) мощностью 410 м составляет нижнюю часть живетского яруса, верхняя — относится к верхней части живетского яруса. В герасимовской свите содержатся фораминиферы *Saltovskajina lozvica*, *Parathurammina bykovae*, *Auroria sohaerica*, *Neoarchaesphaera parvispinosa*; строматопораты *Amphipora ramosa*, *Stellopora laxeperforata*. В рифогенных фациях свита согласно перекрыта лугинецкой свитой, в бассейновых фациях на ее возрастном аналоге, в чузикской свите, согласно залегает чагинская свита, подразделенная на две подсвиты [Краснов и др., 1986]. Стратотип определен по разрезу скв. Калиновая-13 (инт. 3417–2855 м).

Нижнюю подсвиту составляют черные, черно-коричневые, темно-серые кремнистые тентакулитовые известняки и аргиллиты, содержащие в верхней части кремни и кремниевые скелеты радиолярий (мощность до 300 м). В свите найдены тентакулиты *Homoctenus krestovnikovi*, *H. acutus*, *H. nanus*, *H. tocomovenssis*, *H. samaricus*, *H. vagus*; конодонты *Polygnathus decoratus*, *Pol. xylus xylus*, *Icriodus alternatus*.

Верхнюю подсвиту представляют чередующиеся кремни, радиоляриты, кремнистые аргиллиты и известняки (~180 м). Здесь выявлены: фораминиферы *Septaglomospiranella nana*; остракоды *Entomozoe (Nehdentomis) ovalis*, *E. (N.) njurolica*; конодонты *Palmatolepis glabra*, *Pal. glabra prima*, *Pal. glabra lepta*, *Pal. minuta minuta*, *Pal. gracilis gracilis*. Эта свита согласно перекрывает чузикскую свиту. Взаимоотношения с вышележащими отложениями каменноугольной системы не изучены. Возраст нижней подсвиты условно франский, верхней — фаменский.

В рифогенном типе осадконакопления в составе лугинецкой свиты также установлено две подсвиты — нижняя и верхняя. Основное отличие литологического состава заключается в том, что нижнюю подсвиту в основном составляют темно-серые и кремовые илистые известняки и известковистые аргиллиты (145 м), а в верхней подсвите, наряду с обычными серыми и светло-серыми известняками и аргиллитами, появляются туфолавы базальтового состава (505 м). Название свиты дано по одноименной разведочной площади в Томской области. В целом в составе лугинецкой свиты содержится разнообразный

комплекс фауны: фораминиферы *Tikhinella multiformis*, *Eoudosaria evlanensis*, *Septaglomospiranella nana*, *Quasiendothyra kobeitusana*; строматопораты *Novitella tshussovensis*; остракоды *Famenella kairovensis*, *Entomozoe (Nehdentomis) ovata*, *E. (N.) njurolica*, *Orthocypris exemplaris*; тентакулиты *Nomoctenus acutus*, *N. krestovnikovi*, *N. nanus*; конодонты *Ancyrognathus triangularis*, *Polygnathus asymmetricus ovalis*, *Pol. znepolensis*, *Palmatolepis gigas*, *Pal. triangularis*, *Spathognatodus inornatus*. Лугинецкая свита согласно перекрывает герасимовскую. С вышележащей свитой предполагается незначительный перерыв. По комплексу фауны свита относится к верхнему девону.

В Колпашевском структурно-фациальном районе, соответствующем погребенной более молодыми отложениями северной части Колывань-Томской складчатой зоны, к девонским образованиям отнесены мирная толща эмского яруса и инская серия в объеме франского и фаменского ярусов. Стратотип мирной толщи определен по керну скв. Калиновая-14 (инт. 3155–3111 м). Название дано по пос. Мирный в Томской области [Краснов и др., 1993]. Толща сложена темно-серыми до черных глинистыми, глинисто-кремнистыми, тентакулитовыми известняками с прослоями известковых аргиллитов (>150 м). Найдены тентакулиты *Nowakia praecursor*, *N. zlichovensis*, *N. barrandei*, *N. prononae*, *N. parva*; остракоды *Bashkirina rossica*, *Parabairdiacypris holuschurmensis*, *Berounella spinosa*; строматопораты *Clathrocoilonabeona*; конодонты *Pandorinellina exiqua*, *Polygnathus inversus*, *Pol. serotinus*, *Pol. foliformis*. В южной части Колывань-Томской зоны эта толща предположительно залегает с перерывом на кристаллических сланцах протерозоя. Граница с вышележащей инской серией проходит здесь по перерыву, соответствующему среднему девону.

Инская серия названа по р. Ине в Новосибирской области [Сперанский, 1924]. Типовой разрез установлен по бортам р. Ини в пределах близких окрестностей г. Новосибирска. Серия представлена расчлененными глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, смятыми в разнообразные мелкие тектонические складки. Мощность серии ~560 м. В пределах юго-востока Западно-Сибирской равнины эта серия прослежена на Колпашевской, Посковской, Парбигской, Чимулякской, Пульсетской, Пайдугинской и других площадях. Наиболее полным является разрез по керну скв. Парбигская-3 (инт. 3331–2732 м), представленный чередованием черных, темно-серых глинистых, глинисто-карбонатных, хлорит-серицитовых сланцев, известняков и диабазов покровного типа. Найдены фораминиферы *Endothyra* ex gr. *recta*, *E. cf. priska*, *E. cf. kosvensis*, *Palaespiroplectamina* ? sp., *Eoglobendothyra* ex gr. *parva*, позволяющие определить возраст в диапазоне позднего девона—раннего карбона. Серия условно перекрывается глинисто-кремнистыми известняками кехорегской свиты нижнего карбона.

В Вездеходном структурно-фациальном районе в нижнем девоне установлена дунаевская толща, названная по руч. Дунаеву, правому притоку р. Елтырева в Томской области [Краснов и др., 1993]. Типовой разрез прослежен по керну скв. Няргинская-1 (инт. 2720–2667 м). Толща представлена эффузивно-

осадочными образованиями: диабазами, базальтовыми порфиритами, туфами, туффитами (мощность 468 м). Граница с нижележащей лымбельской толщей неясная. Верхняя граница не изучена. Предполагается, что на образования дунаевской толщи условно налегают осадочно-эффузивные породы касской толщи. Возраст установлен предположительно пржидольско-пражским.

Касская толща названа по одноименной разведочной площади в Томской области по предложению В. С. Бочкарева [Краснов и др., 1993]. Типовой разрез определен по керну скв. Касская-1 (инт. 2200–1665 м), представлен пестроцветными аргиллитами, песчаниками и конгломератами мощностью около 1000 м. Нижняя граница условная, в кровле предполагается перерыв. Возраст толщи установлен условно на основании регионально-геологических сопоставлений с красноцветными отложениями эмского возраста, развитыми на Сибирской платформе, в Минусинской впадине и Туве.

Вышележащая ванжильская толща названа по одноименной разведочной площади в Томской области [Там же]. Стратотип определен по керну скв. Ванжильская-1 (инт. 3100–2144 м). Толща сложена тонким чередованием темно-серых алевролитов, песчаников, серых неяснослоистых сугликов и оолитовых известняков (~960 м). Границы условные.

В Туйско-Барабинском структурно-фациальном районе установлены два типа разрезов девонских образований. Первый, западный, отличается карбонатным и терригенным составом пород с примесью известняков и туфогенных пород. В этом типе нижнедевонские отложения представлены кыштовской свитой, названной по с. Кыштовка Новосибирской области. Свита сложена белыми, светло-серыми массивными известняками, кальцилутитами, известковыми гравелитами и песчаниками (мощность >270 м). Обнаружены конодонты *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis*, подтверждающие лохковский возраст кыштовской свиты. Нижняя и верхняя границы не установлены. Вышележащие образования чагинской свиты залегают на известняках кыштовской свиты с перерывом, соответствующим пражскому, эмскому, эйфельскому, живетскому и франскому ярусам. Это черные слоистые кремнисто-глинистые породы и кремнистые аргиллиты (>50 м), иногда с радиоляриями плохой сохранности. Отнесены к чагинской свите фаменского возраста, поскольку имеют большое сходство с литологическим составом в стратотипе, а также перекрываются фаунистически охарактеризованной кехорегской свитой раннекаменноугольного возраста. Границы условные. Во втором типе разреза девонские отложения представлены куйбышевской толщей (названа по г. Куйбышеву в Новосибирской области). Стратотип установлен в разрезе скв. Барабинская-1 (инт. 2474,0–2234,5 м). Представлена переслаиванием коричневых аргиллитов, темно-серых глинистых известняков, туфов и туффитов, туфогенных песчаников, глинисто-кремнистых пород и аргиллитов (>250 м) с радиоляриями *Cenosphaera* sp., *Xiphosphaera* sp., *Doryosphaera* sp., *Xiphostulus* sp., *Triolonche* sp., *Staurostylus* sp., *Cerposphaera* sp., *Stylosphaera* sp., *Cenelipsis* sp., *Staurolonche* sp., *Staurocontium* sp.; спорами и

пыльцой *Zonotriletes acrucularis*, *Z. argutalis*, *Z. armigens*, *Z. alloplectus*, *Z. maculatus*. Толща прослежена в скв. Бочкаревская-1 (инт. 2815–1847 м), на Туйской и Рифтовой площадях. Нижняя и верхняя границы не установлены.

### 1.2.5. Каменноугольная система

На территории Западно-Сибирской плиты каменноугольные образования развиты достаточно широко, но наиболее полно представлены и сравнительно лучше изучены в ее юго-восточной части, где проведено расчленение их на литостратиграфические подразделения в ранге свит.

Нюрольский структурно-фациальный район является опорным для всей территории ЗСП. Здесь установлены разновозрастные кехорегская и табаганская свиты, а также вышележащие средневазюганская и елизаровская свиты. Ранее считалось, что кехорегская свита подстилает табаганскую. За последние годы накоплен дополнительный палеонтологический материал, позволивший уточнить расчленение и корреляцию разрезов карбона и, в частности, соотношение пространственно разобщенных кехорегской и табаганской свит [Богуш и др., 1995]. Каменноугольные образования представлены двумя крупными литофациальными комплексами, примерно соответствующими нижнему и среднему отделам системы. Отложения нижнего отдела сложены полифациальными кремнисто-глинисто-карбонатными породами. В раннем карбоне в пределах юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна, по-видимому, существовали две фациальные зоны: карбонатные банки и разделяющие их депрессионные зоны, унаследованные от девона. В пределах поднятий (карбонатных банок) накапливались известковые и кремнисто-известковые илы (табаганская свита). В прогибах формировались глинисто-известковые илы и глины (кехорегская свита). Одновозрастность кехорегской и табаганской свит доказывается результатами изучения фораминифер [Там же].

Табаганская свита в наиболее полном объеме вскрыта на Нижне-Табаганской и Герасимовской разведочных площадях (названа по р. Табага в Томской области [Краснов и др., 1988]). Стратотип установлен в скв. Нижне-Табаганская-9 (инт. 3151–3002 м). Свита подразделена на три подсвиты: нижнюю, верхнюю, среднюю. Первая подсвита в типовом районе вскрыта скв. 14 (инт. 3030–2942 м), скв. 7 Герасимовской площади (инт. 2894–2791 м) и представлена окремненными известняками со спикулами губок мощностью около 100 м. Возраст по фораминиферам и конодонтам определен как позднетурнейский—ранневизейский. О. И. Богуш из отложений скв. 14 (инт. 3222,1–3030,1 м) выявлен позднетурнейский комплекс фораминифер *Tournayella discoides*, *Endothyra* (*Medioendothyra*) *njurolensis*, *Palaeospiroplectammina guttula*, *P. mellina*. Л. М. Аксеновой определены конодонты зоны *isosticha* [Аксенова, Асташкина, 1989]. В интервале 3005,5–2942,0 м найдены фораминиферы ранневизейского возраста — *Priscella prisca*, *Endothyra koktjbensis*, *E. inflata*, *E. similis*, *E. aff. grata*,

*E. cf. eofrequentata*, *Endothyranopsis cf. compressa*, *Endostaffella cf. shamordini*, *Endotaxis brazhnikovae*, *Tetraxis* sp. (определения О. И. Богуш). Отложения нижней подсвиты выявлены на Нижне-Табаганской площади в разрезе скв. 16 (инт. 3300–3154 м) и скв. 22 (инт. 3250–3196 м).

Верхняя граница нижней подсвиты на Герасимовской площади проведена по смене кремнистых известняков кремнистыми аргиллитами средней подсвиты.

Средняя подсвита на Герасимовской площади вскрыта скв. 2 (инт. 3151–2920 м), скв. 4 (инт. 2900–2819 м), скв. 7 (инт. 2791–2742 м), скв. 10 (инт. 2995–2840 м), скв. 12 (инт. 3009–2840 м). Ее составляют темно-серые известковистые аргиллиты, переслаивающиеся с черными и темно-серыми окремненными мелко-биокластическими известняками, спонголитами (мощность ~231 м) с фораминиферами *Globoendothyra finitima*, *Gl. cf. globulus*, *Mediocris brevisculiformis*, свидетельствующими о визейском возрасте.

Наиболее полный разрез верхней подсвиты установлен в разрезе скв. 5 Герасимовской площади в интервале 3000–2870 м. Он представлен окремненными биокластическими известняками, переслаивающимися с черными глинистыми известняками (мощность ~130 м). Из фораминифер выявлены *Endothyra prisca*, *E. cf. angusta*, *Globoendothyra* ex gr. *globulus*, *Omphalotia* (?) sp., *Eostaffella* (*Plectostaffella*) cf. *varvariensisformis*, *Endotaxis brazhnikovae* (определения О. И. Богуш). Близкие по составу отложения вскрыты скв. 4 Герасимовской площади.

Кехорегская свита в наиболее полном объеме вскрыта на Северо-Калиновой и Калиновой площадях [Краснов и др., 1986]. Стратотип установлен по разрезу скв. Северо-Калиновая-27 (инт. 3510–3135 м). В типовом разрезе ее представляют темно-серые алевролиты, известковистые черные аргиллиты, биокластические известняки с мшанками, брахиоподами, фораминиферами, остракодами (мощность ~430 м). Турнейско-визейский и, возможно, раннесерпуховский возраст определен по данным изучения остракод (инт. 3177–3172 и 3148–3140 м) — *Proparaparhites sibiricus*, *Amphissites centronotiformis*, *Healdia diffusa*, *H. barzassica*, *Microcheilinella subcorbuloides*, *Baidia brevis*, *B. aff. angulatiformis*, *B. curvirostris* и др., характерных для тайдонского и фаменского горизонтов Кузнецкого бассейна и алексинского горизонта Русской платформы (определения Л. С. Бушминой); мшанок (инт. 3148–3140 м) — *Strebrotrypa nicklesi asiatica*, *Rhombopora kokpektensisformis*, *Ramiporidra sibirica*, *Rhabdomeson* sp., *Eridopora* sp., *Fenestella* sp. (определения А. М. Ярошинской); фораминифер (инт. 3248–3140 м) — *Archaeodiscus commutabilis*, *Neoarchaeodiscus cf. acouratus*, *N. parvus*, *Planospirodiscus cf. minimus* (определения О. И. Богуш).

В конце раннего карбона относительно быстро произошло опускание уровня моря, выразившееся в смене осадконакопления. Расширилась область терригенно-карбонатного и терригенного осадконакопления (средневасюганская свита) [Краснов и др., 1993]. Карбонатные породы встречаются в виде отдельных пачек и линз. Количество кластического материала вверх по разрезу умень-

шается, начинают преобладать известковые аргиллиты, глинистые известняки (елизаровская свита).

Средневасюганская свита, перекрывающая табаганскую и кехорегскую свиты, названа по р. Средний Васюган [Краснов и др., 1988]. Стратотип определен по керну скв. Средне-Васюганская-1 (инт. 2623–2463 м). Свита представлена темно-серыми до черных аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков (~200 м), с фораминиферами *Endothyra prisca*, *E. similis*, *E. (Mediendothyra) wjasmensis*, *E. cf. granularis*, *E. parasamarica*, *Omphalotis samarica*, *Globoendothyra* sp., *Endostaffella parva*, *Pseudoendothyra* sp., *Eostaffella (Eostaffella) subsphaerica*, *Endotaxis brazhnicovae*, *Palaeotextulara* sp. (определения О. И. Богуш). Состав комплекса фораминифер соответствует серпуховскому ярусу. Нижняя граница не установлена, верхняя — отмечена условно в разрезе скв. Майская-1 (парастратотип) на глубине 3340 м, где она согласно перекрыта елизаровской свитой [Саев, 1992].

Елизаровская свита названа по р. Елизаровке, правому притоку р. Васюган в Томской области [Там же]. Стратотип установлен по разрезу скв. Майская-1 (инт. 3440–3259 м). Свита сложена темно-серыми известковистыми аргиллитами, алевролитами, мергелями (~120 м). Она согласно залегает на отложениях, близких по составу средневасюганской свиты, перекрывается с размывом пермскими отложениями. Возраст установлен условно по стратиграфическому положению с перерывом.

В Колпашевском структурно-фациальном районе каменноугольные отложения представлены глинисто-кремнистыми известняками (~100 м) кехорегской свиты, которая установлена по литологическому сходству и стратиграфическому положению аналогичных пород в смежных структурно-фациальных районах. Выше них располагается толща песчано-гравелитовых образований (>200 м) условно серпуховского—московского ярусов нижнего и среднего карбона. Границы не прослежены. На песчаниках и гравелитах залегают углисто-глинистые сланцы (>50 м), нижняя часть которых условно отнесена к верхнему карбону. В кехорегской свите выявлены брахиоподы *Rugosochonetes hardnensis*, *Pustula* aff. *dengisi*, *Torynifer pseudolineatus*, *Brachythyris* cf. *suborbicularis*, *Rhabdomeson* sp., *Streblotrypa* sp.

В Вездеходном структурно-фациальном районе нижний и средний карбон условно в объеме турнейского—московского ярусов представлен батуринской толщей чередующихся серых известняков, бурых песчаников, туфов, гравелитов, конгломератов (мощность ~204 м) с чешуями рыб *Paleoniscidae*, хвощами *Caretopteris* sp. и фораминиферами *Bisphaera malevkensis*. Нижняя и верхняя границы условны. Название толщи дано по с. Батурино в Томской области [Краснов и др., 1993]. Стратотип определен по керну скв. Ванжильская-1 (инт. 2144–1945 м).

В Тевризском структурно-фациальном районе разрез каменноугольных отложений представлен тевризской толщей, названной по одноименной разведочной площади. Состоит из черных и черно-серых аргиллитов и алевролитов,

содержащих комплекс ископаемых спор и пыльцы *Striatopiniipites* sp., *Coniferalis* sp., *Cordaitima* sp., *Frorinites* sp. На основании этого комплекса возраст определен как средне-позднекаменноугольный — раннепермский. К карбону отнесена нижняя часть тевризской толщи. Нижняя и верхняя границы не установлены.

В Туйско-Барабинском структурно-фациальном районе каменноугольные отложения, как и девонские, образуют два типа разреза: существенно терригенный и туфогенно-эффузивный. Первый тип представлен кехорегской свитой, которая здесь образована серыми и черными известняками с прослоями аргиллитов, радиоляритов, светлых спонголитов и туфопесчаников (мощность >45 м). В составе известняков обнаружены фораминиферы *Archaeosphaera* sp., *Brunsia* sp., *Ammodiscus* sp., *Tournaella* (?) sp., *Mediocris breviscula* и др. Свита описана в разрезе скв. Южно-Демьянская-1 (инт. 2520–2455 м), где ее нижняя и верхняя границы не установлены. С перерывом на кехорегской свите залегает тевризская толща, описание которой приведено в Тевризском структурно-фациальном районе.

Во втором типе разреза каменноугольные отложения, вскрытые скважиной Туйская-2 (инт. 2608–2574 м), начинаются туйской толщей туфопесчаников и туфов (мощность >35 м) со спорами и пылью *Azomotriletes platirugosus*, *Leiotriletes gratus*, *Zonotriletes sublobatus*, *Z. raritulberculatus*, указывающие на турнейско-визейский возраст пород. Нижняя и верхняя границы не установлены. Завершается разрез каменноугольных отложений в Туйско-Барабинском структурно-фациальном районе кислыми и средними эффузивами, представленными светлыми кварцевыми порфирами, кератофирами, дацитовыми, фельзитовыми, липаритовыми порфирами, условно относящимися к тевризской толще карбона и перми.

Важно обратить внимание на то, что палеозойские образования в пределах Туйско-Барабинского структурно-фациального района изучены по редким глубоким скважинам в условиях крайне незначительного выноса керна. Именно поэтому остается ряд нерешенных вопросов в отношении последовательности образования и корреляции толщ как в пределах данного района, так и в пределах смежных структурно-фациальных районов.

В восточной части Нюрольского структурно-фациального района каменноугольные образования сложены одной кехорегской свитой известняков и кремнистых аргиллитов (мощность ~430 м). Нижняя и верхняя границы условны. Контакт с вышележащей восточно-никольской серией, возможно, проходит по перерыву, соответствующему всему среднему и верхнему карбону и серпуховскому ярусу нижнего карбона.

В Колпашевском структурно-фациальном районе каменноугольные отложения представлены кехорегской свитой (~100 м), а также вышележащими песчаниками и гравелитами мощностью более 200 м, условно отнесенными к этому же возрасту. Возможно, к каменноугольной системе относятся также вышележащие углисто-глинистые сланцы и эффузивы.

## I.2.6. Пермская система

Данные по отложениям пермского возраста еще более скудны по сравнению с девонскими и каменноугольными.

В Тевризском структурно-фациальном районе к нижней перми отнесена верхняя половина тевризской толщи среднекарбонového—раннепермского возраста, сложенная аргиллитами и алевролитами (мощность >100 м) и располагающаяся предположительно с перерывом на наталинской толще и кехорегской свите. В Туйско-Барабинском структурно-фациальном районе аргиллиты и алевролиты тевризской толщи замещены кварцевыми порфирами, кератофирами.

В Никольском структурно-фациальном районе пермские образования сложены переслаиванием темно-серых полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже гравелитов (мощность 400 м) восточно-никольской серии, названной по одноименной разведочной площади в Томской области [Краснов и др., 1988]. Стратотип определен по керну скв. Восточно-Никольская-1 (инт. 4500–2640 м). От нижележащей кехорегской свиты нижнего карбона эта серия отделена перерывом в осадконакоплении, соответствующим верхней части нижнего карбона — верхнему карбону.

В Нюрольском структурно-фациальном районе пермские образования — аналоги восточно-никольской серии — представлены киевской и омеличской толщами. Киевская толща установлена на Нижне-Табаганской разведочной площади, где она с угловым несогласием перекрывает карбонатные образования нижнего карбона. В скв. 16 киевская толща вскрыта в интервале 3151–2973 м и расчленена на три пачки (снизу вверх). Пачку 1 (инт. 3151–3088 м) составляют брекчированные гравелиты светло-зеленого цвета. Близкие по составу породы установлены в скв. 17 этой же площади (инт. 3000–2985 м). Спорово-пыльцевой комплекс определен Л. Л. Дрягиной: *Leiotriletes* sp., *Dictyotriletes* sp., *Brevitriletes* sp., *Turrisporites sibiricus*, *Remysporites mirabilis*, *Podocarpites alatus*, *P. divulgatus*, Pinaceae, *Striatopodocarpitus* sp., *Chomotriletes anicus*, *Disacites* sp., *Gunkgocycadophytes* sp. Комплекс близок спорово-пыльцевому комплексу кунгурско-уфимского стратиграфического интервала Кузбасса. Пачка 2 (инт. 3088–3073 м) представлена темно-серыми, почти черными мелкозернистыми песчаниками с обломками кремнистых пород, аргиллитов, переслаивающихся с гравелитами; отмечены линзы конгломератов с обломками коричневатых известняков (мощность 15 м). Пачка 3 (инт. 3073–2973 м) сложена аргиллитами темно-серыми, переслаивающимися с алевролитами и мелкозернистыми серыми и темно-серыми песчаниками. В образцах из интервала 3017,0–2983,9 м С. В. Мейенем определены отпечатки растений *Rufloria derzawini*. Этот вид характерен для нижней части верхней перми. Из интервала 2993,4–2990,0 м в темно-серых алевролитах обнаружены фрагменты листьев кордаитов рода *Cordaites*. По мнению С. К. Батяевой, они являются пермскими. Палинокомплексы изучены из интервала 3022,4–2940,0 м А. В. Скуратенко и из интервала 2993–2967 м — Л. Л. Дрягиной. Доминирует пыльца кордаитов *Cordaitina uralensa*, *C. rotata*;

многочисленна пыльца *Florinites*, *Ginkgocyadophytus*. Споры растений представлены незначительным количеством видов — *Remosporites psilopteris*, *Baskani-sporites* sp. Из интервала 2993,0–2990,1 м в серых алевролитах О. А. Бетехтиной обнаружены двусторонки *Gorloviella lata*, близкие к видам из ишановского горизонта Горловского угленосного бассейна.

Омеличскую толщу представляют переслаивающиеся аргиллиты темно-серых и черных оттенков мощностью 150 м (название дано по р. Омелич в Томской области). Стратотип установлен по керну скв. Нижне-Табаганская-11 (инт. 3247–3100 м). Толща сложена темно-серыми до черных аргиллитами, углистыми аргиллитами с отпечатками растений и спорово-пыльцевым комплексом: *Acanthotriletes*, *Spinosisporites*, *Verrucosisporites*, *Raustriackia*, *Neoraustriackia*, *Lophotriletes*, *Cordaitina rotata*. Она согласно залегает на киевской толще и перекрывается отложениями триаса и юры. Омеличская толща является возрастным аналогом чкаловской толщи в Никольском структурно-фациальном районе и отнесена к верхней перми.

В Колпашевском структурно-фациальном районе нижнепермские образования составляют верхнюю часть толщи углистых сланцев и фациально замещающих их кварцевых порфиров, фельзитовых, липаритовых и дацитовых кератофиров.

В Вездеходном структурно-фациальном районе пермские образования представлены киевской толщей черных известняков, аргиллитов, алевролитов, песчаников и мергелей с углистым детритом (мощность ~240 м). Нижняя граница не установлена. Контакт с вышележащими юрскими образованиями приходится на стратиграфический перерыв, который соответствует верхней перми—триасу.

### 1.3. Мезозой и кайнозой южной части Западно-Сибирской плиты

Изучение стратиграфии платформенного чехла ЗСП стало интенсивно развиваться при проведении глубокого опорного бурения и нефтегазопроисловых работ. Верхняя часть платформенного чехла и приповерхностные кайнозойские отложения исследовались в процессе площадных среднемасштабных съемок (Геолсъемка-200). Начиная с 1956 г., когда были приняты первые региональные унифицированные стратиграфические схемы расчленения мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты, на периодически созывающихся межведомственных региональных стратиграфических совещаниях схемы дополнялись и уточнялись по мере накопления новых фактических материалов (последние региональные схемы по мезозойским отложениям приняты МСК в 1991 г., по палеогеновым и неогеновым отложениям — в 1976 г.).

За истекшее время была уточнена ОСШ на основании изучения комплексов органических остатков для региона, в значительной мере использовано биостратиграфическое зональное расчленение морских толщ, детальное литостра-

тиграфическое расчленение нефтегазоносных серий на свиты с выделением и корреляцией продуктивных пластов. Постоянно уточняется стратиграфия сложного построенных фациально изменчивых континентальных толщ кайнозоя, по комплексам растительных остатков (семена и плоды растений) детализировано расчленение олигоцен-миоценовых отложений.

По стратиграфии и палеогеографии мезозоя опубликовано много работ. В настоящем сжатом изложении стратиграфии мезозоя и кайнозоя этой территории охарактеризованы главнейшие литостратиграфические особенности выделяемых местных подразделений — стратонов. Подробные палеонтологические данные приведены непосредственно на принятых и утвержденных МСК региональных схемах и в многочисленных специальных публикациях.

### 1.3.1. Триасовая система

Раннемезозойское триасовое время — коллизионный этап в геологической истории региона — эпоха рифтообразования и активизации вулканических процессов, непосредственно предшествующая установлению здесь в начале юрского периода платформенных условий. Таким образом, триасовые образования рассматриваются как доплатформенные, образующие в фундаменте плиты самостоятельный структурный этаж. Юрские и меловые отложения составляют основную часть платформенного чехла ЗСП.

Триасовые образования, представленные вулканическими и осадочными породами, заполняют глубокие грабен-рифтовые структуры (Колтогорский, Усть-Тымский, Чузиковский и другие прогибы), а также образуют местные покровы базальтоидных лав. Породы триаса вскрыты многими глубокими скважинами и отнесены к туринской серии. В ее составе на юге Омской области выделены омская и новоомская свиты. Триасовые вулканогенные образования вскрыты на разных площадях в Томской области.

Омская свита представлена в разрезе одноименной опорной скважины в интервале 3001–2759 м переслаивающимися разнозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с пропластками низкометаморфизованных длиннопламенных углей. В нижней части в переслаивании преобладают аргиллиты, иногда углистые, алевролиты глинистые, известковистые или сидеритизированные, песчаники редки, встречаются диабазовые порфириды.

Средняя часть свиты сложена песчаниками разнозернистыми с гравием косослоистыми, алевролитами с растительными остатками, прослоями аргиллитов серых и черных углистых с отпечатками листьев папоротников. В верхней части свиты часто переслаиваются алевролиты и разнозернистые песчаники, встречен прослой сильно измененной эффузивной породы основного состава. Мощность омской свиты более 240 м. Средне-позднетриасовый возраст установлен на основании спорово-пыльцевого анализа. Подобные терригенные породы с телами диабазовых порфиритов вскрыты и на Саргатской площади.

Мощный разрез туринской серии (1215 м) вскрыт Никольской параметрической скважиной в интервале 4523–3308 м, где снизу вверх следуют: базальтовые и диабазовые порфириты темно-серые, почти черные, миндалекаменные (мощность 48 м); аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов, известняков, диабазовых и базальтовых порфиритов (87 м); диабазовые порфириты и диабазы массивные трещиноватые (205 м); аргиллиты с прослоями песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов (305 м); чередование пачек диабазовых и базальтовых порфиритов и аргиллитов (570 м).

На разных уровнях разреза выделены спорово-пыльцевые комплексы, определены конхостраки, кокколиты, харовые водоросли. Предполагается, что триас представлен здесь всеми его ярусами — от индского до рэтского.

Новоомская свита названа по одноименной скважине, пройденной восточнее г. Омска, представлена толщей андезито-базальтовых порфиритов, базальтов, долеритов, с прослоями коричневых и серых аргиллитов, песчаников, туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов. В аргиллитах присутствует растительный детрит и формы, подобные голотуриям. Возраст свиты — ранний-средний триас. Аналогичные эффузивные и осадочные породы триаса вскрыты на ряде разведочных площадей на севере Новосибирской и западе Томской областей.

### 1.3.2. Юрская система

Самая нижняя часть платформенного чехла представлена на описываемой территории ЗСП заводоуковской серией ниже-среднеюрских континентальных отложений — многократно чередующихся слоев и пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов, обогащенных растительным детритом и включающих прослой бурого угля. Заводоуковская серия на рассматриваемой территории может быть расчленена на свиты: нижеюрские — шеркалинскую, урманскую, местами перекрытые тогурской, и среднеюрскую — тюменскую. Выше залегает серия морских свит, относящихся частично к средней (келловейский ярус) - верхней юре и самым низам меловой системы (нижеберриасский подъярус). Это васюганская, георгиевская и баженовская (марьяновская) свиты, а также их прибрежно-морские и континентальные аналоги — свиты.

Нижеюрские отложения залегают в наиболее глубоких депрессиях поверхности доюрского фундамента ЗСП в Тарско-Муромцевском, Кыштовском, Нюрольском и других прогибах и вскрыты отдельными глубокими скважинами либо выделяются по данным сейсморазведки на профилях ОГТ. Первоначально эти образования рассматривались в составе тюменской свиты, но в последующем были установлены самостоятельные нижеюрские свиты: в западных и юго-западных районах традиционно выделяется шеркалинская свита, на юге Томской области — урманская, венчают некоторые разрезы нижней юры тогурская свита.

Шеркалинская свита имеет существенно песчанистый состав: пачки песчаников разной зернистости с прослоями гравелитов и конгломератов чередуются со слоями алевролитов и аргиллитов. Гравий и галька принадлежат к осадочным и магматическим породам, в составе песков преобладают кварц и полевые шпаты. На юге Тарско-Муромцевского прогиба свита пересечена Никольской параметрической скважиной в интервале глубин 3308–3215 м (песчаники разнозернистые кварцево-граувакковые, конгломераты, аргиллиты, местами углистые, с прослоями угля) и подстилается триасовыми образованиями. Спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений свидетельствуют о их раннелейасовом (плинсбахском) возрасте. Нижнеюрские отложения вскрыты в этом же юго-западном районе скважинами: Большереченскими-2 (инт. 3114–3072 м) и 3 (инт. 3172–3126 м), а южнее — Саргатской-2 (инт. 2864–2829 м) и Омской опорной (инт. 2759–2729 м).

Урманская свита (аналог прежде выделявшейся нижнетюменской под-свиты) установлена на юго-западе Томской области в глубоких погружениях Нюрольского прогиба. В основании свиты представлены песчаники, чередующиеся с глинами (“продуктивный пласт Ю<sub>17</sub>”) мощностью 15–20 м, выше залегают аргиллиты, мощность которых достигает 60 м, в верхней части — песчаные слои (“группа пластов Ю<sub>16</sub>”), в кровле свиты — тогурские глины и аргиллиты. По спорово-пыльцевым комплексам возраст урманской свиты — от геттангского века по плинсбахский.

Тогурская свита, выделенная в Колпашево-Нарымском районе, завершает разрез нижней юры и сложена преимущественно аргиллитами черными и темно-серыми, иногда битуминозными, с прослоями песчаников и алевролитов. Свита является характерным маркирующим горизонтом и имеет мощность в среднем около 50 м. Это осадки бассейнового типа, и в них обнаружены морские фораминиферы. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на оптимальные климатические условия позднего лейаса (ранний тоар — время регионального потепления в юрском периоде). Позднелейасовые (тоарские) отложения фрагментарно представлены в скважинах Раздельной-3, Орловской-2 и других, пройденных в Кыштовском прогибе. Такие же фрагменты вскрыты скважинами севернее г. Барабинска: Прибелинской (инт. 2859–2817 м), Тенисской (инт. 2398–2386 м), Голубинской (инт. 2501–2484 м); поднятые породы — аргиллиты буровато-серые, темно-серые с прослоями алевролитов и песчаников — охарактеризованы тоарскими спорово-пыльцевым комплексами.

На юго-востоке Томской области, в Чулымо-Енисейской впадине, к нижней юре относится макаровская свита угленосной серии — пески, песчаники, алевролиты с прослоями аргиллитов и пластами бурого угля. Мощность до 160 м. Породы содержат раннеюрские спорово-пыльцевые комплексы и отпечатки растений.

На территории, сопредельной с ЗСП и относящейся уже к Алтае-Саянской складчатой области, платформенные образования мезозоя, представленные нижнеюрскими отложениями, залегают в изолированных впадинах, наибольшая

из которых — Доронинская — находится между Салаирским антиклинорием на юге и структурами Колывань-Томской складчатой зоны и Кузбасса на западе, севере и северо-востоке. Впадины поменьше расположены в юго-западной части Горловского прогиба — Карагужевская и Бобровская (их контуры установлены при групповой съемке масштаба 1:50 000).

Мощная толща нижней юры в Доронинской впадине расчленена по данным глубокого бурения на несколько циклически построенных свит, однако литофации каждой из них весьма изменчивы в разрезе и по площади.

Лебедевская свита залегает у самого основания юрской толщи, сложена песчаниками, преобладающими в разрезах, алевролитами, увенчанными аргиллитами, часто углистыми, с прослойками и пластами блестящего угля. Мощность свиты около 40 м. Возраст установлен по спорово-пыльцевым комплексам как ранний лейас (предположительно — уровень геттангского яруса).

Распадская свита — мощная, очень сложно построенная, фациально изменчивая толща, состоящая из многократно чередующихся серых песчаников разной зернистости (преобладают в южной части впадины) с прослоями пестроокрашенных конгломератов и гравелитов, с обильным углефицированным растительным детритом. Встречающиеся по всему разрезу алевролиты преобладают в верхах свиты, подчиненную роль играют аргиллиты. Пласты и пропластки угля сосредоточены в верхней части свиты. Мощность изменяется от 265 до 695 м. Возраст свиты по данным изучения спорово-пыльцевых комплексов раннеюрский — геттанг-синемюрский.

Абашевская свита по характеру пород схожа с распадской — в ее составе также часто преобладают песчаники разной зернистости с прослоями конгломератов и гравелитов, состоящих из обломков осадочных и магматических пород, цемент песчано-глинистый. Алевролиты и аргиллиты образуют слоистые пачки, обогащенные углефицированным растительным детритом, линзочками и пропластками блестящего угля (общая угленосность свиты невысока). Мощность абашевской свиты изменяется от 150 до 230 м. Изученные спорово-пыльцевые комплексы позволили отнести свиту к среднему лейасу (вероятно, ранний плинсбах).

Осиновская свита согласно сменяет абашевскую и характеризуется фациальной изменчивостью разрезов на разных участках впадины: местами в нижней части преобладают алевролиты с прослоями песчаников, в средней — песчаники разной зернистости с прослоями конгломератов, а в верхней — алевролиты и аргиллиты с прослоями и пластами угля; иногда роль песчаников становится ведущей, в других случаях резко возрастает участие алевролитов, а прослоев грубообломочных пород становится меньше. Верхняя часть осиновской свиты отличается повышенной угленосностью, пласты угля достигают мощности 7,6 м. Мощность осиновской свиты составляет от 330 до 362 м. По палинологическим данным ее возраст средне-позднелейасовый (поздний плинсбах — ранний тоар).

Терсюкская свита венчает разрез юры в северной части Доронинской впадины; в составе свиты принимают участие ритмически чередующиеся пачки разнотернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов; с последними связана высокая, но невыдержанная угленосность (встречаются пласты угля до 5 м). Мощность свиты изменяется от 93 до 270 м. Возраст свиты по палинологическим данным — ранне-среднеюрский (тоарский — ааленский). Суммарная мощность отложений юры в Доронинской впадине достигает 1500 м.

При геологическом картировании района Горловского прогиба в юго-западной части последнего установлено распространение юрских пород, приуроченное к наложенным на складчатое палеозойское основание впадинам — Карагужевской (в районе с. Карагужево), Бобровской (в бассейне р. Бобровки), и к мелким локальным мульдам. При изучении вскрытых пород удалось отнести их к распадской (пестроцветные конгломераты), абашевской (конгломераты, переходящие в гравелиты, средне- и крупнозернистые пески, алевролиты, аргиллиты углистые с растительными остатками), осиновской (пачки аргиллитов с прослоями конгломератов в нижней части, песчаников и алевролитов с обильным растительным детритом, слойками и пропластками угля) и терсюкской (пачки аргиллитов и алевролитов, с прослоями гравелитов и песчаников в нижней части и угля в верхней) свитам. Возраст отложений установлен на основании изучения выделенных спорово-пыльцевых комплексов. По Карагужевской впадине суммарная мощность юрских отложений превышает 1000 м.

Среднеюрские отложения, традиционно относимые к тюменской свите, чрезвычайно широко распространены на большей северной части территории и вскрыты сотнями глубоких скважин, поскольку многочисленные песчаные пласты этой толщи обладают хорошими коллекторскими свойствами и заслуживают внимания с точки зрения нефтегазоносности. Представляет интерес и угленосность свиты. Ее восточный аналог — итатская свита — включает продуктивные пласты угля.

Тюменская свита — это циклическое чередование пластовых пачек кварцево-полевошпатовых песчаников разной зернистости на глинистом и известковом цементе, неоднородных алевролитов и аргиллитов, часто углистых, сменяющихся пластами углей. Характерно обилие в толще обугленных растительных остатков — от послойного намыва детрита до сохранившихся остатков стебельков, корневых систем и, наконец, отпечатков листьев папоротников.

Пачки песчаников, с которых начинаются циклиты или циклотемы тюменской свиты, не образуют заметно протяженных и выдержанных по гранулометрическому составу и мощности тел, а имеют, по-видимому, линзовидную форму, отражая характер погребенных речных русел. Количество песчаных пластов колеблется от 7–8 до 14. То же происходит и с угольными пластами, часто венчающими циклиты. Таким образом проявляется фациальная изменчивость отложений.

На разных стратиграфических уровнях разрезов тюменской свиты выделены характерные датированные спорово-пыльцевые комплексы: в нижней части — ааленские, в средней — байосские, в верхней — батские. При детальном расчленении свиты учитываются особенности циклического строения и выделяются три подсвиты, каждая из которых датируется, соответственно, по выделенным спорово-пыльцевым комплексам. Наиболее полные разрезы свиты зафиксированы во впадинах, где ее мощность составляет 200–300 м. На склонах поднятий происходит последовательное выклинивание слоев нижней, средней, а иногда, и верхней подсвиты, так что некоторые высоко приподнятые положительные структуры оказываются “лысыми”, лишенными отложений свиты.

Наиболее часто тюменская свита залегает на палеозойских породах фундамента, а в глубоких впадинах — на отложениях нижней юры. На юго-восточной окраине ЗСП, на левобережье р. Оби, между г. Колыванью и с. Батурино, фундамент высоко приподнят, и залегающие на нем образования средней юры вскрываются даже картировочными скважинами колонкового бурения, будучи перекрытыми нижнемеловыми или палеогеновыми отложениями.

Итатская свита (возрастной аналог тюменской свиты) сложена переслаивающимися пачками песчаников, алевролитов, глин, аргиллитов и пластов бурых углей (главная продуктивная угленосная толща Чулымо-Енисейского бассейна). Мощность свиты от 100 до нескольких сотен метров. Отпечатки листьев, встреченные в породах, и спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о среднеюрском возрасте толщи (аален-байос-бат). Итатская свита перекрывается верхнеюрской тяжинской или, с разрывом, нижнемеловой илекской свитой.

За полем сплошного распространения тюменской свиты уже в Кулундинской части ЗСП обнаружены изолированные впадины — грабены небольших размеров, заполненные чередующимися конгломератами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами с пропластками бурого угля. Одна из таких впадин — Филипповская — находится на левобережье р. Оби в Ордынском районе. Толща, названная глушинской свитой, имеет возраст от ранней до средней юры. Мощность до 650 м.

Выше тюменской свиты выделяется ряд свит, сменяющих друг друга по латерали (васюганская, наунакская, татарская) и образующих региональный горизонт, названный васюганским.

Васюганская свита связана с начавшейся в келловейском веке обширной морской трансгрессией и сложена аргиллитами и аргиллитоподобными глинами, темно-серыми, пиритизированными (нижняя подсвита), сменяющимися сверху регрессивными слоями, переслаивающимися песчано-алевритовыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками (продуктивные на нефть пласты группы Ю<sub>1</sub>), которые образуют верхнюю подсвиту. В аргиллитах нижней подсвиты часто встречаются остатки аммонитов, двустворки, фораминиферы келловей и раннего оксфорда. Верхняя подсвита сопоставляется со среднеоксфордским

подъярусом. Мощность васюганской свиты составляет в прогибах 60–70 м и более, сокращается на поднятиях, а на отдельных высоко приподнятых локальных структурах свита выпадает из разреза. Причем мощность нижней подсвиты нарастает в прогибах к северу и северо-западу, а верхней, соответственно, убывает. На юго-восточной периферии площади распространения васюганской свиты преобладают прибрежно-морские и континентальные песчано-глинистые фации и выделяется уже наунакская свита, расположенная на севере Новосибирской области и в примыкающей части Томской.

Наунакская свита представляет собой чередование сероцветных пород — песчаников, алевролитов, аргиллитов, нередко углистых, ее мощность колеблется, достигая 150 м. В составе свиты присутствуют продуктивные на нефть песчаники (пласты группы Ю<sub>1</sub>). Область распространения наунакской свиты граничит на юге с территорией татарской свиты, а на западе — васюганской.

Татарская свита объединяет пестроцветные красно-бурые и зеленоватые плотные комковатые глины и аргиллиты с прослоями глинистых песчаников и алевролитов; породы часто известковистые. Распространена свита на юге и юго-западе территории, где залегает на тюменской свите, перекрывается марьяновской свитой и выклинивается в пределах внешнего моноклинального пояса ЗСП. Мощность по опорным скважинам Омской и Большереченской составляет около 116 м. Келловей-оксфордский возраст установлен по положению в разрезе и корреляции с васюганской свитой. На юго-востоке территории фациально близкие породы (разноцветные глины, алевролиты, песчаники) образуют тяжинскую свиту, которая залегает на итатской и имеет мощность до 240 м.

Над образованиями васюганского горизонта залегают марьяновская, георгиевская и баженковская свиты.

### 1.3.3. Верхний отдел юрской — нижняя часть меловой системы

Марьяновская свита представляет собой морскую существенно глинистую аргиллитовую толщу, трансгрессивно залегающую на подстилающей татарской свите и содержащую в основании глауконитовые песчаники барабинской пачки. В разрезе Омской опорной скважины в составе свиты выделяются нижняя зеленоцветная и верхняя темно-серая битуминозная пачки аргиллитов, которые севернее переходят в самостоятельные свиты — георгиевскую и баженковскую. Южнее Транссибирской магистрали отложения марьяновской свиты скважинами не вскрыты, но, вероятно, существует протяженная зона прибрежных фаций на Барабинско-Пихтовской и Приказахстанской моноклиналях. Мощность свиты 50–80 м. Остатки фауны, встреченные в марьяновской свите, позволяют считать ее возраст от позднего оксфорда, кимериджского и волжского веков до начала берриаса.

Одновозрастные с марьяновской свитой прибрежно-морские отложения в восточной части Томской области выделены в самостоятельную максимоярскую, а на юго-востоке Новосибирской области — в баганскую свиту.

Георгиевская свита сложена аргиллитами с прослоями алевролитов, преимущественно зелено-серого цвета, часто известковистыми; в основании залегает перешедшая из марьяновской свиты песчанистая барабинская пачка с глауконитом, раковинным детритом (двустворки, белемниты). Мощность иногда превышает 20 м, а на поднятиях сокращается до нескольких метров. Возраст определяется по комплексам кимериджских фораминифер. Георгиевская свита залегает на образованиях васюганского горизонта и перекрывается баженновской свитой.

Баженновская свита представлена черными и темно-коричневыми буроватыми битуминозными аргиллитами, часто плитчатыми, с остатками на плоскостях отдельности чешуек рыб, с раковинами двустворок и аммонитов, рострами белемнитов. Остатки фауны определяют волжский-раннеберриасский возраст свиты. Область распространения — территория к северу от городов Омска, Татарска, Барабинска, включая и Среднее Приобье. Мощность достигает 50 м, но заметно сокращается на многих поднятиях.

Максимоярская свита выделена по Тегульдетской опорной скважине у пос. Максимкин Яр на р. Кеть, сложена песчаниками, алевролитами с прослойками мергелей и глин. Мощность 89 м. В мергелях встречены раковины двустворчатых и других моллюсков, среди которых есть формы, характерные для волжского яруса. Залегает свита на тяжинской, а перекрыта меловой илекской свитой.

Баганская свита установлена по глубоким скважинам, пройденным в юго-восточной части Новосибирской области (Южно-Чулымская, Доволенская). В нижней части она представлена глинами серыми, зеленоватыми, местами пестроокрашенными, известковистыми, с прослоями тонкозернистых песчаников; отдельные прослои насыщены остатками фауны — двустворчатыми моллюсками, криноидеями, брахиоподами. Верхняя часть свиты — мелко-тонкозернистые песчаники на глинисто-карбонатном цементе, тоже с остатками двустворчатых моллюсков. Возраст толщи по фаунистическим остаткам — кимеридж-волжский, подстилают ее породы, отнесенные к татарской свите, а перекрывает киялинская свита. Мощность баганской свиты около 120 м. По местонахождениям верхнеюрских прибрежно-морских фаций на юго-востоке и востоке территории можно судить о масштабе позднеюрской трансгрессии.

### I.3.4. Меловая система

В платформенном чехле ЗСП меловые образования занимают от половины до трех четвертей его полной мощности, что составляет примерно 1500–2000 м. Они сложены морскими и континентальными нижнемеловыми отложениями, причем последние образуют мощные толщи, и морскими верхнемеловыми отложениями, состоящими из нескольких свит. В чехле восточной части территории (Обь-Енисейское междуречье) представлены континентальные толщи меловой системы.

Нижнемеловые образования продолжают серию морских отложений (юра—мел) куломзинской и тарской свит, которые сменяются выше по разрезу мощными континентальными толщами киялинской и покурской свит.

Куломзинская свита сложена преимущественно зеленовато-, голубовато- и темно-серыми аргиллитами с прослоями глинистых алевролитов и песчаников. Породы часто известковистые. В ряде северных разрезов в нижней части куломзинской свиты выделяются ачимовская пачка, или толща песчаников на известково-глинистом цементе, и подстилающая ее подачимовская пачка аргиллитов, перекрывающих баженовскую свиту и сохраняющих некоторое с ней сходство (слабая битуминозность, темно-серая окраска). Мощности этих пачек варьируют в пределах одного — нескольких десятков метров. Ачимовская пачка часто залегает на разных уровнях по отношению к подошве свиты и имеет линзовидную форму и прерывистый характер. Основная верхняя часть куломзинской свиты — голубовато- и зеленовато-серые аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов и песчаников, породы известковистые.

Свита широко распространена, за исключением самых южных площадей, где она, очевидно, выклинивается на внешнем поясе ЗСП. В Томской области она не заходит восточнее меридиана г. Колпашево. Ее мощность возрастает с юга на север от 100 до 300–400 м. Куломзинская свита в южных районах согласно залегает на марьяновской, а в северных на баженовской свитах и перекрывается тарской. Возраст на основании остатков аммонитов — позднеберриасский-ранневаланжинский. На северо-западе Томской области близким стратиграфическим и фациальным аналогом этой свиты является мегионская свита, в составе которой также преобладают аргиллиты и практический интерес представляют продуктивные нефтеносные песчаные пласты ачимовской толщи. Палеонтологическая характеристика опирается на фауну аммонитов и комплексы фораминифер.

Тарская свита представляет собой регрессивные слои верхнеюрско-нижнемеловой серии морских отложений и сложена преимущественно песками и песчаниками на известково-глинистом цементе, часто переслаивающимися с глинистыми алевролитами и глинами. Мощность свиты 75–100 м, а площадь распространения примерно совпадает с площадью, занятой куломзинской свитой. Возраст тарской свиты валанжинский (аммониты раннего валанжина, пелециподы-цирены, комплексы фораминифер), перекрыта она глинами киялинской, вартовской, ванденской свит, относящимися к континентальной нижнемеловой серии.

Киялинская свита — мощная толща глин аргиллитоподобных, комковатых, песчаных и алевроитовых с прослоями песчаников известковистых и глинистых, иногда с гравием, алевролитами. Цвета пород красные, красно-бурые, с разными оттенками и пятнами, зеленые. В нижних слоях свиты встречаются пелециподы-цирены, по всей толще — харовые водоросли и остракоды. Мощность 400–500 м. Согласно унифицированной схеме стратиграфический объем

свиты отвечает верхам валанжинского яруса, готтеривскому, барремскому ярусам и нижнеаптскому подъярису. Распространена свита в южной части ЗСП, заходя в пределы Прииртышской и центральной части Кулундинской впадин. Выклинивается на Приказахстанской и в верхней части Барабинско-Пихтовской моноклиналях. На севере Омской области по преобладанию зеленоцветных и серых пород выделяется вартовская свита. На юго-востоке Томской области распространена илекская свита.

Вартовская свита сложена зеленоцветными, реже серыми комковатыми глинами с прослоями глинистых алевролитов и песчаников на известковистом цементе; встречается растительный детрит. Мощность 400–500 м.

Ванденская свита распространена на крайнем севере Омской области, куда распространялось раннеаптское море, и верхние слои вартовской свиты фациально замещены морскими глинами алымской. Таким образом, ванденская свита имеет тот же состав пород, что и вартовская, только стратиграфический объем толщи сократился.

Алымская свита — серые и темно-серые аргиллиты с прослоями алевролитов, с редкими остатками двустворок и фораминифер, с растительным детритом (по-видимому, прибрежные морские фации). Мощность до 100 м. По положению в разрезе, остаткам фауны и спорово-пыльцевым комплексам свита сопоставляется с нижнеаптским подъярусом.

Илекская свита (возрастной и фациальный аналог киялинской свиты) широко распространена в юго-восточной части ЗСП и на южной окраине Чулымо-Енисейской впадины выходит на поверхность. Представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, глинами, мергелями, глинистыми известняками. Породы пестро окрашены: буро-красные, зеленые с цветными пятнами и оттенками. Мощность составляет более 200 м. В толще присутствуют ранне-меловые остракоды, пелециподы-цирены, а в обнажениях обнаружены остатки раннемеловых рептилий — динозавров.

Покурская свита — это, по существу, мощная серия континентальных сероцветных отложений, выделяющаяся в разрезе как самостоятельная гумидная терригенная формация. В толще чередуются пачки песков, глин и алевроитов с прослоями песчаников, иногда углей, с включениями янтаря. Мощность свиты, распространенной почти на всей территории, увеличивается с юга на север примерно от 200 до 600–700 м. Возраст согласно принятой унифицированной схеме средний-верхний апт-альб-сеноман. В северо-западной части территории покурская свита-серия разделяется на три самостоятельные свиты: викуловскую (нижняя), хантымансийскую (средняя) и уватскую (верхняя часть серии).

Виколовская свита — чередование мелкозернистых песчаников, алевроитов, алевроитовых глин, прослои бурых углей, включения янтаря. Мощность до 300 м, возраст по палинологическим данным — средний-поздний апт.

Хантымансийская свита — преимущественно глинистая толща: глины и аргиллиты (темно-серые, черные, однородные, известковистые) с прослоями

песков, песчаников и алевроитов. В породах встречаются характерные комплексы фораминифер, споры и пыльца. Мощность свиты около 300 м, возраст — альбский.

Уватская свита — алевролиты, чередующиеся с глинами, песками и песчаниками. Мощность около 300 м. Свита на основании нахождения характерных спорово-пыльцевых комплексов относится к сеноманскому ярусу.

На юге и востоке территории сероцветные песчано-глинистые породы покурской свиты сменяются их светло- и пестроокрашенными разностями леньковской и кийской свит.

Леньковская свита широко распространена в южной части ЗСП — на юге Прииртышской и в Кулундинской впадинах, в юго-восточных районах Новосибирской области. Сложена каолиновыми глинами белыми и серыми, с ярко-красными и желтыми пятнами, песками и алевроитами кварцевыми. Мощность свиты от сотни метров и более, резко сокращается в зоне выклинивания. Возраст определяется по спорово-пыльцевым комплексам от альба до турона.

Кийская свита сложена пестрыми, от белых до ярко-красных, и серыми глинами, песками разной зернистости с прослоями сидеритов, аллитов и иногда бокситов; встречаются крупные и мелкие обугленные растительные остатки. Возраст нижних слоев свиты — альбский, а верхних — сеноманский. Мощность до 80 м. Подстиляется кийская свита илекской, а перекрывается симоновской.

Верхнемеловые, частично нижнепалеоценовые отложения образуют на большей части территории морскую серию, состоящую из последовательно сменяющих друг друга вверх по разрезу кузнецовской, ипатовской, славгородской и ганькинской свит. В восточной части территории — в Томской области — распространены континентальные отложения верхнего мела — симоновская и сымская свиты.

Кузнецовская свита — серые и зеленовато-серые морские глины, трансгрессивно залегающие на подстилающих континентальных образованиях покурской свиты. Распространена свита на большей части характеризуемой площади, четко выделяется на каротажных диаграммах, как репер, по минимумам сопротивлений и имеет мощность от 20 до 40 м. Содержит туронские моллюски иноцерамы и характерный комплекс фораминифер.

Ипатовская свита объединяет мелководные и прибрежные морские песчаные литофации — пески, алевроиты, часто глауконитовые, с прослоями песчаных глин; в Колпашевском Приобье и некоторых других районах — прослой и пласты гидрогетит-лептохлоритовых железных руд. Залегаet под славгородской свитой (первоначально это ее ипатовская пачка). Мощность ипатовской свиты на юге территории колеблется от 30 до 50 м, а в центральных районах достигает 200 м и выше. Свита отвечает коньякскому и сантонскому ярусам ОСШ.

Славгородская свита, согласно сменяющая в разрезах ипатовскую, сложена глинами серыми и зеленовато-серыми, часто опоковидными, с тонкими прослойками глауконитового песка и алевроита; содержит комплексы радиоля-

рий (нижняя радиоляриевая зона) и фораминифер сантон-кампанского возраста. Мощность свиты 100–150 м, иногда более, к северу снижается до 50–75 м. На северо-западе территории выделяется соответствующая ипатовскому и славгородскому горизонтам березовская свита — глинистая толща, с опоками и опоквидными глинами в нижней части и серыми глинами в верхней, содержащая комплексы фораминифер, радиолярий и диатомовых водорослей, которые позволяют датировать свиту сантонским-кампанским веками.

Ганькинская свита венчает серию морских верхнемеловых отложений и представлена известковистыми глинами, включающими прослой и пачки мергелей, в прибрежных фациях свиты встречаются лептохлорит-гидрогетитовые руды (колпашевский горизонт). Породы свиты содержат зональные комплексы фораминифер, датированные кампанским и маастрихтским веками. В наиболее полных разрезах свиты, не подвергшейся размыву, встречены фораминиферы зоны датского яруса палеоцена. Свита распространена на большей части характеризующейся территории. Ее мощность составляет свыше 200 м во впадинах, а на остальной площади колеблется около 100 м. Полный стратиграфический объем ганькинской свиты — верхний кампан-маастрихтский-датский ярусы.

Континентальные верхнемеловые отложения образуют отдельную серию, состоящую из двух свит: симоновской и сымской.

Симоновская свита — песчаная толща, которая фациально замещает нижнюю часть морской серии верхнего мела. В мощном разрезе ритмически повторяются пачки мелкозернистых, иногда разнотернистых, гравелистых кварцево-полевошпатовых песков и алевроитов, увенчанные серыми, иногда пестроокрашенными глинами. Встречаются прослой кремнистых песчаников и горизонты неозлювия. В верховьях притоков р. Чулым породы свиты выходят на дневную поверхность и содержат обильную ископаемую флору, относящуюся к позднему мелу. По спорово-пыльцевым комплексам возраст свиты сеномантуронский. Мощность свиты на глубоко погруженных участках достигает нескольких сотен метров. Симоновская свита прекрывается сымской.

Сымская свита распространена на всем Обь-Енисейском междуречье и замещает по латерали морские отложения позднего мела (славгородскую и ганькинскую свиты), сложена светлыми каолинизированными полевошпатово-кварцевыми песками и каолиновыми глинами, содержит растительные остатки, иногда буроугольные прослойки. Мощность свиты может достигать 500 м, и в полных разрезах выделяются три подсвиты. На поверхность выходят верхние слои. Спорово-пыльцевые комплексы позволяют датировать ее подсвиты последовательно коньяк-сантонским, кампанским и маастрихтским веками.

### I.3.5. Палеогеновая система

Толща кайнозоя, представленная в чехле ЗСП образованиями палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем, составляет от одной пятой до одной

шестой части, а то и менее, всей мощности чехла, однако является главным объектом геологического картирования, чем и объясняется ее довольно дробное расчленение. Особенно это касается континентальных отложений, фации которых и стратификация весьма сложны.

К палеогену относятся серия морских отложений, состоящая из талицкой, люлинворской и тавдинской свит, с которыми связаны прибрежные и континентальные образования, и сменяющая эту серию вверх по разрезу сложно построенная серия континентальных отложений, представленная атлымской, новомихайловской (или объединяющей их — черталинской), журавской, туртасской и лагернотомской свитами.

Талицкая свита выделяется по разрезам некоторых скважин в Тарском Прииртышье, в бассейне р. Васюган и в Усть-Тымской впадине. На юге пока нет ее достоверных разрезов, что не исключает присутствия ее слоев. Свита по Тарской опорной скважине представлена в нижней ее части темно-серыми, почти черными и буро-серыми очень плотными глинами (мощность 31 м), а в верхней части — глинами темно-серыми, опоковидными и алевроитистыми, с алевроитовыми присыпками на плоскостях отдельности, с глауконитовым песчаником у подошвы (29 м). Комплексы фораминифер из низов свиты по современной шкале соответствуют, по-видимому, зеландскому, а из верхних слоев — танетскому ярусам верхнего палеоцена.

Люлинворская свита — преимущественно глинистая толща, сложенная опоками и опоковидными глинами в нижней части разрезов (нижняя подсвита), опоковидными и слабоопоковидными глинами в верхней части (верхняя подсвита). Породы свиты содержат пегниогенный и органогенный опал (остатки кремниевых скелетов радиолярий и диатомовых водорослей), встречаются прослои глауконитовых песков. Распространена свита на территории Обь-Иртышского междуречья и имеет мощность, колеблющуюся от 50–60 м на юге и востоке до 150–180 м на севере. Глины с кремнистыми остатками фауны и флоры выклиниваются в районе городов Чулым и Колпашево.

Комплексы микрофауны и микрофитопланктона по новейшим данным позволяют выделить биозоны, по которым ранее принятый возраст свиты удревняется. Нижние слои люлинворской свиты (опоки) по комплексам фораминифер, радиолярий, диатомовых водорослей, спор и пыльцы относятся к верхнему палеоцену; верхняя подсвита с широко известными комплексами радиолярий, диатомей и силикофлагеллат и обнаруженными в последнее время планктонными динофлагеллатами должна относиться к нижнему-среднему эоцену (ипрский-лютетский ярусы).

Тавдинская свита — толща зеленых глин, часто тонкоплитчатого или чешуйчатого сложения или плотных, содержащих прослои и гнезда тонких песков и алевроитов, постоянные включения землистого пирит-мельниковита и пирит-марказита, прослои глинистых сидеритов.

В ряде полных разрезов тавдинской свиты в ее средней части выделяется выдержанный песчаный горизонт “Б”, разделяющий свиту на две подсвиты —

нижнюю и верхнюю, литологически довольно сходные (зеленые глины). Однако нижняя существенно глинистая подсвета характеризуется трансгрессивным залеганием, с базальными разнотекстурными песками, часто глауконитовыми, и максимальным распространением, а верхняя подсвета отражает регрессивную фазу мелющего морского бассейна, поэтому в глинах, особенно на периферии, больше алевроитовых и песчаных прослоев, встречается мелкий и крупный растительный детрит. Мощность тавдинской свиты составляет в полных разрезах около 200 м (на нижнюю подсвету приходится до 100 м, на верхнюю — тоже около 100 м). О возрасте тавдинской свиты высказаны разные суждения — от давнего мнения о ее раннеолигоценовом возрасте до признания новых данных в пользу понижения возраста до среднего-позднего эоцена. По встречающимся бентосным фораминиферам (песчанистым и известковистым) свита датировалась поздним эоценом — ранним олигоценом или просто олигоценом. Полученные из пород свиты комплексы органотенного микрофитопланктона (диноцист) подтвердили принадлежность нижней подсветы к среднему, а верхней — к верхнему эоцену (лютетский-бартонский и приабонский ярусы). К тому же, как отмечено выше, пересмотрен, также в сторону значительного удорожания, возраст комплексов радиолярий, диатомовых водорослей и силикофлагеллат (палеоцен-ранний-средний эоцен). Итак, появились основания для отнесения тавдинской свиты к среднему-верхнему эоцену.

Восточнее площади обнаружения морских палеогеновых осадков распространены прибрежные и континентальные отложения, среди которых выделены песчаные слои нижнего эоцена, подстилающие люлинворскую свиту в районе г. Колпашево, и широко распространенные образования тавдинского горизонта, выделяемые как юрковская свита.

Юрковская свита объединяет прибрежно-морские и чаще континентальные аллювиально-озерные отложения — пески разной зернистости, алевроиты и алевроитовые глины; породы содержат намывы растительного детрита и лигнитовые прослойки. Мощность свиты 20–30 м и более. Залегая на зеленых морских глинах нижнетавдинской подсветы, юрковская свита местами содержит еще прослойки этих глин, что свидетельствует о формировании отложений одновременно с регрессией моря. Свита содержит те же спорово-пыльцевые и семенные комплексы, что и тавдинская свита, — отсюда и тот же возраст.

В районе г. Томска (бассейн Бол. Киргизки) выделяется кусковская свита — пески кварцево-полевошпатовые и кварцевые (с которыми связана Туганская россыпь ильменита), алевроиты, алевроитовые глины (суммарная мощность около 30 м). Эта свита является стратиграфическим аналогом морских отложений эоцена.

Олигоценовый отдел палеогена представлен на территории образованиями трех региональных горизонтов (и одноименных свит): атлымского, новомихайловского и журавского (туртасского). Это нижняя часть континентальной некрасовской олигоцен-миоценовой серии, сменившей на большей западной части территории морскую серию отложений палеоцена и эоцена.

Атлымская свита выделяется обычно как песчаный литостратон, залегающий в основании серии континентальных олигоценовых образований. Пески свиты полевошпатово-кварцевые, разной зернистости, включающие прослои алевроитовых глин или алевроитов и содержащие растительный детрит, обугленные обломки древесины, а иногда и прослои бурого угля. На юге Омской области аллювиальные песчаные литофации замещены озерными алевроито-глинистыми, и здесь выделяется самостоятельный стратон атлымского горизонта — исылкульская свита. Однако многие исследователи соединяют эти отложения с залегающими выше образованиями новомихайловского горизонта в одну нерасчлененную толщу — черталинскую свиту. Мощность атлымской и исылкульской свит колеблется от 10–20 до 40 м. Возраст определяется по комплексам спор и пыльцы, семян и плодов как ранний олигоцен.

Новомихайловская свита представляет собой толщу, сложенную чередующимися буровато-коричневыми алевроитовыми глинами, глинистыми алевроитами и песками, углистыми глинами и бурыми углями. В породах постоянно присутствует обугленный растительный детрит, корни растений, отпечатки листьев и хвои, древесная щепка, лигниты. Известны выходы пород новомихайловской свиты в районе г. Томска (Лагерный сад и р. Бол. Киргизка). В переслаивании перечисленных выше пород в мощных разрезах проявляется довольно четкая ритмика и цикличность. В районе г. Тары верхняя часть свиты сложена алевроитовыми песками, обогащенными ильменитом, алевроитовыми глинами и образует продуктивную циклотему, с которой связана Тарская циркон-ильменитовая россыпь. Мощность новомихайловской свиты колеблется от 30–40 до 80–100 м. Спорово-пыльцевые комплексы и комплексы семян определяют раннеолигоценовый возраст свиты (средний олигоцен прежних схем). В восточной части Томской области к новомихайловской свите отнесены преимущественно песчаные аллювиальные отложения.

Черталинская свита объединяет отложения двух горизонтов: атлымского и новомихайловского, т. е. представляет собой нерасчлененную толщу озерно-аллювиальных и болотных образований, очень неоднородную по составу: глины, алевроиты, пески, прослои и пласты бурого угля. Мощность достигает 150 м. Возраст раннеолигоценовый (по прежним схемам — ранний и средний олигоцен) — на основании характерных спорово-пыльцевых комплексов, остатков семян и плодов растений.

Отложения верхнего олигоцена — журавская и туртасская свиты — образуют горизонт, объединяющий образования эпиконтинентального пресноводного бассейна, занимавшего обширную территорию Обь-Иртышского междуречья и прилегающих районов. К этому же горизонту относятся аллювиально-озерные отложения лагернотомской свиты, распространенные на периферии восточной части ЗСП.

Журавская свита имеет преимущественно песчано-алевритовый слабоглинистый состав, преобладают тонкозернистые пески — крупные алевроиты. На крайнем юге в Приказахстанском районе присутствуют прослои оолитовых

железных руд. Характерны проявления концентраций ильменита (россыпи). Свита распространена во всей южной части территории. К северу глинистость в горизонте постепенно нарастает, и севернее долины р. Тары выделяется туртасская свита. Мощность журавской свиты 30–50 м. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуют позднеолигоценовую палинозону и позволяют коррелировать свиту и весь региональный горизонт с позднеолигоценовыми отложениями соседнего региона (Сев. Приаралье, Устюрт), содержащими морские моллюски. Спорово-пыльцевые комплексы с обилием пыльцы широколиственных растений отражают климатический оптимум олигоцена. Спорадически в породах свиты встречаются пресноводные диатомовые водоросли.

Туртасская свита сложена голубовато-зелено-серыми глинистыми алевроитами и алевроитовыми глинами с прослоями тонкозернистых алевроитовых песков и мучнистых алевроитов. Характерны тонкослоистые и ленточные текстуры, наличие в породах сидеритовых включений, иногда — стяжений вивианита, присутствие в легкой фракции глауконитоподобного минерала. Постоянно в туртасской свите встречаются диатомовые водоросли, характерные спорово-пыльцевые комплексы, изредка ископаемые семена и плоды. Мощность свиты достигает 50–60 м.

Лагернотомская свита — аллювиальные и озерные отложения, отличающиеся от типичных бассейновых осадков журавской и туртасской свит разнообразием речных и озерных фаций, присутствием обильного растительного детрита. Состав пород — пески разной зернистости, алевроиты и глины. Свита выделена в обрыве правого берега р. Томи, у Лагерного сада в г. Томске и прослежена по скважинам к западу и на север. Мощность от 15–20 до 50 м. В стратотипе и других разрезах охарактеризована комплексами спор и пыльцы, семян и плодов журавского горизонта.

### I.3.6. Неогеновая система

На территории ЗСП неогеновые отложения, во-первых, продолжают некарасовскую серию гумидных образований с наращиванием отложениями двух горизонтов: абросимовского и бещеульского, а во-вторых, образуют следующую, бурлинскую серию, уже преимущественно семиаридную, миоцен-плиоценовую, представленную таволжанским и павлодарским горизонтами. На юге территории находятся наиболее полные разрезы неогена, а примерно к северу от 56° с. ш. в разрезах представлены, главным образом, отложения нижней серии, тогда как образования верхней выклиниваются, видимо, из-за размыва.

Абросимовская свита объединяет часто угленосные озерные и болотные, реже аллювиальные отложения: глины буровато-серые алевроитовые, алевроиты глинистые, тонкозернистые пески, прослои бурого угля. Как правило, породы содержат обугленный растительный детрит, обломки древесины, остатки корней. Эти отложения в северной части территории залегают неглубоко и в долинах Иртыша, Оби и их притоков местами выходят на дневную поверхность или

размываются речными руслами. В долине небольшой речки Абросимовки у с. Екатерининского, южнее г. Тары, находится стратотип свиты — выходы бу-роугольных слоев с остатками миоценовой флоры (отпечатки листьев, семена и плоды). По изученным выходам свиты на реках Васюган и Обь выделены васюганоярские и киреевские (или вороновские) слои с миоценовой флорой. Южнее Транссибирской магистрали породы свиты залегают на глубине до 100 м. Абросимовская свита, мощность которой колеблется в пределах 30–40 м, перекрывает журавскую и туртасскую свиты верхнего олигоцена и, в свою очередь, перекрывается образованиями бещеульского горизонта или уже четвертичными породами. Возраст свиты — ранний миоцен — принят на основании датирования комплексов спор и пыльцы, семян и плодов, по которым выделено несколько флористических уровней или лон, а также по встречающейся листовой флоре. Относительно европейской шкалы неогена абросимовская свита располагается на уровне аквитанского и, частично, бурдигальского ярусов.

Бещеульский горизонт объединяет ряд близких по возрасту аллювиальных и аллювиально-озерных свит, выделенных в разных районах ЗСП: бещеульскую, каськовскую, болотнинскую, таганскую и сузунскую.

Бещеульская свита — самая верхняя часть упомянутой олигоцен-миоценовой серии, выделена в обрывах правого берега Иртыша севернее г. Омска, прослежена многочисленными скважинами на междуречьях и представлена переслаивающимися коричневато-бурыми алевритовыми глинами, глинистыми и песчанистыми алевритами, тонкозернистыми песками, часто содержащими слабо обугленный растительный детрит. На междуречьях свита выделяется по керну скважин в промежутке разреза между угленосными образованиями абросимовской и зелено-серыми глинами таволжанской свит. В связи с визуальным сходством пород некрасовской серии различить образования стратиграфических горизонтов миоцена (абросимовского и бещеульского) позволяют характерные спорово-пыльцевые и семенные комплексы, которые в бещеульской свите отражают деградацию тургайской флоры и переход к флоре нового типа — послетургайской. Согласно общей шкале, свита охватывает верхи нижнего миоцена и низы среднего. Мощность свиты от 10–15 в обнажениях до 30–40 м по скважинам.

Каськовская свита сложена преимущественно песками, и площади, занятые песчаными фациями, тяготеют к восточной и северо-восточной частям Новосибирской области. Пески тонко-мелкозернистые, кварцево-полевошпатовые, со скоплениями растительного детрита, у окраины равнины разнотернистые; мощность 20–40 м. Свита содержит характерные комплексы семян и плодов.

На юго-востоке Томской области этой свите соответствуют таганская, а на Обь-Томском междуречье — болотнинская свита разнотернистых песков с гравием и галькой, с обломками и крошкой каменного угля (20–40 м).

На юго-востоке Заобья в Сузунском районе (северная часть Бийско-Барнаульской впадины) находится близкая по возрасту сузунская свита мелко- и тонко-мелкозернистых песков мощностью около 50 м. Перечисленные свиты содержат почти однотипные комплексы спор и пыльцы, семян и плодов.

Таволжанский региональный горизонт включает в себя одноименную свиту, распространенную почти на всей южной части территории ЗСП, а также евсинскую свиту, развитую на востоке территории уже в пределах складчатого обрамления плиты.

Таволжанская свита (нижняя часть бурлинской серии) — это толща, сложенная в основном глинами тонкодисперсными и алевроито-песчаными, зеленоцветными, включающими крепкие известковистые конкреции; пачки глин часто увенчиваются почти черными прослоями гидроморфных погребенных почв. Поле распространения свиты охватывает всю южную часть территории ЗСП. В береговых обрывах правобережья Иртыша (севернее г. Омска) к таволжанской свите отнесены горские слои — частое чередование глин, содержащих крепкие карбонатные конкреции, с алевроитами и тонкозернистыми песками, в породах встречаются кротовины землероев. Эти слои залегают на бещеульской свите и перекрыты песками и пластичными глинами с известковыми стяжениями вышележащего стратиграфического горизонта. Мощность свиты достигает в наиболее полных разрезах 50–60 м.

Согласно принятым стратиграфическим схемам, таволжанская свита, содержащая обедненные спорово-пыльцевые комплексы и реже семенную флору, относится к верхней части среднего-нижней части верхнего миоцена. Остатки фауны на территории в свите не обнаружены, а спорово-пыльцевые комплексы характеризуют открытые пространства семиаридной ландшафтной зоны.

Евсинская свита — толща пестроокрашенных, “мраморовидных”, красных, зелено-серых пластичных тонкодисперсных глин, залегающих в локальных депрессиях поверхности складчатого фундамента, часто на отбеленных породах коры выветривания. Глины некарбонатные, но содержащие карбонатные конкреции, изредка гипс и барит, железо-марганцевые бобовины. Мощность колеблется от нескольких до 30–40 м. Органические остатки не обнаружены. Породы образуют протяженный горизонт, прослеживаемый вдоль южной окраины ЗСП, в котором встречаются остатки миоценовых млекопитающих. Перекрыта евсинская свита плиоцен-четвертичными бурыми глинами и суглинками кочковской свиты.

Павлодарский горизонт (в широком смысле — *sensu lato*) объединяет существенно глинистые, а иногда и песчаные отложения верхней части семиаридной бурлинской серии, т. е. откартированную при съемках павлодарскую свиту. Свита состоит из разных по окраске глин (зелено-серых, темно-серых, зеленых, красноватых, пестрообокренных), в основной массе некарбонатных, но содержащих известковые стяжения — крупные и мелкие, пластовые и конкреционные; нередко встречаются слюдястые пески и супеси, видимо, аллювиальных фаций. Выходы этих пород в береговых обрывах Иртыша относились к разным местным подразделениям: новостаничному ярусу пластичных глин — по И. Д. Черскому, черлакской и ишимской свитам — по В. А. Николаеву, нижнеильинским песчаным и новостаничным глинистым слоям павлодарской свиты — по В. А. Мартынову. Однако при геологическом картировании на террито-

рии южнее 56° с. ш. было принято одно обобщающее наименование комплекса этих пород — павлодарская свита. В северной и северо-восточной частях региона ее слои не прослежены. Мощность от 20 м в обнаженных разрезах достигает 50–60 м по скважинам. В ряде выходов свиты по правому берегу Иртыша встречаются скопления толстостенных раковин моллюсков, остракоды, из этих же слоев отмыты косточки ископаемых грызунов. В стратотипе свиты в г. Павлодаре давно обнаружено крупное захоронение костей животных, принадлежащих к гиппарионовому комплексу, датированному поздним миоценом, остатки грызунов из разрезов Омского Прииртышья отнесены к раннему плиоцену или русцинию. На этом основании комплекс пород павлодарской свиты отнесен к верхнему миоцену — нижнему плиоцену.

К верхнему плиоцену прежде были отнесены образования кочковского регионального горизонта (схемы 1976 и 1990 гг.). Однако в 1990 г. МСК принял решение о глубоком понижении неоген-четвертичной границы на геохронологический уровень 1,6 млн лет, в связи с чем по крайней мере верхняя часть горизонта должна относиться к четвертичной системе, ее новому эоплейстоценовому разделу, а в верхнем плиоцене остаются лишь нижние слои и свиты горизонта. Например, каргатская свита, относившаяся прежде к нижнекочковскому подгоризонту, чановская свита, условно коррелируемая с кулундинской свитой и подпуск-лебяжинскими слоями Кулунды и Прииртышья, сопоставляемыми с акчагыльским регионарусом верхнего плиоцена. Сама же кочковская свита должна рассматриваться как нерасчлененная верхнеплиоценовая-эоплейстоценовая толща, поскольку положение границы систем внутри нее не установлено.

Каргатская свита распространена на площади Восточной Барабы и простирается далеко на север Обь-Иртышского междуречья. Это преимущественно аллювиальные полимиктовые серые пески разной зернистости, супеси, прослой суглинков. Мощность достигает 25 м. В песках часто встречается растительный детрит, изучение которого позволило выделить характерную позднеплиоценовую флору (семена, плоды). Залегает с размывом на павлодарской или таволжанской свитах, а перекрывается глинами убинской свиты, относящейся к эоплейстоцену.

Чановская свита выделяется в западной части Барабинской равнины вплоть до Прииртышья и сложена песками и супесями тонко-мелкозернистыми, иногда слюдястыми, слабоизвестковистыми. Мощность в среднем около 12 м. Перекрывается свита четвертичными покровными суглинками. Палеонтологически не охарактеризована и требует доизучения. Возраст устанавливается по аналогии и корреляции с верхнеплиоценовыми аллювиальными свитами южных районов равнины.

Кочковская свита распространена, главным образом, на юго-востоке территории — на Приобской возвышенной равнине (или Приобском плато) и на междуречьях Заобья, т. е. уже в области складчатого обрамления ЗСП. В основном это глинистая толща, состоящая из песчанистых известковистых глин бурого, зеленоватого и грязно-серого цветов и суглинков; в толще встречаются

горизонты погребенных почв. Если в Заобье свита залегает в депрессионных участках фундамента, то на левобережном Приобье она образует непрерывный плащ, и в основании глинистой толщи часто залегают пески. В последнем случае свита разделяется на две подсвиты, граница между которыми условно совмещается с границей неогеновой и четвертичной систем.

Нижнекочковская подсвита представлена песчаными слоями, мощность которых колеблется от 5 до 20 м. Серые мелко- и тонкозернистые пески образуют в Приобье горизонт, переходящий в соседней части Барабинской равнины в каргатскую свиту; южным продолжением горизонта уже в Алтайском крае являются известные барнаульские пески. Возраст нижнекочковской подсвиты, как и каргатской свиты, позднеплиоценовый — на основании определения остатков флоры (семена, плоды, споры и пыльца). За пределами рассматриваемой территории в нижних песчаных слоях кочковской свиты встречены остатки млекопитающих позднего плиоцена.

Верхнекочковская подсвита — глинистая толща с погребенными почвами, которые залегают в кровле 5–6-метровых пачек бурых глин или тяжелых суглинков. Глины и тяжелые суглинки неравномерно опесчаненные, известковистые, содержат мелкие карбонатные конкреции и железистые оолиты; встречаются осколки раковин моллюсков, остракоды (кочковский комплекс), обедненные комплексы спор и пыльцы с обилием спор зеленых мхов. Мощность подсвиты достигает 40 м. Палеомагнитная характеристика верхнекочковской подсвиты определяет ее принадлежность к верхней части зоны отрицательной намагниченности Матуяма с положительным эпизодом Харамильо. Это позволяет условно относить верхнюю подсвиту к эоплейстоцену.

Отложения кочковского горизонта выделены на правобережном Прииртышье севернее и южнее г. Омска, а также на некоторых междуречьях на севере и востоке территории в Томской области.

Смирновская толща относится к верхнему плиоцену — нижнему неоплейстоцену (т. е. по объему она больше кочковской свиты) и выделяется в северной части Иртыш-Васюганского междуречья. Сложена в верхней части суглинками, сменяющимися на глубине глинами, которые часто подстилаются песками. Разрез толщи напоминает разрезы Восточно-Барабинской равнины, где выделяются (сверху вниз) федосовская, убинская и каргатская свиты. Такое сопоставление подтверждается сходством комплексов спор и пыльцы, семян и плодов, а также остракод. Типовой разрез описан по скважине, пройденной у дороги от г. Тары к с. Седельниково близ с. Смирновка, где толща очень неоднородна: глины чередуются с иловатыми суглинками и глинистыми песками, у подошвы залегают пески с растительными остатками. Мощность толщи в среднем около 30 м.

### 1.3.7. Четвертичная система

Четвертичными отложениями завершается платформенный чехол ЗСП. Их стратиграфическое расчленение, как и для предшествующих систем, опирает-

ся на выделение литолого-фациальных стратонов-свит, распространенных на значительных площадях и образующих предгорные шлейфы и обширные покровы. Используется и генетико-стратиграфическое расчленение четвертичных образований, опирающееся на климатостратиграфическую шкалу, построенную с учетом чередования веков похолоданий и потеплений (ледниковья и межледниковья), связанных с фазами материкового оледенения и сопровождающими их природными явлениями. В данном случае приводятся лишь краткие сведения о четвертичной стратиграфии территории, поскольку на эту тему существует весьма обширная литература.

Рассматриваемая территория охватывает части двух крупных палеогеографических зон: приледниковой зоны максимального оледенения (Томская и север Омской области) и внеледниковой (юг Омской и Новосибирской области — Ишимская, Барабинская, Приобская возвышенная равнины и так называемое Заобье, вплоть до Салаирского кряжа).

Эоплейстоцен — новый раздел четвертичной системы, образованный за счет опускания неоген-четвертичной границы почти на 1 млн лет в глубь верхнего плиоцена. Таким образом, к эоплейстоцену относятся отложения верхнекочковского подгоризонта — верхняя часть кочковской свиты и часть смирновской толщи, рассмотренных выше, а также полностью убинская свита Барабинской равнины. Эоплейстоцен приледниковой зоны изучен явно недостаточно.

Убинская свита представлена озерными буровато- и синевато-серыми песчано-алевритовыми известковистыми глинами и тяжелыми суглинками с прослоями черных гидроморфных почв. В породах встречаются тонкостенные раковины моллюсков, остракоды, характерные для горизонта в целом, споры зеленых мхов, пыльца. Свита непрерывно прослеживается скважинами на востоке Барабинской равнины и отсутствует на юго-западе. Вероятно, слои этой свиты присутствуют на высоких водоразделах северной части Обь-Иртышского междуречья. Подстилает убинскую свиту верхнеплиоценовая каргатская свита, а перекрывает федосовская. Мощность свиты 20–30 м.

Неоплейстоцен в обновленной шкале четвертичной системы выделяется в ранге раздела (схема МСК 1995 г.) и подразделяется на традиционные звенья системы: нижнее, среднее и верхнее ( $Q_I$ ,  $Q_{II}$ ,  $Q_{III}$ ).

Отложения нижнего звена выделены в Среднем Приобье в качестве аллювиальной ларьякской свиты и связаны с погребенной переуглубленной речной долиной. Они залегают под руслом Оби (на размытых дочетвертичных образованиях), представлены песками разнзернистыми и сизыми суглинками, которые местами обнажаются. Мощность свиты 20–30 м. В свите много растительных остатков. Известна раннечетвертичная “флора сизых суглинков”. Раннечетвертичные долины в других районах территории пока не обнаружены, хотя известны за ее пределами (талагайкинский аллювий семейкинский лимний Нижнего Прииртышья).

Нижне-среднечетвертичные отложения широко распространены на многих междуречьях территории. Во внеледниковой зоне они объединены в ряд

свит — краснодубровскую, федосовскую, сладководскую. Первая распространена на всей Приобской возвышенной равнине вплоть до Алтайских предгорий и в Заобье — до Салаира, вторая замещает первую на востоке Барабы и простирается к северу, занимая высокие участки Васюганской равнины; третья (сладководская) выделена в Приказахстанской части Ишимской равнины.

Краснодубровская свита — это сложная по составу толща, слагающая обширнейший предгорный (предалтайский и предсалаирский) шлейф, состоящая из пачек суглинков, супесей, иногда песков, увенчанных погребенными почвами. В целом свита — полигенетическая серия слоев разного генезиса: делювиально-пролювиальных, эоловых, аллювиальных, элювиальных, причем сформированные таким образом пачки представляют собой элементарные циклотемы или циклиты. В наиболее мощных и полных разрезах свиты насчитывается до 5–6 циклотем. Шлейф пород краснодубровской свиты подвергся глубокому эрозионному расчленению и денудации, поэтому мощность свиты колеблется в весьма широких пределах, достигая 100–110 м на водораздельных участках Приобья, не затронутых глубокой эрозией. Принятый стратиграфический объем свиты — нижний-средний плейстоцен. По данным исследований палеомагнетизма пород, краснодубровская свита относится к зоне прямой намагниченности Брюнес.

У краснодубровской свиты существуют стратиграфические аналоги: безменовская и тайгинская свиты. В составе первой наряду с суглинками представлены пачки песков, расположена она в южной части Заобья у границы с Бийско-Барнаульской впадиной, где мощность толщи превышает 100 м. Тайгинская свита выделяется на севере Обь-Томского и Томь-Яйского междуречий. Это толща буровато-желтых и синевато-серых суглинков мощностью до 60–80 м.

Федосовская свита — толща суглинков синевато-серых, иловатых, с редкими прослоями супесей, иногда с горизонтами погребенных гидроморфных почв. Породы содержат комплексы пресноводных остракод и спорово-пыльцевые комплексы. Мощность свиты от 60–70 до 20–30 м. Залегают федосовская свита на убинской, а перекрыта верхнечетвертичными покровными образованиями и часто современными озерно-болотными отложениями.

Сладководская свита сложена суглинками желто-бурыми и серыми мощностью до 40 м. Распространена она на крайнем юге Ишимской равнины. Возраст определяется корреляцией с федосовской и краснодубровской свитами.

Среднечетвертичные отложения в приледниковой зоне представлены аллювиальными образованиями тобольской свиты (тобольское межледниковье) и озерными, аллювиально-озерными отложениями сузгунской толщи (самаровское—тазовское ледниковье). Во внеледниковой зоне тобольской свите соответствуют нижние слои комплекса отложений четвертой террасы, прослеживаемой фрагментами в долинах Оби и Иртыша, а верхние глинистые слои комплекса отвечают сузгунской толще.

Тобольская свита представляет собой типичную аллювиальную свиту, сложенную в нижней части русловым, а в верхней — пойменным аллювием. В обнажениях по Оби, Иртышу и некоторым их крупным притокам свита представлена диагонально-слоистыми песками разной зернистости, супесями, суглинками. Пески часто насыщены растительным детритом, из которого извлечены остатки семян и плодов — “флора диагональных песков”. Спорово-пыльцевые комплексы свиты характеризуют растительность тобольского межледниковья. Кроме того, часто встречаются кости крупных и мелких млекопитающих, раковины моллюсков-корбикул, остракоды.

Сузгунская толща выделяется в приледниковой зоне над тобольской свитой и сложена озерными глинами, часто ленточно-слоистыми, суглинками, иногда супесями, с прослоями гидроморфных почв; мощность 20–30 м. Толща соответствует бахтинскому надгоризонту (самаровский-ширтинский-тазовский горизонты).

Нерасчлененные отложения среднего-верхнего неоплейстоцена залегают в древних ложбинах стока, в погребенных озерных котловинах и на сниженных участках равнины. Во внеледниковой области они выделяются, соответственно, как касмалинская и карасукская свиты, в приледниковой зоне также известны отложения ложбин стока.

Касмалинская свита — аллювий ложбин стока Кулундинского Приобья, пески, супеси; на юге Новосибирской области (Бурлинской и Карасукской ложбин-долин) — иловатые суглинки мощностью до 20–30 м. Ложбины врезаны в толщу кочковской и краснодубровской свит. Примерно такой же возраст имеют отложения ложбин стока на Обь-Енисейском междуречье (пески, супеси, прослой глины).

Карасукская свита — отложения речных и озерных разливов на выходе из ложбин стока, а также озерные осадки, приуроченные к изолированным ныне погребенным озерным котловинам: иловатые суглинки, пески и супеси, достигающие мощности 40–50 м. Из палеонтологических остатков характерны комплексы пресноводных остракод. Встречаются остатки водорослей, споры и пыльца.

В долинах Оби, Иртыша и их крупных притоков верхнечетвертичные отложения представлены комплексами преимущественно аллювиальных образований трех надпойменных террас.

Комплекс отложений третьей террасы широко представлен в долинах крупных рек и включает русловые, пойменные, а в низовьях долин и бассейновые фации, связанные с подпрудными явлениями, присутствует и своеобразный половодный аллювий. Поэтому в разрезе наблюдается смена песков суглинками и супесями. Мощность достигает 30–40 м. Комплекс связывается с казанцевским межледниковым и ермаковским ледниковым горизонтами.

Аллювиальные отложения второй террасы рек имеют обычно двучленное строение: внизу — пески русловых фаций, сверху — глинистые пойменные

фации. Образования связываются с каргинским межледниковым горизонтом, возможно, частично с сартанским ледниковьем. Мощность отложений до 20 м.

Аллювий первой низкой надпойменной террасы распространен транзитно, в том числе и на малых реках. В речных долинах он также образует аллювиальные свиты с песчаными русловыми фациями и глинистыми пойменными; на малых реках внутреннего стока отложения преимущественно глинистые. Мощность колеблется от 15–20 до 8–10 м. Эти образования относятся, вероятно, к сартанскому горизонту.

У крупных озер внеледниковой зоны выделяются отложения озерной террасы — суглинки часто илистые с мощностью от нескольких до 10 м.

В южных районах верхнечетвертичные отложения (преимущественно супеси) формируют гривный рельеф. Мощность достигает 10–15 м. На территории весьма широко распространены полигенетические субазральные покровные суглинки, перекрывающие образования разного возраста и генезиса, их мощность от первых метров до 10 м.

К голоценовым — современным отложениям относятся генетически разные образования: аллювий пойменных террас, озерные и озерно-болотные, делювиальные, золовые осадки. Они являются геологическим субстратом для многих элементов современного ландшафта и распространены на всей территории, подчеркивая его локальные черты отдельных районов. Выделяются аллювиальные отложения пойменных террас Оби и Иртыша, образующие транзитные свиты, с четко представленными песчаными и глинистыми русловыми и пойменными фациями. Мощность этих свит 15–20 м. Аллювиальные отложения притоков зависят от разработанности их долин и различаются по характеру фаций в районах с разными показателями стока и расчлененности рельефа. Мощности аллювия и его состав резко колеблются на реках различных ландшафтных зон.

Озерно-болотные отложения (различные торфяники) распространены севернее степной зоны, образуя местами обширные болотные займища, как в крупных речных долинах, так и на междуречьях (например, на Васюганье). Встречаются торфяники низинные, верховые, переходные, с разным ботаническим составом торфов, мощность которых варьирует от 2–3 до 10 м.

Озерные отложения тяготеют к южным степным районам, где представлены крупные озера и большая сеть мелких озер. Осадки илистые, иногда засоленные до появления донных залежей солей, встречаются илы-сапропели, мергели.

Делювиальные отложения склонов (преимущественно суглинки) развиты в районах с расчлененным рельефом (Заобье и некоторые другие районы). Мощность делювия — первые метры и более.

Золовые отложения представлены навейными песками на покрытых сосновыми борами речных террасах, их мощность до 10 м.

---

## **II. МАГМАТИЗМ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Все магматические и метаморфические породы рассматриваемой территории приурочены к доюрскому тектоностратиграфическому комплексу, который выходит на дневную поверхность в виде разрозненных, обычно небольших обнажений на Салаире и в Колывань-Томской складчатой зоне и полностью перекрыт мезозойскими и кайнозойскими отложениями в пределах ЗСП. В связи с этими особенностями геологического строения изучение магматизма и вулканизма обнаженных и закрытых территорий проводилось отдельными группами исследователей, в значительной степени независимо друг от друга. Поэтому для каждой из них сложились классификационные схемы, существенно отличающиеся друг от друга. С учетом этого характеристика магматизма дается отдельно для ЗСП и ее складчатого обрамления (Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны).

### **II.1. Салаир и Колывань-Томская складчатая зона**

Салаирский кряж и Колывань-Томская складчатая зона (КТСЗ) находятся в северо-западной части Алтае-Саянской области и считаются многими исследователями продолжением каледонских и герцинских структур Алтая. Однако они изолированы от них наложенными мезозойскими впадинами, а от Кузнецкого Алатау на востоке отделены позднепалеозойским прогибом Кузбасса. Поэтому магматические и метаморфические образования Салаира и КТСЗ изучались в значительной мере автономно без необходимой корреляции с соседними, лучше обнаженными регионами. Решение многих петрологических вопросов оказалось затруднительным из-за закрытости территории и невысокой в целом распространенности магматических пород. Дефицит фактического материала привел к широкому разнообразию точек зрения и схем расчленения магматических и метаморфических образований, выделению большого числа невалидных подразделений неоднозначного по разным авторам содержания. К тому же специальных петрологических исследований не проводилось и потому мера обоснованности магматических комплексов невысокая.

В 1990 г. Западно-Сибирский петрографический совет приступил к подготовке на общественных началах схем корреляции магматических и метаморфических комплексов всех регионов Алтае-Саянской области, в том числе Салаира и Колывань-Томской зоны. Работы проводились в рамках рабочих комиссий, которым в результате многократных обсуждений спорных вопросов удалось выработать согласованные решения. Можно отметить два принципиальных отличия новых корреляционных схем от прежних: 1) впервые были сопоставлены литостратиграфические подразделения и магматические комплексы, что позволило уточнить геологический возраст последних; 2) в соответствии с требованиями “Петрографического кодекса” были унифицированы основные термины и понятия, что способствовало более четкой типизации магматических и метаморфических пород.

В 1990–1995 гг. Западно-Сибирский петрографический совет после двукратного обсуждения принял эти региональные корреляционные схемы в качестве основы для составления серийных легенд и картирования магматических и метаморфических комплексов, отметив при этом необходимость их дальнейшей доработки.

Настоящий обзор составлен на основе этих новых корреляционных схем Салаира и Колывань-Томской зоны, а также с учетом данных по смежным территориям (Алтаю, Кузнецкому Алатау), что позволило выявить ряд общих региональных закономерностей и нерешенных проблем.

### II.1.1. Салаирский кряж

Первое обобщение по петрологии Салаира принадлежит Л. Э. Алексеевой [Фомичев, Алексеева, 1961]. В соответствии с уровнем знаний того времени описание магматических образований было выполнено очень схематично, по породным группам с широкой или условной возрастной привязкой (например, раннекембрийская кислая интрузия, среднекембрийская интрузия основных пород или раннекаменноугольные гранитоиды Салаира и т. д.). Несколько лет спустя Е. А. Пономарев [1968] обобщил материалы геолого-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 и внес некоторые уточнения в схему Л. Э. Алексеевой. В частности, гранитоиды были разделены на два комплекса в соответствии с их пространственно-временной разобщенностью: на севере Салаира выделен девонский улантовский комплекс, на юге — пермский выдрихинский комплекс. В целом, однако, из-за отсутствия специальных петрологических исследований и слабой обнаженности территории изученность магматических и метаморфических образований оставалась слабой.

К настоящему времени территория Салаира полностью закартирована в масштабе 1 : 200 000 и на 60 % — в масштабе 1 : 50 000. Наиболее изучены площади распространения кембрийских пород, в которых размещаются основные рудные районы (полиметаллы, золото, марганец, никель и другие полез-

ные ископаемые). В 1987 г. Б. А. Снежко завершил составление карты магматических комплексов Салаира, в которой обобщил практически весь накопленный к тому времени фактический материал. Некоторые дополнительные данные были получены при крупномасштабном геологическом картировании (В. Н. Токарев, В. В. Нечаев, Е. М. Ярославцева) и тематических работах (П. Е. Казаков, А. И. Глотов, В. Б. Дергачев, А. Э. Изох и др.).

В строении Салаирского кряжа участвуют магматические породы от докембрия до триаса, которые соответствуют пяти этапам развития региона: протоплатформенному (протерозой), островодужному или геосинклинальному (венд—нижний кембрий), окраинно-континентальному или орогенному (средний кембрий—силур), субплатформенному (нижний девон—нижняя пермь), активизационному с внедрением гранитоидных интрузий и щелочных базальтоидов (средняя пермь—триас) [Рабочая... схема..., 1996]. Большинство исследователей выделяются три основные структуры: Бердско-Ельцовская зона активного вулканизма и осадконакопления в раннем-среднем палеозое, Хмелевская зона амагматичной седиментации и Ангурепская (Аламбайско-Каимская) хаотичная (меланжевая) зона (рис. 3). Бердско-Ельцовская зона занимает большую северо-восточную часть Салаира, Хмелевская — примыкает к ней с юго-запада, а Аламбайско-Каимская — с юга. Литостратиграфические подразделения и магматические комплексы этих зон составляют единую последовательность, в которой они частично перекрывают друг друга в пограничных интервалах (табл. 2, см. вклейку, с. 50–51).

А н г у р е п с к и й полиметаморфический комплекс локально распространен на юге Салаира, в Ангурепском и Бехтемирском блоках. Наиболее представительные разрезы находятся в пределах Ангурепского блока, в левобережье р. Чумыш, по р. Ангуреп, выше с. Локоть, и по р. Анамас, выше с. Поповичево. В составе его принимают участие амфиболиты и амфиболовые сланцы, реже встречаются гнейсы, мраморы и кварциты. Наиболее типичной минеральной ассоциацией является амфибол, плагиоклаз, эпидот, гранат, кварц, биотит. Амфибол алюмосилкатного состава слабо зонален. Гранат высокомагнезиальный с пироповой составляющей до 30 %, что свидетельствует о принадлежности протолита комплекса к эклогитовой или гранулитовой фации метаморфизма. По амфибол-плагиоклазовому геотермометру температура его образования 780–800 °С при давлении до 8–10 кбар (устное сообщение С. А. Каргополова). На эклогит-гранулитовые метаморфиты наложены высокотемпературный региональный зеленокаменный метаморфизм и низкотемпературный локальный (по тектоническим нарушениям) диафторез.

Покровная фаза а л а м б а й с к о г о базальтового комплекса входит в состав одноименной свиты, условно датируемой вендом—ранним кембрием. Она закартирована в пределах северной части Аламбайско-Каимской меланжевой зоны от верховьев р. Аламбай на севере до верховьев р. Чемровка на юге. Породы аламбайской свиты интенсивно меланжированы, поэтому сложно опре-



**Рис. 3. Схема районирования и размещения магматических комплексов Салаира:**

1 — блоки метаморфитов ангурепского комплекса (1 — Ангурепский, 2 — Бехтемирский); 2 — площади развития аламбайского комплекса; 3 — ареалы верхнеаламбайского комплекса (1 — Тогул-Сунгайский, 2 — Уксунайский, 3 — Мартыново-Шалапский); 4 — то же, печеркинского комплекса (1 — Западно-Салаирский, 2 — Старогутовский, 3 — Урско-Салаирский, 4 — Ларихинский, 5 — Южно-Салаирский или Чумышский); 5 — то же, орлиногорско-ариничевского комплекса (1 — Ариничевский, 2 — Орлиногорский, 3 — Южно-Салаирский); 6 — то же, чебурино-краснянского комплекса (1 — Западно-Салаирский, 2 — Краснянско-Чебуринский, 3 — Кедровский, 4 — Южно-Салаирский); 7 — массивы новолушниковского комплекса (1 — Новолушниковский); 8 — массивы бехтемирского комплекса (1 — Верхяминский); 9 — проявления чумышского комплекса; 10 — то же, сафоновского комплекса; 11 — ареал улантовского комплекса; 12 — то же, выдрихинского комплекса (1 — Легостаевский, 2 — Выдрихинский или Залесовский, 3 — Горновский).

делить приуроченность вулканитов к какой-то части разреза. В ее составе присутствуют подушечные и шаровые базальты и их туфы. Субвулканическая фаза представлена пироксеновыми (авгит, титан-авгит) порфиритами. В основной массе наряду с микролитами плагиоклаза присутствует и пироксен в виде сноповидных, веерообразных и сферолитовых агрегатов, погруженных в хлоритизированное и карбонатизированное стекло. По химическому составу породы комплекса относятся к высокотитанистым, весьма высоконатровым, низкоглиноземистым базальт-трахибазальтам толеитовой серии.

Верхнеаламбайский ультрабазитовый комплекс распространен только в Аламбайско-Каимской зоне в тесной пространственной ассоциации с описанным аламбайским базальтовым комплексом и потому условно датируется ранним кембрием. Наиболее крупный Тогул-Сунгайский ареал, располо-

женный в бассейне рек Степной Аламбай, Сунгай и Тогул, представлен более чем 50 телами на площади 1500 км<sup>2</sup>. Формы тел линзовидные, лакколитоподобные, с глубиной они довольно быстро выклиниваются. Наиболее крупными в пределах ареала являются Верхнеаламбайский, Таловский, Успенский, Макарихинский и Глазыринский массивы. Все тела интенсивно меланжированы, серпентинизированы, сложены в основном хризотил-антигоритовыми и антигоритовыми серпентинитами с реликтами серпентинизированных дунитов и гарцбургитов, реже серпентинизированных диопсидитов, вебстеритов, энстатитов. Вместе с базальтами аламбайского комплекса они объединяются в офиолитовую формацию.

Массивы ультрамафитов залегают как среди древних, так и каменноугольных отложений, имея с ними тектонические (протрузивные) контакты. Около гранитоидов выдрихинского комплекса они превращены в пироксен-скаполитовые породы. Пространственно и генетически с этим комплексом связаны проявления хромитов, хризотил-асбеста и талька, а с корами выветривания по серпентинитам — месторождения и проявления никеля и магнезитов, россыпные проявления платиноидов.

Печеркинский риолит-андезит-базальтовый комплекс широко распространен в пределах Бердско-Ельцовской зоны. Он представлен пятью ареалами (см. рис. 3) и, в частности, слагает осевую часть Северо-Западного Салаира, получившей в литературе название Полдневской полосы печеркинской свиты (Старогутовский ареал). В структурном отношении эта полоса соответствует ядру Чесноковской антиклинали. Наиболее полный разрез печеркинской свиты и одноименного магматического комплекса выявлен вдоль правого борта р. Суенги в направлении от речки Лебедихи до речки Хайрюзовки [Нечаев и др., 1988]. Линией буровых скважин при геолого-съемочных работах масштаба 1 : 50 000 вскрыта моноклинально залегающая толща метаморфизованных, преимущественно кислых вулканитов (зеленовато-серые рассланцованные скуднопорфировые кварцевые альбитофиры, порфиroidы, метаморфические серицит-хлорит-кварц-альбитовые сланцы по ним), перемежающихся с метаморфическими хлорит-альбит-карбонатными сланцами по терригенным породам, черными слюдисто-углеродистыми сланцами (тонкодисперсного сингенетического углистого вещества сапропелевого типа в виде нитевидных полосок и слоев в них от 1,8 до 3,4 %). Амфиболиты по metabазальтам и метаандезитам, а также метадiorиты встречаются редко. Среди вулканитов отмечаются линзы микрокварцитов, содержащих примесь серицита, барита, рутила, хлорита, кальцита, пирита и других сульфидов. По данным Э. Г. Дистанова, Б. Н. Лапина [1972], микрокварциты образовались метасоматическим путем и весьма характерны для участков колчеданного оруденения. На Которовском участке, например, полоса микрокварцитов прослежена на 4 км. У сопки Кварцитовой оконтурены три золотоносные линзы микрокварцитов, в окончаниях которых находятся сплошные колчеданные руды мощностью 1,0–3,5 м.

В северо-западной части Полдневской полосы заметно увеличивается роль амфиболитов, метабазальтоидов, метаандезитов, диабазов и их субвулканических аналогов. Еще больше основных менее метаморфизованных эффузивов, туфов, тефроидов выявлено в Ларихинском и Чумышском ареалах.

Субвулканическая фаза печеркинского комплекса представлена дайками и малыми телами кварцевых порфиров, плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, риолит-порфиров, диорит-порфиров, конга-диабазов. Они залегают как среди вулканитов печеркинской свиты, так и среди карбонатных пород ниже лежащей суенгинской свиты. Наблюдается отчетливая приуроченность их к региональной Северо-Салаирской тектонической зоне, в которой размещается и Старогутовский плагиогранитный массив гипабиссальной фазы того же комплекса. Подавляющая часть кислых субвулканических пород в результате регионального динамометаморфизма превращена в порфиroidы и метаморфические сланцы. В сохранившихся реликтах порфировые выделения представлены альбитом и кварцем. Основная масса микрогранитовая или фельзитовая, но чаще микрогранобластовая и состоит из агрегата альбита (45 %), кварца (10 %) и полосчато-пятнистых скоплений хлорита, серицита, эпидота (45 %).

Субвулканические габбро-диабазы печеркинского комплекса не отличаются от аналогичных пород более молодых комплексов (пока диагностических критериев не выработано), поэтому охарактеризовать их специфические особенности не представляется возможным. К ним с определенной уверенностью отнесены наиболее измененные тела в поле печеркинской свиты (у д. Казанцевой на р. Алаббай, у с. Гавриловского, по рекам Толмовой и Солотке, на северном склоне горы Кивда). Это среднезернистые массивные и несколько рассланцованные породы серо-зеленой окраски. Состав их однообразный с количественными вариациями в соотношении главных минералов: плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз почти всегда сосюритизирован, иногда альбитизирован, реже по нему развивается актинолит. Бурая уралитовая роговая обманка замещает титан-авгит, а по ней развиваются актинолит, хлорит, эпидот. В качестве примеси присутствуют кварц, магнетит, апатит. Структура офитовая или пойкилоофитовая. Сюда же, по-видимому, относятся небольшие интрузии диоритов, габбро-диоритов и габбро бывшего новоненинского гипабиссального комплекса.

Отдельно следует остановиться на Старогутовском массиве гнейсовидных плагиогранитов как наиболее типичном представителе гипабиссальной фазы печеркинского комплекса. На современном срезе массив представляет многократно расщепляющийся вдоль рассланцовки вмещающих пород акмолит. Центральная его часть сложена массивными или слегка сланцеватыми порфировидными светло-серыми и зеленовато-серыми плагиогранитами. К краям рассланцовка усиливается и породы приобретают гнейсовидную текстуру. Плагиограниты состоят из альбит-олигоклаза (60 %), кварца (30–35 %), хлоритизированного биотита (7 %). В качестве примеси отмечаются микрографические сростки кварца и плагиоклаза (1 %), мусковит (0,5 %), сфен, рутил (до 1 %) и пирит. Струк-

тура гипидиоморфно-зернистая, в краевых зонах — порфировидная и порфировая с микрогранитовой и фельзитовой основной массой. Воздействие плагиогранитов Старогутовского массива на вмещающие породы незначительно и проявляется лишь в непосредственном контакте образованием хлорит-альбит-эпидотовых пород и эпидозитов.

При интерпретации регионального гравитационного поля И. А. Розенфарб [1976] высказал предположение о присутствии гранитоидов под Урским и Салаирским рудными полями и Полдневской полосой печеркинской свиты. По данным глубокого бурения в пределах Салаирского рудного поля залегающие на поверхности субвулканические кварцевые порфиры сменяются плагиогранит-порфирами (на 500 м), а те, в свою очередь, — плагиогранитами (на 700 м) [Лапухов, 1975; Иванкин, 1970].

По петрохимическим особенностям породы печеркинского комплекса отнесены В. Н. Токаревым и др. [1995] к низкощелочному (высоконатровому) низкотитанистому высокожелезистому типу. Однако анализ первичных материалов свидетельствует о явной нарушенности состава пород (в особенности кислых субвулканических). На диаграмме Л. С. Бородина [1981] они дают широкий разброс, из-за чего подсчет средних значений теряет смысл, а приведенные петрохимические уклоны некорректны. Эта особенность печеркинского комплекса, вероятно, может служить его диагностическим признаком. Возраст комплекса определяется тем, что его покровная фаза входит в состав одноименной свиты, содержащей фауну санаштыкгольского горизонта. Галька плагиогранитов, плагиогранит-порфиров, кварцевых порфиров встречена в фаунистически охарактеризованных отложениях суенгинской свиты нижнего кембрия. Калий-аргоновая датировка довольно свежих дацитов из стратотипа печеркинской свиты показала  $572 \pm 15$  млн лет [Щербаков и др., 1987], что соответствует венду.

С печеркинским комплексом издавна связывают стратиформное марганцевое и золото-барит-полиметаллическое оруденение [Дистанов, Лапин, 1972]. Одни авторы считают эту связь генетической, другие — парагенетической. По В. В. Нечаеву [Валуев, Нечаев, 1995], золото-сульфидно-кварцевое оруденение на Салаирском, Урском рудных полях и в Полдневской полосе генерируется раннекембрийскими гранитоидами, залегающими на глубине. Подтверждение тому он видит в обнаруженной Б. Ф. Сперанским [1935] (окрестности Гурьевского пруда) гальке гранита с прожилками золотоносного кварца в базальных конгломератах среднего кембрия. Такой подход выдвигает задачу разработки модели рудно-магматической системы печеркинского комплекса в полном его объеме, чтобы в условиях слабообнаженной и неглубоко эродированной территории осуществлять прогноз и поиски скрытого золотооруденения.

На размытой поверхности нижнекембрийских отложений залегает неоднородно расчлененная в разных местах, а порой и нерасчлененная вулканогенная толща среднего-верхнего кембрия, которая с сопровождающими ее субвулканическими и гипабиссальными телами выделяется в орлиногорско-

ариничевский существенно базальтоидный комплекс. Размещается он практически в тех же ареалах, что и печеркинский (см. рис. 3). Наиболее полно он представлен в Урско-Салаирском ареале, где находятся стратотипы орлиногорской и ариничевской свит. В пределах Западно-Салаирского ареала вулканогенные породы комплекса входят в состав нерасчлененной толщи средне-позднекембрийского возраста, а в Старогутовском — кроме того, и в суенгинскую свигу. К этому комплексу, по-видимому, следует относить вулканиды горкинской и бачатской свит амгинского яруса. В пределах Ларихинского ареала комплекс представлен лавами, туфами и тефроидами базальтоидного ряда нижней (орлиногорской) части. В Чумышском ареале орлиногорско-ариничевский комплекс входит в состав дегтяревской свиты в виде массивных и слоистых туфов, ксено-туфов, тефроидов и реже лав базальтоидов. Здесь установлено несогласное налегание ксенотуфов комплекса на известняки анчешевской свиты раннего кембрия с глыбами и щебнем последних в нижних горизонтах вулканогенных пород.

Метаандезитобазальты и тефро-туфотурбидиты комплекса характеризуются высокой намагниченностью и плотностью (до  $2,7-2,8 \text{ г/см}^3$ ) и при залегании в крупных массах создают четкие линейные положительные гравимагнитные аномалии, что позволяет выделять и прослеживать их среди толщ кембрия на слабо обнаженных площадях.

Детальный разрез вулканогенной толщи составлен В. Г. Свиридовым [1968а] в нижнем течении р. Ик (приток р. Берди). На мощном (200 м) горизонте базальных лавобрекчий залегает серия покровов зеленовато-серых порфиров с переменным содержанием фенокристов альбитизированного андезина (или соссюритизированного лабрадора) и почти полностью хлоритизированного и уралитизированного пироксена (авгит). Основная масса гиалопилитовая, микродиабазовая или пилотакситовая, сложена короткими лейстами альбитизированного плагиоклаза, погруженными в мезостазис хлорита, эпидота, актинолита и тонкой сыпи магнетита. Порфиры вблизи верхних контактов обычно афировые или мелкопорфировые миндалекаменные. В миндалинах периферическая оболочка состоит из кварца, альбита, цеолита, а центральная часть — из эпидота и карбоната.

Редкие прослои вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов сложены преимущественно продуктами размыва вулканических построек и представляют собой метатефротурбидиты.

Вулканогенная толща прорвана дайками диабазовых порфиров, габбро-диоритов, редко розовых плагиогранит-порфиров.

В разрезе южнее пос. Нефедовского и по речке Бельчихе состав комплекса более кислый: наряду с базальтами ведущую роль играют метаандезиты и присутствуют, кроме того, метаандезидациты и дациты с кварцем во вкраплениях и основной массе.

По данным А. Ф. Белоусова и др. [1969], вулканиды орлиногорско-ариничевского комплекса испытали региональный зеленокаменный метаморфизм эпидот-актинолитовой субфации.

Вулканические накопления среднего-верхнего кембрия сопровождаются силлами и дайками субвулканических метаандеизбазальтов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов и габбро-диоритов. По мнению Г. А. Курганова и др. [1969], они залегают на разных уровнях, но преимущественно в средней части разреза. Два силла крупнопорфировых метаандеизбазальтов закартированы по р. Берди, в районе речки Выдрихи [Свиридов, 1968а], а наиболее крупное их тело (длина 6 км, ширина 0,4–1, 2 км) — в левобережье Берди, вблизи речки Евсихи [Курганов и др., 1969]. Это зелено-серые, темно-зеленые иногда с лиловым оттенком породы с крупными (до 1–2 см) фенокристаллами лабрадора, реже авгита. Количество вкрапленников в центральной части может достигать 50 и даже 70 %, к контактам количество и размеры их заметно убывают (вплоть до афировых разностей). Плагноклаз порфировых выделений интенсивно серицитизирован, сосюртитизирован, хлоритизирован и альбитизирован, поэтому даже в реликтах его состав (олигоклаз-андезин № 30–35) не соответствует первичному лабрадору. Пироксену во вкрапленниках принадлежит скромная роль. Он замещается хлоритом и амфиболом тремолит-актинолитового ряда. Основная масса забита продуктами разложения (микрозернистый агрегат эпидота, амфибола, хлорита, кварца, альбита, пылевидная вкрапленность магнетита), среди которых просматриваются беспорядочно ориентированные микролиты плагноклаза и гнездовые скопления рудного минерала. По данным Г. А. Курганова и др. [1969], такие крупнопорфировые метаандеизбазальты являются типичным членом фаунистически охарактеризованной орлиногорской свиты в ее стратотипической местности (район г. Гурьевска). С ними постепенными переходами связаны диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы и габбро-диориты, отличающиеся от метаандеизбазальтов лишь структурой основной массы. Более равномерно-зернистые и лучше раскристаллизованные разности габбро-диоритов и габбро-диабазов издавна, вслед за А. Я. Булыньниковым и Н. Н. Смирновой [1939], выделяют в гипабиссальную малую интрузию, которая широко распространена в отложениях кембрия по всему Салаиру. Она зафиксирована на всех золотороссышных участках и обычно фигурирует как золотоносная. В процессе ГДП-50 в северо-восточной части Салаира на основании петрогеохимических характеристик установлена комагматичность гипабиссальных габбро-диоритов с метаандеизбазальтами орлиногорской свиты [Ярославцева, 1995]. В правобережье р. Бирюльки прослежен переход от метагаббро-диоритов к субвулканическим метаандеизбазальтам. В. В. Нечаевым и др. [1988] в конгломератах из верхней части отложений средне-позднекембрийского возраста обнаружена галька метагаббро-диоритов. Эти данные свидетельствуют о генетическом родстве и одновозрастности покровных, субвулканических и гипабиссальных образований единого (в соответствии с Петрографическим кодексом) орлиногорско-ариничевского вулканического комплекса, хотя прежде гипабиссальные габбро-диориты рассматривались как отдельный салаирский интрузивный комплекс.

Линейные тела метагаббро-диоритов залегают согласно общему северо-западному простираанию структур кембрийских отложений и трассируют швы зон разломов, образуя серии сближенных кулисообразных тел мощностью до 100 м и более. По внешнему виду они очень близки субвулканическим габбро-диабазам. Это темные зеленовато-серые кварцсодержащие породы. В центре тел структура неравномерно-крупнозернистая (порфировидная), к периферии зернистость уменьшается и в эндоконтакте — порфировая и скрытокристаллическая. Породы на 70–80 % сложены агрегатом вторичных минералов (уралит, хлорит, кальцит, актинолит, эпидот, альбит, лейкоксен). Реликтовые зерна соскюритизированного андезина(?), клинопироксена и роговой обманки составляют в сумме 10–25 %. Кроме того, габбро-диориты содержат 3–5 % кварца, до 2 % сфена, около 1 % апатита и 5–7 % магнетита.

Субвулканические базальтовые, трахибазальтовые, андезитовые и трахиандезитовые порфириты орлиногорско-ариничевского комплекса характеризуются повышенной глиноземистостью, титанистостью и известковистостью при низкой магнезиальности и калиевости (табл. 3).

Пространственная связь золото-кварцевого оруденения Салаира с метагаббро-диоритами общеизвестна. Золотосодержащие жилы, штокверки, лестничные жильные зоны размещаются или в них самих, или во вмещающих породах вблизи габбро-диоритов. Однако небольшие, как правило, размеры их тел по сравнению с объемом лиственит-березитового гидротермально-метасоматического изменения пород дают основание считать эту связь лишь парагенетической. Поэтому проблема источника, генерирующего и дайки, и золотооруденение, остается открытой, что затрудняет прогнозирование и поиски промышленных объектов.

Чебурино-краснянский риолит-андезит-трахибазальтовый комплекс является наименее изученным и в настоящее время установлен не повсеместно (см. рис. 3). Близость состава с орлиногорско-ариничевским в значительной мере затрудняет его картирование. По этой причине предыдущие исследователи многие поля распространения этих пород в пределах Чумышского (Южно-Салаирского) и других ареалов относили к орлиногорско-ариничевскому комплексу.

Покровная фаза комплекса входит в состав чебуриной и краснянской свит в их стратотипической местности (Урско-Салаирский ареал). В Чумышском ареале она составляет основной объем чебуриной и ельцовской свит. В пределах других ареалов вулканиты чебурино-краснянского комплекса находятся в составе нерасчлененных толщ верхнего кембрия—нижнего ордовика, среднего-верхнего кембрия и отчасти орлиногорской свиты (когда отсутствуют органические остатки).

Базальты, трахиандезибазальты, андезиты и риодациты чебурино-краснянского комплекса не получили еще полноценной петрографической характеристики, которая позволила бы наметить некоторые диагностические их особен-

Таблица 3. Усредненные химические составы породных групп магматических комплексов Салаира, мас. %

| Номер п/п                                                 | n  | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MgO   | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | П.п.п. |
|-----------------------------------------------------------|----|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|--------|
| Орлиногорско-ариничевский комплекс, субвулканическая фаза |    |                  |                  |                                |                                |      |       |       |                   |                  |                               |        |
| 1                                                         | 29 | 50,88            | 2,87             | 15,32                          | 4,83                           | 6,36 | 5,34  | 8,22  | 2,84              | 0,49             | 0,25                          | 0,45   |
| 2                                                         | 33 | 51,51            | 1,32             | 16,66                          | 4,68                           | 6,86 | 5,17  | 6,30  | 4,34              | 0,79             | 0,15                          | 1,52   |
| 3                                                         | 10 | 55,53            | 1,02             | 16,27                          | 4,04                           | 6,05 | 3,98  | 7,56  | 3,39              | 0,84             | 0,10                          | 0,41   |
| 4                                                         | 13 | 55,26            | 1,10             | 16,44                          | 5,25                           | 5,87 | 4,28  | 3,65  | 4,35              | 1,28             | 0,14                          | 1,65   |
| 5                                                         | 2  | 59,75            | 1,15             | 16,96                          | 3,22                           | 5,34 | 1,86  | 6,36  | 3,79              | 1,15             | 0,01                          | —      |
| Новолушниковский комплекс                                 |    |                  |                  |                                |                                |      |       |       |                   |                  |                               |        |
| 6                                                         | 5  | 62,18            | 0,63             | 17,71                          | 2,77                           | 2,60 | 2,20  | 4,47  | 4,45              | 1,15             | 0,14                          | 2,25   |
| 7                                                         | 7  | 67,90            | 0,37             | 13,56                          | 2,69                           | 2,14 | 0,63  | 3,23  | 3,51              | 1,75             | 0,12                          | 2,46   |
| 8                                                         | 34 | 70,79            | 0,25             | 13,93                          | 1,51                           | 1,50 | 0,60  | 2,49  | 4,45              | 1,50             | 0,07                          | 1,78   |
| Бехтемирский комплекс                                     |    |                  |                  |                                |                                |      |       |       |                   |                  |                               |        |
| 9                                                         | 14 | 44,63            | 0,93             | 5,33                           | 5,55                           | 8,76 | 12,70 | 17,96 | 0,56              | 0,35             | 0,19                          | 2,70   |
| 10                                                        | 11 | 42,78            | 1,18             | 14,67                          | 5,26                           | 8,13 | 7,63  | 14,56 | 1,49              | 0,54             | 0,18                          | 3,57   |
| 11                                                        | 16 | 45,51            | 0,98             | 16,73                          | 4,09                           | 4,84 | 5,75  | 9,81  | 2,60              | 0,76             | 0,10                          | 4,50   |
| 12                                                        | 5  | 47,87            | 2,41             | 16,13                          | 4,80                           | 6,07 | 6,65  | 7,94  | 3,32              | 0,54             | 0,11                          | 4,05   |
| 13                                                        | 2  | 54,58            | 0,79             | 14,99                          | 4,00                           | 8,53 | 4,54  | 4,98  | 4,15              | 0,23             | 0,22                          | 3,10   |
| 14                                                        | 1  | 68,20            | 0,07             | 10,89                          | 0,49                           | 1,04 | 1,38  | 5,54  | 2,46              | 0,49             | 0,03                          | 5,26   |
| Улантовский комплекс                                      |    |                  |                  |                                |                                |      |       |       |                   |                  |                               |        |
| 15                                                        | 5  | 55,87            | 0,94             | 16,53                          | 3,47                           | 4,90 | 3,67  | 7,63  | 3,67              | 1,39             | 0,41                          | —      |
| 16                                                        | 2  | 56,00            | 0,76             | 18,35                          | 2,30                           | 5,22 | 3,47  | 5,01  | 4,93              | 0,92             | 0,19                          | —      |
| 17                                                        | 1  | 67,68            | 0,36             | 15,17                          | 1,59                           | 2,61 | 1,16  | 2,95  | 4,08              | 2,96             | 0,14                          | —      |
| 18                                                        | 5  | 76,35            | 0,14             | 13,13                          | 1,16                           | 0,63 | 0,15  | 0,59  | 3,47              | 3,30             | 0,07                          | —      |
| Выдрихинский комплекс                                     |    |                  |                  |                                |                                |      |       |       |                   |                  |                               |        |
| 19                                                        | 2  | 56,33            | 1,73             | 17,39                          | 5,17                           | 3,17 | 2,54  | 4,74  | 3,71              | 1,77             | 0,42                          | 2,53   |
| 20                                                        | 6  | 58,20            | 0,71             | 17,45                          | 3,03                           | 2,64 | 2,87  | 3,95  | 4,11              | 4,22             | 0,39                          | 1,16   |
| 21                                                        | 3  | 61,92            | 0,67             | 16,84                          | 3,20                           | 1,18 | 1,39  | 2,55  | 3,53              | 5,17             | 0,33                          | 1,71   |
| 22                                                        | 32 | 67,26            | 0,51             | 15,12                          | 2,08                           | 1,94 | 1,61  | 3,60  | 3,95              | 2,94             | 0,10                          | 0,95   |
| 23                                                        | 5  | 68,68            | 0,36             | 15,75                          | 1,26                           | 1,79 | 1,03  | 1,70  | 3,98              | 4,44             | 0,10                          | 0,85   |
| 24                                                        | 40 | 71,10            | 0,32             | 14,33                          | 1,22                           | 1,97 | 0,76  | 2,29  | 4,37              | 3,54             | 0,05                          | 0,49   |
| 25                                                        | 3  | 73,73            | 0,10             | 13,60                          | 1,92                           | 0,97 | 0,57  | 0,60  | 3,28              | 5,01             | 0,01                          | 0,54   |
| 26                                                        | 20 | 75,09            | 0,15             | 13,31                          | 1,21                           | 0,93 | 0,35  | 0,72  | 2,96              | 4,29             | 0,04                          | 0,74   |
| Борсукский комплекс                                       |    |                  |                  |                                |                                |      |       |       |                   |                  |                               |        |
| 27                                                        | 11 | 51,21            | 1,66             | 17,35                          | 4,46                           | 6,64 | 4,04  | 9,21  | 3,95              | 1,15             | —                             | —      |
| 28                                                        | 6  | 57,34            | 1,28             | 17,24                          | 3,80                           | 5,54 | 2,17  | 4,87  | 4,97              | 2,27             | —                             | —      |
| 29                                                        | 13 | 65,04            | 0,31             | 16,83                          | 2,68                           | 1,95 | 0,69  | 1,67  | 6,00              | 3,00             | —                             | —      |
| 30                                                        | 10 | 67,01            | 0,09             | 18,66                          | 1,04                           | 0,97 | 0,45  | 0,48  | 6,47              | 3,50             | —                             | —      |

Примечание: 1—4 — порфирит: 1 — диабазовый, 2 — субщелочной диабазовый, 3 — диоритовый, 4 — сиенодиоритовый; 5 — гранодиорит-порфир; 6, 17 — кварцевый диорит; 7, 14, 22 — гранодиорит; 8, 24 — гранит; 9 — габбро-пироксенит; 10 — мелагаббро; 11 — габбро; 12, 27 — субщелочное габбро; 13, 15, 19 — диорит; 16, 20, 28 — сиенодиорит; 18, 26 — лейкогранит; 21 — кварцевый сиенодиорит; 23, 29 — сиеногранодиорит; 25, 30 — граносиенит; n — число анализов.

ности в сравнении с орлиногорско-ариничевскими, поэтому правомерность выделения такого комплекса некоторыми исследователями оспаривается. Это относится и к субвулканической фазе, которая представлена мелкими телами плагиоклаз-, пироксен-плагиоклаз- и пироксен-порфировых трахибазальтов, трахиандезитов, порфировидных диоритов с высоким содержанием фенокристов, как и в орлиногорско-ариничевском комплексе. Лишь приуроченность их к площади развития чебуринской свиты может служить основанием для отнесения даек к чебуринско-краснянскому комплексу. В более древних вмещающих породах диагностика субвулканических тел или невозможна, или неопределенна.

Химический и геохимический состав пород комплекса изучен недостаточно, по имеющимся данным они близки к орлиногорско-ариничевским. Наибольшая информация накопилась по Чумышскому ареалу, где у первых намечается повышенная глиноземистость, кислотность и натровая щелочность. По сравнению с базальтоидами орлиногорско-ариничевского комплекса несколько выше роль калия и железа, ниже содержание титана, но различия эти улавливаются только на уровне средних и нет уверенности в их статистической значимости.

После дополнительного обсуждения этого вопроса в Салаирской секции Западно-Сибирского петрографического совета было решено рассматривать орлиногорско-ариничевский и чебуринско-краснянский комплексы как два ритма одной (гурьевской) серии, а в ходе ГСР-200 собрать необходимый материал в обеспечение валидности того и другого или объединения в один комплекс.

Новолушниковский плагиогранит-диоритовый комплекс выделяется впервые. Ранее массивы этого типа относились либо к печеркинскому, либо салаирскому. Обнаружение ряда новых однотипных массивов и сбор дополнительных материалов позволили В. Н. Токареву и др. [1995] объединить такие массивы, как Новолушниковский, Колонковский, Новый Свет, Солонцевый, Дресвянский, Маяцкий, Колтыракский и Мокрушинский в единый новолушниковский комплекс.

В качестве петротипа рекомендован Новолушниковский массив, расположенный в Западно-Салаирском ареале, севернее с. Егорьевское, в поле карбонатно-вулканогенных пород нижнего кембрия (см. табл. 2). Массив не выходит на поверхность и изучен по керну скважин. Мокрушинский и Колтыракский массивы находятся в восточной части Старогутовского ареала и прорывают отложения среднего и верхнего кембрия. Остальные массивы расположены в Южно-Салаирском ареале в породах от докембрия до тремадока.

Новолушниковский массив залегает на глубине 250 м от поверхности и разбурен в процессе разведки золотого оруденения на участке “Жила № 13” на 400–500 м. По форме он представляется как лакколит, приуроченный к структурному несогласию на границе суенгинской свиты нижнего кембрия и базальных конгломератов в основании нерасчлененных отложений среднего-верхнего кембрия. В геофизических полях массив не отражается, а на космоснимках дешифрируется в виде кольцевой структуры площадью около 3 км<sup>2</sup>.

Породы Новолушниковского массива по составу довольно однородны. Лишь хорошо выраженная вверху порфировидность с глубиной исчезает, но неравномерная зернистость сохраняется. Внешне плагиограниты светлые зеленовато-серые иногда с розовым оттенком массивные сравнительно лейкократовые породы. Более крупные идиоморфные кристаллы олигоклаз-андезина № 25–33 составляют основу (50–70 % объема). В промежутках — мелкозернистая аплитовидная масса (альбит, кварц, калишпат, биотит, хлорит, эпидот, кальцит). Акцессорные минералы представлены редкими мелкими зернами апатита, сфена, магнетита, ортита, рутила. Плагиоклаз почти полностью замещен серицитом, мусковитом, пелитом, кальцитом, эпидотом, по периферии — альбитом.

Более основных пород в Новолушниковском массиве не вскрыто, однако дайковая серия представлена не только лейкократовыми плагиогранитами и плагиогранит-порфирами, но также тоналит-порфирами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами, что косвенно указывает на присутствие в нем диоритов (как в других массивах комплекса) и даже габбро.

Жильные плагиограниты не отличаются от материнских пород, образуют тела мощностью 0,5–5,0 м. Тоналит-порфиры содержат 15–20 % вкрапленников разложенного плагиоклаза в основной массе из альбита, роговой обманки, кварца, вторичных (эпидот, серицит, кальцит, хлорит) и акцессорных (сфен, апатит, пирит, магнетит) минералов. Диоритовые порфириты наиболее распространены среди жильных образований. Это зеленовато-серые массивные порфировидные породы с тонко-мелкозернистой основной массой. Фенокристы (25–35 %) сложены альбитизированным андезином и роговой обманкой, замещенной хлоритом и кальцитом. Основная масса состоит из агрегата серицита, альбита, кварца, хлорита, эпидота, актинолита, кальцита, сфена, пирита, магнетита. В диабазовых порфиритах выделения сосюритизированного плагиоклаза (20–35 %) заключены в основную массу из лейст-псевдоморфоз альбита и серицита, в промежутках между которыми находятся хлорит, кальцит, эпидот, лейкоксен, апатит.

Изменения вмещающих пород около Новолушниковского массива сводятся к скарнированию известняков, лиственитизации и пропилитизации терригенно-карбонатных отложений, березитизации материнских пород. С последней связано золотое и молибденовое оруденение порфирового типа. Интенсивность его пропорциональна степени серицит-кварцевой проработки плагиогранитов. Молибденит присутствует в форме чешуйчатых агрегатов обычно вдоль зальбандов и изометричных агрегатов в жильной массе кварца. В ассоциации с молибденитом находятся пирит, халькопирит, арсенопирит и самородное золото. По отношению к золоторудным зонам молибденовая минерализация расположена ниже, в теле плагиогранитов. Золотооруденение же проявляется на значительном удалении от контакта, в лиственитах экзоконтакта.

Колтыракский массив обнажается среди вулканитов среднего-верхнего кембрия в вершине речки Колтырак на площади 8 км<sup>2</sup>. В его составе преобла-

дают плагиограниты и плагиогранит-порфиры, подобные новолушниковским. По направлению к контактам содержание кварца в них падает и плагиограниты через тоналиты сменяются кварцевыми диоритами, а в непосредственном эндоконтакте — кварцевыми диоритовыми порфиритами. Последние характеризуются порфировидной структурой: вкрапленники (5–15 %) интенсивно серицитизированного олигоклаз-андезина (№ 32–40) заключены в мелкопризматической массе из превалирующего разложенного плагиоклаза, хлоритизированной роговой обманки (15 %) и кварца (10–15 %).

Очень небольшой (2 км<sup>2</sup>) Мокрушинский массив того же комплекса примечателен тем, что с поверхности он сложен кварцевыми диоритовыми порфиритами, а ниже они постепенно сменяются кварцевыми диоритами (и монцодиоритами), тоналитами и плагиогранитами.

Возраст новолушниковского комплекса неопределенный. Нижней его границей служит прорыв им тремадокских отложений. С ордовикским возрастом согласуется наиболее древняя (реликтовая) К-Аг датировка по плагиогранитам Новолушниковского массива —  $483 \pm 1$  млн лет. Предполагается, что плагиограниты являются гипабиссальными комагматами риодацитов орлиногорско-ариничевского или чебуринско-краснянского комплексов.

Валидность новолушниковского комплекса не обеспечена фактическим материалом, а косвенные данные указывают на принадлежность Новолушниковского массива к выдрихинскому комплексу — северному окончанию его ареала. Лишь пониженная калиевоcть новолушниковских гранитов отличает их от выдрихинских, но это может объясняться непредставительностью выборки: Новолушниковский массив вскрыт несколькими скважинами. Колтыракский и Мокрушинский массивы находятся в другой структуре (Ельцовская зона) и к Новолушниковскому не имеют отношения. Кроме того, Новолушниковский массив, не выходящий на поверхность, уже поэтому не может быть петротипом. Все это ставит под сомнение правомерность выделения названного комплекса.

Бехтемирский пироксенит-габбровый комплекс установлен только в южной части Салаира и представлен Верхяминским, Бехтемирским, Шубенским, Верхнешалапским массивами, прорывающими амфиболиты ангурепского комплекса. Ранее массивы этого комплекса относились к офиолитовой формации венда—раннего кембрия. Самарий-ниодимовая изохрона ( $472 \pm 1$  млн лет) позволяет относить их к среднему ордовику. Форма массивов преимущественно штокообразная с крутыми контактами, строение их зональное: внешние зоны сложены клинопироксенитами и габбро, внутренние — косьвитами и магнетитовыми габбро. Пироксениты состоят из салита (90–95 %), основного плагиоклаза (5–7 %), роговой обманки (до 5 %) с незначительной примесью биотита и магнетита (1–3 %). Акцессорные минералы — апатит, сфен, пирит, пирротин. Габбро сложены основным плагиоклазом (15–45 %), клинопироксеном (15–60 %), обыкновенной роговой обманкой (5–65 %), иногда отмечается биотит (1–5 %). В рудных габбро и косьвитах содержание магнетита увеличивает-

ся до 10–17 %. По химическому составу породы комплекса относятся к низкощелочным высоконагровым габброидам. С ними связаны проявления платиноидов. Распространенность комплекса в других районах Салаира не изучена.

Чумышский базальтовый комплекс распространен крайне ограниченно: в составе чумышской фации шандинской свиты раннего девона в правобережье р. Чумыш (в 7 км выше с. Костенково) и у юго-восточной окраины г. Гурьевска. Вулканиды его изучены недостаточно. В правобережье р. Чумыш они представлены редкими потоками лав и слоями пепловых туфов базальтового состава. Скорее всего, чумышский комплекс следует рассматривать как начальную фазу (ритм) более распространенного сафоновского андезит-базальтового комплекса. Вулканиды в основании живетских отложений, перекрытые карбонатно-терригенными осадками с фауной верхнего живета, установлены по речкам Чем, Мал. Изылы и Барсучихе [Голошейкин и др., 1962]. Они представлены пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, диабазами, миндалекаменными диабазами, реже альбитофирами и риолитами, сменяющимися выше туфами и агломератами основного состава. Общая мощность живетских вулканитов на участке б.д. Желтоногино порядка 170 м.

К северо-западу от Улантовского гранитоидного массива в составе живетских отложений присутствуют базальты, андезиты, их туфы и кластолавы [Борзенко и др., 1969]. В районе с. Верх-Чемское в основании разреза живетских осадков залегают эффузивы, образующие естественный ряд от базальтов до риолитов. Мощность пачки вулканитов 210 м, а в разрезе речки Чем, юго-западнее пос. Листвяного, мощность андезитобазальтов оценивается в 450 м.

В настоящее время достоверные вулканогенные накопления живетского уровня прослежены в виде узкого (1–2 км) прерывистого пояса вдоль северо-восточного и северо-западного фаса Салаира на расстоянии около 190 км. Он распадается на четыре ареала: Западно-Салаирский, Тарсьминско-Бачатский, Чумышский и Южно-Салаирский.

Покровная фаза комплекса в Северо-Восточном и Южном Салаире входит в состав сафоновской свиты, а в Северо-Западном — соболевской. Несмотря на широкое развитие, комплекс очень слабо изучен. По имеющимся данным он представлен лавами, туфами, тефроидами и туффитами базальтов и андезитов при резко подчиненном значении более кислых разностей. Вулканиды представлены афировыми и порфиоровыми разностями темно- и серо-зеленой окраски с лиловым оттенком. Порфиоровые выделения сложены основным и средним плагиоклазом, реже пироксеном и роговой обманкой. Основная масса микролитовая, гиалопилитовая и гиалиновая. Стекло девитрифицировано, часто содержит до 10 % рудной пыли. Нередки миндалекаменные разности.

Субвулканическая фаза сафоновского комплекса представлена в основном дайками, реже мелкими телами андезитов и диабазов. Вмещают их силурийские и девонские отложения, в том числе материнские покровные вулканиды. Наиболее крупное, площадью около 3 км<sup>2</sup>, тело субвулканических андези-

базальтов известно в Тарсыминско-Бачатском ареале в правобережье р. Лариони, у с. Старогутово. Метаандезибазальты обнажаются изолированными выходами среди ороговикованных живецких вулканогенно-осадочных отложений. По данным С. К. Мареева и др. [1976], они имеют интрузивный неравномерно-крупнозернистый облик, а к контактам через порфировые разности переходят в афанитовые разности. Под микроскопом обнаруживаются порфировые, гломеропорфировые, сериально-порфировые, невадитовые и даже полнокристаллические призматически-зернистые породы. В преобладающих порфировых разностях вкрапленники размером 0,2–1,5 мм (и более) представлены призмами и таблицами лабрадора № 55–62 и изометричными зернами клинопироксена (салит-диопсид). В основной массе также преобладают лейсты плагиоклаза, в промежутках между которыми заключены зерна пироксена, роговой обманки и вторичных минералов.

По химическому составу покровные и субвулканические образования сафонового комплекса из района с. Старогутово относятся к нормальному известково-щелочному ряду базальтов натровой серии с высокоглиноземистым уклоном. Породы района с. Верх-Чемское соответствуют более длинному (от основных до кислых) ряду известково-щелочных пород.

К гипабиссальной фазе сафонового комплекса, очевидно, следует отнести выделенную В. Б. Дергачевым [1968] габбро-диабазовую интрузию, которая образует, по его данным, Салаирский дайковый пояс длиной более 200 км при ширине до 20–40 км. Габбро-диабазы этого типа прорывают и метаморфизуют среднедевонские отложения на Легостаевском участке, в верховье речки Лебедихи и по речке Крохалевке. В более молодых нерасчлененных отложениях верхнего девона—нижнего карбона они не встречаются. Наиболее достоверные радиологические датировки ( $382 \pm 17$  млн лет) не противоречат их среднедевонскому возрасту. По химическому составу породы среднедевонской габбро-диабазовой интрузии обнаруживают комагматичность с покровной и субвулканической фазами сафонового комплекса. На этом основании дайки и малые тела Салаирского пояса включены в сафоновский комплекс в качестве гипабиссальной фазы.

Преобладающие в составе пояса диабазы имеют серо-зеленую окраску, мелкозернистую структуру основной массы и небольшое количество вкрапленников андезин-лабрадора № 35–60 таблитчатой формы. Около 60–70 % основной массы приходится на долю мелких лейст плагиоклаза, интерстиции между которыми выполнены хлоритом, актинолитом, эпидотом и реликтами пироксена. Таким образом, микроофитовая (диабазовая) структура породы проявляется отчетливо.

Наиболее крупное тело диабазов вскрыто скважинами на участке Легостаевского золото-сурьмяного месторождения, на водоразделе речек Корюшки и Каменки [Нечаев, Свиридов, 1996]. Мощность его 320 м, длина по данным детальной магниторазведки до 1,5 км, падение на северо-восток под

углом 70–80°. Диабазы внедрились по границе эйфельских и живетских терригенно-карбонатных отложений. Характерными их особенностями являются: альбитизация плагиоклаза, широкая, хотя и неравномерная турмалинизация (от единичных зерен до 2–3 %) и пиритизация породы, развитие по ней кварц-хлорит-анкеритовых метасоматитов, жил и прожилков белого безрудного и серого золотоносного кварца.

К сафоновскому комплексу отнесены и тела метагаббро-диоритов, трасирующие центральную часть Салаирского дайкового пояса на участках Осинового гребня и верхнего течения р. Суенги. На первом из них профилем картировочных скважин вскрыто пять тел габбро-диоритов северо-западного простирания (падение на юго-запад под углом 60–65°). Внешне габбро-диориты свежие массивные крупно-среднезернистые. Выполнены они разложенным плагиоклазом (50–75 %), зеленой или бурой роговой обманкой (15–25 %), клинопироксеном (авгит, титан-авгит) (5–25 %), микропегматитовыми сростками кварца с калишпатом (до 5–10 %). Последняя особенность (а также турмалинизация) не характерна для гипабиссальных тел сафоновского комплекса и, напротив, присуща дайкам второго этапа улантовского и выдрихинского гранитоидных комплексов. Таким образом, следует иметь в виду, что Салаирский дайковый пояс, возможно, является гетерогенным, связанным не с одним, а с двумя этапами формирования. Можно предполагать, в частности, что золотооруденение Легостаевского месторождения связано с этим вторым этапом образования дайковых тел выдрихинского комплекса.

Первичные минералы габбро-диоритов и диоритов фиксируются большей частью только в реликтах, поскольку вторичные новообразования составляют более 50 % объема породы. Плагиоклаз отвечает олигоклаз-андезину № 26–34, но он явно деанортитизирован, сосюритизирован. Темноцветные компоненты замещены хлоритом, актинолитом, тремолитом, эпидотом, кальцитом. Акцессорные — магнетит, ильменит, сфен, апатит.

Наиболее крупный массив габбро-диабазов вне Салаирского дайкового пояса вскрыт р. Бердью около устья речки Елбань. Он состоит из двух сближенных тел мощностью 350 и 400 м, приуроченных к зоне сочленения кембрийских вулканитов и терригенно-карбонатных отложений силура. По петрографическому составу в них выделяются метагаббро-диабазы, метагаббро-диориты и метадiorиты с постепенными переходами между ними.

Метадиабазы серо-зеленые массивные, имеют габбро-офитовую структуру. Преобладающий в них плагиоклаз (60–65 %) полностью разложен (сосюритизирован); клинопироксен — слегка буроватый авгит (20–25 %) — сравнительно свежий, обрастает по краям уралитом, актинолитом и хлоритом, бурая роговая обманка также хлоритизирована. В интерстициях развиты кварц и микропегматит (5–19 %). Метагаббро-диориты и метадiorиты отличаются более высоким содержанием роговой обманки (до 30–35 %) и призматически-зернистой структурой. Акцессорные — ильменит, магнетит, апатит, сфен.

Позднепалеозойские гранитоиды на Салаире пространственно обособляются в два ареала: Северный и Южный. Их разделяет продольная, согласная со структурами вмещающих толщ зона глубинного разлома, и представляется логичным рассматривать их в качестве двух самостоятельных в генетическом отношении комплексов. Так их прежде и трактовали. Северный ареал в составе Улантовского и Коураковского массивов выделяли в улантовский гранитоидный комплекс. Он прорывает отложения кембрия, ордовика и силура. С более молодыми отложениями соотношения гранитоидов недостаточно ясны. А. А. Арапов [1959] рассматривал возраст комплекса как позднедевонский, поскольку, по его данным, грубозернистые песчаники турнейского яруса трансгрессивно налегают на северо-западную часть Коураковского массива (скв. 140 и 141) и содержат окатанную гальку его розовато-серых гранитов. Б. В. Голошейкин [1965] установил, что на участке б.д. Желтоногино гранитоиды Улантовского массива перекрыты верхнеживетскими отложениями, что позволяет принять возраст комплекса как силурийский. Такой вывод подтверждается радиоизотопными датировками возраста диоритов —  $424 \pm 19$  млн лет и лейкогранитов —  $417 \pm 1$  млн лет, полученными рубидий-стронциевым методом в ОИГТМ СО РАН. Таким образом, улантовский комплекс может считаться формационным и возрастным аналогом тельбесского (ольгинского) комплекса на южном и восточном обрамлении Кузбасса. Аналоги этого комплекса известны и в обрамлении Минусинского прогиба, где широко распространены однотипные и разновозрастные силурийско-девонские гранитоиды саксырского (карлыганского) комплекса на западе, кукшинского (джойского, танзыбейского) — на юге и беллыкского (кордовско-канзыбинского) — на востоке.

Южный ареал включает цепочку массивов от Елбанского до Жерновского. С ними связывается метаморфизм нерасчлененных отложений позднего девона—раннего карбона. Верхняя возрастная граница этого комплекса не установлена. Калий-аргоновые датировки гранитоидов Елбанского массива дали разброс от  $235 \pm 7$  до 286 млн лет, по Выдрихинскому массиву получены определения 253 и 219 млн лет. Эти данные позволяют считать возраст гранитоидов Южного ареала как пострanneкаменноугольный.

Новокузнецкие геологи-съемщики, опираясь на большой аналитический материал, доказывают идентичность состава массивов Северного и Южного ареалов. В каждом из массивов они выделяют (главным образом по щелочности) ассоциации известково-щелочного (елбанский кварц-диорит-тоналитовый комплекс) и субщелочного лейкократового состава (жерновский монцонит-граносиенит-гранитовый комплекс). Возраст данных массивов считается пострanneкарбонным на основании того, что массивы Южной группы достоверно прорывают нижнекаменноугольные породы. Выделение двух самостоятельных ассоциаций, занимающих одинаковые пространственные позиции, петрохимически различающиеся лишь по степени щелочности, вызывает сомнения. Петрохимические различия не выходят за рамки обычной для дифференцированных

массивов тенденции ощелачивания апикальных и приконтактовых участков. Поэтому в принятой схеме магматизма Салаира елбанский и жерновский комплексы объединены пока в залесовскую серию. Такое решение, продиктованное современным состоянием изученности гранитоидов данной территории, можно рассматривать как временное, уделив этой проблеме в дальнейшем особое внимание. Характеристика гранитоидов Салаира дается ниже на примере типовых массивов Северного (Улантовский) и Южного (Выдрихинский) ареалов.

У л а н т о в с к и й массив находится непосредственно южнее с. Лебедево, обнажается на сопкообразных возвышенностях и в долине речки Чем. Площадь его 80 км<sup>2</sup>. С глубиной он расширяется и по материалам магнитной съемки соединяется на востоке с Коуракским массивом. Широкая зона ороговикования вмещающих живетских (но, возможно, кембрийских) отложений по западной границе массива свидетельствует о его пологом падении. Восточный контакт с фаменскими отложениями крутой и неровный, осложнен многочисленными заливами. На юге с роговиками по живетским(?) отложениям он также относительно крутой [Нечаев и др., 1988].

Улантовский массив имеет пестрый состав. Наиболее распространены биотитовые граниты. Периферическая зона на юге и северо-западе сложена тоналитами и диоритами, среди которых встречаются и габбро (б. д. Желтоногино). Фазовые отношения наблюдаются между основными (габбро), средними (тоналиты, кварцевые диориты, плагиограниты) и кислыми (биотитовые граниты, граносиениты, лейкограниты) породами, внутри групп переходы постепенные.

Габбро темные массивные средне-крупнозернистые, имеют габбро-офитовую микроструктуру. Сложены слабозональным лабрадором № 50–55 (50–60 %), авгитом (40–50 %), большая часть которого замещена бурым, а затем зеленым уралитом и актинолитом. Отмечаются редкие довольно крупные зерна ильменита, магнетита, апатита. В более кислых габбро-диоритовых разностях плагиоклаз андезиновый (40–45 %), авгита меньше (10–25 %), появляются кварц и биотит.

Тоналиты зеленовато-серые массивные обычно крупнозернистые с гипидиоморфно-зернистой микроструктурой. Сложены они зональным олигоклаз-андезином № 27–35 (50–60 %), кварцем (17–22 %), калишпатом (2–5 %), биотитом и роговой обманкой (10–20 %). Второстепенные минералы — магнетит, рутил, сфен, апатит, циркон, изредка флюорит. Плагиоклаз образует отдельные крупные (4–5 мм) кристаллы, выступающие в виде вкрапленников на фоне среднезернистой массы. Он серицитизирован, иногда пелитизирован, нередко несет альбитовую оторочку. Биотит и роговая обманка довольно свежие, частично хлоритизированы. Калишпат пелитизирован, его количество иногда поднимается до 10–15 %, и такие разности относятся к гранодиориту.

Диориты с трудом отличаются от тоналитов пониженным содержанием кварца и более высоким — цветных минералов, причем в них появляется пирок-

сен чаще всего в виде реликтов среди роговой обманки. Очень редко в Улантовском массиве встречаются монцодиориты с высоким (15–30 %) содержанием свежего ксеноморфного калишпата, включающего идиоморфные кристаллы андезина и роговой обманки (монцонитовая структура). В них, как правило, и доля биотита выше.

По химическому составу тоналиты-диориты Улантовского массива принадлежат нормальному известково-щелочному ряду калинатровой высокоглиноземистой серии.

Биотитовые, биотит-роговообманковые и лейкократовые граниты III фазы образуют в рельефе положительные формы (гора Улантовая, Зачемские горы) и лучше обнажены по сравнению с тоналитами. Они характеризуются выдержанностью состава и внешнего облика на значительных площадях. Породы имеют розовато-серый и розовый цвета, обычно массивные, мелко-среднезернистые, часто порфировидные за счет отдельных крупных идиоморфных кристаллов зонального плагиоклаза, какие наблюдаются и в тоналитах-диоритах. Сложены они ортоклазом или микроклин-микрпертитом (25–45 %), олигоклазом (35–45 %), кварцем (30–40 %) и небольшим количеством биотита и роговой обманки (2–5 %). Плагиоклаз серицитизирован, калишпат пелитизирован, биотит и роговая обманка хлоритизированы и эпидотизированы. В интерстициях присутствуют микрографические агрегаты кварца и калишпата (микрпегматит). Акцессорные минералы — магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, ортит. Структура гранитов гипидиоморфно-зернистая.

Граносиениты среди преобладающих гранитов встречаются спорадически. Они обычно массивные, неравномерно-зернистые, порфировидные и порфировые. Сложены олигоклаз-альбитом (30–45 %), микроклин-пертитом (30–40 %), кварцем (20–25 %) и единичными чешуйками биотита. Крупные выделения, придающие породе порфировидность, принадлежат альбит-олигоклазу, реже микроклину. В остальном они близки гранитам и особенно лейкогранитам.

Химический состав гранитов отвечает известково-щелочной натрово-калиевой серии с повышенным содержанием глинозема и железа. Эта характеристика, однако, нуждается в уточнении — анализ по улантовскому комплексу недостаточно (см. табл. 3).

В составе дайковой серии Улантовского массива установлены пегматиты, гранит-аплиты, плагиогранит-порфиры, тоналит-порфиры, диоритовые порфиры, диабазы и диабазовые порфиры.

Пегматиты среди гранитоидов этого массива отмечены в редких случаях. Обычно это пегматоидные участки в жилах аплитовидных гранитов и аплитов. Последние широко распространены в кварцевых диоритах на участке б. д. Желтоногоино. Их тела мощностью 0,5–2,3 м сложены олигоклазом № 25–30 (30–40 %), калишпатом (40–50 %), кварцем (25–30 %), биотитом (2–5 %). Акцессорные — магнетит, сфен, апатит. Лучше раскристаллизованные дайки того же

состава имеют не аплитовую, а гипидиоморфно-зернистую структуру и отвечают лейкогранитам.

В группу кислых даек входят и единичные жилы гранофилов, в которых кварц (23 %) и калишпат (21 %) образуют обильные микрографические агрегаты между таблитчатыми кристаллами серицитизированного плагиоклаза (50–54 %).

Тоналит-порфиры содержат вкрапленники кварца и плагиоклаза (в сумме до 25 %) в микрозернистой гипидиоморфно-зернистой, участками сферолитовой основной массе из олигоклаз-андезина № 27–32 (40–50 %), кварца (15–20 %), калишпата (5–10 %), биотита и роговой обманки (до 10 %). Акцессорные — единичные зерна магнетита, апатита, циркона, граната. Характер породообразующих минералов и вторичных их изменений тот же, что и в материнских гранитоидах.

Дайки диоритовых порфиритов, по С. К. Марееву и др. [1976], встречаются в Улантовском (как и в Коуракском) массиве наиболее часто, имеют большие мощности (до 10 м и более), порфировидную (редко порфировую) структуру. Вкрапленники (45–55 %) представлены сильно серицитизированным андезином № 30–35 и в меньшей мере — почти полностью хлоритизированной роговой обманкой. Мелкозернистая призматически-зернистая основная масса также состоит из преобладающего плагиоклаза и подчиненной ему роговой обманки.

Дайки диабазовых порфиритов и диабазов являются наиболее поздними. Порфировые выделения в них составляют 20–25 % объема и сложены полностью сосюритизированным и серицитизированным андезин-лабрадором (в реликтах) и хлоритизированным клинопироксеном. Структура офитовая, диабазовая.

В единичных картировочных скважинах в Улантовском массиве встречены дайки темно-зеленых мелкозернистых лампрофилов, сложенных плагиоклазом и мало уступающими ему по количеству роговой обманкой (спессартит) или биотитом (керсантит). В качестве примеси они содержат кварц (до 5 %), калишпат, магнетит, апатит, циркон, сфен, пирит.

Контактные воздействия гранитоидов на вмещающие терригенные породы приводят к их ороговиканию в полосе до 200 м шириной. Во внутренней зоне образуются пироксен-кварц-плагиоклазовые роговики с существенной примесью магнетита (до 10–15 %). Структура их мелкозернистая, гранобластовая, пойкилобластовая, текстура массивная, реже полосчатая или гнейсовидная. Во внешней зоне роговики пятнистые амфибол-биотит-кварц-полевошпатовые с низким (до 2–3 %) содержанием магнетита.

Возраст гранитоидов Улантовского массива определяется метаморфизмом вмещающих отложений, которые, однако, не имеют однозначной датировки: по одним авторам — живетский, по другим — ордовикский или силурийский. Верхней границей, по А. А. Арапову [1959], может служить трансгрессивное налегание на гранитоиды Коуракского массива фаунистически охарактеризованных отложений турнейского яруса (скв. 140 и 141). Как отмечено выше, по

данным Б. В. Голошейкина [1965], Улантовский массив перекрывается верхнеживетскими отложениями, что согласуется с радиоизотопными датировками (~420 млн лет).

Резкая дифференциация магнитного поля над Улантовским массивом позволила С. К. Марееву и др. [1976] выделить площади различных породных групп. Обширная центральная часть сложена низкомагнитными гранитами, по периферии преобладают средне-основные породы, что соответствует массивам центрального типа. В гравитационном поле массив не отражается.

Металлогения массива (и комплекса) определяется ассоциирующим с ним медно-молибден-порфировым и золото-урановым оруденением.

Южный ареал гранитоидных интрузий размещается в Хмелевской структурно-фациальной зоне и тяготеет к сопряжению каледонских структур Салаира с герцинскими структурами Присалаирской депрессии Западно-Сибирской плиты. Наиболее крупный (250 км<sup>2</sup>) и лучше обнаженный из них Выдрихинский массив можно рекомендовать как петротипный. Он залегает среди нижнекаменноугольных песчано-глинистых отложений, вытянут в северо-западном направлении в соответствии с простиранием вмещающих пород. По материалам аэромагнитной съемки западный, северный и восточный контакты крутые, а южный — более пологий, т. е. Выдрихинский массив представляет межформационный лакколит между среднепалеозойскими отложениями в кровле и нижнепалеозойскими — в подошве. Многочисленные сателлиты осложняют апикальную часть массива. По данным ГСР-200 [Свиридов и др., 1964], центральная его зона сложена серыми и розовато-серыми массивными среднезернистыми слабопорфировидными биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами состава (в %): зональный призматический альбит-олигоклаз № 27–8 (30–45), широкотаблитчатый ортоклаз, переходящий в микроклин-пертит (25), кварц (25–40), биотит (4–10), зеленая роговая обманка (до 5). Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен, циркон, монацит, ксенотим, рутил, турмалин. В амфибол-биотитовых гранитах больше, чем в биотитовых, проявляется тенденция к образованию порфировидной структуры в связи с присутствием ранних крупных (5–7 мм) идиоморфных кристаллов зонального андезин-олигоклаза № 35–25. Вблизи контакта порфировидная структура сменяется порфировой.

В широких эндоконтактах и апикальной части Выдрихинского массива (это хорошо видно в дорожном карьере в 5 км на ЮВ от пос. Кордон) развиты более меланократовые биотит-роговообманковые гранитоиды с низким содержанием калишпата (5 %) и кварца (10–18 %). В них постоянно присутствуют многочисленные мелкие шпилы и крупные ксенолиты тоналит-диоритового (до габбро) состава, испытывавшие разномасштабную гранитизацию, отчего границы их с гранитоидами то резкие (фазовые), то расплывчатые (фациальные) одновременно, а гранитоиды имеют неравновесный “пестрый” такситовый облик в связи с неравномерным распределением цветных минералов. Это типичный родственный гибридизм между ранними средне-основными породами мас-

сива и более поздними гранитоидами, по А. Н. Заварицкому. В контакте с вмещающими терригенными породами (сланцами, песчаниками) образуются черные плотные биотит-полевошпатовые роговики с резкими контурами (без следов ассимиляции и гранитизации) даже у мелких ксенолитов.

Неустойчивость количественно-минерального состава пород и структурно-текстурных особенностей обусловлены неглубоким эрозионным срезом массива.

Интерпретация материалов аэромагнитной съемки подтверждает зональное строение массива: биотитовым гранитам центральной части соответствует пониженное магнитное поле (45–125 нТл), а меланократовым гранитоидам периферии — кольцевая зона повышенной (215–335 нТл) намагниченности.

Ореол контактового изменения вмещающих Выдрихинский массив пород составляет первые сотни метров. Однообразный алевролит-аргиллитовый их состав предопределил выдержанный состав роговиков от волластонит-силлиманит-пироксенового во внутренней зоне до актинолит-эпидот-биотитового — во внешней. Микроструктура роговиков гетерогранобластовая с участками пойкило- и диабластовой. Редко в экзоконтакте отмечаются маломощные гранатовые скарны с шеелитом (левый борт речки Бол. Выдрихи) и магнезиальные скарны.

Дайковые породы, связанные с Выдрихинским и соседними массивами, подразделяются на два типа [Свиридов, Дергачев, 1971]. Дайки первого этапа сложены порфировидными и мелкозернистыми биотит-роговообманковыми гранитами, лейкогранитами, аплитопегматитами, пегматоидными гранитами. Они размещаются в приконтактных частях массивов, редко в центральных и еще реже выходят за пределы материнских тел. Мощность даек невелика (0,5–3,0 м, иногда до 5 м), большинство их приурочено к продольным трещинам отдельности гранитоидов и повторяют контуры массивов. Наиболее типичные дайки аплитовидных гранитов и лейкогранитов мелкозернистые порфировидные. Порфировые выделения в них сложены олигоклазом или олигоклаз-андезином, реже биотитом. Основная масса состоит из калишпата (40–60 %), кварца (25–40 %), олигоклаза (10–15 %) и единичных чешуек биотита.

Дайки второго этапа включают тоналит-, плагиогранит-порфиры, диоритовые порфириты, спессартиты, керсантиты. Дайки плагиогранит-порфиров широко распространены вблизи Елбанского, Выдрихинского и других массивов. Это светлые массивные мелкозернистые породы, в которых вкрапленники (20 %) сложены призматическими зернами (до 2 мм) серицитизированного плагиоклаза в кварц-альбитовой фельзитовидной или сферолит-фельзитовой основной массе с рассеянным биотитом. Характерной их особенностью является интенсивная и почти повсеместная серицитизация, карбонатизация, окварцевание вплоть до образования березитов и вторичных кварцитов нередко с золотой и медно-молибденовой минерализацией порфирового типа. Когда плагиогранит-порфиры залегают в гранитоидных массивах или около них, не возникает сомнений в принадлежности их к дайковой серии последних. Однако

плагиигранит-порфиры встречаются и далеко от гранитоидов в отложениях позднего девона—раннего карбона, живета и кембрия (по р. Берди, речкам Елбани, Зырянки, Мостовки, Курьи и др.). По материалам ГСР-50 установлено, что в связи со слабым эрозионным срезом многие гранитоидные массивы не выходят на поверхность и фиксируются на глубине в сотни метров — первые километры. В этом случае “удаленные” дайки могут занимать надынтрузивное положение непосредственно вблизи кровли нескрытых гранитоидных тел и их “удаленность” оказывается только кажущейся.

К категории “удаленных” даек относятся тоналит-порфиры, вскрытые при дорожной выемкой на трассе Маслянино—Чупино, в основании борта р. Берди среди нерасчлененных отложений позднего девона—раннего карбона. Породы светлые, массивные, содержат 20–25 % вкрапленников альбит-олигоклаза в аплитовой основной массе с роговой обманкой и биотитом.

На горе Марьиной, в левобережье р. Суенги, выше устья речки Полдней, аналогичные тоналит-порфиры имеют фельзит-гранофировую основную массу с участками сферолитовой, а в числе вкрапленников, помимо олигоклаза и андезин-олигоклаза, содержат роговую обманку и реже кварц, биотит. Выделения плагиоклаза обрастают кварц-альбитовой гранофировой каймой.

Дайки диоритового порфирита установлены как среди гранитоидов Елбанского массива, так и во вмещающих турнейских мергелях [Валуев, Нечаев, 1995]. Это темно-серые массивные порфировые породы с вкрапленниками андезина или олигоклаз-андезина (20–25 %), реже роговой обманки и биотита. Основная масса сложена плагиоклазом (50–60 %), роговой обманкой (7–10 %), калишпатом (0–10 %), кварцем (1–8 %).

Маломощные дайки лампрофиров (спессартитов) встречены в Выдрихинском массиве. Они содержат призматические вкрапленники роговой обманки и андезина (в сумме 20–35 %, причем роговой обманки несколько больше). Мелкозернистая основная масса сложена плагиоклазом, роговой обманкой, биотитом с примесью кварца, который часто образует взаимопрорастания с плагиоклазом.

Судя по химическим анализам, в выдрихинском комплексе можно выделить два тренда. Главный известково-щелочной (от диоритов до лейкогранитов), второстепенный — субщелочной (от сиенодиоритов до граносиенитов). Однако они не дискретны, поскольку связаны промежуточными разностями. Такие вариации обусловлены неизбежной миграцией щелочей (особенно калия) к кровле массива в силу их подвижного поведения и реакции на изменения *P–T*-условий. Выделять самостоятельные комплексы по уровню и уклону щелочности, как предлагают В. Н. Токарев и др. [1995], невозможно. В целом гранитоиды комплекса высококалийевые, высокоглиноземистые, низкотитанистые.

Массивы гранитоидов выдрихинского комплекса четко отображаются в гравитационном и магнитном полях. Невысокая магнитная восприимчивость гранитоидов (до  $500 \cdot 10^{-6}$  ед. CYSM) и повышенная — меланократовых пород по периферии создают четкие кольцевые аномалии интенсивностью до 200–

350 нТл. Совпадение четких минимумов силы тяжести с характерными кольцевыми магнитными аномалиями однозначно указывает, по А. Ф. Бухмастову и В. П. Русакову [1985], на наличие гранитоидных тел выдрихинского комплекса под рыхлыми отложениями или на глубине.

Относительно возраста гранитоидов Южного ареала известна только нижняя граница по прорыву ими нерасчлененных отложений позднего девона — раннего карбона. Калий-аргоновые датировки гранитоидов Елбанского массива, по В. Б. Дергачеву [1965], как отмечалось выше, 235–286 млн лет, Выдрихинского — 219–253 млн лет. Более поздние радиологические данные В. Н. Токарева и др. [1995] показали: для Горновского массива 223–245 млн лет, по Чемровскому — 212–234 и по Жерновскому — 235 млн лет (K-Ar), т. е. пермо-триасовый возраст. По-видимому, выдрихинский комплекс является аналогом белокурихинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового комплекса Северного Алтая, с которым надежно коррелируется по составу, строению и возрасту.

Со скарнами и кварцевыми жилами выдрихинского комплекса известна вольфрам-висмутовая минерализация. На северном погружении Елбанского массива глубинными геохимическими поисками зафиксированы аномалии золота. Аномалии с рудной концентрацией золота установлены севернее с. Бажинского в березитах по дайкам плагиогранит-порфиров.

Борсукский габбро-сиенитовый комплекс выделяется условно. Он представлен пока Борсукским и Гришихинским массивами и дайками сиенитов на Южном Салаире, которые к тому же слабо изучены. Под Борсукским массивом понимаются два сближенных штока на горе Борсук (566,0 м), в правобережье рек Томь–Чумыш, среди пород веберовской свиты ордовика. Центральные части штоков сложены субщелочными габбро-монцодиоритами, которые окружены сиенит-граносиенитовыми оторочками. К дайковой фазе массива относятся роговообманковые сиениты и диоритовые порфириты.

Гришихинский массив расположен в верховьях р. Ангуреп, в нижнем течении речки Гришихи, перекрыт рыхлыми осадками. По данным бурения массив имеет штокообразную форму, прорывает терригенные отложения шандинской свиты эмса, сложен мелкозернистыми порфировидными кварцевыми сиенитами.

Пермо-триасовый возраст присвоен комплексу условно. Приведенная характеристика не обеспечивает валидности комплекса, не исключает того, чтобы относить оба массива к улантовскому комплексу, его фронтальной несколько подщелоченной калием зоне. Для решения вопроса необходимо сравнительное изучение ведущих породных групп Улантовского (и Коуракского) массива, с одной стороны, и Борсукского (и Гришихинского) массива — с другой, а также радиологическое датирование их современными изотопными методами.

Последний в магматическом ряду Салаира — *изылинский* долерит-диабазовый дайковый комплекс — развит преимущественно в Присалаирской части Кузбасса. По данным Р. Ф. Колпаковой и др. [1962], В. Г. Свиридова и

В. Б. Дергачева и др. [1964], дайки и силлы долерит-диабазов встречаются в долине речки Мал. Изылы, южнее д. Сухострелово, по речкам Камабурге, Брусянке (левые притоки р. Ини), на левом склоне р. Ини у пос. Сорокинского и у пос. Кордон, по речкам Каменке и Кайлы (близ д. Кайлы), вскрыты рядом глубоких и картировочных скважин (скв. 69 восточнее с. Правый Курундус, скв. 79 западнее с. Рассолкино и др.). Несмотря на это, изылинский комплекс изучен слабо и не имеет надежных диагностических характеристик. Поэтому, с одной стороны, к нему могли отнести дайки более древних (в том числе гранитоидных) комплексов, а с другой — его производные могли оказаться в составе древних подразделений. Лишь в тех случаях, когда дайки долерит-диабазов инъецируют отложения верхнего карбона и перми, есть уверенность в принадлежности их к мезозойскому изылинскому комплексу. Таких точек немного.

Так, разведочными работами установлено, что в нижнебалахонской свите ( $C_{2-3}$ ) долериты залегают между пластами угля в виде силла мощностью 15 м. В верхнебалахонской свите ( $P_1$ ) силл долерита мощностью 1–6 м прослежен в подошве угольного пласта на значительное расстояние. У д. Сухострелово долериты отмечены в виде дайки среди визейских отложений. В скв. 69 наблюдалось их залегание между турнейскими известняками и угленосными отложениями нижней перми. В скв. 76 вскрыт висячий контакт силла долерита с угленосными отложениями ( $C_{1-2}$ ).

Заведомо мезозойские долериты Завьяловского угленосного района по внешнему виду серые и темно-серые массивные мелкозернистые, нередко порфировые. Крупные (до 10–15 мм) вкрапленники лабрадора превалируют над более мелкими выделениями авгита. Иногда отмечаются еще более мелкие (менее 0,6 мм) корродированные зерна оливина(?), замещенные серпентином. Долеритовая основная масса сложена плагиоклазом и клинопироксеном (замещенным хлоритом) с тонким кварцево-полевошпатовым агрегатом в интерстициях.

Долериты, вскрытые скв. 76, по внешнему виду темно-зеленые, нередко почти черные массивные полнокристаллические. Сложены они крупными (до 5–6 мм) идиоморфными призмами андезина (85 %) и изометричными зернами амфиболитизированного и хлоритизированного клинопироксена. В заметных количествах присутствуют магнетит и пирит, в редких ксеноморфных зернах — кварц.

Дайки долеритов, залегающие среди отложений верхнего девона, темно-серые или темно-зеленые мелкозернистые массивные иногда с шаровой отдельностью. Сложены они лейстами лабрадора или андезина (60–70 %) и зернами авгита. Плагиоклаз в одних случаях свежий, в других — сосюритизирован или серицитизирован. Второстепенные минералы — магнетит (до 5 %), ильменит, апатит, сфен. В сростании с рудным минералом отмечается биотит, содержание которого в эндоконтактах даек возрастает до 5 %, а в одном из силлов севернее д. Новоизылинской достигает в приконтактной части 15 %, что сближает такие долериты с эссекситами.

В юго-восточном экзоконтакте Улантовского массива дайки долерита С. К. Мареев с соавторами [1976] отнесли к изылинскому комплексу. Скважина 47 вскрыла темно-серые с зеленоватым оттенком массивные крупнозернистые долериты. Главные минералы их — лабрадор (или андезин) и авгит, второстепенные — магнетит, ильменит. Плагноклаз слабо соссюритизирован, серицитизирован, пироксен полностью замещен уралитом.

У д. Сухострелово порфировидные долериты, в отличие от аналогов в скв. 69, имеют более кислый состав. Порфировые выделения в них сложены значительно серицитизированным андезином, а основная масса состоит из плагноклаза, ортоклаза, авгита, роговой обманки, кварца и биотита. Кварц находится в пегматитовом сростании с калишпатом. По структуре и составу порода может быть отнесена к монцитит-эссекситу.

Северо-западнее Улантовского массива, вблизи с. Шубнино, скв. 80 в эпицентре магнитной аномалии вскрыты конга-диабазы изылинского комплекса, по П. И. Борзенко и др. [1969]. Сложены они лейстами лабрадора (70 %) и зернами авгита (20 %). В порфировых разностях отдельные кристаллы плагноклаза достигают по удлинению 1,0–1,5 см против 2–3 мм в основной массе. Плагноклаз значительно серицитизирован и калишпатизирован. Микроклин с отчетливой решеткой обрастает плагноклаз или полностью его замещает. По авгиту интенсивно развивается хлорит. Промежутки между ведущими минералами выполнены ксеноморфным кварцем (до 5 %) или микропегматитовым агрегатом.

Дайки изылинского комплекса сопоставляются с долеритовыми sillами Кузбасса и Колывань-Томской зоны, чем и определяется триасовый их возраст и связь с мезозойской тектономагматической активизацией.

Невалидность многих выделяемых комплексов обуславливает необходимость совершенствования корреляционной схемы Салаира и Кузбасской серийной легенды. Самым необходимым в этих целях направлением является изучение петротипных объектов и создание из них эталонов магматических и метаморфических комплексов как фактографической базы их картирования, корреляции и реконструкции тектономагматической эволюции региона. Рабочая комиссия Западно-Сибирского петрографического совета по Салаиру первоочередными из них считала:

- Ангурепский эталон одноименного метаморфического комплекса;
- Печеркинский и Пуштулимский массивы печеркинского комплекса;
- Коуракский ареал сафоновского комплекса;
- Новолушниковский петротип одноименного комплекса;
- Верхнеаламбайский массив одноименного комплекса;
- Улантовский и Выдрихинский эталоны соответствующих комплексов.

Малые интрузии диоритовых и диабазовых порфиритов, габбро-диоритов, габбро-диабазов, габбро-долеритов, повторяющиеся в широком временном интервале и не имеющие надежных диагностических характеристик, необ-

ходимо детально изучить в сравнительном плане “тонкими” прецизионными методами с целью расчленения их на формационные и возрастные группы, обнаруживающие парагенетические связи с разнотипным золотым, никель-кобальтовым, полиметаллическим и иным оруденением.

## II.1.2. Колывань-Томская складчатая зона

В результате крупномасштабных геолого-съёмочных работ ГП “Новосибирскгеология” и специальных петрологических исследований, связанных с обнаружением медно-никелевого оруденения в габбро-долеритовых интрузиях, схема магматизма Колывань-Томской зоны 1978 г. [Амшинский и др., 1978] существенно изменилась, что нашло отражение в новой рабочей корреляционной схеме КТСЗ [Рабочая... схема..., 1996].

Анализ геологического строения Новосибирского Приобья приводит к выводу, что, начиная с девона, Колывань-Томская зона развивалась в режиме активной континентальной окраины. В ее пределах выделяются островные дуги (Буготакское, Ордынское и Митрофановское поднятия), пред- (Новосибирский прогиб) и задуговые бассейны (Горловский, Зарубинский, Ташминский), которые пережили позже аккрецию и коллизию (обской гранитоидный комплекс).

С ранними стадиями жизни островной дуги связан буготакский риодацит-базальтовый комплекс живетского возраста. По петрохимическим характеристикам (титанистость, железистость, калиевая щелочность,  $P_2O_5$ ) он хорошо сопоставляется с вулканитами задуговых бассейнов спредингового типа, каковые составляют укропский андезит-базальтовый комплекс. Поэтому предположения о временной и вещественной корреляции буготакского и укропского комплексов не лишены оснований. По-видимому, их следует рассматривать как два ареала одного вулканического процесса.

В настоящее время остро дискуссионным стал вопрос, связанный с габбро-долеритовыми комплексами малых интрузий, прорывающими отложения позднего девона—раннего карбона. С одной стороны, в схеме 1978 г. отражено традиционное представление о “послегранитном” мезозойском возрасте базитов долеритового облика и к тому имеются достаточные основания, с другой — среди диоритовых порфиров так называемого паутовского догранитного комплекса буровыми скважинами вскрыт типично долеритовый Амбинский массив размером  $0,5-1,5 \times 5-6$  км<sup>2</sup>. К догранитной базит-ультрабазитовой формации следует, по-видимому, относить Ташаринский и Алферовский интрузивы “долеритового” облика. Таким образом, возникает необходимость выделения “до- и постгранитных” базитовых (габбро-долеритовых) интрузий. Решение этой проблемы непосредственно связано с прогнозированием сульфидного медно-никелевого оруденения. Большинство исследователей склонны выделять два этапа базитового магматизма: “догранитный” преимущественно габбро-диабазовый комплекс, включающий рудоносные Седовозаимский, Ташаринский и

Алферовский массивы, и более молодой, чем обские гранитоиды, триасовый преимущественно долеритовый комплекс. Первый в корреляционной схеме именуется ташаринским, второй — изылинским [Рабочая... схема..., 1996]. Согласно другой точке зрения, большинство тел, ранее выделяемых как триасовые долериты, также относятся к “догранитному” комплексу, не исключая и вероятность “сквозного” развития базальтоидного магматизма, т. е. “до-, син- (внутри-) и постгранитные” габброиды, поскольку их радиологический возраст совпадает со временем становления гранитоидов обского комплекса.

Заслуживают внимания два известных факта, которые пока не нашли удовлетворительного объяснения. Во-первых, габброиды ташаринского комплекса непосредственно предшествуют гранитам обского. Между ними не зафиксировано каких-либо событий, которые могли бы свидетельствовать об их геохронологической разобщенности. Радиологические датировки их перекрываются: 220–242 млн лет для габброидов и 230–265 млн лет для гранитов [Готов, 1984; Кунгурцев и др., 1998]. Пространственно те и другие совмещены не только в одних структурах, но и в единых массивах. Иными словами, у них одна тектоническая позиция. Вещественный состав и минералого-петрографические особенности гранитоидов обнаруживают преемственность от габбро-диабазов, а диориты являются естественным связующим звеном между ними. Первичный изотопный состав стронция в гранитах 0,70452–0,70490 [Кунгурцев и др., 1998] определенно указывает на мантийную природу, т. е. на прямую генетическую связь их с габбро. Таким образом, габбро, диориты и граниты можно рассматривать как последовательные члены единой гомодромной генетически связанной дифференцированной серии или как многофазный габбро-гранитный комплекс.

Второе обстоятельство касается “постгранитных” даек так называемого новосибирского комплекса. В его составе присутствуют не только преобладающие долериты, диабазы, базальтовые порфириты, пикродолериты, но также диоритовые, андезитовые и андезидацитовые порфириты и, что особенно важно, аплитовидные граниты, гранит-порфиры и аплитопегматиты. Причем кислые дайки выполняют ту же систему трещин, что и основные, а порой образуют с последними единые сложные дайки с переменными (беспорядочными) во времени отношениями [Лапа и др., 1986; Гилев и др., 1988]. По составу кислые дайки идентичны гранитам обского комплекса, размещаются в эндо-экзоконтактовых зонах и представляют их дифференциаты (отщепления). Среднеосновные дайки аналогичны “догранитным” габбро-долеритам и диоритам, хотя внедряются после гранитоидов. Они являются, таким образом, типичными дайками второго этапа, по В. С. Коптеву-Дворникову и О. С. Полквой [1956]. Все сказанное свидетельствует о сосуществовании в камере массивов обского комплекса очагов основного и кислого расплавов, возникших в результате естественной магматической дифференциации исходной базальтовой магмы и функционирующих практически одновременно от ранних до конечных стадий кристаллизации.

Следует, однако, отметить, что эта концепция, надежно обоснованная для беллыкского габбро-гранитного комплекса Восточного Саяна [Хомичев и др., 1996], мартайгинского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса Кузнецкого Алатау и хемчикского габбро-монцодиорит-сиеногранитового комплекса Тувы, не имеет пока необходимых доказательств для обского комплекса КТСЗ. Очевидно, первоочередной задачей является обобщение накопленных материалов и сбор дополнительных данных в целях подготовки эталона обского комплекса — определения его объема, состава, строения, зональности, механизма формирования и рудоносности, включая пространственно-временное положение разных типов минерализации. А до тех пор будем придерживаться схемы магматизма, предложенной Западно-Сибирским петрографическим советом [Рабочая... схема..., 1996].

Ташаринский интрузивный комплекс представлен габбро-долеритами, габбро-диабазами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами, слагающими некрупные крутопадающие трещинные тела преимущественно северо-западной (но также северо-восточной, субширотной) ориентировки, сгруппированные в протяженные рои. Они хорошо проявляются в магнитном поле локальными положительными аномалиями на фоне слабомагнитных вмещающих пород. Мощность тел обычно не превышает первых десятков метров, протяженность — до первых километров. В крупных телах наблюдается дифференциация от флогопитсодержащих оливиновых габбро-долеритов до сиенодиоритов и кварцевых диоритов, мелкие — имеют однородный состав долерита, диабазы или диабазового порфирита.

Габброиды ташаринского комплекса прорывают песчаники и сланцы инской серии пермо-карбона. Верхней возрастной границы не имеют. Радиологический возраст петротипного Ташаринского массива, по А. И. Гловову [1984], составляет 235, 240 и 242 млн лет, по В. И. Сотникову [Кунгурцев и др., 1998], — 220, 236, 242 млн лет. Хорошая сходимость датировок позволяет принять возраст комплекса как триасовый или с учетом обычного омоложения изотопных данных — пермо-триасовый, т. е. близкий или однозначный с возрастом гранитов обского комплекса (230–265 млн лет по разным источникам).

С некоторыми телами габброидов связана гнездовая прожилково-вкрапленная сульфидная (пирротин, пирит, халькопирит с примесью виоларита, пентландита, сфалерита) минерализация, которая рассматривалась и разведывалась как аналог норильского типа медно-никелевого оруденения. Однако в ходе работ определился эпигенетический (а не сингенетичный) характер минерализации, низкое содержание полезных компонентов и незначительные размеры рудных зон. Соответственно и перспективы медно-никелевой минерализации в них оцениваются отрицательно [Дергачев и др., 1980; Лапа и др., 1986; Гилев и др., 1988]. Это иллюстрация к тому, как ошибочные генетические представления, обусловленные слабой петрологической базой, ведут к большим неоправданным затратам на поисково-разведочные работы.

С коллизионным этапом в западной части Колывань-Томской зоны связано внедрение гранитоидов обского комплекса. Присутствие в краевых частях его массивов меланократовых гранитоидов “змеиногорского” типа, а в центральных — “калбинских” биотитовых порфировидных гранитов и лейкогранитов послужило основанием для отнесения комплекса к полихронным. Однако зональное строение массивов Н. Н. Амшинский и др. [1978], А. М. Козлов [1970] и др. более правдоподобно объясняли разноуровненным их срезом. В небольших по размерам массивах малоглубинной фации (Колыванский, Барлакский) главная интрузивная фаза (ГФ) представлена редкометалльными среднезернистыми биотитсодержащими гранитами и лейкогранитами, сопоставимыми с плюмазитовым геохимическим типом, по Л. В. Таусону [1977]. Фаза дополнительных интрузий (ФДИ) представлена редкометалльными мелкозернистыми гранитами и лейкогранитами, имеющими не вполне резкие контакты с гранитами ГФ. С ними связаны мусковитовые грейзены и кварц-берилловые жилы, а также бедная сульфидно-вольфрамо-оловянная минерализация, послужившая источником мелких промышленных россыпей касситерита. Известны, кроме того, проявления урановой минерализации и высокоминерализованных радоновых вод [Вериго и др., 1978; Гилев и др., 1988].

В более крупных по размерам массивах среднеглубинной фации (Новосибирский и др.) главная фаза сложена крупно-среднезернистыми порфировидными (точнее, порфиробластовыми) биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, а фаза дополнительных интрузий — биотит-амфиболовыми граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенодиоритами. С ними связаны мелкие проявления оловянно-вольфрамовой и молибденовой минерализации, а также месторождения радоновых вод [Вериго и др., 1978; Гилев и др., 1988].

Наиболее крупный (площадь 1200–1500 км<sup>2</sup>) Обской массив является петротипом глубинной фации комплекса. В западной его части бурением вскрыты гранодиориты, кварцевые диориты, монцодиориты, условно выделенные в раннюю фазу. В составе следующей главной фазы преобладают средне-крупнозернистые порфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты, иногда гнейсовидного облика. Фаза дополнительных интрузий — сиениты, кварцевые сиениты, лейкограниты.

Массивы обского комплекса, безусловно, эродированы в разной степени и их размеры в принципе согласуются с уровнем среза. Однако различия между ними невелики — первые сотни метров, на протяжении которых мелкие штоки быстро расширяются и соединяются в крупные субгоризонтальные межформационные лополитообразные тела. В целом все массивы комплекса сложены близкими по составу и структуре гранитоидами, характеризуются однотипным внутренним строением и отношением с вмещающими породами, относятся к одной гипабиссальной фации глубинности в общепринятом понимании. Нормальная горизонтальная их зональность (преобладание меланократовых пород по периферии и наиболее кислых — в центре, что наглядно отражается локаль-

ными кольцевыми магнитными аномалиями) самым естественным образом объясняется внутрикамерной кристаллизационной дифференциацией магмы.

К дайковым производным комплекса принадлежат маломощные (< 2 м) жилы аплитовидных гранитов, аплитов, аплитопегматитов, которые размещаются в материнских массивах, их эндоконтактной зоне, а иногда выходят за их пределы, но не далее роговикового ореола.

К дайкам второго этапа относятся, как отмечалось выше, дайки габбро-долеритов, долеритов, диабазов, диабазовых и диоритовых порфиритов, спессартитов, гранодиорит-, граносиенит- и гранит-порфиров, аплитов, которые прежде выделялись в самостоятельный новосибирский дайковый долерит-диорит-гранитовый комплекс [Гилев и др., 1988]. Они внедрялись вслед за гранитоидами обского комплекса в гомодромной последовательности, как и фанеритовые породы массивов. Калий-аргоновый возраст одной из даек спессартита Новосибирского массива составляет 235 млн лет. По гранитоидам комплекса радиологические датировки прежних лет варьируют от 225 до 285 млн лет (K-Ar метод по биотиту и породе), новые определения по биотиту и роговой обманке — 210–258 млн лет (K-Ar и Rb-Sr методы). Поэтому по сравнению со схемой 1978 г. возраст комплекса предложено поднять до пермо-триасового, чему не противоречат скудные геологические данные: по Е. К. Вериге и др. [1978], в экзоконтакте Сенчанского гранитного массива отмечены углистые сланцы, по-видимому, ниже- или верхнебалахонской свиты (C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>), а в конгломератах тюменской свиты юры широко распространена галька гранитоидов обского комплекса. Очевидно, становление его приходится на крупный пермо-триасовый перерыв, вызванный обширной коллизией на северо-западной окраине Колывань-Томской зоны.

Наиболее молодой и з л и н с к и й базитовый комплекс связан с заложением Западно-Сибирской постколлизийной рифтовой системы в раннем-среднем триасе. Ранее он был известен как томский диабазовый и колывань-томский долеритовый [Амшинский и др., 1978]. В него нередко включались и дайки второго этапа обского комплекса. Поэтому возникла необходимость определить наиболее достоверный петротип данного комплекса. Таковым Рабочая комиссия Западно-Сибирского петрографического совета по Салаиру признала дайки долеритов по р. Изылы. В Горловском прогибе к нему относятся маломощные дайки диабазов, долеритов и диабазовых порфиритов в каменно-угольных отложениях. Возраст комплекса по аналогии с траппами Кузбасса принимается триасовым. Следует подчеркнуть, что комплекс изучен очень слабо, диагностические характеристики не определены и отличать долериты и диабазы этого типа от более древних практически невозможно.

Недостаточное обоснование большинства магматических комплексов КТСЗ, особенно рудоносного обского, вызывает необходимость постановки специальных работ по характеристике петротипных (эталонных) объектов в целях обеспечения валидности выделенных подразделений, получения диаг-

ностических и картировочных признаков, геологических и радиологических свидетельств их возраста и состава. Но особую значимость приобретают вопросы внутреннего строения и вертикальной зональности массивов обского комплекса, так как его фронтальные зоны, представленные мощной короной разнообразных по составу даек и мелких штоков, существенно отличаются от центральных и корневых зон также с неодинаковым набором фанеритовых пород (от габбро до гранитов). Одновременно необходимо определить уровни локализации разнотипного оруденения в этой сложной схеме глубоко дифференцированного обского комплекса.

В соответствии с современным уровнем изученности магматических и метаморфических пород Колывань-Томской зоны первоочередными задачами можно считать следующие:

- сравнительное изучение Ташаринского и Изылинского петротипов для доказательства достоверности соответствующих комплексов, разделения их по структурно-вещественным признакам и оценки перспектив связанного с ними оруденения;

- комплексное изучение Колыванского, Новосибирского и Обского массивов для решения петрогенетических вопросов относительно объема, состава, строения, зональности и рудоносности обского комплекса;

- сравнительное изучение Укропского и Буготакского петротипов одноименных вулканических комплексов в целях возможной их корреляции.

Решение этих задач позволит усовершенствовать серийную легенду, обеспечит необходимую обоснованность картируемых магматических комплексов, достоверность геологических карт не только Колывань-Томской зоны, но и фундамента прилегающей части Западно-Сибирской плиты.

## **II.2. Юго-восток Западно-Сибирской плиты**

На юго-востоке Западно-Сибирской плиты в пределах Новосибирской и Омской областей (Тевризский, Барабинский, Сильгинский структурно-фациальные районы) 252 поисково-разведочные, параметрические скважины вскрывают доюрские образования, среди которых присутствуют разнообразные магматические породы. Изучением их занимались петрографы литолого-петрографической партии ОАО “Новосибирскгеология” (М. А. Алексеева, Е. В. Богатко, З. Я. Сердюк, Т. Ф. Сидоренко), СНИИГГиМСа (О. Г. Жеро, В. В. Коротун, Л. В. Смирнов), ОИГГМ СО РАН (А. М. Дымкин, Э. А. Леснова), МИНХиГП им. И. М. Губкина (Е. Г. Журавлев, О. А. Шнип), ЗапСибНИГНИ (В. С. Бочкарев, В. Г. Крыночкин, П. К. Куликов, Л. Л. Подсосова) и ИГиРГИ (Б. С. Погорелов). Распоряжением администрации концерна “Главтюменьгеология” (Ф. К. Салманов, Ю. Г. Эрвье) литолого-петрографическая партия ОАО “Новосибирскгеология” являлась базовой по изучению петрографического состава доюрских пород Западной Сибири. Керна доюрских пород, вскрываемых

глубокими скважинами, поступал для изучения от всех подразделений концерна. Обобщения по вещественному составу, физико-химическим свойствам и возрасту доюрских пород освещены в монографиях, многочисленных статьях, диссертациях, научно-исследовательских и производственных отчетах [Матвеевская, 1957, 1960а; Шнип, Васильева, 1978; Сурков, Жеро, 1981; Иванов и др., 1984, 1988; и др.].

Вскрытая мощность доюрских пород (особенно магматических) в основном невелика (десятки метров), но в некоторых скважинах она превышает первые сотни метров (Буйновская-1, Дедовские-1, 3, Еласская-1, Пахомовская-2, Прибелинская-1, Рифтовая-1, Томиловская-1, Узасская-1 и др.). Никольской параметрической скв. 1 по доюрским вулканогенно-осадочным породам пройдено 1354 м и вскрыт полный разрез триаса, надежно датированный спорово-пыльцевыми комплексами.

Радиологический возраст магматических пород определялся в лабораториях ОИГГМ СО РАН, СНИИГГиМСа, Уральского геологического управления, Института геологии АН Таджикистана и др. Б. С. Погореловым (ИГиРГИ) в большом объеме выполнены определения возраста магматических пород методом сравнительной дисперсии двупреломления по плагиоклазу, моноклинному пироксену и биотиту в неизмененных (свежих) породах. Однако эта, по существу, единственная возможность возрастного расчленения пород на естественные сообщества (комплексы) не дает ощутимого результата как из-за небольшого количества датировок, так и их неудовлетворительной надежности. Поэтому до сих пор в доюрском фундаменте Западно-Сибирской плиты магматические комплексы выделялись по типам пород. Правда, теперь благодаря разработанным Западно-Сибирским петрографическим советом корреляционным схемам Алтая, Салаира и Колывань-Томской зоны появилась возможность выделить в фундаменте Западно-Сибирской плиты соответствующие формационные аналоги на продолжении структур этих регионов, погружающихся под мезозойский чехол и вскрытых скважинами.

Среди глубинных магматических пород наиболее распространены гранитоиды, слагающие значительные площади Межовского свода. Отдельными скважинами они установлены на Раздельной, Баклянской, Муромцевской, Большереченской, Ново-Логиновской, Сергеевской, Горбуновской и Нагорнинской площадях. В связи с тем, что глубокими скважинами вскрывается лишь верхняя часть массивов, то их полная и всесторонняя характеристика затруднена. Тем не менее приведенные здесь сведения достаточно объективно отражают петрографию, петрохимию и некоторые аспекты формирования пород.

### II.2.1. Гранитоидная серия

Глубинные магматические породы кислого состава подразделяются на два дифференцированных ряда: 1) гранит-гранодиорит-диорит и 2) гранит-грано-

сиенит-сиенит. Эти породы нередко вскрываются в одном массиве и представляют собой либо отдельные фазы интрузии, либо продукты контаминации, возникшие в результате взаимодействия расплава с породами рамы. Наряду с дифференцированными интрузиями на рассматриваемой территории встречаются массивы простого состава, сложенные однородными породами. По минеральным парагенезисам и структурно-текстурным признакам они очень близки к породам многофазных интрузий, и, по-видимому, являются их вариациями. Всю совокупность кислых пород обычно выделяют в формацию гранитоидных батолитов [Сурков, Жеро, 1981; и др.].

Наиболее крупный массив гранитоидов батолитового типа приурочен к структуре II порядка под названием “Межовский свод”, представляющий собой значительное по размерам куполовидное поднятие, вытянутое в северо-западном направлении. Межовский массив располагается в толще вулканогенно-осадочных пород среднего палеозоя и имеет размер  $55 \times 35$  км. Возраст его, определенный в ОИГГМ СО РАН калий-аргоновым методом, 285–290 млн лет (табл. 4). Возраст гранита из Межовской скв. 4 по биотиту равен 937 млн лет (определения СНИИГГиМСа). Однако большинство определений возраста гранитов из других скважин соответствует позднему палеозою (Межовская скв. 3, инт. 2308–2322 м — 202 млн лет; Межовская скв. 2, инт. 2116–2121 м — 250–285 млн лет; Веселовская скв. 4, инт. 2255–2258 м — 250–285 млн лет). В раннюю фазу сформировались биотитовые граниты, составляющие большую часть Межовского массива. Вторая фаза представлена микроклиновыми гранитами порфировидного строения; в третью внедрились граниты аляскитового типа и, наконец, в завершающую, четвертую, фазу возникли аплитовидные граниты.

В северной и восточной частях массива (скважины Братская, Оптимистическая, Еласская, Восточно-Межовская, Бергульская и др.) развиты гранодиориты и диориты. Возраст пород в Братской скв. 1 — 222 млн лет, а в Бергульской скв. 1 — 250 млн лет. Эти породы представляют собой контаминированные разности гранитной магмы. Гранодиориты вскрыты и Горбуновской скв. 1, Камышинской скв. 1, Тарбажинской скв. 1. Жильными производными являются гранит-аплиты и гранит-порфиры, вскрываемые скважинами: Баклянской-5, Братской-1, Большереченской-3, Нагорнинской-1, Тяпугинской-1, Крыловской-1, Новологиновскими-1, 3, Тарбажинской-1, Тартасскими-1, 3, Ургульскими-1, 4, Межовской-1, Веселовской-3, Камышинской-1, Буйновской-1, Биазинской-1 и др.

Таким образом, наиболее достоверные цифры возраста гранитоидов укладываются в интервал 250–290 млн лет, что соответствует пермскому периоду. Учитывая, что биотиты несколько хлоритизированы и занижают абсолютный возраст, О. А. Шнип считает [Шнип, Васильева, 1978], что гранитоиды сформировались в конце карбона — начале перми. Это вполне реально для батолитовых гранитов областей герцинской стабилизации.

Основу батолитов Межовского свода (Межовские скв. 1–11, Восточно-Межовские скв. 8–14, Веселовские скв. 1–6, Еласская скв. 1, Ургульская скв. 1,

Таблица 4. Радиологический возраст глубинных магматических пород

| № скв. | Площадь         | Интервал отбора пробы, м | Порода               | Возраст (млн лет), организация, год                  |
|--------|-----------------|--------------------------|----------------------|------------------------------------------------------|
| 1      | Аксеновская     | 2196,8–2202,1            | Гранит порфировидный | 272±12<br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                        |
| 1      | То же           | 2216,1–2217,6            | То же                | 276±18<br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                        |
| 1      | »               | 2179,6–2184,2            | Гранит               | 277±13<br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                        |
| 1      | Братская        | 2586,4–2590,4            | Гранодиорит          | 222<br>СНИИГГиМС, 1976 г.                            |
| 5      | Баклянская      | 2869,2–2875,2            | Гранофир             | 212<br>СНИИГГиМС, 1976 г.                            |
| 1      | Бергульская     | 2669–2677                | Диабазовый порфирит  | 250<br>ИГиГ СО АН, 1971 г.                           |
| 4      | Веселовская     | 2949–2966                | Гранит               | 251±10<br>ИГ, Таджикистан, 1976 г.                   |
| 8      | То же           | 2277–2800                | То же                | 255<br>ВНИГРИ (по биотиту, Б. С. Погорелов), 1966 г. |
| 4      | »               | 2255–2258                | »                    | 285<br>ВНИГРИ (по биотиту, Б. С. Погорелов), 1966 г. |
| 8      | »               | 2294–2296                | »                    | 288<br>ВНИГРИ (по биотиту, Б. С. Погорелов), 1964 г. |
| 1      | Камышинская     | 2721,8–2727,28           | Гранодиорит          | 322<br>СНИИГГиМС, 1976 г.                            |
| 3      | Межовская       | 2308–2322                | Гранит               | 202, СНИИГГиМС<br>250±10, ИГ, Таджикистан, 1976 г.   |
| 2      | То же           | 2116–2121                | То же                | 285<br>ИГиГ СО АН, 1976 г.                           |
| 8      | »               | 2231–2232                | »                    | 370±10<br>ЦЛ “Уралгеология”, 1988 г.                 |
| 1      | Новологиновская | 2965,95–2971,95          | Гранит-аляскит       | 160<br>ИГиГ СО АН, 1971 г.                           |
| 1      | Тартасская      | 2446–2452                | Гранит               | 235<br>ИГиГ СО АН, 1971 г.                           |
| 1      | Тарбажинская    | 2102,6–2105,0            | То же                | 320<br>СНИИГГиМС, 1976 г.                            |

Буйновская скв. 1 и др.) составляют биотитовые граниты. Они обычно средне-зернистые, иногда порфировидные, розово-серые гипидиоморфно-зернистого строения, состоят из плагиоклаза (30–45 %, иногда 65 %), кварца (20–40 %), калиевого полевого шпата (20–25 %), биотита (5–12 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом. Наблюдается слабая пелитизация, серицитизация и хлоритизация. Плагиоклаз сложен полисинтетическими сдвойникованными призматическими кристаллами (0,5–1,5 мм), реже он имеет таблитчатую форму. Состав плагиоклаза изменяется от альбита (№ 5–8) до олигоклаза (№ 22–28); в разностях, переходных к гранитоидам, присутствует андезин. Ортоклаз представлен неправильной формы зернами с пойки-

литовыми включениями плагиоклаза. Полевые шпаты распределены в породе более или менее равномерно; они как бы цементируются плотно сросшимися агрегатами кварца. Биотит бурый плеохроирующий, сложен пластинками, листочками размером 0,2–0,8 мм.

В биотитовых гранитах широко развиты мирмекитовые и пертитовые прорастания. Среди крупно- и среднезернистой кварцево-полевошпатовой массы встречаются небольшие аплитовидные обособления кварца и ортоклаза. Распределены они в породе неравномерно и резко выделяются на фоне основной массы гранитов своей мелкозернистой структурой. Это обусловлено кристаллизацией остаточных расплавов при полном или почти полном удалении летучих компонентов.

Среди биотитовых гранитов выделяются порфировидные разновидности, отличающиеся от равномерно-зернистых наличием крупных и более ранних выделений плагиоклаза и ортоклаза таблитчатой формы. Размеры их от 1,8 до 8,0 мм. Состав этих гранитов обычный (%): плагиоклаз (35), калиевый полевой шпат (25), кварц (30), биотит (7–10). Акцессорные представлены цирконом и апатитом. Вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот. В ортоклазе бывают видны пойкилитовые вроски идиоморфного плагиоклаза. Основная масса сложена призматическими индивидами (0,8–1,0 мм) полисинтетически sdвойнированного плагиоклаза, содержащего мирмекитовые вроски кварца, и ортоклазом, переполненным мелкими выделениями альбита. Мелкозернистый кварц иногда развивается в виде каемок вокруг зерен ортоклаза.

Биотитовые граниты Веселовской площади (Межовский свод) интенсивно перекристаллизованы. Кристаллобластезу подверглись почти все породообразующие минералы, но в большей степени кварц. Агрегатные его выделения распределены не только между плагиоклазом и калишпатом, но и образуют обособленные линзочки, прожилки, свидетельствующие о локальной перегруппировке минералов. Плагиоклаз и калишпат менее изменены и обычно представлены призматическими и таблитчатыми зернами. Биотит хлоритизирован, деформирован. Участками наблюдаются явления вторичного окварцевания с образованием гранобластовых агрегатов, в которых просматриваются единичные зерна калишпата и плагиоклаза. Перекристаллизация биотитовых гранитов вызвана воздействием более поздних фаз интрузии, скорее всего, порфировидных микроклиновых гранитов, с которыми они обычно тесно ассоциируют в пространстве. Химический состав гранитоидов приведен в табл. 5.

Микроклиновые граниты представляют, по-видимому, самостоятельную фазу в массивах Межовского свода. Взаимоотношения их с биотитовыми гранитами прослежены по керну скважин Ургульской площади, где микроклиновые граниты их рассекают мелкими жилками. Это серые среднезернистые, порфировидного строения породы с гипидиоморфно-зернистой, участками гранобластовой структурой. Состав их (%): микроклин (34–40), плагиоклаз (30–35), кварц (20–25) и биотит (около 7). Из акцессориев присутствуют циркон, апа-

Химический состав гранитоидов, мас. %

Таблица 5.

| № скв. | Площадь, порода                           | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO   | MgO  | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SO <sub>3</sub> | H <sub>2</sub> O | П.п. | Сумма  |
|--------|-------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------------------|------|--------|
| 1      | Айзасская, гранодиорит                    | 60,46            | 1,20             | 14,18                          | 2,29                           | 4,99 | 0,16  | 2,22 | 2,08 | 4,68              | 3,38             | 0,68                          | —               | —                | 2,34 | 99,46  |
| 1      | Братская, гранодиорит                     | 64,38            | 0,40             | 15,10                          | 3,55                           | 2,46 | 0,11  | 1,09 | 4,52 | 4,46              | 2,67             | 0,11                          | —               | —                | 2,41 | 99,66  |
| 5      | Баклянская, гранит                        | 70,10            | 0,71             | 13,43                          | 1,57                           | 2,05 | 0,072 | 0,68 | 0,89 | 4,00              | 4,34             | 0,22                          | —               | —                | 1,76 | 99,85  |
| 1      | Большереченская, гранодиорит              | 66,66            | 0,33             | 15,33                          | 1,07                           | 2,30 | 0,07  | 0,94 | 2,19 | 3,99              | 4,06             | 0,10                          | —               | —                | 1,64 | 100,31 |
| 3      | Веселовская, аплитовидный гранит          | 72,54            | 0,06             | 14,33                          | 0,37                           | 1,57 | —     | —    | 2,09 | 3,80              | 4,25             | 0,05                          | 0,04            | 0,08             | 0,76 | 99,94  |
| 3      | Веселовская, гранодиорит                  | 67,42            | 0,50             | 16,52                          | 1,60                           | 1,57 | 0,042 | 0,97 | 2,59 | 4,50              | 2,05             | 0,14                          | 0,007           | 0,12             | 1,50 | 99,53  |
| 1      | Еласская, гранит                          | 69,14            | 0,42             | 12,56                          | 2,4                            | 2,64 | 0,6   | 0,98 | 2,80 | 1,41              | 1,56             | 0,10                          | —               | —                | 5,80 | 99,88  |
| 1      | Камышинская, гранодиорит                  | 66,93            | 0,23             | 15,65                          | 0,08                           | 1,51 | 0,05  | 1,29 | 2,08 | 7,35              | 1,44             | 0,10                          | —               | —                | 3,52 | 100,28 |
| 1      | Межовская, аплитовидный гранит            | 75,90            | 0,10             | 12,70                          | —                              | 3,71 | 0,028 | —    | 0,61 | 3,50              | 4,05             | 0,022                         | 0,008           | 0,22             | 0,48 | 100,26 |
| 3      | Межовская, гранодиорит                    | 67,36            | 0,78             | 16,09                          | 0,49                           | 2,88 | —     | 1,03 | 2,59 | 4,10              | 3,35             | 0,05                          | 0,026           | 0,24             | 0,88 | 99,87  |
| 1      | Нижне-Омская, гранит                      | 71,41            | 0,22             | 11,92                          | 0,49                           | 2,87 | 0,05  | 3,23 | 0,98 | 3,62              | 3,86             | 0,03                          | —               | —                | 1,51 | 100,19 |
| 2      | Сергеевская, гранит<br>грейзенизированный | 76,00            | 0,13             | 12,96                          | 0,19                           | 2,04 | 0,036 | 0,33 | 0,61 | 3,49              | 2,68             | 0,06                          | —               | —                | 1,36 | 99,90  |
| 1      | Тарбажинская, гранит                      | 67,06            | 0,56             | 15,03                          | 1,40                           | 2,61 | 0,056 | 1,42 | 3,00 | 3,78              | 3,47             | 0,02                          | —               | —                | 0,93 | 99,52  |
| 1      | Томиловская, гранодиорит                  | 63,12            | 0,80             | 14,79                          | 2,26                           | 3,78 | 0,10  | 2,82 | 3,38 | 3,52              | 2,52             | 0,15                          | —               | —                | 2,30 | 99,54  |
| 1      | Тартасская, гранит                        | 73,69            | 0,11             | 14,18                          | 0,24                           | 1,94 | 0,07  | 0,14 | 0,98 | 4,32              | 3,32             | 0,04                          | —               | —                | 0,84 | 99,93  |
| 1      | Ургулская, гранит                         | 71,95            | 0,21             | 13,74                          | 0,04                           | 1,51 | 0,028 | 0,34 | 1,68 | 3,40              | 3,70             | 0,16                          | —               | —                | 2,14 | 99,60  |
| 1      | Пахомовская, трахиандезитовый порфирит    | 52,16            | 2,88             | 16,18                          | 9,88                           | 4,14 | 0,05  | 2,68 | 1,80 | 3,49              | 1,88             | 0,61                          | —               | —                | 4,31 | 100,06 |
| 4      | Чебурилинская, андезитовый порфирит       | 60,42            | 1,15             | 17,64                          | 1,08                           | 5,03 | 0,10  | 2,32 | 1,89 | 3,60              | 3,43             | 0,48                          | —               | —                | 2,87 | 100,01 |
| 4      | Чебурилинская, альбитофир                 | 58,06            | 1,23             | 16,91                          | 1,78                           | 5,33 | 0,11  | 2,94 | 2,39 | 4,24              | 3,49             | 0,48                          | —               | —                | 3,34 | 100,30 |

тит, магнетит. Микроклиновые граниты имеют несколько существенных особенностей, подчеркивающих некоторую специфику их образования. Прежде всего обращает на себя внимание то, что микроклин в гранитах представлен крупными порфирового типа таблитчатыми выделениями, в которых пойкилитово включены гипидиоморфные призмочки плагиоклаза. Представляется, что подобные соотношения плагиоклаза и микроклина указывают на возрастание в процессе затвердевания расплава химического потенциала калия и расширение поля кристаллизации микроклина. Важно заметить и другое: плагиоклаз присутствует в двух генерациях. Раннюю стадию составляет олигоклаз, пойкилитово включенный в микроклин. По-видимому, он выделялся из расплава первым. Вторая генерация плагиоклаза менее идиоморфна; в частности, четко устанавливается несовершенство в нем концевых граней — они выглядят под микроскопом расщепленными. Этот плагиоклаз выделяется почти одновременно с микроклином. Зерна его катаклазированы, а микроклин частично раздроблен. Кварц встречается в виде агрегатных обособлений, местами отчетливо перекристаллизован. Мелкие листочки биотита несут явные признаки деформации. Они хлоритизированы. Оторочки новообразованного магнетита вокруг разложенного биотита наблюдаются постоянно.

Аляскиты почти всегда встречаются совместно с другими разновидностями гранитов. Характерным отличием этих пород является отсутствие темноцветных минералов. Структура гранитовая, участками пегматоидная. Состав аляскитов (%): плагиоклаз (20–25), кварц (25–30), ортоклаз (35–40). Акцессорные представлены цирконом, магнетитом и анатазом. Вторичные — серицит, эпидот, сидерит в виде тонких различно ориентированных жилок. Пелитизированный калишпат образует крупные (до 3 мм) изометричные, иногда удлиненные зерна с пертитами. Призматические зерна плагиоклаза (1 × 2 мм) замещены серицитом. Кварц представлен крупными (1,5–2 мм) ксеноморфными зернами, разбитыми трещинками. Аляскитовые граниты, распространенные на Межовской, Северо-Межовской, Восточно-Межовской, Ургульской, Бергульской, Веселовской и других площадях, интенсивно катаклазированы. Пороодообразующие минералы в них подверглись избирательному дроблению. Эти породы с полным основанием можно назвать катаклазитами. В них широко развиты вторичные минералы: серицит и карбонат, в небольшом количестве присутствуют реликтовые мусковит и биотит.

Аплитовидные граниты встречаются вместе с порфировидными разновидностями. По характеру структур можно предположить, что они представляют собой жильные образования. По минеральному составу они мало отличаются от других разновидностей гранитов и состоят из кварца (35–40 %), плагиоклаза (альбита до 15–30 %), микроклина (25–30 %), биотита (3–5 %). Незначительное содержание темноцветных минералов приближает эту разновидность гранита к аляскитовым разновидностям. Структура неравномерно-зернистая, участками типично аплитовая и графическая. Вторичные процессы выразились в окварцевании и карбонатизации.

Гранодиориты по условиям залегания представлены двумя типами: 1) краевой фацией батолитовых гранитов (Братская, Бергульская, Межовский свод) и 2) небольшими обособленными телами в ассоциации с диоритами. Первые сформировались, вероятно, как продукты контаминации гранитной магмы. Они отличаются неоднородностью состава, значительными колебаниями в соотношении порообразующих минералов, такситовым сложением и загрязненностью посторонними примесями.

Второй тип гранодиоритов характеризуется порфировидным строением, иногда отчетливой директивной структурой, свидетельствующей о кристаллизации расплава в период интрузии. Соотношение в них порообразующих минералов более или менее постоянно.

Внешне оба типа гранодиоритов практически не различаются. Иногда в гранитоидах первого типа встречаются шлировые обособления биотита или роговой обманки. Структура гранитоидов гипидиоморфно-зернистая, при явном преобладании плагиоклаза — призматически-зернистая. Состав их (%): плагиоклаз (40–65), калишпат (до 30), кварц (10–20), биотит (не превышает 3–5), роговая обманка (10–20). Плагиоклаз (2–4 мм) призматической, таблитчатой формы, нередко зонален, альбитизирован. Состав плагиоклаза изменяется от андезина (№ 43) до кислого лабрадора (№ 51); он замещается сидеритом, хлоритом, серицитом. Развитые в породе крупные кристаллы калишпата обуславливают порфировидный ее облик. В некоторых зернах калиевого полевого шпата наблюдаются пойкилитовые включения зонального плагиоклаза, явления пелитизации. Кварц (1–2 мм) обычно ксеноморфный, иногда образует пегматитовые вроски в калишпате. Он распределен в породе неравномерно и чаще всего приурочен к зонам дробления, где с калишпатом образует небольшие жилки. Биотит представлен разноориентированными, деформированными пластинками зеленовато-бурого цвета, иногда хлоритизирован и эпидотизирован. Роговая обманка (1,5–2,5 мм) призматической формы, зеленая, плеохроирующая от желто-зеленого до густо-зеленого. Повсеместно в той или иной степени отмечается замещение роговой обманки актинолитом и хлоритом. В ассоциации с этими минералами появляется тонкораспыленный магнетит. Из акцессорных минералов в гранодиоритах присутствуют апатит, циркон, магнетит, ильменит, лейкоксен. Химический состав гранитоидов приведен в табл. 5.

Диориты встречаются в краевой фации гранитоидных массивов в пределах Межовского свода (скважины Бергульская-1, Правокаевская-1) и небольших, вероятно, штокообразных тел, не обнаруживающих видимой связи с другими массивами (Раздельная-1). Между собой диориты несколько различаются. Первые из них несут признаки контаминированности, выражающиеся в наличии такситовых текстур и неравновесности минеральных парагенезисов. Внешний облик у них “пестрый”: на сером или темно-сером фоне повсеместно видны неправильной формы и различных размеров более темные пятна, обусловленные скоплением роговой обманки. Плагиоклаз в таких участках при-

сутствует в меньших количествах (до 30–40 %); призматические его кристаллы (андезин № 43–47) явно более идиоморфны, чем амфибол, и частью оказываются в нем пойкилитово включенными. Зеленая роговая обманка составляет основу таких участков; количество ее достигает 65 %. Располагается она беспорядочно, местами даже отмечается взаимное прорастание. По оптическим свойствам ( $N_g = 20\text{--}23^\circ$ ,  $2V = -76^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,021$ ; плеохроизм от темно-зеленого до серо-зеленого) это обыкновенная роговая обманка. В шлировых обособлениях изредка встречаются апатит, калишпат и магнетит. Они располагаются между кристаллами амфибола; их нет в пойкилитовых включениях.

Основной “серый” фон такситовых диоритов по минеральному составу аналогичен “темным” пятнам, но соотношение плагиоклаза и роговой обманки здесь иное. Преобладает андезин (№ 38–40), четко зональный и неравномерно по зонам серицитизированный. Он составляет до 70–75 % объема пород. Амфибол того же состава, что и в шлирах, но не столь ксеноморфный. По структуре такие участки диоритов близки к габбро. Вторичные изменения (хлоритизация, серицитизация, развитие актинолита и эпидота) проявляются более или менее равномерно по всей массе породы.

Диориты второго типа, представленные самостоятельными “малыми интрузиями”, отличаются серым, иногда темновато-серым цветом и равномерным распределением главных породообразующих минералов. Плагиоклаз в них двух типов: зональный, слагающий порфиновые выделения, и незональный. Он составляет основную массу породы. Первый из них в ядре представлен лабрадором (№ 63), а в периферийных зонах — олигоклаз-андезином (№ 28–35). Незональный плагиоклаз в виде удлиненных полисинтетически сдвойникованных призмочек переполняет породу (до 55 %). Состав его (№ 30–35) соответствует периферийным зернам порфиновых выделений. Роговая обманка среди полевых шпатов распределена более или менее равномерно. Призматические, иногда заметно удлиненные ее индивиды обладают примерно одинаковой степенью идиоморфизма с плагиоклазом, обуславливая близкую к габбровой структуру. Правда, в некоторых участках породы замечается субпараллельное расположение плагиоклаза и амфибола и появление, таким образом, директивных структур. Они интересны тем, что отражают движение кристаллизующейся магмы, указывая тем самым на глубинный характер образования минералов. Амфибол в этих диоритах несколько иной. Окраска его зеленая или бледно-зеленая, плеохроизм от зеленого до бесцветного. Это, очевидно, указывает на меньшую железистость минерала. Из вторичных обычны хлорит, серицит, актинолит, эпидот, альбит. Аксессуарные представлены апатитом, магнетитом, редко цирконом.

## II.2.2. Базит-ультрамафическая серия

Габброиды и ультрабазиты распространены ограниченно. Габбро-диабазы встречены в Прибелинской скв. 1 (инт. 2863,4–2913,5 м) и Бергульской скв. 1

(инт. 2663,0–2669,0 м). Они составляют самостоятельные тела, возможно, пластовой морфологии (силлы). Породы среднезернистые массивные в верхней части разреза разуплотненные выветрелые хлоритизированные, серицитизированные, карбонатизированные. Возраст их условно принимается как пермо-триасовый, поскольку вмещают их девонские органогенные известняки. Однако это не согласуется с более древним их возрастом относительно пермо-карбоновых гранитов (в других районах Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба).

До сих пор в Алтае-Саянской области превалирует тенденция разделять основные и кислые магматиты, поскольку априори считается, что первые — продукты первичной мантийной магмы, а вторые — корового палингенеза. Вместе с тем прямые геологические наблюдения, структурно-временная сближенность габброидов и гранитоидов, общность и преемственность составов тех и других позволяют рассматривать их как закономерно следующие в гомодромной последовательности части (фазы) единого магматического процесса и объединять в рамках одного комплекса. На сопредельных территориях Алтая это белокурихинский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс, на Юго-Западном Салаире — выдрихинский габбро-монцодиорит-гранитовый комплекс, в Колывань-Томской зоне — обской гранитоидный + ташаринский габброидный, которые, скорее всего, составляют разновозрастную серию. С перечисленными подразделениями гранитоиды и базиты юго-восточной части Западно-Сибирской низменности коррелируются по вещественным характеристикам (минеральный, химический составы, геохимия, микро- и макроструктурные особенности), тектонической позиции, возрасту. По-видимому, их следует выделить как межовский габбро-гранитный комплекс пермо-карбонового уровня.

### II.2.3. Вулканогенные породы

Вулканогенные образования на юго-востоке Западно-Сибирской низменности распространены довольно широко, их взаимоотношения с другими породами весьма разнообразны. В первую очередь, надежно выделяются своим свежим обликом пермо-триасовые базальты, долериты трапповой формации. Среди доюрских вулканогенно-осадочных отложений некоторыми исследователями по степени измененности и метаморфизма пород выделяются более древние образования складчатого фундамента и более молодые — промежуточного комплекса (девон—пермь). Однако такое подразделение весьма условно, так как во многих случаях характер и причины изменения пород остаются невыясненными. Нередко они вызваны локальными причинами — контактовым воздействием крупных интрузивных тел, зонами глубинных и региональных разломов и др. Возраст вулканогенных пород определяется по соотношению с вмещающими осадочными отложениями, содержащими фауну, споры, пыльцу, или же путем сопоставления со сходными по составу и строению районами, где положение аналогичных пород установлено более достоверно. Однако та-

ких участков немного и в большинстве случаев вулканы оказываются “немыми”. Поэтому они на территории юго-восточной части Западно-Сибирской низменности расчленяются пока только вещественно. По минеральному составу среди вулканогенных образований выделены базальтовые, диабазовые и плагиобазальтовые порфириты, а также некоторые их пирокластические аналоги. Кроме того, на отдельных площадях скважинами вскрыты кислые вулканы — кварцевые порфиры, фельзиты, фельзитовые порфиры, кварцевые кератофиры, дацитовые порфиры, их пирокластические аналоги.

Базальтовые порфириты и сходные по составу туфы встречены в Верх-Тарских скв. 3, 7, Майзасской скв. 1, Западно-Калчагской скв. 1, Узасской скв. 1, Литковской скв. 1 и др. Химические анализы вулканогенных пород, их радиологический возраст приведены в табл. 4, 5, 6. Последние изменяются от 212 до 367 млн лет, что соответствует карбону—перми—триасу.

Базальтовые порфириты темно-серые, зеленовато-серые и темно-зеленые, в верхней части более светлые, измененные. Породы нередко катаклазированы, с зеркалами скольжения и нередко с многочисленными трещинами (от долей миллиметров до нескольких сантиметров), выполненными чаще всего кальцитом и реже кварцем. В породах явственно просматриваются порфировая структура и миндалекаменная текстура.

Под микроскопом породы обнаруживают порфировую структуру, основная масса в них разнообразная: интерсертальная, гиалопилитовая и пилотакситовая; для всех разновидностей характерны миндалекаменные текстуры. Миндалины округлые, неправильные, амёбовидные, размером от 0,3 до 10–12 мм, выполнены хлоритом, палагонитом, халцедоном, карбонатами. Вкрапленники представлены плагиоклазом и темноцветными минералами, их немного — 7–12 %. Размеры фенокристаллов колеблются от 0,2 до 2,0 мм. Плагиоклаз во вкрапленниках таблитчатый, коротко- и длиннопризматический, по составу изменяется от лабрадора (№ 65) до битовнита (№ 78). Большей частью он альбитизирован, а нередко и перекристаллизован с образованием гранобластового альбитового агрегата, в ассоциации с которым постоянно присутствует кальцит. Местами по плагиоклазу развиваются тонкозернистые агрегаты кварца, хлорита, тонкочешуйчатого серицита, каолинита. Вкрапленники темноцветных минералов (пироксен, оливин) замещены вторичными — хлоритом, актинолитом, карбонатами, серпентином, лейкоксомом, магнетитом, и только по форме зерен можно восстановить исходный минерал. Иногда кристаллы оливина окаймляются тонкими скоплениями лейкоксенизированного ильменита.

Основная масса складывается беспорядочно ориентированными лейстами и микролитами плагиоклаза, с примесью пироксена, магнетита и девитрифицированным вулканическим стеклом. Характер изменения минералов основной массы аналогичен таковому во вкрапленниках; лейсты и микролиты плагиоклаза часто имеют неровные ограничения, иногда расщеплены на концевых гра-

Химический состав базальтовых порфиров и оливиновых долеритов  
Никольской параметрической скв.1, мас. %

Таблица 6.

| Интервал отбора пробы, м;<br>порода      | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO   | MgO   | MnO  | K <sub>2</sub> O | Na <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | SO <sub>3</sub> | П.п.п. | Сумма  |
|------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|-------|------|------------------|-------------------|-------------------------------|-----------------|--------|--------|
| 4500,0–4492,2;<br>базальтовый порфирит   | 48,11            | 1,35             | 16,93                          | 4,31                           | 11,43 | 5,22  | 0,22 | 0,50             | 2,81              | 0,64                          | 0,07            | 3,28   | 100,32 |
| 4380,5–4373,0;<br>оливиновый долерит     | 47,68            | 0,95             | 14,76                          | 5,32                           | 8,89  | 10,18 | 0,13 | 0,72             | 2,55              | 0,39                          | 0,72            | 1,45   | 100,06 |
| 4336,8–4329,0; то же                     | 47,71            | 1,25             | 14,34                          | 5,50                           | 10,7  | 6,62  | 0,12 | 0,98             | 2,61              | 0,42                          | 0,05            | 2,17   | 98,8   |
| 4221,0–4213,2; »                         | 50,15            | 1,50             | 15,90                          | 3,86                           | 9,22  | 5,97  | 0,14 | 1,07             | 2,89              | 0,58                          | 0,03            | 5,56   | 103,57 |
| 3868,25–3861,55;<br>базальтовый порфирит | 46,43            | 1,04             | 15,31                          | 3,54                           | 10,23 | 8,32  | 0,34 | 2,57             | 0,17              | 0,42                          | 0,16            | 3,36   | 99,36  |
| 3832,7–3825,0; то же                     | 45,48            | 1,44             | 14,00                          | 2,89                           | 8,82  | 3,17  | 0,40 | 0,51             | 2,22              | 0,40                          | —               | 9,98   | 99,81  |
| 3780,55–3773,15; »                       | 41,23            | 1,52             | 16,78                          | 5,08                           | 8,99  | 7,21  | 0,14 | 0,53             | 3,12              | 0,70                          | 0,05            | 8,59   | 99,82  |
| 3755,55–3748,55; »                       | 53,38            | 1,19             | 13,52                          | 6,49                           | 5,19  | 5,44  | 0,10 | 1,49             | 3,25              | 0,60                          | 0,02            | 4,54   | 99,89  |
| 3665,35–3657,85; »                       | 51,92            | 1,37             | 14,61                          | 5,33                           | 8,26  | 8,21  | 0,12 | 1,56             | 2,96              | 0,70                          | 0,01            | 2,62   | 102,1  |
| 3503,0–3498,75; »                        | 50,08            | 1,28             | 15,54                          | 3,21                           | 9,33  | 6,52  | 0,22 | 0,62             | 2,96              | 0,49                          | 0,02            | 2,29   | 99,96  |
| 3498,75–3494,0; »                        | 50,85            | 1,31             | 15,60                          | 2,71                           | 7,83  | 5,48  | 0,23 | 0,79             | 3,27              | 0,49                          | 0,03            | 1,75   | 99,64  |
| 3418,0–3410,0; »                         | 48,80            | 1,54             | 16,32                          | 7,68                           | 8,42  | 5,64  | 0,23 | 1,06             | 3,37              | 0,65                          | 0,03            | 2,72   | 100,85 |
| 3403,0–3395,5; »                         | 49,22            | 1,80             | 15,80                          | 6,23                           | 8,46  | 5,67  | 0,33 | 1,54             | 3,42              | 0,71                          | 0,01            | 6,51   | 104,4  |
| 3342,9–3335,45; »                        | 50,57            | 1,36             | 16,80                          | 4,55                           | 9,70  | 5,30  | 0,24 | 1,23             | 3,65              | 0,55                          | Сл.             | 1,58   | 100,15 |
| 3315,85–3308,85; »                       | 48,65            | 1,25             | 14,50                          | 8,69                           | 9,15  | 3,86  | 0,18 | 0,33             | 3,08              | 0,57                          | 0,02            | 3,96   | 99,44  |

нях. Стекловатый мезостазис переполнен пылевидными частицами ильменита, иногда лейкоксенизированного, и тонкочешуйчатым хлоритом. Единично встречаются призмочки акцессорного апатита. Для пород характерны окварцевание и хлоритизация. Мелкозернистые агрегаты кварца слагают гнезда или же вместе с хлоритом образуют жилки толщиной до 3 мм.

Все породы в разной степени изменены с образованием тонкочешуйчатого каолинита, кремнистых агрегатов кальцита, сидерита и серицита. Базальтовые порфиристы, встреченные в разрезах скважин: Тенисской-1, Майзасской-1, Верх-Тарской-1 и других, залегают среди фаунистически охарактеризованных девонских известняков [Богуш и др., 1980; Краснов и др., 1986, 1990; и др.]. Радиологическое датирование возраста этих пород, к сожалению, отсутствует.

Гиалобазальты (массивные, серые, метаморфизованные, интенсивно измененные породы) вскрыты в разрезах Верх-Тарской скв. 3, Малоичской скв. 2 (инт. 2961–2966 м). Породы характеризуются гломеропорфировой структурой и гиалопилитовой основной массой. Вкрапленники представлены единичными кристаллами плагиоклаза, реже пироксена и оливина; размер их 0,3–1,0 мм. Плагиоклаз во вкрапленниках короткопризматический и призматический; размер зерен от 0,1 до 0,5 мм; альбитизирован, частично бывает замещен каолинитом и карбонатом. Кристаллы пироксена и оливина на срезах перпендикулярно оси *C* соответственно восьмигранные, нечетко ромбовидные, бочонковидные. Темноцветные минералы замещены тонкозернистыми агрегатами кальцита, каолинита, хлорита и кварца. Характерно нахождение в гломеропорфировых сростках плагиоклаза с пироксеном или оливином. Основная масса породы состоит из буроватого изотропного мезостазиса, содержащего редкие и мелкие микролиты плагиоклаза. Стекло большей частью замещено тонкозернистыми агрегатами сидерита, кальцита и лейкоксена.

В разрезах вышеуказанных скважин гиалобазальты (и диабазовые порфиристы) переслаиваются с органогенными известняками и доломитами девонского возраста. Это позволяет не только датировать возраст эффузивов, но и определенно говорить о подводном излиянии лав в этом районе.

Диабазы, диабазовые порфиристы и их пирокластические аналоги пространственно связаны с базальтовыми порфиритами. Они широко развиты и подсечены скважинами: Бергульской-1, Верх-Тарскими-3, 30, Восточной-8, Дедовской-1, Ипатовской-5, Камышинской-1, Касманскими-1, 9, 10, Красногорской-1, Малоичскими-2, 18, Майзасской-1, Ново-Троицкой-1, Нагорнинской-2, Прирахтовской-2, Рифтовой-1, Тай-Дасской-2, Тартасской-2. Это зеленовато-серые, плотные, иногда выветрелые (измененные) породы порфировой структуры с офитовой и интерсертальной основной массой. Вкрапленники редки, иногда совсем отсутствуют. Представлены они плагиоклазом и темноцветными минералами размером от 0,5 до 1,5 мм. Плагиоклаз длиннопризматического габитуса, интенсивно хлоритизирован, нередко каолинизирован и переполнен агрегатами кальцита. Состав плагиоклаза: лабрадор-битовнит (№ 62–74). Тем-

ноцветные минералы, как и в базальтах, сложены пироксеном и оливином. Эти минералы повсеместно замещены хлоритом, иддингситом, кальцитом, сидеритом, лейкоксеном. Основная масса полнокристаллическая, сложена теми же минералами, что и порфиновые выделения, с аналогичными вторичными изменениями. В основной массе отмечается лейкоксенизированный рудный минерал. На Верх-Тарской площади (скв. 30) и в разрезе Камышинской скв. 1 среди вторичных минералов появляется актинолит и акцессорный апатит. Единично встречаются мелкие (до 4 м) амёбовидные миндалины, выполненные хлоритом. В Камышинской скв. 1 обильно развит вторичный биотит, изменяющий строение основной массы до роговиковой.

Диабазы миндалекаменные зеленовато-серые, участками темно-серые, трещиноватые, характеризуются гиалоофитовой и интерсертальной структурами; встречаются разности с порфировой структурой. Текстура пород миндалекаменная; миндалины округлой, реже неправильной формы размером 0,2–0,7 мм, выполнены хлоритом и халцедоном. В верхней части разреза встречается пирит. Породы интенсивно изменены вторичными (эндогенно-экзогенными) процессами, что затрудняет определение их первичного минерального состава. Плагноклаз в диабазах резко преобладает, представлен он длиннопризматическими зернами размером 0,1–0,5 мм, чаще всего бывает почти полностью замещен тонкочешуйчатым серицитом, мелкозернистым кальцитом, новообразованным каолинитом. Участками среди агрегатов вторичных минералов усматривается двойниковая структура плагноклаза. Трудно также из-за сильной разложенности определить первичную природу темноцветного минерала, его количественное содержание в породе. Фемические минералы почти полностью замещены зеленоватым, почти бесцветным серпентин-хлоритом и угадываются по изометричным, нечетко выраженным формам. В промежутках между зернами плагноклаза и темноцветного минерала расположены мелкие (0,05–0,15 мм) изометричные и удлинённые агрегаты лейкоксенизированного ильменита. Стекловатый базис замещен почти бесцветным хлоритом, тонкораспыленным лейкоксеном, тонкоагрегатным кальцитом. Диабазы сопровождаются пирокластическими образованиями того же состава и переслаиваются с ними.

Литовитрокластические туфы диабазовых порфиритов, встреченные в Ракитинской скв. 1, Западно-Калгачской скв. 1, Саргатских скв. 3, 4, Туйской скв. 2, Рифтовой скв. 1, Малиновской скв. 1, Бочкаревской скв. 2, Большереченской скв. 1, Ипатовской скв. 4 и других, макроскопически мало отличаются от эффузивных аналогов. Породы обладают литовитрокластической псефитопсаммитовой структурой, массивной текстурой. Обломки угловатой и полуугловатой формы; сортировка их плохая, размер от 0,1 до 6,0 мм. Представлены они диабазом и пузыристым, нацело разложенным вулканическим стеклом, которое хорошо распознается по осколчатой форме и характеру преобразования. Реже встречаются осколки плагноклаза. Обломочный материал хлоритизирован, серицитизирован, карбонатизирован, участками окварцован и каоли-

низирован. Основная цементирующая масса туфов изредка сохраняет контуры пепловых частиц, она интенсивно серицитизирована, хлоритизирована, каолинизирована, лейкоксенизирована, окварцована. Порода насыщена тонкораспыленным красно-бурым гематитом, карбонатизирована.

Туфолавы (Литковская скв. 1, Кулайская скв. 3) несут те же черты изменения, что и вышеописанные породы, поэтому структурные и минеральные их особенности распознаются с большим трудом. Обломочный материал представлен в основном осколками измененного вулканического стекла, имеющими остроугольную и сплюсненную форму. Слабо заметна флюидальная текстура породы. Среди вторичных изменений, характерных для этих вулканитов, необходимо отметить ассоциацию гидрослюда—хлорит—каолинит. Туфолавы переслаиваются с покровами диабазов, базальтов, образуя автолиты. Подобно большинству покровов и потоков, они возникли в более или менее спокойной обстановке. Исторгнутые из глубин лавы застывали на земной поверхности (скорее всего, на дне морских бассейнов) неравномерно. В первую очередь, по-видимому, возникла на поверхности потока (покрова) корочка, которая позднее под давлением следующих порций лавы взламывалась, и обломки лавы, в зависимости от скорости застывания, частично оставались на месте, частью же опускались на глубину, цементируясь лавой практически того же состава. Так можно объяснить отсутствие в туфолавках обломков других пород и наличие в них флюидальности. Такая трактовка способа образования туфолав объясняет их переслаивание с типичными эффузивами, одинаковый с последними состав.

Андезитовые порфириды являются представителями вулканитов среднего состава и развиты на рассматриваемой территории довольно широко. Они вскрыты скважинами: Прирахтовскими-1, 2, Чебурулинской-1, Баклянской-1, Калачевской-1, Пахомовскими-1, 2, Красногорской-1, Ново-Троицкой-1, Восточно-Тарской-1, Восточной-3, Южно-Чулымской-1 и др. В вышеуказанных разрезах скважин они редко встречаются совместно с туфами.

Породы зеленовато-темно-серые, иногда серовато-бурые вследствие развития гидроксидов железа, разбиты сетью трещинок и жилок кальцитового, хлоритового и сидеритового состава. Под микроскопом обнаруживают порфировые структуры с пилотакситовой, интерсертальной или гиалопилитовой основной массой. Текстуры пород миндалекаменные, массивные, иногда флюктуационные; вкрапленники представлены плагиоклазом в сочетании с пироксеном и реже с роговой обманкой. Размер вкрапленников 1–10 мм, они составляют в сумме от 10 до 17–20 %. Фенокристаллы плагиоклаза сложены призматическими, реже таблитчатыми и удлиненно-призматическими кристаллами, обычно интенсивно измененными и замещенными серицитом, хлоритом и соссюритом. Иногда порфириды обнаруживают так называемую селективную “пятнистую” альбитизацию вкрапленников с “островками” сохранившегося плагиоклаза (андезина № 37–48). В единичных вкрапленниках отмечается нечеткая зональность. Среди андезитовых порфиритов встречаются разновидности, в которых фенокрис-

таллы представлены исключительно зональным плагиоклазом (№ 46–52). Фемические минералы присутствуют только в основной массе. В редких вкраплениях они почти полностью замещены бледно-зеленым хлоритом и кальцитом.

Основная масса породы состоит из микролитов альбитизированного, иногда перекристаллизованного плагиоклаза, ориентировка которого обуславливает либо пилотакситовую, либо интерсертальную структуру; в промежутках между микролитами находятся хлоритизированные темноцветные минералы, тонкие зерна магнетита, чешуйки хлорита, замещающие вулканическое стекло. Встречаются в основной массе сгустки лейкоксена, серицит. В некоторых разновидностях порфириров основная масса эпидотизирована, рассечена тонкими жилками хлорита и кальцита. Миндалекаменная текстура характерна для большинства этих пород. Неравномерно распределенные в массе порфириров миндалины размером от 0,5 до 3 мм выполнены хлоритом, кальцитом, альбитом, иногда буровато-зеленым палагонитом. Обычными акцессорными минералами порфириров являются апатит, сфен, анатаз.

Андезитовые туфы (Северо-Кулайская скв. 10, Прирахтовские скв. 2, 4) обычно массивные зеленовато-серые, разбиты сетью трещин и хлорит-кальцитовых жилок. Обильно развиты в них карбонаты и гидроксиды железа. Под микроскопом ясно проявляется литокристаллокластическая и кристаллолитокластическая структуры. Обломочный материал составляет 75–90 %; обломки угловатые размером от 0,05 до 5–8 мм. Состав их: плагиоклаз (30–60 %), порфириты с гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной структурами (40–60 %), осколки девитрифицированного стекла, иногда моноклинный пироксен (до 10 %). Цементирующая масса преимущественно хлоритовая с примесью серицита, спорадически развит актинолит, местами отмечается окварцевание и эпидотизация.

В Прирахтовских скв. 2, 3 и Кулайской скв. 3 встречены туфолавы андезитовых порфириров (черные, плотные, крепкие).

Вулканиды кислого состава и пирокластические их аналоги распространены на ряде площадей и подсечены скважинами: Воробьевской-1, Витинской-1, Западно-Большереченской-1, Красногорской-1, Новологиновской-2, Оптимистической-1, Пихтовой-1, Прирахтовскими-1, 5, Чебуралинскими-2, 3, 5, Чековскими-1, 2 и др. Вулканиды в основном слагают куполовидные тела, небольшие по протяженности потоки и покровы, а также, что весьма характерно для этой группы пород, приповерхностные интрузии. Породы представлены кварцевыми порфирами, фельзитами, фельзитовыми порфирами, кварцевыми кераатофирами и дацитовыми порфирами.

Кварцевые порфиры встречены в скважинах: Оптимистической-1, Тай-Дасской-3, Прирахтовских-1, 5, Чебуралинской-5, Южно-Чулымской-1, Доволенской-1 и др. Породы серовато-белые, светло-фисташкового и розовато-серого цветов, с отчетливой порфировой структурой, плотные массивные или с едва заметной флюидальной текстурой. В шлифах хорошо просматривается пор-

фировая структура со сферолитовой и фельзитовой основной массой. Текстура тонкофлюидальная, тонкополосчатая, обусловлена чередованием полос с различным строением. Реже проявляются в порфирах однородные и массивные текстуры. Фенокристаллов в породе обычно немного (до 15 %). Представлены они полевыми шпатами и кварцем, размеры их 0,3–2,0 мм. Полевые шпаты, как и в других вулканитах, призматического и короткопризматического габитуса — это плагиоклаз и калишпат, в разной степени замещенные серицит-каолининовым агрегатом, пелитизированные, иногда частично перекристаллизованные. Вкрапленники кварца обычно мелкие, изометричной формы, нередко оплавленные и иногда содержат включения основной массы. На вкрапленники часто нарастают радиально-лучистые агрегаты полевошпат-кварцевого состава. Основная масса пород сферолитовая и фельзитовая. В породах с флюидальной текстурой эти структуры чередуются в виде полос. Для всех пород характерно развитие вторичного кварца в виде жилок, линзочек, гнездовых образований. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, анатазом.

Кварцевые порфиры сопровождаются пирокластическими породами — кристаллолитокластическими и витролитокластическими туфами, брекчиями, иногда обнаруживающими грубофлюидальную текстуру (Тевризская скв. 2, Январская скв. 1 и др.).

Фельзитовые альбитофиры и фельзитовые порфиры встречены в Витинской скв. 1 (север Новосибирской области), на площадях южной части Томской области (Моисеевской, Восточно-Моисеевской, Инкинской, Шингинской) они вскрыты отдельными скважинами. Это светлые розовато-серые и зеленовато-серые породы с ясно выраженным порфировым, а в отдельных случаях гломеропорфировым строением. Вкрапленники (15–20 %) представлены деанортитизированным плагиоклазом (альбит № 3–5) и реже калишпатом. Нередко они образуют неправильной формы гломеросростки. Форма их короткопризматическая, таблитчатая. Основная масса то фельзитовая, то сферолитовая, то более раскристаллизованная и напоминает микрогранитовую. Иногда в основной массе наблюдаются более крупные кварцевые зерна с микропойкилитовыми вростками плагиоклаза. Текстура массивная и флюидальная.

Кварцевые кератофиры выявлены на Чебурлинской (скв. 2, 3) и Воробьевской (скв. 1) площадях. Внешний облик пород розовато-серый, массивный, однородный. Под микроскопом обнаруживают порфировую структуру с микропойкилитовой основной массой. Вкрапленники составляют около 20 % породы. Представлены они калишпатом короткопризматической и таблитчатой форм. Наряду с единичными его выделениями иногда встречаются гломеропорфировые сростки. Размер вкрапленников 0,5–1,5 мм. Отчетливо выражено метасоматическое замещение калишпата шахматным альбитом, буроватыми агрегатами карбоната и серицита. Основная масса породы представлена изометричными зернами кварца, пронизанными тонкими длинными беспорядочно ориентированными микролитами полевых шпатов, а также мелкими зернами магнетита.

Пирокластические аналоги кварцевых кератофиров в разрезах вышеуказанных скважин не встречены. Возможно, кварцевые кератофиры представлены приповерхностными телами типа куполов [Иванов и др., 1984, 1988].

Дацитовые порфиры вскрыты Южно-Чулымской скв. 1 и Баклянской скв. 1. Это зеленовато-серые микротрещиноватые породы порфировой структуры с микропойкилитовой основной массой. Текстура массивная, участками такситовая, обусловленная микролитовой структурой и обилием хлоритизированного стекла. Возможно, эти участки являются ксенолитами более ранней основной магмы, переплавленной впоследствии магмой дацитового состава. Вкрапленники размером 0,2–2,0 мм отмечены в небольшом количестве. Представлены они кварцем, плагиоклазом, иногда оливином. Плагиоклаз (андезин № 37), нечетко зонален, замещается агрегатами соссюрита, карбонатом и серицитом. Вкрапленники кварца встречаются редко, они оплавлены, иногда содержат включения основной массы, выполненной изометричными зернами интенсивно пелитизированного калишпата и кварца с включениями в нем нацело серицитизированных микролитов олигоклаза. В породе изредка встречаются мелкие линзовидные участки, состоящие из замещенного хлоритом и палагонитом вулканического стекла.

Пирокластические аналоги дацитовых порфиров подсечены Ягыл-Яхскими скв. 4 и 5, где они представлены переслаиванием туфов дацитовых порфиров и туфоловами.

По составу и возрасту вулканогенные породы фундамента в юго-восточной части Западно-Сибирской низменности могут быть сопоставлены с буготакским (укропским) трахит-андезит-базальтовым комплексом Колывань-Томской зоны, сафоновским андезит-базальтовым комплексом Салаира и пихтовским андезит-базальтовым или давыдовско-каменским дацит-базальтовым комплексом Северо-Западного Алтая. Для более надежных корреляций необходимо более детальное изучение вулканогенных пород как Западно-Сибирской низменности, так и прилегающих районов, в особенности количественными геохимическими методами с учетом распределения редкоземельных элементов, изотопного состава, изотопно-радиологических датировок и других диагностических признаков

## II.2.4. Вулканиты трапповой формации

К этой формации отнесены породы базальтового ряда. Они образуют покровы, потоки, интрузивные залежи и дайки. Последние, возможно, являются краевыми частями вулканитов и фиксируют собой разломы, по которым изливались лавы. Этим породам присущи специфические особенности. Они претерпели незначительную дифференциацию. Выделенные среди них разновидности — базальты, андезитобазальты, оливин-пироксеновые порфириты, долериты, габбро-долериты и конга-диабазы — различаются, как нетрудно заме-

тить, только по структурно-текстурным признакам. Петрографический состав их очень близок. Важной особенностью этих образований является почти полное отсутствие среди них пирокластических составляющих, которые обычно присущи вулканитам центрального типа. Это обстоятельство позволяет предполагать, что основная масса вулканитов трапповой формации связана с крупными разломами, служившими путями движения магматических расплавов из подкоровых глубин к земной поверхности.

В отличие от вулканитов вышеописанной формации (более ранних по времени и значительно измененных) породы трапповой формации очень хорошо сохранились. Главные породообразующие минералы в них свежие, почти не затронуты вторичными изменениями. Во многих разновидностях базальтов сохранилось вулканическое стекло. Это одно из убедительных доказательств того, что региональный метаморфизм на породы трапповой формации не оказал сколько-нибудь значительного влияния [Левинсон-Лессинг, 1933; и др.].

Базальты наиболее хорошо изучены и вскрыты на большую мощность в разрезе Никольской параметрической скв. 1 (Омско-Тарское Прииртышье), где они переслаиваются с терригенными отложениями, возраст которых, по данным спорово-пыльцевого анализа, датирован тремя отделами и шестью ярусами триаса. На небольшую мощность базальты вскрыты в Омской области скважинами: Ивановской-1, Литковской-1, Наталинской-2, Седельниковскими-1, 5, Смоленской-1, Январской-1, Омской-1 и др. В Новосибирской области базальты менее распространены и вскрыты скважинами: Верх-Тарскими-3, 7, Западно-Калгачской-1, Малоичской-2, Узасской-1.

Визуально породы плотные крепкие, часто миндалекаменные порфировидные зеленовато-серые, буровато-серые и почти черные. При окислении окраска вишнево-фиолетовая. Под микроскопом они обнаруживают интерсерпентальные, микропйкилитовые, гиалофитовые, иногда порфировидные структуры и миндалекаменные, реже массивные текстуры. Миндалины округлые, неправильные, амебовидные достигают 15 мм, но чаще 3–7 мм, выполнены хлоритом, хальцедоном, кальцитом, цеолитом. Иногда наблюдается концентрическое и скорлуповатое строение миндалин: перистый халцедон перемежается с тонкими кальцитовыми зонками и оторачивается серпентином и цеолитами. Количество миндалин в породе колеблется от нескольких до 15–20 %.

Породообразующие минералы представлены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и оливином. Иногда моноклинный пироксен отсутствует, а в отдельных случаях в базальтах встречаются базальтическая роговая обманка и биотит. Процентное соотношение породообразующих минералов: плагиоклаз — 45–55, оливин — 0–20, моноклинный пироксен — 0–15, вулканическое стекло — до 15–20. Вторичные минералы выполнены карбонатами, серпентином, буолингитом-иддингситом, кварцем и хальцедоном, цеолитами, серицитом, хлоритом, лейкоксеном. Акцессорные — магнетит, ильменит, апатит.

Плаггиоклаз встречается в виде вкрапленников призматической формы размером 1–3 мм. Отчетливо выражены полисинтетические двойники, иногда — нечеткая зональность. По составу это лабрадор (№ 60–68), реже битовнит (до № 80). В отдельных разностях андезитобазальтов состав плаггиоклазов приближается к андезину. Выделения плаггиоклаза почти всегда свежие и очень редко слабосерицитизированные. Раздробленные кристаллы секутся тонкими жилками бледно-зеленого хлорита. В выветрелых (измененных наложенными процессами) базальтах плаггиоклаз полностью или частично бывает замещен кальцитом, каолинитом, серицитом и, в меньшей степени, кварцем и хлоритом.

Кристаллы оливина размером 0,3–1,5 мм бочонковидной, ромбовидной и изометрической форм, разбиты многочисленными трещинками, по которым развиваются бурые гидроксиды железа и серпентин. В одних породах оливин замещается зеленоватым, зеленовато-буроватым боулингитом и халцедоном, в других — серпентином, карбонатом и магнетитом, в третьих — бурым идингситом. Моноклинный пироксен обычно свежий, неправильной формы, размером до 1,5 мм. В крупных кристаллах клинопироксена встречаются пойкилитовые вроски плаггиоклаза. В шлифах он слабо-зеленоватый, почти бесцветный либо слабо-буроватый с фиолетовым оттенком. Судя по оптическим свойствам, пироксен представлен авгитом. Отмечаются катаклаз, карбонатизация и хлоритизация пироксена. В интерстициях между зернами породообразующих минералов встречается вулканическое стекло черно-бурого цвета. Иногда оно в той или иной мере замещено бледно-зеленым хлоритом, пропылено мелкими зернами магнетита и ильменита. Встречаются одиночные длинные призматической формы кристаллы апатита.

Базальтовые порфириды в разрезе Никольской параметрической скв. 1 представлены 15 покровными телами, мощность которых колеблется от 5,0 до 208,0 м. Породы зеленовато-серые, серовато-зеленые и темно-серые, массивные с порфировой, гломеропорфировой, реже афировой структурой и с микролитовой, реже гиалопилитовой, офитовой и пойкилоофитовой основной массой, с однородной и миндалекаменной текстурой. Участками породы переходят в диабазовые порфириды.

Порфировые выделения выполнены длиннопризматическими, реже таблитчатыми зернами тонкосдвойникованного основного плаггиоклаза, довольно часто подверженного развитию вторичных минералов: хлорита, серицита, карбоната. В меньшем количестве в виде порфировых выделений встречаются изометричные, таблитчатые зерна темноцветного компонента, нацело замещенного хлоритом, карбонатом, с примесью кварца и гидроксидов железа. Количество порфировых выделений колеблется в пределах 18–35 %, размеры их от 0,5 до 2,5 мм.

Основная масса выполнена беспорядочно расположенными микролитами плаггиоклаза (от 0,1 до 0,7 мм), подверженного развитию хлорита и погруженного в хлоритовый мезостазис, забитый сыпью рудного минерала. Изредка меж-

зерновое пространство заполнено бурым изотропным вулканическим стеклом — палагонитом. Темноцветные минералы почти полностью изменены. Промежутки между ними заполнены разночешуйчатым ярко-зеленым хлоритом, с обильной сыпью рудного минерала. Почти повсеместно в породах присутствуют миндалины. Количество их непостоянно и изменяется от 3 до 40 %. Форма самая разнообразная: от причудливо-неправильной до овальной и идеально округлой, величина их от 0,1 до 8 мм и более. В некоторых миндалинах наблюдается концентрическое строение. Выполнены они разномзернистым карбонатом, разночешуйчатым агрегатом хлорита и бурой слюдки, реже халцедон-кварцевым агрегатом. Повсеместно породы секутся почти вертикальными трещинами, сложенными разномзернистым агрегатом кальцита, ширина их от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Аксессуары представлены ильменитом.

Оливиновые долериты залегают в интервале 4185–4385 м. Породы плотные, однородные, крепкие, мелко-, крупнозернистые, зеленовато-черного, темно-серого с зеленоватым оттенком цвета. Структура у них офитовая, пойкило-офитовая, участками наблюдаются элементы слабо выраженной порфировой структуры.

Сложены породы плагиоклазом (40–58 %), моноклинным пироксеном (18–40 %), оливином (5–27 %), титаномагнетитом (4–7 %). Неповсеместно в породах отмечается ярко-зеленый хлорит (3–10 %) и спорадически встречаются девитрифицированное вулканическое стекло (15–20 %), кварц, калиевый полевой шпат.

Плагиоклаз основного состава образует идиоморфные длиннопризматические, реже таблитчатые, тонкосдвойникованные зерна размером от 0,4 до 5 мм. Пироксен встречается в виде зерен ксеноморфной, идиоморфной, реже призматической формы, часто с пойкилитовыми включениями плагиоклаза, редко с изометричными зернами измененного оливина. Размер зерен пироксена от 0,5 до 5 мм. Оливин присутствует в идиоморфных зернах с обилием трещинок, по которым развиваются илдингсит, боулингит и редко тальк. В результате появляется характерная петельчатая структура с участками неразрушенного оливина. Иногда оливин нацело замещен ярко-зеленым хлоритом. Величина зерен до 1,3–1,5 мм. Рудный минерал — титаномагнетит — встречается в неправильных зернах, реже в форме правильных кристаллов. Хлорит ярко-зеленый, участвует в строении разночешуйчатых агрегатов, местами выполняющих промежутки между зернами. Иногда в нем наблюдаются тонкие игловидные микролиты плагиоклаза. Редко в этих породах роль мезостазиса принадлежит бурому вулканическому стеклу, слабо девитрифицированному, иногда с чуть заметным вариолитовым строением, изредка с выделением тонких слабо выраженных микролитов плагиоклаза.

В очень небольших количествах в долеритах, в промежутках между зернами, отмечены агрегаты кварца и калиевого полевого шпата, часто образующие микропегматитовые срастания. Аксессуары представлены ильменитом и апатитом.

Залегают оливиновые долериты среди осадочных терригенных пород, возраст которых, по данным спорово-пыльцевого анализа, датирован индским ярусом нижнего триаса.

Химический состав базальтовых порфиритов и оливиновых долеритов приведен в табл. 6, 7. Он соответствует петрографическому составу этих пород [Левинсон-Лессинг, 1933; и др.].

Пирокластические породы представлены туфоловами базальтовых порфиритов, туффитами. Цвет их буровато-вишневый, темно-зеленый с фиштакковым оттенком. Структура туфолов базальтового порфирита витролитокластическая, текстура массивная. Сложены породы крупными обломками базальтового порфирита и обломками вулканического стекла. Размеры обломков от 0,03 до 4–8 мм.

Туффиты — с кристаллолитокластической структурой. Текстура обусловлена ориентированным расположением кластического материала, представленного овально-вытянутыми, изометричными, неправильными и оскольчатыми обломками разного осадочно-вулканогенного состава. Величина обломков 0,07–1,5 мм.

Андезибазальты и сопровождающие их пирокластические аналоги вскрыты Узасской скв. 1, где они переслаиваются с туфами, туффитами, базальтовыми порфиритами и лавобрежчиями базальтовых порфиритов. Вскрытая мощность доюрских образований в этой скважине составляет 1244 м. Туфы андезит-базальтового состава встречаются в разрезе Малиновской скв. 1, где они ассоциируют с андезибазальтовыми порфиритами. Андезибазальты темно-серые с зеленоватым, иногда буроватым оттенком, крепкие, трещиноватые, по трещинкам наблюдается кальцитовая и хлоритовая минерализация. Под микроскопом обнаруживается порфировая структура с интерсертальной и пилотакситовой основной массой. Фенокристаллы редки и представлены плагиоклазом (андезин-лабрадор № 48–54), бурой роговой обманкой, единично биотитом и моноклинным пироксеном. Основная масса сложена субпараллельно расположенными лейстами и микролитами плагиоклаза, моноклинным пироксеном и магнетитом. В основной массе присутствуют участки с интерсертальной, переходной к микродиабазовой, структурой.

Туфы андезибазальтов кристаллолитокластические и литовитрокластические, серовато-бурые, серовато-вишневые, то однородно окрашенные, то пятнистые. Размер обломков колеблется от 0,1 до 2–3 мм. Обломки неправильной остроугольной формы, представлены главным образом эффузивами среднего и основного состава, вулканическим стеклом, редкими обломками кристаллов плагиоклаза, пироксена. Цементом служат хлорит и тонкодисперсный рудный минерал.

Оливин-пироксеновые порфириты вскрыты Ново-Троицкой скв. 1 и представлены очень крепкими монолитными свежими породами от темной до черно-серой окраски. Они имеют порфировую и гломеропорфировую структуру с интерсертальной основной массой. Для этих пород особенно характерна мин-

Химический состав вулканогенных пород, мас. %

Таблица 7.

| № скв. | Площадь, порода                        | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO   | CaO  | N <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O | SO <sub>3</sub> | П.л.п. | Сумма  |
|--------|----------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|-------|------|------------------|------------------|------------------|-----------------|--------|--------|
| 1      | Бергульская, диабазовый порфирит       | 48,03            | 1,63             | 17,03                          | 2,56 | 8,50 | 0,157 | 6,47 | 4,94             | 4,33             | 0,57             | 0,32            | 0,0025 | 99,88  |
| 2      | Верх-Тарская, конга-диабаз             | 49,17            | 2,00             | 12,45                          | 3,14 | 9,45 | 0,18  | 3,08 | 7,66             | 3,08             | 1,54             | 1,15            | 0,55   | 99,84  |
| 3      | Камышинская, диабазовый порфирит       | 47,26            | 0,73             | 17,41                          | 3,72 | 5,34 | 0,14  | 5,36 | 10,65            | 2,70             | 0,65             | 0,35            | 0,52   | 98,57  |
| 2      | Касманская, диабазовый порфирит        | 49,46            | 0,86             | 12,84                          | 3,24 | 6,82 | 0,14  | 4,53 | 9,02             | 2,28             | 0,54             | 0,11            | 0,07   | 99,40  |
| 18     | Малоничская, кварцевый порфир          | 66,91            | 0,30             | 13,30                          | 0,72 | 1,84 | 0,03  | 1,70 | 3,96             | 0,36             | 1,55             | 0,09            | 0,02   | 99,50  |
| 18     | Малоничская, диабазовый порфирит       | 46,30            | 1,70             | 11,33                          | 8,80 | 8,2  | 0,20  | 4,96 | 9,01             | 3,11             | 1,39             | 0,77            | 0,09   | 100,59 |
| 1      | Майзасская, конга-диабаз               | 59,86            | 0,38             | 17,65                          | 1,73 | 3,39 | 0,17  | 1,18 | 6,16             | 5,24             | 1,20             | 0,20            | —      | 100,44 |
| 1      | Майзасская, диабазовый порфирит        | 42,26            | 7,29             | 16,27                          | 4,50 | 5,46 | 0,20  | 5,58 | 6,91             | 4,24             | 0,62             | 0,31            | —      | 99,50  |
| 2      | Нагорнинская, диабазовый порфирит      | 54,20            | 1,27             | 16,40                          | 4,20 | 5,05 | 0,14  | 3,76 | 7,38             | 3,33             | 1,54             | 0,38            | 0,10   | 99,74  |
| 1      | Ново-Троицкая, базальтовый порфирит    | 48,45            | 1,25             | 16,30                          | 4,76 | 5,70 | 0,20  | 4,42 | 7,90             | 4,45             | 2,03             | 0,40            | 0,125  | 99,48  |
| 1      | Пустоваловская, андезитовый порфирит   | 64,68            | 0,41             | 15,25                          | 1,45 | 1,64 | 0,08  | 1,15 | 3,72             | 4,32             | 3,38             | 0,11            | 0,4    | 100,30 |
| 1      | Пустоваловская, кварцевый порфир       | 71,83            | 0,21             | 10,15                          | 2,75 | 1,87 | 0,08  | 1,40 | 2,23             | 0,22             | 1,35             | 0,12            | 2,32   | 100,50 |
| 1      | Пустоваловская, андезитовый порфир     | 68,67            | 0,54             | 15,74                          | 1,82 | 1,36 | 0,04  | 0,91 | 0,69             | 2,17             | 3,88             | 0,14            | 0,94   | 100,67 |
| 1      | Пашомовская, трахиандезитовый порфирит | 52,16            | 2,88             | 16,18                          | 9,88 | 4,14 | 0,05  | 2,68 | 1,80             | 3,49             | 1,88             | 0,61            | —      | 100,06 |
| 4      | Чебурлинская, андезитовый порфирит     | 60,42            | 1,15             | 17,64                          | 1,08 | 5,03 | 0,10  | 2,32 | 1,89             | 3,60             | 3,43             | 0,48            | —      | 100,01 |
| 4      | Чебурлинская, альбитофир               | 58,06            | 1,23             | 16,91                          | 1,78 | 5,33 | 0,11  | 2,94 | 2,39             | 4,24             | 3,49             | 0,48            | —      | 100,3  |

Таблица 8. Радиологический возраст вулканогенных пород

| № скв. | Площадь         | Интервал отбора пробы, м | Порода                       | Возраст (млн лет) организация, год                                  |
|--------|-----------------|--------------------------|------------------------------|---------------------------------------------------------------------|
| 3      | Большереченская | 3250,6–3265,0            | Альбитофир                   | 227 Т <sub>1</sub><br>ИГиГ СО АН, 1964 г.                           |
| 1      | Камышинская     | 2716,78–2720,28          | Диабазовый порфирит          | 204 Т <sub>1</sub><br>СНИИГГиМС, 1976 г.                            |
| 1      | Крюковская      | 2195,8–2200,0            | Андезитовый порфирит         | 253 ± 1 Р <sub>2</sub><br>ИГиГ СО АН, 1964 г.                       |
| 2      | Нагорнинская    | 2338–2341                | Диабаз                       | 222 Т <sub>1</sub><br>СНИИГГиМС, 1976 г.                            |
| 1      | Ново-Троицкая   | 2534,78–2542,78          | Диабазовый порфирит          | 290 С <sub>3</sub> –Р <sub>1</sub> , 1980 г.                        |
| 1      | Прирахтовская   | 2502,85–2505,85          | Кварцевый порфир             | 265 ± 50 Р <sub>2</sub><br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                      |
| 1      | То же           | 2530,65–2534,65          | Андезитовый порфирит         | 346 ± 36 С <sub>1</sub> ,<br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                    |
| 2      | »               | 2643,7–2652,3            | То же                        | 255 ± 32 Р <sub>2</sub><br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                      |
| 2      | »               | 2759,3–2766,3            | Диабазовый порфирит          | 360 ± 15 С <sub>1</sub><br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                      |
| 3      | »               | 2771–2774,3              | Андезитовый порфирит         | 367 ± 8 С <sub>1</sub><br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                       |
| 3      | »               | 2825,7–2828,2            | То же                        | 352 ± 2 С <sub>1</sub><br>ИГиГ СО АН, 1980 г.                       |
| 5      | Чебулинская     | 2145–2145,9              | Кварцевый кератофир          | 277 Р <sub>2</sub><br>ИГиГ СО АН, 1964 г.                           |
| 1      | Чековская       | 2905,7–2907,5            | Кварцевый порфир             | 256 Т <sub>1</sub><br>СНИИГГиМС, 1980 г.                            |
| 1      | Узасская        | 3049,0–3053,0            | Андезит-базальтовый порфирит | 287 С <sub>3</sub> –Р <sub>1</sub><br>ЦЛ “Уралгеология”,<br>1980 г. |

далекаменная текстура, обусловленная наличием большого числа миндалинов неправильной формы размером 0,2–0,5 м, выполненных крупными зеленовато-желтыми зернами эпидота и тонкочешуйчатым бледно-зеленым хлоритом.

Вкрапленники представлены моноклинным пироксеном и оливином, размеры их от 0,3 до 1,5 мм, иногда они состоят из нескольких сросшихся зерен-кристаллов, обуславливая гломеропорфировое строение. Для моноклинного пироксена (авгита) характерна свойственная короткопризматическая, близкая к изометричной, форма. Минерал бесцветный, иногда неотчетливо зонален. Вкрапленники пироксена в породе составляют 10–17 %. Единично встречаются псевдоморфозы серпентина и хлорита, окруженные тончайшими выделениями рудного минерала, вероятнее всего, по оливину. Основная масса породы сложена беспорядочно ориентированными тонкими лейстами плагиоклаза, между которыми находятся изометричные зерна моноклинного пироксена, сыпь магнетита и в небольшом количестве хлорит.

Радиологический возраст вулканогенных пород приведен в табл. 8.

## II.2.5. Субвулканические породы трапповой формации

Конга-диабазы вскрыты скважинами на Верх-Тарской (скв. 2, 30) и Майзасской (скв. 1) площадях, расположенных на севере Новосибирской области. Породы темно-серого цвета, иногда с буроватым оттенком, свежие, крепкие, плотные, однородные, блестящие на изломе. Они имеют диабазовую структуру и состоят из плагиоклаза (43–47 %), моноклинного пироксена (25 %), роговой обманки (3–5 %), биотита (2–7 %), микропегматитовых сростков кварца и щелочного полевого шпата (до 7 %), оливина (?) (до 5–7 %), магнетита и ильменита (до 10 %), апатита. Вторичные минералы представлены хлоритом, карбонатами, иддингситом, лейкоксеном, актинолитом, серицитом.

Плагиоклаз представлен кристаллами короткопризматического и призматического габитуса, размер их 0,3–2 мм. Видна отчетливо двойниковая структура и нечеткая зональность. Плагиоклаз очень свежий, по составу это андезин-лабрадор № 48–55. Иногда кристаллы плагиоклаза секутся тонкими жилками хлорит-кальциевого состава. Моноклинный пироксен образует кристаллы неправильной и короткопризматической формы размером 0,1–0,7 мм. Местами пироксен обрастает реакционными каемками роговой обманки. В породах из Верх-Тарской скв. 2 наблюдается замещение пироксена тонким агрегатом лейкоксена и карбоната. Роговая обманка представлена кристаллами неправильной формы размером 0,1–0,3 мм. Она буровато-зеленая, резко плеохроирует от зеленовато-бурого до светло-желтого с  $Ng = 13–15^\circ$ . Роговая обманка часто бывает приурочена к периферии зерен пироксена, иногда прорастает пластинками биотита и обрастает, в свою очередь, тонкошестоватым бледно-зеленым актинолитом. Биотит встречается в виде мелких красновато-бурых пластинок, он довольно свежий и только иногда слабо хлоритизирован. Размер его пластинок до 0,15 мм. В породах встречаются участки, полностью замещенные вторичными минералами — хлоритом, иддингситом, актинолитом, кальцитом. Возможно, эти минералы развивались по оливину, но формы последнего не сохранились. В значительном количестве встречается магнетит. В интерстициях породообразующих минералов наблюдаются тонкие микропегматитовые сростания кварца и ортоклаза. Появление микропегматитовых сростков в породах основного состава отмечается в верхней части интрузивного тела и объясняется явлениями фракционной дифференциации.

Долериты встречены на Седельниковской (скв. 5) и Восточно-Межовской (скв. 8) площадях. В разрезе Седельниковской скв. 5 долериты обнаружены в интервале 2888,0–2895,0 м и залегают между диабазовыми порфиритами и лавобрекчий базальтового порфирита, сменяющейся вверх по разрезу миндалекаменными базальтовыми порфиритами и миндалекаменными гиалобазальтами, участками гематитизированными и хлоритизированными. Породы темно-зеленые до темно-серых с зеленоватым оттенком, свежие, плотные, крепкие, однородные и миндалекаменные. Структура пород порфировая и афировая, основной массы — диабазовая и долеритовая.

Встречающиеся вкрапленники (до 5–10 %) представлены совершенно свежими призмами плагиоклаза (50–60 %) и зеленоватым моноклинным пироксеном (15–30 %). В редких зернах (кристаллах) отмечается трещиноватый, хлоритизированный оливин. Плагиоклаз идиоморфный призматический и длиннопризматический, имеет хорошо выраженное полисинтетическое двойникование, нечетко зонален. По составу это лабрадор № 54–59. Моноклинный пироксен призматической, реже изометричной формы, замещается буроватым, тонкочешуйчатым иддингситом. Оливин бочонковидной формы, по нему также развит иддингсит. Основная масса сложена диабазово-расположенными узкими призмами плагиоклаза, угловатые промежутки между которыми заполнены либо пироксеном и оливином, либо вторичным хлоритом и кальцитом.

Из вышеизложенного следует, что особенностью трапповой формации пермо-триаса Западно-Сибирской низменности является ее сходство по петрохимическим свойствам, минеральному составу и геологическому положению с траппами Кузбасса, Салаира, Алтая.

---

### III. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Изучаемая территория охватывает сложный и в тектоническом отношении чрезвычайно напряженный узел сочленения календонских и герцинских структур центральной и южной частей Западной Сибири. На северо-востоке территории расположена покровно-складчатая система рифейд и примыкающая к ней часть Сибирской платформы. Более 60 % территории в современной структуре представлены эпипалеозойской Западно-Сибирской плитой, гетерогенный фундамент которой покрыт сплошным мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом. На тектонической карте (рис. 4, см. вклейку) он снят и отражен лишь разряженной системой изогипс его основания. Основные черты геологического строения фундамента Западно-Сибирской плиты бурением и геофизическими методами изучены хотя и неполно, но достаточно для построения единой мелкомасштабной тектонической карты рассматриваемой территории, отражающей структуру и вещественный состав как погребенных структур фундамента, так и выходящих на современный эрозионный срез тектонических элементов юга Западной Сибири.

В качестве главных тектонических элементов территории, ограниченной рамками карты, выделяются: Сибирская платформа, Ангара-Тунгусская переходная зона, рифейская (байкальская), раннекаледонская (салаирская), каледонская, герцинская покровно-складчатые, раннетриасовая рифтовая системы.

Структурно-формационные комплексы покровно-складчатых систем разделены на линейные зоны и жесткие массивы.

Под комплексами линейных зон подразумеваются анизотропные, относительно узкие и протяженные, интенсивно деформированные структурные элементы. Они обычно сложены слоистыми, сланцеватыми и кливажированными, метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями. Сюда относятся линейные прогибы, пакеты тектонических пластин, сутурные зоны, протяженные зоны смятия, совпадающие обычно с зонами сдвиговых разрывов.

Жесткие массивы представлены разными по величине и форме глыбами древних, относительно гомогенных кристаллических пород. Они несут на себе деформированные слоистые чехлы, а местами лишены их и представляют собой выступы фундамента — осколки древних (дорифейских) кратонов.

### **III.1. Сибирская платформа**

В рамках карты Сибирский кратон представлен относительно небольшой своей частью, примыкающей к байкалидам Енисейского кряжа. Поверхность кристаллического фундамента расположена на глубинах 4–6 км. Мощность земной коры 42–45 км, толщина литосферы 200–150 км и уменьшается до 100 км на северо-восток, в сторону триасовой Тунгусской синеклизы [Atlas..., 1995].

### **III.2. Ангаро-Тунгусская переходная зона**

Ангаро-Тунгусская зона представляет собой асимметричный, вероятно, автохтонный прогиб на древнем кристаллическом основании гранулит-базитового состава с относительно крутым юго-западным крылом и пологим северо-восточным приплатформенным бортом. Прогиб выполнен доорогенными сланцево-терригенно-карбонатными толщами нижней части верхнего рифея, орогенным и платформенным комплексами верхних горизонтов рифея — палеозоя. От рифейской покровно-складчатой системы он отделяется Ишимбинской зоной разрывов, которая, очевидно, и является фронтальным надвигом Урало-Монгольского пояса.

### **III.3. Покровно-складчатые системы Урало-Монгольского пояса**

#### **III.3.1. Рифейская (байкальская) система**

В Енисейском кряже фрагменты раннедокембрийского кристаллического комплекса основания перекрыты метатурбидитным и терригенно-карбонатным комплексами. Их гранитизация имела место на рубежах 1050, 850 и 670 млн лет [Волобуев, 1993; Верниковский и др., 1994]. Коррелятивные им значения возраста (925–1000, 800–820, 630 млн лет) установлены для хронологически последовательной серии субмолассовых и молассовых образований [Шенфильд, 1991]. Рифейская система в целом (вместе с погребенными в левобережной части Енисея структурами фундамента Западно-Сибирской плиты) по геологическим и геофизическим данным подразделяется на Татарскую (Центральную), Енисейскую линейные зоны, Исаковский офиолитовый аллохтон, Сымскую линейную зону и Верхнекетский жесткий массив.

Ранние проявления деформаций сжатия в рифейской системе могут быть увязаны с гренвилльской эпохой (около 1000 млн лет назад), когда образовались

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА центральной и южной частей Западной Сибири

Редактор В. С. Сурков  
Составители: В. П. Коробейников, Л. В. Смирнов, В. С. Сурков  
Картографы: Т. А. Новосельцева, Э. В. Гусева  
Компьютерное исполнение: В. И. Берилко, М. И. Карпунин, В. Б. Поплавский

0 50 100 км  
1995



## УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ 1. СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

ИНТЕНСИВНО ДЕФОРМИРОВАННЫЕ  
ДООРОГЕННЫЕ И РАННЕОРОГЕННЫЕ  
ПЛАСТИЧНЫХ ЛИНЕЙНЫХ ЗОН

- офиолитовый, серпенти-  
ново-меланжевый
- терригенно-вулканоген-  
ный, карбонатно-терри-  
генно-вулканогенный
- терригенный, преиму-  
щественно сланцевый
- терригенно-карбонатный,  
карбонатный

ДООРОГЕННЫЕ И РАННЕОРОГЕННЫЕ  
ЖЕСТКИХ МАССИВОВ

- вулканогенно-терриген-  
но-карбонатный комп-  
лекс складчатых чехлов
- гипербазиты
- докембрийские и палео-  
зойские базиты
- допалеозойские гранито-  
иды

СЛАБО ДЕФОРМИРОВАННЫЕ

- платформенный—терригенно-  
карбонатный, карбонатный
- доорогенный переходной  
(геоклинальной) зоны  
преимущественно терриген-  
ный
- раннеорогенный—терриген-  
ный, терригенно-карбонатный
- дейтероорогенный-вулcano-  
генный, молассовый (а— в  
линейных зонах, б— на жест-  
ких массивах)

рифтогенный—терригенно-  
вулканогенный (базальто-  
вый)

- ранне-среднепалеозой-  
ские гранитоиды
- средне-позднепалеозой-  
ские граниты и сиениты
- раннетриасовый ультраба-  
зит-базитовый комплекс  
осевых зон рифтов

## 3. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

- зона фронтальных раз-  
рывных нарушений под-  
вижного пояса
- зоны разрывов, ограни-  
чивающие переходную  
зону, покровно-склад-  
чатые и внутри покров-  
но-складчатые системы
- разрывы триасовой  
рифтовой системы

прочие

КИНЕМАТИКА РАЗРЫВОВ  
НА ЭТАПАХ АКТИВНОГО  
ФОРМИРОВАНИЯ СТРУК-  
ТУР

- преобла дание на ви-  
говой составляющей
- преобладание сдви-  
говой составляющей

## 4. ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- контур сплошного рас-  
пространения юрско-  
кайнозойского чехла  
Западно-Сибирской  
плиты

изогипсы поверхности  
доюрского фундамен-  
та Западно-Сибирской  
плиты, км

## 5. ТЕКТОН ИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ЗОНЫ

СП — Сибирская платформа АТ — Ангаро-Тунгусская переходная (геоклинальная) зона

ПОВЕРХНО-СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ И ЗОНЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОДВИЖНОГО  
ПОЯСА (Енисейский кряж, западная часть Алтае-Саянской области, фундамент южной и цент-  
ральной частей Западно-Сибирской плиты)

РИФЕЙСКАЯ  
(БАЙКАЛЬСКАЯ)  
СИСТЕМА

- Зоны
- В-1 Татарская
- В-2 Енисейская
- В-3 Исаковская
- В-4 Сымская
- В-5 Верхнекетская

РАННЕКАЛЕДОНСКАЯ  
(САЛАИРСКАЯ)  
СИСТЕМА

- Зоны
- С-1 Тайдонская
- С-2 Северо-Западно-  
Саянская
- С-3 Уйменско-Лебедская
- С-4 Катунская
- С-5 Восточно-Салаирская
- С-6 Хакасская
- С-7 Мрасская
- С-8 Яйско-Бийская
- С-9 Белокурихинская

КАЛЕДОНСКАЯ  
СИСТЕМА

- Зоны
- С-1 Кизасско-Ойская
- С-2 Джебашская
- С-3 Борусская
- С-4 Центрально-Западно-  
Саянская
- С-5 Хемчикская
- С-6 Телецко-Чулышманская
- С-7 Ануиско-Чуйская
- С-8 Холзунская
- С-9 Верхнедемьянская
- С-10 Тарско-Муромцевская
- С-11 Солдатско-Михайлов-  
ская
- С-12 Иртышская
- С-13 Ишимская
- С-14 Западно-Салаирская
- С-15 Барнаульская
- С-16 Уват-Хантыманийская

ГЕРЦИНСКАЯ СИСТЕМА

- Зоны
- Н-1 Калбинская
- Н-2 Кольвань-Томская
- Н-3 Пыль-Караминская
- Н-4 Нарымско-Колпашев-  
ская
- Н-5 Сенькинско-Варьеган-  
ская
- Н-6 Верхневасюганская
- Н-7 Рудноалтайская
- Н-8 Убинская
- Н-9 Межовская

ОРОГЕННЫЕ  
ПРОГИБЫ

- О-1 Купинский
- О-2 Колпашевский
- О-3 Югано-Покурский

ДЕЙТЕРООРОГЕННЫЕ  
ПРОГИБЫ И ВПАДИНЫ

- DO-1 Касский
- DO-2 Алипский
- DO-3 Тегульдетская
- DO-4 Назаровская
- DO-5 Северо-Минусинская
- DO-6 Южно-Минусинская
- DO-7 Юстыдский
- DO-8 Уйменский
- DO-9 Лебедский
- DO-10 Кузнецкий
- DO-11 Хмелевская
- DO-12 Коргонский
- DO-13 Куратино-Семинская
- DO-14 Вагайско-Ишимская

ТРИАСОВЫЕ  
РИФТЫ

- Р-1 Аганский
- Р-2 Колтогорско-Уренгой-  
ский
- Р-3 Худосейский
- Р-4 Усть-Тымский
- Р-5 Чузикский

## 6. ГЛАВНЫЕ ЗОНЫ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

- 1 — Ангаро-Бахтинская
- 2 — Ишимбинская
- 3 — Уволжская
- 4 — Исаковская
- 5 — Приенисейская
- 6 — Саянско-Худосейская
- 7 — Верхнекетская
- 8 — Кемчугская
- 9 — Тымско-Вахская
- 10 — Кийско-Иркинцевская
- 11 — Кузнецко-Алатауская
- 12 — Пезасско-Белоосиповская
- 13 — Северо-Саянская
- 14 — Кандатская
- 15 — Борусская
- 16 — Саяно-Тувинская
- 17 — Шуйская
- 18 — Шапальская
- 19 — Телецко-Курайская
- 20 — Таштагольская
- 21 — Кондомская
- 22 — Доронинско-Бийская
- 23 — Ишинская
- 24 — Кадринская
- 25 — Куячинская
- 26 — Бердская
- 27 — Чарышско-Теректин-  
ская
- 28 — Северо-Восточная
- 29 — Иртышская
- 30 — Каменская
- 31 — Барнаульская
- 32 — Чарышско-Больше-  
реченская
- 33 — Томская
- 34 — Белоярская
- 35 — Ларьянская
- 36 — Чулымская
- 37 — Назинская
- 38 — Славгородско-  
Пихтовская
- 39 — Саяно-Тувинская
- 40 — Большеюганская
- 41 — Демьянско-Чановская
- 42 — Викуловско-Михай-  
ловская
- 43 — Тобольская
- 44 — Колтогорско-  
Уренгойская
- 45 — Усть-Тымская
- 46 — Чузикская

первые анатектические гранитоиды раннего неогена и наметилось стратиграфическое и структурное несогласие в основании лохандинского горизонта (925–1000 млн лет). Главная, байкальская, фаза деформаций и покровообразования связана с формированием крупных батолитов и субпластовых залежей палингенных гранитоидов (820–850 млн лет) и несогласием в основании байкальского горизонта молассовых накоплений.

Основные черты современной глубинной структуры рифейской системы сводятся к следующему. Глубина залегания рифейского комплекса в фундаменте Западно-Сибирской плиты изменяется от 2–3 (Верхнекетский массив) до 7–8 км под Касским прогибом Сымской зоны [Atlas..., 1995]. Мощность земной коры в районе Енисейского кряжа 45–48 км, в районах рифейских структур фундамента Западно-Сибирской плиты — около 42 км. Мощность литосферы 200 и 180–150 км соответственно [Там же].

### III.3.2. Раннекаледонская (салаирская) система

Деформации ранних фаз сжатия в системе надежно датируются с помощью структурных и биостратиграфических методов в интервале между амгинским веком среднего кембрия и началом позднего кембрия. Начиная с аренигского века ордовика и в течение силура вся система развивалась в неустойчивом режиме сжатия со сложной сменой локальных обстановок сжатия и прогибания. На средне-позднепалеозойском дейтероорогенном этапе развития ранние каледониды являлись составной частью обширной, единой к этому времени, системы сибирско-монгольских каледонид.

Раннекаледонская система подразделена на две, восточную и западную, группы структур.

К первой относятся Хакасский и Мрасский массивы и Северо-Саянская линейная зона (ниже эта группа именуется Хакасской мегазоной).

Западную группу составляют Тайдонская, Уйменско-Лебедская, Восточно-Салаирская, Катунская линейные зоны, Яйско-Бийский и Белокурихинский массивы (далее эта группа структур фигурирует как Кузнецко-Алтайская мегазона).

**1. Хакасская мегазона.** Хакасский и Мрасский массивы — крупный блок древней континентальной коры. Фундамент этого блока образуют кристаллические породы, относимые к нижнему протерозою, хотя этот вопрос окончательно не решен. Рифейско-кембрийский складчатый чехол сложен главным образом сланцево-кремнисто-карбонатной фосфоритоносной формацией. Вдоль западного края массива существенную роль играют вулканогенные образования толеитового и известково-щелочного состава. Мощность формаций складчатого чехла в среднем 5–6 км, по краям значительно больше.

Хакасский массив разделяется на ряд блоков разломами северо-восточного и субширотного направлений. На юге они имеют дугообразную конфигура-

цию, возможно с надвиговой составляющей в северном направлении. Складчатые дислокации в додевонской части чехла представляют собой сочетание линейных и брахиформных складок.

Более 60 % площади Хакасского массива занято дейтероорогенным комплексом, залегающим на подстилающих образованиях резко несогласно. Его наиболее полные разрезы включают ассоциацию красноцветных и пестроцветных континентальных и прибрежно-морских молассовых и континентально-рифтогенных вулканогенных формаций ( $D_1-D_3$ ), кремнисто-терригенную ( $C_1$ ) и угленосную формации ( $C_1s-P_1$ ). Мощность средне-позднепалеозойского дейтероорогенного этажа по сейсмическим данным изменяется от 1 км в северной Алипской впадине до 8–9 км в Южно-Минусинской впадине.

Северо-Саянская зона располагается параллельно юго-восточному краю Хакасского массива, отделяясь от него Северо-Саянским взбросо-надвигом. Она образована венд(?)-нижнекембрийской метариолит-базальтовой формацией, выше которой залегает грубообломочная толща, содержащая значительное количество лав и туфов андезит-базальтового состава. Вулканогенный комплекс перекрывается среднекембрийской флишоидно-молассовой толщей. Суммарная мощность накоплений не менее 10 км.

Складки линейные, обладают крутыми и опрокинутыми крыльями и относительно широкими и пологими замками.

**2. Кузнецко-Алтайская мегазона** образует в плане сигмоиду, изогнутую в соответствии с двумя вдающимися в нее в противоположных направлениях системами покровно-складчатых структур каледонид: Барнаульско-Западно-Салаирской и Телецко-Чулышманской.

Тайдонская зона обнажена на западном склоне Кузнецкого Алатау. Рифейские и более древние формации образуют ряд узких тектонических клиньев, надвинутых по Пезасско-Белоосиповским разломам совместно с ниже- и среднепалеозойскими толщами на верхний структурный этаж Яйско-Бийского массива, представленный Кузнецким прогибом. Собственно раннекаледонский комплекс Тайдонской зоны выполнен метатолитовой и карбонатной формациями нижнего кембрия, среднекембрийской андезитовой формацией и верхнекембрийско-ордовикским раннеорогенным и континентально-рифтовым вулканогенно-терригенным комплексами. Суммарная мощность не менее 10 км. Доророгенные толщи смяты в крутосжатые складки, для раннеорогенного комплекса более характерны открытые синклинальные складки с корытообразными замками.

Уйменско-Лебедская зона образована в нижней части латерально замещающими друг друга метатрахибазальтовой и метариолит-базальтовой формациями, которые надстраиваются карбонатно-туфогенно-граувакковой и андезит-базальтовой формациями. Раннеорогенный комплекс объединяет преимущественно терригенные накопления среднего кембрия—ордовика.

Дейтероорогенный комплекс девона залегает с несогласием, но структурно унаследован и сложен грубообломочной молассой, терригенно-вулканоген-

ной риолит-дацит-базальтовой и песчано-сланцевой толщами. Суммарная мощность обнаженной части разреза зоны превышает 20 км.

Складчатые дислокации линейные с крытыми и опрокинутыми крыльями. Морфология складок вверх по разрезу упрощается. Синклинальные формы преобладают в осевой части зоны.

Восточно-Салаирская зона совместно с Легостаевско-Черепановской ветвью в плане имеет крутоизогнутую, выпуклую на северо-восток дугу, зажатую между двумя жесткими массивами: Яйско-Бийским и Барнаульско-Западно-Салаирским. Основание зоны выполнено офиолитовым комплексом рифея—венда(?), скорее всего — в аллохтонном залегании. В эрозионных окнах на юге зоны среди офиолитов вскрываются мраморизованные карбонаты рифея. Залегающий на юге на офиолитах, а на севере с нескрытым основанием комплекс представляет очень сложную и пеструю по составу вертикально-латеральную ассоциацию вулканических и терригенно-карбонатных пород кембрия—девона, смятых в сложные линейные складки. Внутри разреза зафиксировано большое количество стратиграфических и структурных несогласий. Мощность комплекса в целом не менее 12 км.

Характерны резкие ундуляции шарниров крупных складчатых структур. Северо-восточные элементы зоны надвинуты на угленосный комплекс Кузнецкого прогиба.

Катунская зона имеет некоторое сходство с Восточно-Салаирской по составу входящих в нее структурно-формационных комплексов. Мощность вскрытых эрозией накоплений до 10 км.

Специфическая структурная черта Катунской зоны заключается в том, что ее нижние базит-граувакково-карбонатные толщи на юго-западе перекрываются и частично латерально замещаются ритмично-слоистыми турбидитными образованиями горноалтайской серии собственно каледонской системы. С последней Катунская зона определенной границы не имеет. Она отделяется от каледонид кулисообразной серией разрывов взбросо-надвигового и надвигового типов с запад-юго-западной вергентностью.

Яйско-Бийский массив имеет удлиненную коленообразную форму, согласующуюся с конфигурацией Кузнецко-Алтайской мегазоны в целом. Он состоит из двух блоков: южного (Бийского) и северного (Яйского). Южный блок приподнят и выступает на эрозионную поверхность, северный опущен и погребен. Граница между ними фиксируется Тельбесской гравитационной ступенью, а на поверхности — Тельбесской вулканогенно-интрузивной зоной.

Чехол Бийского блока массива сложен кремнисто-карбонатной формацией рифея в положительных структурах и терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными формациями кембрия — ордовика по краям. На северо-западе массив надвинут на офиолитокластовый меланж южной части Салаира, зажатый таким образом в сутурной зоне смятия.

Яйский блок массива прогнозируется по комплексу геолого-геофизических данных, в том числе ГСЗ. Его структура представляется в виде многослой-

ного тела, имеющего кристаллический фундамент, кровля которого погружена на глубину 5–10 км. “Корни” массива предположительно прослеживаются на глубину не менее 20–30 км. Складчатый додевонский чехол, по-видимому, сложен карбонатно-терригенной ассоциацией относительно небольшой мощности. Погребенный шов сочленения массива с опущенной частью Восточно-Салаирской зоны возможно трассируется цепочкой базит-ультрабазитовых тел. Дейтероорогенный комплекс Кузнецкого прогиба, целиком перекрывающий Яйский массив и восточную часть Восточно-Салаирской зоны, представлен вулканогенно-терригенной красноцветной молассой ( $D_1-D_3$ ), кремнисто-карбонатной морской ( $C_1t-C_1v$ ) и мощной угленосной группой формаций ( $C_1s-P_2$ ), относительно полого залегающих на восточном Яйском блоке и интенсивно деформированных в западной части в виде взбросо-надвигов и наклонных складок.

Белокурихинский массив почти полностью, за исключением южной части, располагается под кайнозойским комплексом краевой части чехла Барнаульской впадины и сложен карбонатами, кварцитами, амфиболитами и дистенсиллиманитовыми сланцами, прорванными крупным плутоном средне-позднепалеозойских гранитоидов.

### III.3.3. Каледонская система

Каледонская система разделяется герцинидами на две различные и пространственно разобщенные группы структур: юго-восточную в Алтае-Саянской области, западную Приказахстанскую.

Формирование собственно каледонских комплексов Алтае-Саянской области происходило одновременно с развитием ранних каледонид. Каледониды резко отличаются от ранних каледонид составом накоплений, представленных главным образом турбидитным комплексом, а также более молодой, средне-позднепалеозойской, гранитизацией и отсутствием кембрийских моласс.

Западная Приказахстанская группа структур полностью перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом и выделяется в фундаменте Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным и результатам бурения. Она считается северо-западным продолжением Чингиз-Тарбагатайской зоны Казахстана. Формирование каледонских комплексов этой группы структур началось в раннем кембрии деструкцией рифейского складчатого основания и, подобно процессам в раннекаледонской системе Алтае-Саянской области, сопровождалось мощными излияниями толентов и накоплением яшм, развитием андезитовых вулканических построек, а затем накоплением флишевых толщ ордовика и нижних молассовых комплексов раннего силура.

Ранние деформации сжатия в Алтае-Саянской и Приказахстанской группах структур проявлялись в ордовике и раннем-позднем силуре.

Дейтероорогенные заключительные процессы консолидации структур каледонид происходили, начиная с девона, одновременно с растяжением и фор-

мированием инициальных формаций в герцинской системе, сопровождались гранитизацией и относительно единообразно протекали как в Алтае-Саянском, так и в Приказахстанском регионах.

**1. Юго-восточная группа структур Алтае-Саянской области.** На тектонической карте каледониды юго-востока территории подразделены на Ануйско-Чуйскую и Холзунскую линейные зоны Горного Алтая, Барнаульский и Западно-Салаирский массивы, Кизасско-Ойскую и Борусскую офиолитовые “зоны”, Джебашскую, Центральную-Западно-Саянскую линейные зоны Западного Саяна, Хемчикский прогиб Западной Тувы, Телецко-Чулышманскую зону востока Горного Алтая.

Ануйско-Чуйская зона, включая Талинскую, выполнена в основном монотонным серо-зеленым, сверху пестроцветным комплексом глинисто-кремнистых и граувакково-полимиктовых тонкослоистых толщ турбидитного типа предположительно венд(?)—позднекембрийского возраста. В нижней части разреза отмечаются метатолиты и яшмоиды, серпентиниты. Комплекс несогласно перекрыт терригенными и карбонатно-обломочными нижними молассами ордовика и силура. Мощность накоплений в целом возможно достигает 20 км.

Доорогенный комплекс метаморфизован в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации. Для него характерна очень напряженная, до изоклинальной, линейная складчатость, кливаж, большое количество продольных разрывов.

Холзунская зона в основном выполнена метатурбидитным комплексом, аналогичным распространенному в Ануйско-Чуйской зоне. Теректинский выступ сложен верхнерифейской (700–760 млн лет) базанит-базальт-граувакковой граукофан-зеленосланцевой формацией океанического типа. В основании метатурбидитного комплекса залегает толща метатолитов, кремней и граувакковых кластолитов, также сопоставимых с “океаническими” формациями и, вероятно, надвинутых в юго-западном крыле Чарышско-Теректинского сдвига на высокобарические образования Теректинского выступа. На участках, где фиксируются стратиграфические соотношения, установлено реликтовое структурное несогласие, но в последующие этапы оно было затушевано, и основные фазы деформаций и Теректинского блока, и толщ собственно Холзунской зоны бесспорно относятся к каледонскому циклу [Волобуев, 1993].

Дейтероорогенный комплекс каледонского Алтая представлен преимущественно девонскими континентальными молассово-вулканогенными и окраинно-континентальными вулканическими образованиями (базальтами, дацитами, риолитами, игнимбритами). В ряде мест реставрируются вулканические постройки и кальдеры центрального типа.

Барнаульский и Западно-Салаирский массивы выделяются по комплексу геофизических методов и результатам бурения. По геофизическим данным оба массива имеют высокоскоростное и плотное, по-видимому, кристаллическое основание до глубины не менее 20–30 км.

Нижние горизонты складчатого чехла, фрагментарно вскрытые бурением, представлены верхнепротерозойскими карбонатами и метатерригенными породами, выше которых располагаются метабазиты и метатерригенно-карбонатные породы  $R_3-V(?)$ . По краям Барнаульского массива, облекая его, развиты турбидитные толщи горноалтайского типа и терригенно-карбонатные морские молассы ордовика и силура.

Барнаульский массив представляет собой куполообразную структуру, подчеркнутую замкнутой субколыцевой системой разрывов, выявляющейся геофизическими и дистанционными методами. В ее центре распространены преимущественно древние комплексы чехла и ареал гранитоидов позднего палеозоя. Массив расчленен серией разрывов ЮЗ–СВ простираения, на ряд удлиненных в этом же направлении блоков, подчеркнутых соответствующим направлением речных долин левых притоков р. Оби. С северо-востока массив ограничен Каменской, а с юго-востока — Чарышско-Большереченской зоной правосторонних сдвигов.

Западно-Салаирский массив имеет аналогичное строение, но он почти полностью перекрыт среднепалеозойским дейтероорогенным комплексом, являясь, таким образом, опущенным блоком некогда, по-видимому, единого крупного Барнаульско-Салаирского массива. Барнаульский и Западно-Салаирский блоки отделены друг от друга фрагментарно Барнаульской офиолитовой сутурой, хорошо отраженной в гравитационном, а особенно, в магнитном полях и местами вскрытой буровыми скважинами. Предполагается вероятность рифейского возраста Барнаульского офиолитового комплекса, обдущированного на восточный край Барнаульского блока со стороны Салаира.

Девонско-раннекаменноугольный комплекс района представлен морскими черносланцевыми и сероцветными кремнисто-терригенными и терригенно-карбонатными толщами, формирование которых связано с вовлечением в прогибание и область морской седиментации слабо консолидированной салаирско-календонской континентальной окраины. Эти движения обусловлены развитием среднепалеозойского бассейна Центрально-Западносибирской системы герцинид.

Восточноалтайско-Западносаянская подгруппа. На востоке, в Западном Саяне и Западной Туве, эта подгруппа структур имеет субширотное простираение. Здесь она зажата между южным краем Хакасского массива (совместно с Северо-Саянской зоной) и запад-северо-западным краем Тувино-Монгольского массива. По данным ГСЗ вдоль южного отрезка геотраверса Мурманск—Кызыл и результатам геолого-плотностного моделирования можно предполагать, что на глубине порядка 20 км кристаллические гнейсовые основания обоих массивов под Западным Саяном практически сомкнуты [Коробейников и др., 1984]. В этом случае на них расположены тектонически расслоенные комплексы метапелит-кремнисто-вулканогенных толщ средне(?)-позднерифейского джебашского рифтогенно-субокеанического бассейна, океанического комплекса

офиолитов позднего рифея(?)—венда чингинской и алтынбулакской толщ, венд-кембрийских турбидитов и ордовикско-силурийских морских деформированных моласс в автохтонном, стратиграфически и структурно несогласном, залегании. В совокупности эти образования составляют систему крупных сложных синформ, прорванных в конце раннего силура, а затем в раннем-среднем девоне линейным центральным поясом гранитоидов сжатия, интродуцированных из зоны погребенного шва цоколей Хакасского и Тувино-Монгольского массивов.

Джебашская зона сложена метапелит-псаммит-кремнисто-вулканогенным комплексом зеленосланцевой фации. Комплекс сложно дислоцирован, кливажирован, расчленен серией клиноформных и поперечных разрывов на пакеты тектонических пластин и блоков. По изотопно-радиологическим, палеонтологическим и структурным данным он относится к среднему(?)-позднему рифею, частично деформированному в гренвильскую эпоху. Генетически он близок теректинскому комплексу Горного Алтая, полностью деформирован в каледонскую эпоху и в современной структуре представляет собой горст-синклинорную синформу с опрокинутым северным крылом, предварительно надвинутым на офиолиты Кизасско-Ойской зоны.

Кизасско-Ойская линейная офиолитовая зона выполнена гарцбургитами, расслоенными и изотропными габбро, пиллоу-лавами и туфами, кварцитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, тонкослоистыми известняками, граувакковыми алевролитами и песчаниками. Комплекс интенсивно деформирован в напряженные вертикальные или наклоненные на север изоклинальные складки, расчленен на ряд маломощных тектонических пластин с опрокинутым падением в сторону Кандатской зоны разрывов, очевидно имевшей, помимо надвиговой, правостороннюю сдвиговую составляющую.

Борусская линейная офиолитовая зона выходит на эрозионную поверхность южнее Джебашского горст-синклинория. Она имеет состав и строение, подобные Кизасско-Ойскому офиолитовому поясу, но отличается наличием метаморфитов высоких давлений, зажата между Джебашской и Центрально-Западно-Саянской зонами и может рассматриваться как Центральная сутурная офиолитовая зона Западного Саяна.

Центрально-Западно-Саянская зона — сложно деформированный прогиб, выполненный тонкослоистыми туфотурбидитами с телами яшм и базальтов в основании, выше которых с несогласиями в основаниях разрезов располагается несколько генераций "остаточных" прогибов, сложенных морскими молассами и карбонатно-обломочными сериями регрессивного типа.

Хемчикская зона отделяется от Центрально-Западно-Саянской зоны Саяно-Тувинской зоной разрывов и представляет относительно просто деформированный прогиб, выполненный (снизу вверх) пластинами офиолитов, по-видимому, обдущированных на край Тувино-Монгольского массива, олистостромовой толщей нижнего кембрия, а главным образом — красноцветно-пестроцветной ордовикской молассой и мелководным терригенно-карбонатным комплексом силура.

Верхний этаж представлен дейтероорогенным комплексом девона—нижнего карбона.

Восточно-Алтайская часть данной подгруппы структур объединена под общим названием Телецко-Чулышманской зоны. Она имеет вид выпуклого на юго-запад сегмента, представляет собой сложную систему блоков и чешуй и по ряду характерных признаков близка структурно-формационным комплексам Западного Саяна и Ануйско-Чуйской зоны западной части Горного Алтая.

Центральная часть Телецко-Чулышманской зоны изучена относительно слабо. Основная часть породных масс представлена метапелитами и метабазами (не более 10 %), преобразованными в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, местами зонально повышенного до эпидот-амфиболитовой фации. Данный комплекс относится к среднему(?)—позднему рифею и сопоставляется с образованиями Теректинского и Джебашского выступов. В юго-западной части располагается курайский (тонгулакский) комплекс амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев, возраст которого оценивается по-разному: от архея(?)—раннего протерозоя до рифея и даже раннего палеозоя.

Метаморфические образования Телецко-Чулышманского блока структур перекрыты позднекембрийско(?)—кембрийскими турбидитами, местами — кремнисто-вулканогенно-терригенным комплексом венда—нижнего кембрия, а также вулканогенно-терригенными молассами ордовика, силура и девона.

Телецко-Чулышманский блок покровно-складчатых структур достоверно и относительно полого надвинут по Телецко-Курайской зоне разрывов на ранние, а в основном на поздние каледониды, девонские и кайнозойские образования юго-восточной части Алтая. В основании надвиговых структур местами принимает участие офиолитовый и офиолитокластовый комплексы.

От Западно-Саянской системы структур Телецко-Чулышманский блок торцово отделен Шапшальской зоной смятия с левосторонней сдвиговой составляющей.

Таким образом, собственно каледонская система Алтае-Саянской области представлена преимущественно линейными, а также тектонически расслоенными покровно-складчатыми структурами с преобладанием метатурбидитных толщ большой мощности.

Основные черты глубинной структуры каледонской системы Алтае-Саянской области состоят в следующем.

Мощность земной коры изменяется от 60–54 км в покровно-складчатых системах южных каледонид до 39–42 км на севере, где развиты жесткие массивы, перекрывающие их дейтероорогенные впадины, а средние отметки рельефа дневной поверхности нигде не достигают 1000 м. Толщина литосферы 150–100 км, резко увеличена до 200 км в районе Барнаульско-Западно-Салаирского массива [Atlas..., 1995].

**2. В Приказахстанской группе структур** выделяются Салымская мегазона, Ишимская зона и юго-восточная часть Уват-Хантымансийского массива.

Салымская мегазона является северо-западным продолжением Чингиз-Тарбагатайской системы каледонид Восточного Казахстана. Совместно с Ишимской зоной, являющейся погребенной частью каледонид Северного Казахстана, она входит в фундамент Западно-Сибирской плиты в районе Обь-Иртышского междуречья и левобережья р. Иртыша. Салымская мегазона и Ишимская зона уверенно трассируются под мезозойско-кайнозойским чехлом по геофизическим данным и результатам бурения, так же как и крупные зоны их разрывных систем.

По аналогии с Чингиз-Тарбагатайской зоной [Тектоника Казахстана, 1982], Салымская мегазона интерпретируется как серия надвинутых друг на друга структурно-формационных комплексов, в целом перемещенных в юго-западном направлении, в сторону устойчивых массивов — Кокчетавского и Балхашского. Среди дугообразно изогнутых на юго-запад покровно-складчатых структур выделяются (с северо-востока на юго-запад) Верхнедемьянская, Тарско-Муромцевская, Солдатско-Михайловская и Иртышская линейные зоны. Фронтальные, структурно-приподнятые части надвиговых линейных зон трассируются линейными цепочками гранитоидов преимущественно ранне-среднепалеозойского возраста, и в более ранних работах [Сурков, Жеро, 1981] рассматривались как антиклинорные зоны. Тыловые части, выполненные преимущественно молассовыми и, возможно, олистостромовыми образованиями, представляют собой структурно прогнутые части пластин типа синклиналиев.

Характерной особенностью Салымской и Ишимской групп зон является широкое развитие раннепалеозойских лав и туфов базальтового, андезит-базальтового и андезитового состава в сопровождении кварцитов, кремнисто-глинистых сланцев, филлитов и почти полное отсутствие карбонатных толщ.

Раннеорогенные образования представлены морскими полимиктовыми кластолитами и известняками главным образом раннего, но местами и позднего силура.

Дейтероорогенный комплекс включает нижнюю красноцветную формацию конгломератов, гравелитов, песчаников, алевроаргиллитов и мергелей девона и верхнюю сероцветную молассу терригенных пород каменноугольно-раннепермского возраста, местами с прослоями углей и сидеритов, образованных в прибрежно-морских и континентальных озерно-болотных условиях. На ряде участков, тяготеющих пространственно к небольшим по величине грабенам выклинивающейся в этой области триасовой рифтовой системы, верхнепалеозойская моласса замещается вулканитами липаритовой формации, образованной риодацитами, трахидацитами, трахириолитами с очень высоким содержанием калия.

Уват-Хантымансийский массив расположен в крайней северо-западной части территории. В южной части массива на погребенную поверхность доюрского фундамента выведен гнейсовый блок раннего протерозоя(?), сходный по составу с тараташским комплексом Урала и представляющий, очевидно, фраг-

мент кристаллического фундамента массива. Значительную роль в строении сводовых частей массива играет интенсивно складчатый комплекс, образованный кварцево-сланцевыми и кварцево-графитистыми сланцами зеленосланцевой фации, прорванной гранитоидами гренвилльской эпохи (1000 млн лет) [Сурков, Жеро, 1981]. Большая часть чехла массива сложена среднепалеозойскими образованиями карбонатной, глинисто-песчано-карбонатной, терригенной и черносланцевой формаций, образующих пологие мульдообразные впадины с сокращенной мощностью разрезом.

В целом каледонские структуры западной Приказахстанской области по структурно-вещественным характеристикам хорошо сопоставляются с ранними каледонидами Алтае-Саянской области, но, судя по казахстанским разрезам, отличаются от них несколько более молодым возрастом инициальных базитовых комплексов, более поздними проявлениями ранних деформаций сжатия и соответствующих им молассовых комплексов. Дейтероорогенные образования аналогичны Алтае-Саянским.

### Ш.3.4. Герцинская система

Структурами герцинской системы образована северная и центральная части фундамента Западно-Сибирской плиты. На юге, в обнаженной части, она представлена относительно небольшими фрагментами, главным образом, в Колывань-Томской зоне.

К Обь-Зайсанской ветви герцинид относятся Калбинская линейная зона и Рудно-Алтайский массив.

Калбинская (Калба-Нарымская) линейная зона представлена небольшим фрагментом в юго-западной части территории, где ее образования перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом. По аналогии с открытой частью и характеру потенциальных полей, она сложена черносланцевой и сероцветной ритмично-слоистой песчано-сланцевой формациями, прорванными субконформными телами поздне-каменноугольно-пермских гранитов.

С Рудно-Алтайским массивом Калбинская зона граничит по Иртышской зоне смятия с левосторонней сдвиговой составляющей. В Иртышской зоне распространены метатерригенные породы в сопровождении риолит-дацитовых вулканитов и глинисто-кремнистых сланцев. Эти образования интенсивно катаклазированы, рассланцованы до милонитов, насыщены послойными и инъецированными телами мета- и палингенных гранитоидов. Метаморфизм проявлен в зеленосланцевой, эпидот-амфиболовой и амфиболовой фациях. Породы последней представлены высокоглиноземистыми сериями повышенных давлений: андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой.

Рудно-Алтайский массив представлен северной в основном погребенной частью. По аналогии с обнаженной частью по геофизическим данным и результатам бурения его среднепалеозойский чехол несогласно залегает на мета-

терригенных породах горноалтайского типа предположительно раннепалеозойского возраста. В нижней части среднепалеозойского комплекса чехла обособляются две ассоциации девонского возраста: терригенная и вулканогенная, имеющие фациальные отношения. Вулканиды выполнены главным образом риолитами и дацитами, образующими постройки и кальдеры центрального типа. Верхняя часть чехла сложена терригенной ассоциацией пород раннекаменноугольного возраста. Мощность чехольных формаций до 6 км. Массив отделяется от каледонид Горного Алтая Северо-Восточной зоной правосторонних сдвигов. Торцовая северо-западная его часть, возможно, надвинута на структуры сочленения Калбинской и Колывань-Томской зон, где в целом расшифровывается очень сложный, сжатый и напряженный в тектоническом отношении узел структур изгиба юго-восточного фронта герцинской системы и смены ее простирания с северо-западного на северо-восточное.

Центрально-Западносибирская ветвь системы герцинид занимает центр и север территории и имеет довольно отчетливую поперечную зональность. Она расчленяется (с запада на восток) на Верхневасюганскую, Сенькинско-Варьеганскую, Нарымско-Колпашевскую и Пыль-Караминскую зоны. Последняя в юго-западном направлении латерально замещается Колывань-Томской зоной. Кроме того, в южно-центральной части системы по геофизическим данным и результатам бурения выделяются Убинский и Межовский массивы.

Верхневасюганская зона образована кремнисто-вулканогенными и терригенными комплексами пород главным образом среднего палеозоя, в составе которых предполагается участие офиолитовой ассоциации, фрагментарно прослеживающейся до сочленения этой зоны с Уват-Хантымансийским массивом. Частично офиолиты вскрыты скважинами и представлены серпентинитами, базальтами и радиоляритами девона в сопровождении некоторого количества андезитов, имеющих очевидно более молодой возраст. Возможно, офиолитовый пояс является северным продолжением Чарской сутуры Восточного Казахстана.

Сенькинско-Варьеганская зона занимает центральную часть системы и характеризуется преобладанием положительных, возможно, конседиментационных структур антиклинорного типа на месте центральной части позднепалеозойского сводового поднятия фундамента Западно-Сибирской плиты. К этой же группе положительных структур приурочены Межовский и Убинский массивы, скорее всего представляющие разрозненные блоки первоначально единого крупного жесткого массива, погребенного под образованиями Сенькинско-Варьеганской зоны. Характерен вещественный состав этой зоны, определяемый сочетанием терригенных и карбонатных пород с преобладанием последних в ряде районов, что обычно для тектонических палеоподнятий. Зона расчленена на ряд блоков поперечной по отношению к ней триасовой рифтовой системой и связанными с ней разломами ЮЗ—СВ направлений.

Нарымско-Колпашевская зона образует четко выраженный прогиб, подчеркнутый приуроченными к его оси крупными орогенными прогибами.

Доорогенные накопления относятся к аспидно-флишоидному типу черно- и сероцветных терригенно-сланцевых ассоциаций и сложены толщами алевролитов, аргиллитов, песчаников с прослоями мергелей и редко известняков.

Пыль-Караминская и Колывань-Томская зоны имеют аналогичный состав, но по отношению к прогнутой внутренней структуре Нарымско-Колпашевской зоны представляют собой фронтальные приподнятые структуры типа асимметричных антиклинориев, надвинутых на востоке и юго-востоке на каледониды, включая их дейтероорогенные образования, что подтверждено бурением в пределах Томского надвига.

Центрально-Западносибирская система герцинид вмещает гигантский ареал средне-позднепалеозойских, главным образом, каменноугольно-пермских гранитов. В целом эта система фундамента Западно-Сибирской плиты представляет собой реликт обширного пермского сводового поднятия, предшествовавшего возникновению триасовой рифтовой системы.

### **III.4. Триасовая рифтовая система**

Триасовая рифтовая система Западной Сибири является крайней юго-восточной ветвью гигантской Арктико-Северо-Атлантической рифтовой мега-системы раннего мезозоя.

В пределах изучаемой территории располагается южная часть этой системы, представленная веером рифтогенных структур: Колтогорско-Уренгойским, Аганским, Усть-Тымским, Чузикским, Худосейским рифтами, а также сопровождающими их разломами преимущественно ЮЗ—СВ направлений и плато-базальтовыми полями. Строение рифтов кратко иллюстрируется на примере Колтогорско-Уренгойского грабен-рифта.

Колтогорско-Уренгойский грабен-рифт является крупнейшей стержневой структурой, прослеживающейся от г. Омска до Северного Ледовитого океана и раскрывающейся в сторону глубоководной котловины Нансена. Ширина рифта от 10 на юге до 80–100 км на севере.

В гравитационных и магнитных полях Колтогорско-Уренгойский рифт отражается интенсивными положительными аномалиями. Геофизические данные и результаты бурения глубоких скважин, в том числе Тюменской СГ-6, указывают, что в пределах рифтов сиалическая земная кора разорвана и заполнена ультрабазит-базитовым материалом и “коромантийной смесью”, на которых залегают излившиеся базальты и сопровождающиеся их осадочные породы.

По сейсмическим данным, граница М в пределах грабен-рифта приподнята на 2–3 км и находится на глубине 34–39 км, а граничная скорость на поверхности мантии уменьшена и соответствует 7,9 км/с.

Аналогичное строение имеют и остальные крупные грабен-рифты: Аганский и Худосейский.

Развитие ранне-среднетриасовой рифтовой системы оказало большое влияние на структуру фундамента Западно-Сибирской плиты, дополнительно рас-

колов его на большое количество разновеликих блоков, в том числе транскоровых, а особенно — на динамику мезозойско-кайнозойского седиментогенеза и его нефтегазоносность.

### III.5. Мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты

В составе чехла выделяются три комплекса: нижне-, собственно- и верхнеплитный (неотектонический). Первый комплекс с региональным несогласием перекрывает покровно-складчато-глыбовую поверхность доюрского фундамента. Он охватывает континентальные средне-верхнетриасовые (на севере территории), а в основном нижне-среднеюрские отложения. Собственноплитный комплекс состоит из морских отложений юрского возраста, морских, прибрежно-морских и континентальных отложений мела и частично палеогена. Верхнеплитный (неотектонический) комплекс охватывает верхний эоцен — четвертичные отложения.

Чехол разделяется на два крупных надпорядковых элемента: внешний пояс и внутреннюю область. Граница между ними проводится по зоне наибольшего погружения подошвы чехла или выклиниванию юрских отложений. Внешний пояс представляет систему моноклиз, усложненных выступами, структурными носами и т. п. Глубина до палеозойского фундамента в пределах рассматриваемой территории обычно не более 3 км. Внутренняя область характеризуется значительными и резкими перепадами глубин до поверхности фундамента.

Главным фактором структурообразования в платформенном чехле являются движения структурных зон и блоков фундамента. Морфоструктуры чехла отчетливо наследуют тектонические элементы герцинской системы фундамента, значительно слабее — каледонской и практически не обнаруживают корреляции с рифеидами. Очень четко в структуре чехла отражается триасовая рифтовая система в виде надрифтовых желобов. Районы, расположенные между желобами, представляют собой крупные конседиментационные поднятия. Ряд таких поднятий находится между Аганским, Колтогорско-Уренгойским и Усть-Тымским желобами. Простирающие осложняющие эти поднятия структур северо-западное, соответствующее генеральному простиранию дорифтовых структур фундамента.

Мощность земной коры в пределах Западно-Сибирской плиты колеблется в интервале 36–42 км. Нижняя кора аномально уплотнена. Мощность литосферы во внешнем поясе Западно-Сибирского бассейна от 150 до 100 км и сокращается в сторону внутренней рифтогенной области, где характеризуется средними значениями 100 км и менее [Atlas..., 1995].

---

## IV. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания Сибири изучаются достаточно давно и детально главным образом в связи с их потенциальной рудоносностью, особенно бокситоносностью. Однако главными объектами исследований являлись коры выветривания Байкало-Патомского нагорья, Алданского щита, Сибирской платформы, а также, хотя и в меньшей степени, ее складчатого обрамления [Коры..., 1979; Минерагеня..., 1980; Рудоносные формации..., 1985; и др.]. Слабее изучены и освещены в научной литературе коры выветривания западной части Алтае-Саянской складчатой области и Западно-Сибирской плиты. М. А. Усов [1933] впервые отнес салаирские бокситы к продуктам регионального латеритообразования при жарком и влажном климате в нижнетретичное время. Придерживаясь этой точки зрения, кору выветривания Западной Сибири некоторое время воспринимали как продукт латеритообразования в условиях тропического климата. Ю. А. Кузнецов [1937] показал, что широко распространенная в районе г. Новосибирска красноцветная мезозойская кора выветривания хотя и сформировалась в условиях тропического климата, но не достигла зрелости латеритового профиля. Железо-алюминиевые бокситы района являются продуктами ее разрушения и соосаждения гелей глинозема и оксидов железа в озерных условиях. В. П. Казаринов [1939] широко развитые коры выветривания Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ) отнес к каолиновому типу подболотного выветривания. Эту точку зрения разделял М. П. Нагорский [1943], уточнив, что благоприятная обстановка для осаждения бокситов создавалась там, где поблизости были известняки, а исходный субстрат содержал сульфиды. Из сказанного вытекает, что уже на заре развития учения о корях выветривания Западной Сибири возникли разные представления об их условиях формирования и зрелости. История становления этих представлений изложена сначала в монографии В. П. Казаринова [1958], затем в коллективном труде известных сибирских геологов [Выветривание..., 1969], а 10 лет спустя — в книге “Коры выветривания Сибири” [1979].

Необходимо подчеркнуть, что рассмотрение кор выветривания любого региона базируется на некоторых общих закономерностях, позволяющих типизировать их по тем или иным признакам и лежащих в основе классифика-

ции. К настоящему времени в Западной Сибири выявлены каолиновый, латеритный, нонтронитовый, кремнистый, карбонатный минералогические типы. Наиболее распространены каолиновые коры выветривания. Латеритные коры фиксируются на более низких гипсометрических ступенях и возникают при участии сернокислых процессов. В их разрезах на первое место выдвигаются бобовые бокситы, а структурные их разновидности или отсутствуют, или отодвигаются на второй план. Месторождения и рудопроявления мел-палеогеновых и домезозойских бокситов, установленные на территории рассматриваемых областей, охарактеризованы в томе II этого издания.

Кору выветривания мы, вслед за В. П. Казариновым [1958], рассматриваем как самостоятельное геологическое тело, сформированное на бессульфидных или слабосульфидизированных породах, имеющее свою историю развития, морфологию, тектонические и возрастные границы. При наличии в исходном субстрате сульфидов возникают зоны окисления, которые, по Ф. Н. Шахову [1960], представляют частный случай коры выветривания со специфическими, только ей свойственными чертами. Нами они не обсуждаются.

В современной литературе все продукты химического выветривания объединяются в формацию коры выветривания, которая расчленяется на остаточную, переотложенную и неоэлювиальную. Поскольку материал переотложенных кор выветривания нередко является составной частью чехла рыхлых осадочных отложений аккумулятивных равнин Западно-Сибирской плиты, занимающей значительную часть территории рассматриваемых областей, в данном разделе акцентируем внимание главным образом на остаточных, включая неоэлювиальные, корях выветривания, залегающих "in situ", на месте своего формирования. Выделены триасовые, юрские, меловые, палеогеновые и неогеновые эпохи формирования кор выветривания [Бгатов, Казаринов, 1979].

Последующие исследования и обобщения сибирских геологов развивали и совершенствовали познания в области корообразования вообще и рудоносных кор выветривания в частности [Коры..., 1979; Эпохи..., 1982; Рудоносные формации..., 1985; Золотоносность..., 1995]. Отмечается, что в течение длительной истории мезозоя и кайнозоя Западной Сибири в разные геологические периоды существовали благоприятные условия для формирования мощных кор выветривания различного генетического профиля, реликты которых встречаются довольно часто. Процессы выветривания шли непрерывно, усиливаясь и ослабевая в определенные моменты лишь в связи с конкретными тектоническими, климатическими и палеогеоморфологическими условиями. Опираясь на материалы предыдущих исследователей и собственных изысканий, попытаемся отразить, как проявлялись наиболее оптимальные предпосылки корообразования в геологической истории развития на территории нынешних Новосибирской, Омской и Томской областей.

В последнее время коры выветривания рассматриваются не только в области рудной геологии, но и нефтяной, что делает еще более актуальным их детальное исследование.

Среди большого числа задач, которые необходимо решать при комплексном геологическом изучении кор выветривания, важнейшими являются вопросы эпох корообразования и их корреляции с историческим развитием региональных и локальных тектонических структур, генетической систематики продуктов выветривания и геологических предпосылок их возникновения, сохранности и пространственного размещения, морфологического, минералогического и химического типов выветривания в зависимости от региональных (климат, региональная тектоника) и местных (состав пород, их трещиноватость) факторов.

Цель настоящего раздела — на основе многолетнего изучения процессов гипергенного преобразования пород, обобщения опубликованного и фондового материала с возможной степенью детальности ответить на эти вопросы применительно к геологическим, тектоническим и палеоландшафтным условиям территории Новосибирской, Омской и Томской областей, характеризующейся комплексом как общих, так и частных предпосылок корообразования; показать на примерах типовых разрезов главные особенности строения и минерального состава кор выветривания региона с корреляцией условий и эпох корообразования в смежных регионах, обрамляющих с юга Западно-Сибирскую плиту.

Решению поставленных вопросов в значительной мере способствует материал по стратиграфии, магматизму и тектонике, изложенный в предыдущих разделах.

#### **IV.1. Предпосылки корообразования**

Важную роль при корообразовании во времени и пространстве играют геотектонические, геоморфологические, климатические, гидрологические и фитологические предпосылки, а также устойчивость магматических, метаморфических и осадочных пород к выветриванию в различных физико-химических условиях. Перейдем к более обстоятельному рассмотрению всех этих предпосылок.

В геологическом строении территории Новосибирской, Омской и Томской областей участвуют раннекаледонские, каледонские и герцинские складчатые сооружения, орогенные и дейтероорогенные прогибы, впадины, осложненные крупными зонами разрывных нарушений (см. рис. 4, вклейка). Километровой изогипсой поверхности доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты оконтурена практически вся Омская область, значительная часть Томской области и более половины — Новосибирской. В контурах нулевой изогипсы находятся только герцинская Колывань-Томская, каледонская Западно-Сибирская зоны, а также северные оконечности раннекаледонской Восточно-Салаирской зоны. Таким образом, применительно к истории корообразования на палеозойских комплексах пород, с учетом возможного оптимального проявления гипергенных процессов территорию трех областей можно разделить на две части: с аккумулятивными ландшафтами юго-юго-восточной периферии Западно-Сибир-

ской плиты и денудационными на северных отрогах ее горного обрамления. Особенностью описываемой территории является ее нахождение на блуждающей во времени границе двух крупных долгоживущих тектонических и геоморфологических структур с разной направленностью корообразования и осадконакопления. С одной стороны, это Западно-Сибирский бассейн с ярко выраженными предгорными впадинами, с другой — сложно построенное его горное обрамление (с востока на запад: северные отроги Кузнецкого Алатау, Колывань-Томская складчатая зона, Салаир, Степной Алтай, Северный Казахстан). Длительное нахождение региона в структурах с разной историей развития и разной направленностью осадконакопления в близких климатических условиях во многом определило как общность эпох корообразования, так и их различия в локальных структурах.

Сложность корообразования усугубляется еще и тем, что каждая структура окраины Западно-Сибирской плиты и ее горного обрамления имела свою историю развития, иногда отличную от соседних структур в отдельные геологические периоды. Учитывая все это, рассмотрим предпосылки корообразования в условиях Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления отдельно.

Выветривание, как известно, наиболее активно реализуется в аэробных условиях, изменяя в разной мере все горные породы, находящиеся у поверхности Земли. Как показано многими исследователями, формированию мощного элювия и его сохранности *in situ* способствует сочетание следующих оптимальных условий:

- длительное взаимодействие системы вода–порода в окислительной (аэробной) обстановке;

- начальная фаза тектонической активизации в районах со слабо расчлененным воздымающимся рельефом;

- наличие зон разломов и повышенной трещиноватости исходных пород;

- климатические условия, определяющие совместно с исходным субстратом профиль выветривания (латеритный, каолиновый, гидрослюдистый и др.);

- резкая смена физико-химических условий (контакты силикатных и карбонатных пород, сульфидизированные зоны и т. п.);

- состав исходных пород и степень их устойчивости к химическому выветриванию (первый фактор определяет профиль выветривания, второй — интенсивность гипергенного преобразования);

- коры выветривания генетически связаны с эпохами поверхностей выравнивания рельефа в условиях стабильного тектонического режима.

В истории геологического развития региона неоднократно возникали на продолжительное время континентальные условия, благоприятные для реализации предпосылок корообразования. В литературе имеются сведения о палеозойских, мезозойских и кайнозойских корях химического выветривания. Мы ограничимся характеристикой только тех кор выветривания, наиболее древняя

возрастная граница которых не опускается ниже среднего—верхнего карбона [Адаменко, 1976]. К этому времени окончательно консолидировались Салаир и Колывань-Томская зона. Суша была в значительной мере сnivelирована до пенепленизированных равнин, местами осложненных мелкосопочником и низкогорьем. К данному возрасту относится и зарождение древнейшего этапа развития современного рельефа — “макроцикла формирования базальной поверхности выравнивания, или глобального пенеплена мезозойского возраста (триас—юра—мел)” [Герасимов, 1976, с. 8].

В триасе территория описываемых областей располагалась в пределах одного обширного эпиплатформенного денудационного орогена с близкими условиями для корообразования на палеозойских породах.

Пермские отложения несут явные следы раннетриасовой(?) каолинитовой и монтмориллонитовой кор выветривания [Выветривание..., 1969]. Как отмечает О. М. Адаменко [1976], в среднем триасе и нижней юре преобладало региональное выравнивание. Однообразие дряхлой денудационной равнины осложнялось лишь редкими горками, в частности, Салаирским кряжем. По мнению этого исследователя, выровненный рельеф и благоприятный субтропический переменнo-влажный климат способствовали образованию кор химического выветривания каолинового и, возможно, латеритного типов.

Юрский период — это эпоха мощной орогенной активизации, на долгое геологическое время расчленившей территорию описываемых областей на две зоны: аккумулятивные ландшафты Западно-Сибирской плиты и денудационные ландшафты ее складчатого обрамления (мелкосопочник Северного Казахстана, Салаир, северные отроги Кузнецкого Алатау). Уже в средней юре площади практически всей Омской и Томской областей и значительная часть Новосибирской были заняты озерно-аллювиальными аккумулятивными ландшафтами. В келловей-оксфорде в результате трансгрессии моря они сменились лагунными и морскими аккумулятивными, которые, варьируя в количественном соотношении, существовали сначала по готерив-баррем, затем с турона по олигоцен. В апт-альбское и сеноманское время на южной части Западно-Сибирской плиты господствовали озерно-аллювиальные аккумулятивные ландшафты, которые в туроне сохранились только в окрестности Колпашево, а затем к раннему олигоцену заняли значительную часть запада Томской области.

Со второй половины олигоцена на описываемой территории устанавливается умеренно влажный климат, а в миоцене он распространился на всю территорию, вплоть до северного Казахстана. На рубеже эоцена и олигоцена произошла перестройка природы Западной Сибири, связанная со сменой талассократического режима обширнейшей морской акватории на режим континентальный, что обусловлено региональным поднятием и Западно-Сибирской плиты, и ее обрамления. После олигоцена в регионе проявлены три этапа денудационно-аккумулятивного выравнивания: в середине миоцена, в позднем миоцене—среднем плиоцене и с позднего плиоцена по современный период [Никитин, 1988].

Воцарились новые ландшафты в связи со значительной сменой климата, который по сравнению с предыдущим, почти субтропическим, стал умеренно теплым, достаточно влажным в миоцене, более холодным и сухим — в плиоцене [Мартынов и др., 1988]. Как следствие, уменьшилась и энергия корообразования, не достигая зрелой стадии развития. Формируется элювий с более простым, преимущественно гидрослюдистым профилем, нередко, особенно в основании разреза, пропитанный гидроксидами железа [Афанасьев, 1976].

Таким образом, рассматриваемый регион имеет ряд специфических особенностей. Главные из них следующие:

- сосуществование длительное время двух различных по направленности процессов: аккумулятивных, благоприятных для сохранности кор выветривания, и денудационных, способствующих их эрозии;

- неустойчивость границы между этими типами ландшафтов в силу неоднократной регрессии и трансгрессии моря, что способствовало, с одной стороны, возникновению кор выветривания, с другой — их смыву и захоронению;

- преобладание в регионе континентальных условий в отдельные геологические периоды, способствовавших формированию однотипных кор выветривания на значительной площади;

- нахождение региона с триаса и по настоящее время в переходной от гор к равнине геоморфологической зоне, благоприятной для формирования кор выветривания;

- доминирование в геологическом развитии окраин Западно-Сибирской плиты опускания с процессами апланации поверхности и формирование ее горного обрамления под знаком поднятия при преобладании депланации поверхности;

- палеозойские консолидированные породы как корообразующий субстрат в домезозойское время во всем регионе; с начала мезозоя и по голоцен корообразующим субстратом в обрамлении Западно-Сибирской равнины стал осадочный покров со своей схемой выветривания (более равновесная среда, более устойчивые к выветриванию глинистые минералы, наличие водоупорных и водоносных горизонтов и т. п.).

Учитывая вышеизложенное, рассмотрим основные тенденции распределения кор выветривания и их свойства, проявляемые в основных тектонических структурах региона: южной и западной оконечностях Западно-Сибирской плиты, на Северо-Западном Салаире и в Колывань-Томской складчатой зоне.

## IV.2. Коры выветривания юга Западно-Сибирской плиты

Сведения по корам выветривания Западно-Сибирской плиты обобщены В. П. Казариновым [1958]. Уже тогда во многих местах были выявлены коры выветривания на породах палеозойского фундамента и коры выветривания, сформированные за счет мезозойско-кайнозойских пород осадочного чехла.

С особой детальностью им охарактеризованы мезозойские и кайнозойские образования, в том числе и коры выветривания Чулымо-Енисейской, Прииртышской, Неня-Чумышской, Присалаирской впадин. Позже коры выветривания в Предалтайской впадине были описаны О. М. Адаменко [1976]. Вскоре появились крупные работы по корам выветривания Чулымо-Енисейской, Бийско-Барнаульской впадин, Приказахстанской части плиты и ее фундамента, а также в целом по южной окраине [Коры..., 1979; Эпохи..., 1982]. В настоящее время предоставляется возможность с учетом новейших данных охарактеризовать коры выветривания фундамента и осадочного чехла той части Западно-Сибирской плиты, которая находится в Новосибирской, Омской и Томской областях.

#### IV.2.1. Коры выветривания на породах фундамента

В строении фундамента плиты рассматриваемого региона участвуют рифейские (см. рис. 4, В-4, В-5), раннекаледонские (S-5), каледонские (С-9–С-14), герцинские (Н-2–Н-6, Н-8, Н-9) складчатые зоны, орогенные (О-1, О-2) и дейтероорогенные прогибы и впадины (см. рис. 4, DO-2, DO-3). По данным Н. П. Запивалова [1988], широкое площадное развитие имеют осадочные отложения промежуточного комплекса пород среднего-верхнего палеозоя и триаса, перекрывающих образования складчатого фундамента. Из 135 подсечений глубокими скважинами отложения платформенного мезозойского чехла в 73 залегают на карбонатных отложениях верхнего девона-силура, в том числе 56 — среднего-верхнего девона, в 36 — на глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных отложениях нижнего и среднего карбона, в 5 — на вулканогенно-осадочных породах перми и 21 — на отложениях триаса. В различной степени проявленности кора выветривания встречена на всех породах промежуточного комплекса.

Сейчас известно, что на территории плиты под покровом мезозойских и кайнозойских отложений глубокими нефтепоисковыми скважинами довольно часто на разных площадях, породах и структурах фундамента подсекаются коры выветривания. Так, из 168 скважин, вскрывших породы доюрского фундамента на территории Обь-Иртышского междуречья, остаточная кора выветривания каолинитового профиля обнаружена в 51 (рис. 5). Остаточные коры выветривания тяготеют к Межовскому, Сургутскому сводам, Александровскому, Нижневартовскому валам и другим положительным формам рельефа погребенного фундамента. В половине из них фиксируется кора выветривания, созревшая до глинистого структурного элювия, в остальных — вскрыты горизонты каменного структурного элювия [Коры..., 1979]. Последнему обычно предшествует сапролитовый горизонт в интенсивно трещиноватых породах. Начало корообразующего процесса остается неясным. Независимо от типа пород глинистый структурный элювий почти полностью сложен каолинитом. В каменном структурном элювии состав гипергенных породообразующих минералов еще контролируется составом исходных пород, поэтому в нем встречаются хлориты, нон-

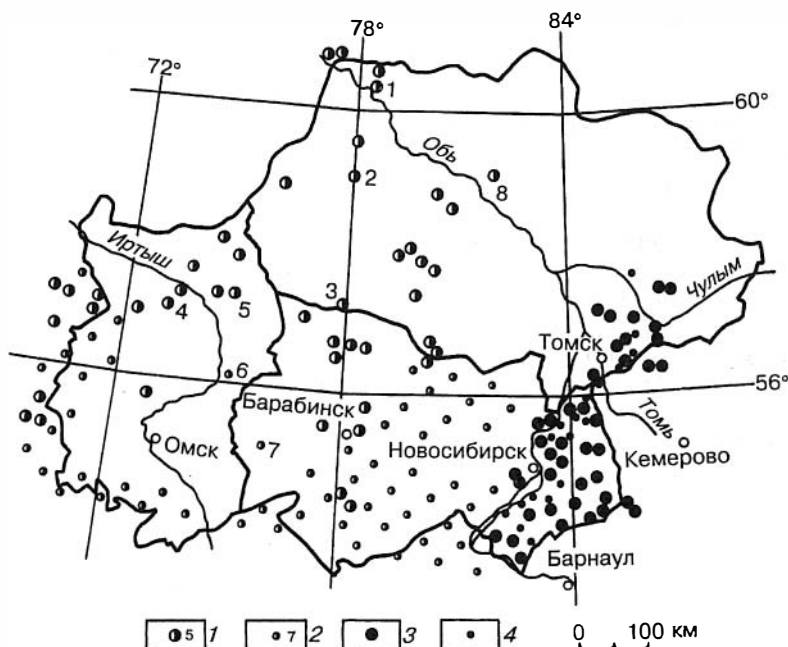


**Рис. 5.** Схема распространности кор химического выветривания в пределах Новосибирской, Омской и Томской областей.

Коры выветривания на породах фундамента Западно-Сибирской плиты: 1 — площадного развития; 2 — вскрытые единичными скважинами и реконструированные по разрезам (группа скважин: 1 — Назинская, 2 — Средне-Васюганская, 3 — Межовская; скважина: 4 — Завьяловская, 5 — Новологиновская, 6 — Большереченская, 7 — Татарская; 8 — Парабель-Нарымская группа скважин). Коры выветривания в горном обрамлении Западно-Сибирской плиты: 3 — площадного развития; 4 — вскрытые единичными скважинами.

трониты, смешанослойные и другие минералы, как это имеет место в корях выветривания обрамления. В некоторых случаях наблюдается обохривание глинистого элювия, который приобретает бурую окраску.

Нижняя возрастная граница кор химического выветривания может быть скользящей в зависимости от палеогеоморфологических условий конкретных территорий, однако, по всей вероятности, она не должна опускаться ниже пермо-триасового времени. Верхней границей служит возраст перекрывающих осадочных пород. Наиболее древняя в регионе нижнетриасовая или даже пермо-триасовая кора выветривания, представленная каолинизированными песчаниками и конгломератами, вскрыта скв. 2-Р на глубине 2360 м на р. Ишим, в районе с. Викулова. В разрезе Барабинской опорной скважины отложения рэт-лейаса начинаются толщей туфогенных известняков и туффитов с прослоями алевролитов, аргиллитов и угля. Выше залегают серые фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и их туфы, значительно измененные каолинизацией [Казаринов, 1958]. Чаше на корях выветривания залегают ниже-среднеюрские осадочные отложения, реже средне- и верхнеюрские (табл. 9).

Таблица 9. Характеристика кор выветривания на породах фундамента плиты  
(составлена по данным работы [Коры..., 1979])

| Участок, скважина<br>(см. рис. 5)                       | Корообразующие<br>породы                           | Кора выветривания                                       |                  | Возраст<br>перекры-<br>вающих<br>пород |
|---------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|------------------|----------------------------------------|
|                                                         |                                                    | Тип и состав<br>структурного элювия                     | Мощ-<br>ность, м |                                        |
| Александровский вал                                     |                                                    |                                                         |                  |                                        |
| Назинский,<br>скв. 2, 4, 6, 7                           | Мраморы и кристаллические сланцы                   | Каменный, глинисто-слюдистый                            | 7–39             | J <sub>1-2</sub> tm                    |
| Южно-Назинская<br>скв. 231                              | То же                                              | Глинистый, каолини-<br>товый                            | 3                | То же                                  |
| Назинская скв. 1                                        | Кварцевые порфиры                                  | То же                                                   | >52              | »                                      |
| Назинская скв. 3                                        | Граниты                                            | Глинистый, сидерит-<br>кальцит-каолинитовый             | 14               | »                                      |
| Западно-Назинский,<br>скв. 241                          | То же                                              | Каменный, вермикулит-сидерит-кальцит-<br>каолинитовый   | 7                | »                                      |
| Тажная скв. 211<br>(два горизонта коры<br>выветривания) | Базальты<br>Граниты                                | Каменный<br>Глинистый, сидерит-<br>кальцит-каолинитовый | 6<br>33          | »                                      |
| Лукашкин-Ярская<br>скв. 11                              | То же                                              | Каменный, вермикулит-сидерит-кальцит-<br>каолинитовый   | 25               | »                                      |
| Средне-Васюганский вал                                  |                                                    |                                                         |                  |                                        |
| Средне-Васюганская<br>скв. 1                            | Переслаивание алевролитов, песчаников, известняков | Глинистый, гидрослюдисто-каолинитовый                   | Около 10         | »                                      |
| Северо-Васюганские<br>скв. 1, 2                         | Трахибазальты                                      | Каменный, хлорито-<br>каолинитовый                      | Около 50         | »                                      |
| Айгольская скв. 11                                      | Базальты                                           | Глинистый, гидрослюдисто-каолинитовый                   | 16               | »                                      |
| Межовский свод                                          |                                                    |                                                         |                  |                                        |
| Межовская скв. 4                                        | Гранодиориты                                       | Каменный, кальцит-<br>каолинитовый                      | 8                | J <sub>3</sub> bž                      |
| Северо-Межовская<br>скв. 1                              | То же                                              | Глинистый, каолини-<br>товый                            | 24               | J <sub>3</sub> vs                      |
| Веселовская скв. 1                                      | Гранитогайсы                                       | То же                                                   | 10               | J <sub>3</sub> vs                      |
| Завьяловская скв. 4                                     | Туфы порфиритов                                    | Глинистый, гидрослюдисто-каолинитовый                   | 27               | J <sub>2-3</sub> tt                    |
| Завьяловская скв. 5                                     | Кислые эффузивы                                    | Каменный, каолинитовый                                  | 25               | J <sub>1-2</sub> tm                    |
| Новологиновская<br>скв. 1                               | Граниты                                            | Глинистый, гидрослюдисто-каолинитовый                   | 70               | То же                                  |
| Татарская скв. 2                                        | Диабазы                                            | Глинистый, карбонатно-каолинитовый                      | 17               | »                                      |
| Парабельский мегавал                                    |                                                    |                                                         |                  |                                        |
| Парабельская скв. 1                                     | Граниты                                            | Глинистый, каолини-<br>товый                            | Около 10         | »                                      |
| Нарымская скв. 2                                        | То же                                              | Глинистый, каолинит-<br>гидрослюдистый                  | 4                | »                                      |

Примечание. Свиты: tm — тюменская; bž — баженовская; vs — васюганская; tt — татарская.

В единичных случаях, как, например, в Таежной скважине из Назинской группы на севере региона, структурный элювий гранитов (мощностью более 30 м) перекрыт базальтами, в верхах которых развит новый горизонт коры выветривания. В целом мощность кор выветривания на породах фундамента варьирует от долей до 150 м. Разрезы кор выветривания описаны детально В. В. Коратуном [Коры..., 1979]. Его данные дополняются сведениями о доюрских бокситах фундамента на 10 площадях плиты в пределах Новосибирской и Томской областей, что опубликовано во II томе настоящей книги. Приводятся также материалы по доюрской коре выветривания на известняках промежуточного комплекса Верхнесалатского газонефтяного месторождения (Томская область), по досреднеюрской коре выветривания на кварцевых порфирах Прирахтовского нефтяного месторождения (Омская область) и по коре выветривания на гранитах, подсеченной пятью скважинами на Восточно-Межовском месторождении нефти (Новосибирская область). В своде структуры на этой коре выветривания залегают отложения мела, на крыльях свода — юры. Подобная кора выветривания гранитоидов на Веселовском газоконденсатном месторождении в своде структуры перекрыта верхнеюрскими осадками, а на крыльях — ниже-среднеюрскими. По сообщению Н. П. Запивалова с соавторами [1988], подобное наблюдается на Ягыл-Яхском месторождении, где корообразующими породами являются пермо-триасовые сиенит-диориты. Нефтеносный пласт здесь представлен доюрским структурным элювием.

Приведем основные морфологические черты кор выветривания, развивающихся на главных типах пород фундамента плиты (см. табл. 9).

Кора выветривания на известняках верхнего силура—нижнего девона проявлена в развитии в субстрате до семи генераций трещин и в образовании порово-кавернозных пустот постседиментационного растворения, выщелачивания и доломитизации. Кора выветривания на средне-верхнедевонских известняках отличается от предыдущей формированием по трещинкам аутигенного кальцита, реже кварца [Запивалов, 1988]. По глинисто-кремнистым и глинисто-карбонатным породам возникают брекчии и каолинизированный структурный элювий. Встречающиеся в триасовых осадочных отложениях дайки и силлы основного состава претерпели более интенсивное гипергенное преобразование. Мощность их кор выветривания достигает десятков метров. Еще более охотно развиваются коры выветривания каолинитового, реже латеритного профиля по кислым эффузивам и гранитоидам.

Коры выветривания в зонах контакта фундамента с мезозойским чехлом в последнее время привлекают внимание как возможный нефтегазоносный горизонт.

#### IV.2.2. Коры выветривания на породах осадочного чехла

В толще осадочного чехла отмечаются многочисленные проявления кор химического выветривания, имеющих площадное распространение. Они встре-

Таблица 10.

**Основные этапы и условия формирования  
кор выветривания Предалтайской впадины  
(составлена по материалам О. М. Адаменко [1976])**

| Возрастной интервал | Тип остаточной коры выветривания                              | Климат                                                                                                      |
|---------------------|---------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| $Q_{IV}—Q_I$        | Сиалитно-карбонатная (лессовая)                               | Близок к современному, с периодическими комбинациями эпох увлажнения и аридизации, похолоданий и потеплений |
| $N_2^3—N_1^1$       | Гидрослюдисто-монтмориллонитовая зеленоцветная и красноземная | Умеренно теплый, засушливый, с постепенным увеличением влажности в конце $N_2^3$ и в $Q_I$                  |
| $P_3^3—P_3^1$       | Каолинит-гидрослюдистая, пестроцветная                        | Умеренно теплый и влажный (гумидный)                                                                        |
| $P_3^1—P_2^3$       | Каолининовая белоцветная                                      | Субтропический гумидный, в эоцене — переменновлажный                                                        |
| $P_2^2—P_2^1$       | Латеритная с широкой миграцией кремнезема                     |                                                                                                             |
| $P_1—P_2$           | Каолининовая белоцветная                                      |                                                                                                             |
| $K_2t—K_1apt$       | Каолининовая (латеритная) пестроцветная                       | Субтропический от переменновлажного в апт-альбе до гумидного в туроне                                       |
| $K_1br—J_3$         | Красноземная                                                  | Жаркий и сухой (аридный)                                                                                    |
| $J_2—J_1$           | Каолининовая белоцветная                                      | Умеренно теплый и влажный                                                                                   |
| $J_1—T_{2-3}$       | Каолининовая (латеритная) пестроцветная                       | Субтропический переменновлажный                                                                             |
| $T_1—C_{2-3}$       | ?                                                             | Умеренно теплый и влажный                                                                                   |

чены в юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложениях. В разрезе Барабинской опорной скважины на терригенно-карбонатных отложениях рэт-лейса залегают серые фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и их туфы, в верхней части значительно каолинизированные. Достаточно широко распространены баррем-сеноманские коры выветривания мощностью 10 м и более. Заметно каолинизирован цемент песчаных пород покурской апт-альб-сеноманской свиты мощностью 110 м в Нарым-Колпашевском районе и до 920 м — в Тегульдетском. В окрестности Барабинска опоковидные глины люлинворской свиты ( $P_3^{2-3}$ ) в верхах разреза содержат пятнистые включения гидрослюдистого материала. В ряде участков Прииртышья развит горизонт белых глин каолининовой коры выветривания, сформировавшейся в конце олигоцена — начале миоцена на эоцен-олигоценовых алевритовых тонкослоистых глинах. Примеры можно продолжить.

Обзор литературы показывает, что коры выветривания часто приурочены к песчаным горизонтам пород осадочного чехла. Это, как правило, водоносные горизонты четвертичных, палеогеновых, меловых и карбоновых отложений, между которыми имеется сложное гидродинамическое взаимодействие с выраженными вертикальными и горизонтальными перетоками и разгрузкой подземных вод на дневную поверхность. Не исключено, что часть кор вывет-

Таблица 11. Основные эпохи формирования кор выветривания в северо-западной части Чулымо-Енисейской впадины и северных отрогах Кузнецкого Алатау

| Возрастной интервал | Тип и характеристика разрезов остаточной коры выветривания                                                                                                                    | Климат                                                                                                | Литературный источник                          |
|---------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------|
| $P_3-N_1$           | Белые кварц-каолиновые образования и продукты их ближнего переотложения. Белые и красные каолиновые и каолинит-гидро-слюдистые породы                                         | Умеренно теплый, континентально-морской                                                               | Гольберт и др. [1968]<br>Мартынов и др. [1988] |
| $P_2$               | Каолиновый и каолинит-гидрослюдистый                                                                                                                                          | Субтропический влажный, со среднегодовыми температурами 20–24 °C и осадками около 1500 мм             | Ясаманов и др. [1975]                          |
| $K_2^2-P_1$         | Кварц-каолиновый и каолинитовый                                                                                                                                               | Умеренно теплый гумидный, еще более влажный                                                           | Гольберт и др. [1968]<br>Ясаманов и др. [1975] |
| $K_2^1-K_2^2$       | Пестроцветные, красные комковатые бокситоподобные глины, белые каолины. Преобладают каолиновый и каолинит-гидрослюдистый профили                                              | Теплый, равномерно влажный, со среднегодовыми температурами 16–18 °C                                  | Гольберт и др. [1968]<br>Коры... [1979]        |
| $K_1^1-K_1^2$       | Гетит-гидрогетит-каолиновые породы и красноватые продукты их ближнего переотложения. Иногда профиль латеритный(?)                                                             | Субтропический влажный и переменновлажный со среднегодовыми температурами 20–24 °C и осадками 1500 мм | Сухарина, Емельянова [1958]                    |
| $J_{1-3}$           | Глинистый структурный элювий и пестроцветные тонкодисперсные глины гидрослюдисто-каолинового состава                                                                          | Влажный, умеренный, теплый в ранней и средней юре, с аридизацией — в поздней юре                      | Гольберт и др. [1968]<br>Коры... [1979]        |
| $T_3$               | Каолиновый элювий по эффузивам и осадочным породам карбона, белые и пестроцветные каолиновые глины по гранитам под угленосными породами ( $J_2$ ). Иногда — латеритный элювий | Умеренно теплый гумидный                                                                              | Иваня, Сухарина [1967]                         |

ривания осадочного чехла является производными анаэробных глеевых процессов, при которых железо мигрирует в окисной форме, а породы осветляются, т. е. каолинизируются. В такой постановке вопроса, требующего дальнейшего изучения, верхняя возрастная граница кор выветривания покровного чехла не всегда может соответствовать возрасту перекрывающих ее рыхлых толщ.

На породах осадочного чехла выделяется до 10 эпох корообразования. На примере Предалтайской неотектонической предгорной впадины, развитой на юго-востоке Западно-Сибирской плиты и захватывающей южную часть Новосибирской области, О. М. Адаменко [1976] показал, что на юго-западной окраине низменности начиная с нижнего триаса по современный отдел возникали аэробные условия, способствовавшие формированию разнотипных профилей

кор выветривания (табл. 10). Присутствие бокситов и железных руд в терригенных осадочных отложениях, коррелируемых соответственно с мел-палеогеновыми и миоценовыми остаточными корами выветривания, может рассматриваться как благоприятная предпосылка наиболее активного корообразования в это время. На северо-западной окраине Чулымо-Енисейской впадины и в северных отрогах Кузнецкого Алатау выделяются несколько иные эпохи корообразования, хотя типы древних кор выветривания в общем идентичны с преобладанием каолинитового профиля (табл. 11).

#### IV.2.3. Неоэлювиальные коры выветривания

Под неоэлювием мы понимаем структурный элювий, возникший за счет ранее сформированного элювия в результате проявления эпигенетических процессов. Напомним, что В. П. Казаринов [1958, с. 15] к неоэлювию относил “структурный элювий, образовавшийся за счет разложения недиагенетизированных рыхлых осадков (песков, галечников и др.)”. При таком понятии возникает затруднение в интерпретации регионального материала, так как появляется проблема соотношения основных и эпигенетических эпох корообразования. Как в данном случае параллелизовать этот неоэлювий с элювием мел-палеогеновых кор выветривания и продуктами их ближнего переотложения. И как тогда называть элювий, возникающий в ранее образованных горизонтах кор выветривания на породах с разной устойчивостью к гипергенному воздействию. В устойчивых к выветриванию породах и в низах элювия эпигенез будет проявляться в сапролитах и каменном структурном элювии; в неустойчивых породах и в верхах разреза — в глинистом элювии и гелитах. В первом случае, согласно В. П. Казаринову [1958], его к неоэлювию относить нельзя, во втором — это неоэлювий при одной и той же эпигенетической эпохе корообразования.

Неоэлювиальные коры выветривания в нашем понимании в Западной Сибири практически не изучены. Анализ опубликованного материала, а также изучение кор выветривания Салаира (см. IV.4) показывают, что такие коры выветривания широко развиты в регионе. Приведем несколько примеров.

В Новосибирской и Омской областях скважинами вскрыт площадной водоносный комплекс в покурской свите ( $K_{1-2}pk$ ), кровля которого залегает на глубинах 200–1000 м. Характерной особенностью водоносных пластов, залегающих у кровли свиты, является значительная каолинизация кварцево-полевошпатовых песков. На срезе 60–90 м от кровли местами встречаются погребенные почвенные горизонты, свидетельствующие о бывшем здесь элювии. Признаки процесса современного корообразования в покурской свите под действием этого водоносного комплекса проявляются и в составе вод: четкая гидрогеохимическая зональность, выражающаяся в повышении минерализации с удалением от области питания и с глубиной; изменение химического состава от гидрокарбонатно-кальциевого на востоке до сульфатного на юге, соответствующего современной климатической зональности; развитие слабосолоно-

ватых вод на весьма значительных площадях; повышенная до 35–40 °С температура подземных вод (более подробная характеристика водоносного комплекса в покурской свите дана Г. Л. Самсоновым в томе II). Солоноватые воды, иногда с повышенным содержанием железа и марганца, свойственны ряду водоносных комплексов региона (высоких террас Иртыша, неоген-плиоценовому, олигоценному и др.), что косвенно свидетельствует о реализации в них неозэлювиальных процессов. Не исключены они и в породах водоносных горизонтов термальных и минеральных вод, широко распространенных в регионе.

Неозэлювиальная кора выветривания выявлена в верхней части павлодарской свиты. А. А. Файков [1988] ее формирование связывает с островными участками в бассейне осадконакопления. По периферии островов сначала возникала гидрослюдистая кора выветривания, затем она была преобразована в монтмориллонитовую. Тем самым улучшены формовочные свойства неозэлювиальной коры глин Омского Прииртышья. В ряде случаев отмечается переход кальциево-магниевого монтмориллонита в натриево-кальциевые.

Интересный механизм развития многоциклического маломощного элювия описан В. П. Казариновым [1958]. В областях депланации, по его данным, во всех известных случаях пестроцветные осадки залегают на структурном элювии. Формирование элювия и осадков протекало циклично, почти одновременно. В силу этого в красноцветных осадках формации переотложенной коры выветривания наблюдается несколько циклов корообразования, повторяющихся до тех пор, пока рельеф не достигал такой стадии, при которой уже смыв был невозможен. Циклы на различных площадях проявлялись по-разному, так как скорость формирования глинистого элювия до критической массы, необходимой для смыва, зависит от состава и трещиноватости субстрата. Среди пестроцветных осадков нет мощного, полностью сформированного, синхронного их накоплению, горизонта неозэлювия, хотя очень многие разрезы показывают, что начальные фазы элювиообразования оставили свой след на ряде внутренних горизонтов пестроцветной толщи. Отбеливание пестроцветных элювиальных глин наблюдалось авторами в Егорьевском районе, на Дорогинском и Евсинском месторождениях огнеупорных глин и во многих других местах.

Есть основание полагать, что формирование неозэлювия протекает в породах любого состава с момента выхода их в зону аэрации. Длительность процесса определяется временем их нахождения в приповерхностных условиях. Особенно подвержены эпигенетическому преобразованию широко распространенные в регионе выходы четвертичных и современных отложений. Как отметил А. П. Афанасьев [1976], с установлением умеренного, а затем умеренно холодного климата энергия корообразующих процессов снижается, и после олигоцена формируется преимущественно гидрослюдистый элювий.

На южной окраине Западно-Сибирской плиты проявлена молодая ( $Q_I$ – $Q_{IV}$ ) сиалитно-карбонатная кора выветривания (см. табл. 10). Она широко распространена в верхних горизонтах глинистых отложений таволжанской, павлодарской и кочковской свит. Наиболее интенсивно она выражена в глинах кочков-

ской свиты, где сумма  $\text{CaO} + \text{MgO}$  достигает почти 9 % [Файков, 1988]. По нашим наблюдениям, широко развит близповерхностный неозлювий в зонах степей и сухих степей. В случае наложения этой коры на выходы более ранних кор выветривания она будет относиться к неозлювиальной. Формирование эпигенетического элювия происходит и в современный период. В Обь-Томском междуречье мощность зоны аэрации четвертичных глин, суглинков и супесей в слабо увлажненных участках составляет 1–3 м, умеренно увлажненных — 3–8 м и сильно увлажненных — более 8 м [Шевченко, 1988]. Уровень подземных вод в долинах Оби и Иртыша находится на глубине 0,2–10 м. В Обь-Иртышском междуречье на глубине до 36 м залегают ниже-среднечетвертичные и 6–100 м среднеплиоценовые водоносные горизонты. Эти глубины благоприятны для формирования неозлювиальных кор выветривания. В общем, неозлювий тяготеет к равнинам и плоским сглаженным водоразделам.

### IV.3. Колывань-Томская складчатая зона

В рассматриваемой зоне разновозрастные коры выветривания (табл. 12) фиксируются на палеозойском основании и на образованиях юры, варьируя по мощности от 7 до 150 м, иногда до 190 м. Данных по древним (доюрским) корам выветривания региона очень немного, порой они противоречивы и трудно сопоставимы друг с другом. Причин тому несколько, главные из которых — это большая мощность рыхлого чехла и связанная с этим очень слабая изученность кор выветривания.

В отдельных участках центральной части КТСЗ отмечаются образования коры выветривания гранитоидов Обского массива под слабыветрелыми конгломератами нижней юры, что послужило основанием для выделения здесь древних (триасово-юрских) кор выветривания. Профиль выветривания разреза скв. 123 описан А. А. Гилевым с коллегами [1988] следующим образом:

| Состав                                                                                                                                                                                                                                 | Мощность, м |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| — гранодиорит зеленовато-серый, среднезернистый, гнейсовидной текстуры                                                                                                                                                                 | 213,0–197,0 |
| — гранодиорит светло-серо-зеленый, среднезернистый, порфировидный, выветрелый, трещиноватый; по трещинкам широко развит хлорит                                                                                                         | 197,0–184,8 |
| — каменный структурный элювий светло-серых, светло-зеленых, порфировидных гранодиоритов; элювий представлен глинисто-каменным сильно выветрелым материалом                                                                             | 184,8–159,0 |
| — конгломерат серый, слабо литифицированный, на песчано-глинистом цементе; в составе его обломков присутствуют граниты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, кварц; обломки невыветрелые, различной степени окатанности, размером 1–15 см | 159,0–147,0 |
| — конгломерат светло-серый, голубовато-серый, с выветрелой галькой, на глинистом цементе; состав обломков различный, величина до десятков сантиметров; встречаются прослои до 1,5 м песчаников, глин                                   | 147,0–98,0  |
| — среднеолигоценовые отложения новомихайловской свиты                                                                                                                                                                                  | 98,0 и выше |

Таблица 12. Главные эпохи кор химического выветривания  
Колывань-Томской складчатой зоны и Салаирского кряжа

| Возрастной интервал | Характеристика разрезов остаточной коры выветривания                                                                                                                       | Климат                                                                          | Литературный источник                              |
|---------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|
| $P_1 - P_2$         | Каолинитовая и каолинит-гидрослюдистая, часто отбеленная, реже пестроцветная и красноцветная, иногда бокситизированная                                                     | Гумидный субтропический, близкий к современному Юго-Восточной Азии              | Харин [1963]                                       |
| $K_2$               | Каолинит-гидрослюдистая, пестроцветная с широким развитием продуктов ближнего переотложения                                                                                | Умеренно теплый, гумидный, равномерно влажный, с температурами 16–18 °С         | Коры... [1979]<br>Малолетко [1963]                 |
| $K_1$               | Локальные латеритного(?) типа, перекрытые верхнемеловыми осадками, в том числе красноцветными                                                                              | Субтропический гумидный, с годовыми температурами 20–24 °С и осадками — 1500 мм | Гольберт и др. [1968]<br>Лебедев [1958]            |
| $D - C(?)$          | 1. Зона пестроцветного элювия; зона отбеленных и слабо окремненных глинистых пород гидрослюдисто-каолинитового состава<br>2. Зона кремнистых пород с каолинитовыми глинами | Умеренно теплый, континентальный(?), аридный                                    | Коры... [1979]<br>Малолетко [1963]<br>Харин [1963] |

О степени развития кор выветривания в пределах Колывань-Томской зоны можно судить по схематической карте распространенности кор выветривания масштаба 1 : 200 000 (рис. 6), составленной с учетом материалов предыдущих исследователей.

Размещение и сохранность кор выветривания отчетливо подчинены неотектонике. В пределах Буготакско-Митрофановской антиклинали и Караканского выступа коры выветривания не установлены. Полоса шириной от 6 до 13 км протягивается в северо-восточном направлении от верховьев р. Чингис, затем вдоль левобережья р. Нижний Каракан, захватывая нижнее течение р. Мильтюш, оба борта р. Коеи и низовье р. Буготак, и далее вдоль левобережья р. Ини до ее изгиба в сторону Тогучина.

К северу и югу от этих положительных структур в пределах Колывань-Томской складчатой зоны отмечается постепенное возрастание мощности продуктов формации коры выветривания.

От верховьев рек Выдрихи и Шипунихи до верховьев р. Тальменки на приводораздельной площади также не отмечено развития кор выветривания. К югу от этого водораздельного пространства наблюдается увеличение мощности как остаточных, так и переотложенных кор выветривания.

Наиболее полно изученными оказались коры выветривания на территории Приобья, выше г. Новосибирска. Здесь сотрудниками НГПЭ проведены поисково-разведочные работы на медно-никелевое оруденение (масштаб 1 : 50 000 на 12 листах, Седовозаимско-Ташаринская площадь). Установлены их площадные и линейно-площадные морфологические типы.

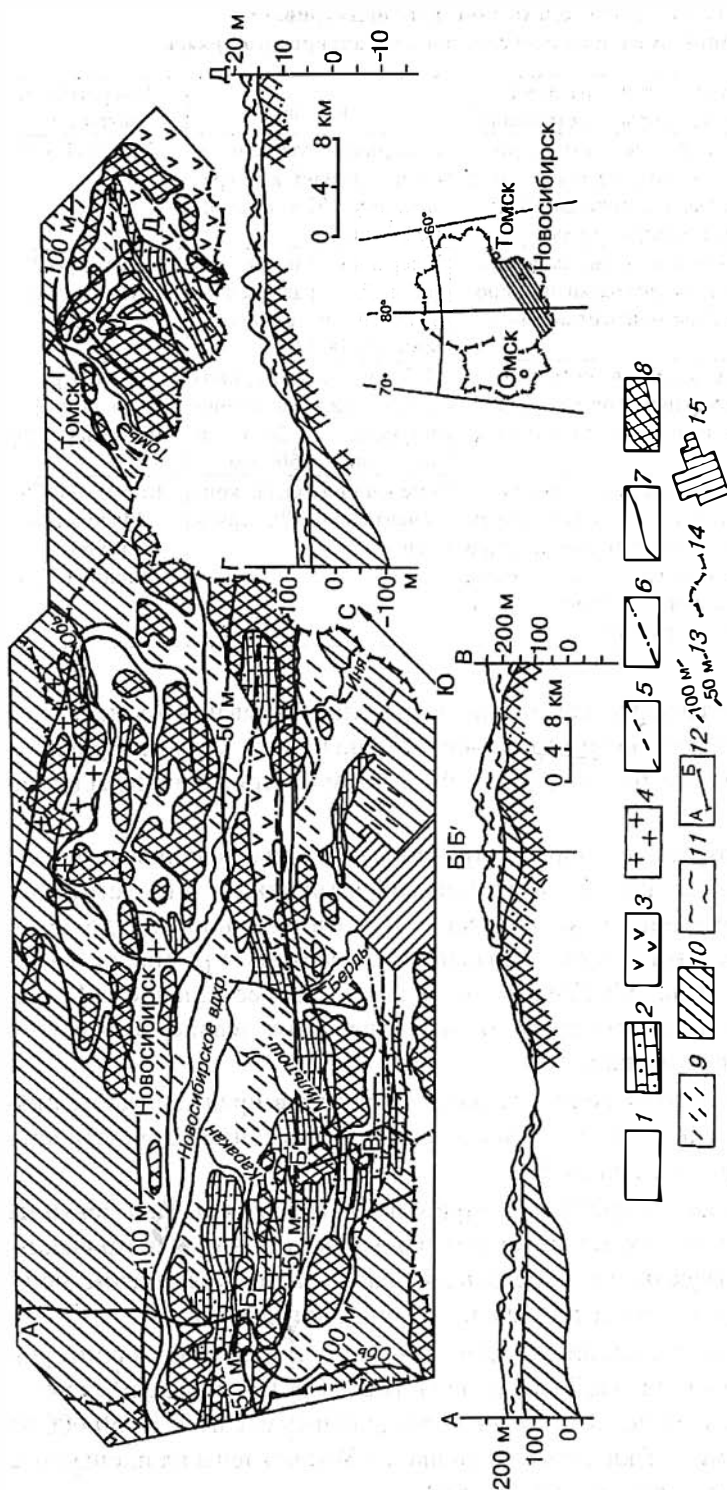


Рис. 6. Схематизированная карта размещения кор химического выветривания Кольвань-Томской складчатой зоны:

1-4 — корообразующие породы: 1 — существенно терригенные породы (ариллиты, алевролиты, сланцы, песчаники, конгломераты); 2 — терригенно-карбонатные отложения; 3 — вулканогенно-осадочные и субвулканические образования буготакской, палаткино-осиновской и еденисской свит, дайковые пояса различного состава и возраста; 4 — палеозойский интрузивный комплекс гранитоидов; 5, 6 — глубинные разломы; 7 — сиалические межскладчатые швы и крупные дизъюнктивные нарушения; 8 — прочие разломы; 9 — границы литологических комплексов; 8-10 — коры химического выветривания: 8 — площадного развития (по данным бурения), 9 — предполагаемого развития или требующие уточнения, 10 — продукты их перетолжения; 11 — четвертичные отложения (только на разрезах); 12 — линии разрезов на карте; 13 — изогипсы глубин залегания кор выветривания; 14 — административные границы областей; 15 — примыкающие площади распространения кор выветривания Северного Западного Салаира (см. рис. 9).

Линейно-площадной характер размещения кор выветривания обусловлен общим северо-восточным простираанием осадочных пород средне-верхнедевонского—нижнекарбонowego возраста, представленных в основном переслаивающимися алевритами, сланцами, песчаниками и известняками. Достаточно выдержаны по простираанию коры выветривания на породах пачинской и юргинской свит. Наиболее глубокому химическому выветриванию подвергаются глинистые сланцы, превращающиеся в разноокрашенные жирные глины. Алевриты и песчано-глинистые сланцы переходят в глины, обогащенные тем или иным количеством обломочного алевритового материала. При разложении песчаников образуются глинистые пески. В элювиальных глинах, сформировавшихся на нерасчлененных отложениях нижнего карбона—турнейского и визейского ярусов, легкая фракция представлена либо кварцем, либо кварцевослюдисто-хлоритовыми обломками. При выветривании окремненных известняков (микрокварцитов) возникает маршаллит. Микрокварциты, сохраняющие все текстурные и структурные особенности замещенных известняков, встречаются по рекам Елбаши, Китерне, Каменушке и др., где они развиваются в виде корок на поверхности выхода известняков. В ряде мест осадочные породы прорваны разновозрастными магматитами: средне-верхнедевонскими субвулканическими альбитофирами, кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, габбро-диабазами, диабазами, диабазовыми порфиритами, верхнепалеозойскими гранитоидами, пермо-триасовыми долеритами и габбро-долеритами. По эндо- и экзоконтактовым зонам гранитоидных массивов (Колыванский, Барлакский, Новосибирский) установлены линейные коры выветривания, залегающие более глубоко по сравнению с площадными на самих телах массивов. Зонами трещиноватости, часто совпадающими с палеодолинами, контролируются переотложенные коры выветривания, иногда совмещенные с линейно-контактовыми. По предполагаемой протяженной зоне трещиноватости, начинающейся от контактовой зоны погребенного Сенчанского массива, в районе верхнего течения р. Тулы, фиксируется линейная кора шириной до 4 км и протяженностью до северного контакта Новосибирского массива, где эта тектоническая зона частично вскрыта в Мочищенском карьере. Выветривание Барлакского и Новосибирского гранитных массивов приводит к появлению рыхлых пористых гидрослюдисто-каолинитовых глин белого, лилового-розового, желтого и серого цветов, с присутствием реликтовых зерен кварца размером свыше 0,25 мм, что резко отличает эти глины от развитых по осадочным породам.

Глины по грубообломочным юрским отложениям обогащены песчано-гравийно-галечниковым материалом кварцевого состава. Песчаники превращены в пестроцветные пески, а алевриты и аргиллиты — в белые, желтые и пестроцветные глины с примесью песчаного материала.

Полный разрез кор выветривания КТСЗ расчленяется на три зоны: глинистого структурного элювия, каменного структурного элювия и сапролитов. Вблизи речных долин верхняя зона профиля представлена бесструктурными каолиновыми глинами с обломками кварца и лигнитов.

Зона глинистого структурного элювия М. П. Нагорским [1971] расчленяется на три подзоны: верхнюю гидрослюдисто-каолинитовую, среднюю гидрослюдистую и нижнюю гидрослюдисто-хлоритовую.

Состав кор выветривания, возникших за счет осадочных пород, варьирует от существенно каолинитового в верхних частях разрезов к каолинит-гидрослюдистому и к основанию существенно гидрослюдистому или хлоритовому. В пределах площадей, занятых гранитоидами Обского комплекса, состав кор выветривания в основном гидрослюдистый.

В целом для КТСЗ характерно, что процессы формирования кор выветривания и продуктов их ближнего переотложения развивались селективно. Ориентировка и глубина кор выветривания обусловлены тектоническими нарушениями и линейным залеганием исходных пород. Среди структурного глинистого элювия выделяется две разновидности: отбеленный и пестроцветный. Последний возникает на алюмосиликатных породах вблизи их контакта с карбонатными толщами, отбеленный — на удалении от них.

Некоторые детали строения и состава кор выветривания КТСЗ рассмотрим на трех участках: Евсинском, Чаусском и Томском.

**Евсинская группа** месторождений тугоплавких глин, образованных за счет выветривания песчано-глинистых сланцев ( $D_2-C_1$ ) с маломощными прослоями песчаников и известняков, которые согласно напластованию в процессе метасоматоза превращены в кварциты (рис. 7), является типичным представителем линейно-карстовых кор выветривания КТСЗ вблизи ее сочленения с Горловским прогибом и Салаиром. Здесь профиль коры выветривания мощностью до 50–60 м имеет следующее строение.

Вверху разреза залегают белые и пестроцветные глины с сохранившимися следами структурных и текстурных особенностей исходных пород палео-

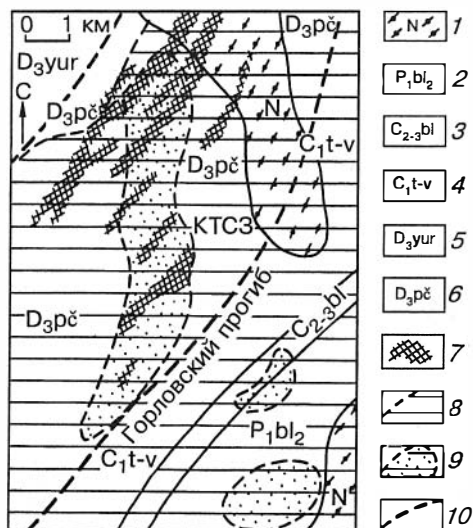


**Рис. 7. Схематическая геологическая карта Евсинского месторождения тугоплавких глин (по Г. Г. Голодняку [1988]):**

1 — красные, красно-бурые, желтые, серые пятнистые глины (N); 2–7 — породы корообразующего субстрата: 2 — верхнебалахонская подсерия ( $P_1bl_2$ ): чередование пачек песчаников, алевролитов, аргиллитов, иногда с угольными пластами, 3 — нижнебалахонская подсерия ( $C_{2-3}bl$ ): алевролиты, песчаники, аргиллиты с редкими прослоями угольных пластов в верхних частях разреза, 4 — нерасчлененные отложения ( $C_1t-v$ ): известняки, песчаники, известково-глинистые сланцы, 5 — отложения юргинской свиты ( $D_3yur$ ): песчаники, известково-глинистые и алевроглинистые сланцы, 6 — отложения пачинской свиты ( $D_3pč$ ): песчано-глинистые сланцы с прослоями известняков, окремененных в низах свиты, 7 — сапролиты и каменный структурный элювий кварцитов; 8, 9 — глинистые коры выветривания: 8 — мощностью до 20 м, 9 — >20 м; 10 — тектонические нарушения.

зоя. Мощность глинистого элювия колеблется от 1,5 до 30–35 м и более. При этом в верхней части разреза глинистого элювия (мощность до 10–15 м) структурные признаки заметны слабо, участками наблюдаются следы перемещения глин, т. е. эту часть разреза можно отнести к элювио-делювию. Он выполняет отдельные западины в кровле структурной коры выветривания и представляет собой глыбы элювиальных глин, сохранивших реликты первичной структуры, или остроугольные обломки кварцитов и сланцев, смешанных с рыхлой комковатой глиной. С глубиной степень глинизации пород ослабевает, постепенно появляется каменный элювий сильно выветрелых и осветленных палеозойских пород, ниже переходящих в сапролиты.

Кора выветривания Евсинского месторождения прослеживается в Горловский угленосный бассейн. В районе д. Шадриной структурный элювий глинистых сланцев, перекрытый пестроцветными глинами, развивается до глубины 60 м.

Цветовая гамма глин структурного элювия контролируется первичным переслаиванием пород субстрата (песчаники, сланцы, песчанистые известняки). Контакты между пластами различно окрашенных глин совпадают с литологическими границами прослоев пород, по которым они образовались. Пятнистое распределение окраски (обычно красно-желтых тонов) на белом фоне глин подчиняется расположению трещин и усиливается на участках максимальной трещиноватости исходных пород, где локализуются небольшие линзы и гнезда бурых железняков.

По размеру слагающих частиц глины коры выветривания представлены тонко-, средне- и грубодисперсными разностями, что также тесно связано с составом исходных пород. По глинистым и известково-глинистым сланцам пачинской и юргинской свит и аргиллитам балахонской серии при выветривании образовались жирные огнеупорные пластичные глины, по песчаникам — песчаные, малопластичные, по алевролитам — слабопластичные алевритовые. Известняки подвергаются окремнению за счет высвобождающейся кремнекислоты, что широко распространено в верхних частях разреза известковых толщ. Там нередко встречаются вторичные сливные микрокварциты серого и белого цветов, обладающие всеми текстурными и структурными особенностями известняков. Глины коры выветривания значительно засорены реликтами исходных пород и особенно дресвой и щебнем микрокварцитов — до 40–50 %.

Минералогический состав элювиальных глин коры выветривания Евсинской группы месторождений (по данным рентгеноструктурного анализа) является преимущественно каолинит-гидрофлюидистым с эпигенетической бейделлитизацией и каолинизацией.

Легкая фракция шлихов из элювиальных глин представлена реликтовым материалом: кварцем, полевыми шпатами, серицитом, обломками хлоритизированных пород и микрокварцитов, изредка единичными зернами карбонатов.

Таблица 13.

Химический состав элювиальных глин  
Евсинского месторождения, мас. %

| Компо-<br>нент                 | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | Среднее |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 65,2 | 65,2 | 67,7 | 63,0 | 75,1 | 83,3 | 86,4 | 64,6 | 67,9 | 57,9 | 69,6    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16,9 | 16,6 | 17,5 | 18,3 | 11,4 | 19,3 | 16,6 | 17,5 | 15,5 | 18,4 | 16,8    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,2  | 7,1  | 3,8  | 8,0  | 6,0  | 5,7  | 6,4  | 6,3  | 6,3  | 11,6 | 6,8     |
| CaO                            | 0,27 | 0,27 | 0,21 | 0,56 | 0,27 | 0,41 | 0,21 | 0,27 | 0,14 | 0,14 | 0,28    |
| MgO                            | 1,08 | 0,99 | 1,18 | 0,75 | 0,59 | 1,38 | 1,18 | 0,99 | 1,18 | 1,38 | 1,00    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,11 | 0,11 | 0,12 | 0,15 | 0,09 | 0,12 | 0,09 | 0,09 | 0,06 | 0,11 | 0,11    |
| K <sub>2</sub> O               | 2,61 | 2,81 | 3,53 | 0,57 | 1,06 | 3,28 | 3,07 | 2,41 | 3,15 | 3,60 | 2,61    |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,79 | 0,78 | 0,83 | 0,85 | 0,65 | 0,90 | 0,68 | 0,93 | 0,68 | 0,31 | 0,74    |
| SO <sub>3</sub>                | 0,02 | 0,01 | 0,07 | 0,08 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04    |
| П.п.п.                         | 5,20 | 5,31 | 4,36 | 6,97 | 3,89 | 5,50 | 4,64 | 5,04 | 4,47 | 4,80 | 5,02    |
| Сумма                          | 99,4 | 99,2 | 99,1 | 99,3 | 99,1 | 99,9 | 99,3 | 98,7 | 99,4 | 98,4 | 99,2    |

Примечание: 1–10 — номера образцов.

В составе тяжелой фракции, выход которой обычно не превышает 1–2 % от общей массы пород, постоянно встречаются лейкоксен, анатаз, эпидот, ильменит, магнетит, циркон, обыкновенная роговая обманка, золото и рутил. Характерно высокое содержание лимонита и сильно лимонитизированных обломков. В виде единичных зерен в тяжелой фракции глин присутствуют тремолит, глаукофан, ромбические пироксены, гранат, брукит, сфен, ставролит, дистен, андалузит, силлиманит, гематит, апатит и хромит.

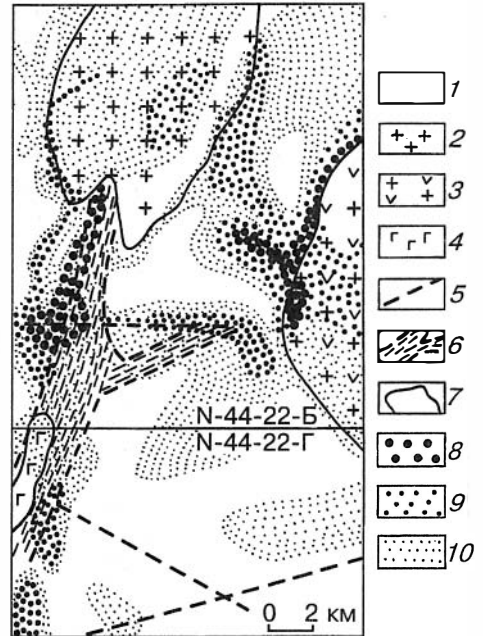
Химический состав глин коры выветривания характеризуется высоким содержанием кремнезема (в среднем 69,6 %) и низким — глинозема (среднее — 16,8 %, табл. 13), что достаточно типично для кор выветривания КТСЗ [Каза-ринов, 1958].

В качестве второго примера представим **Чаусский участок**, расположенный в окрестностях р. п. Колывань. Кора выветривания здесь довольно детально изучена в процессе проведения глубинного геологического картирования в масштабе 1 : 50 000. Здесь развиты линейные и линейно-площадные коры выветривания мощностью от первых метров до 50 м и более. Формируются они по осадочным верхнепалеозойским породам, занимающим около 80 % площади и представленным алевролитами, песчаниками, аргиллитами, известковисто-слюдистыми сланцами, амфиболовыми и пироксеновыми роговиками. К корообразующим изверженным породам относятся паутовский комплекс малых интрузий основного состава (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>), обской комплекс гранитоидных батолитов (P<sub>1</sub>) и дайки основного состава (P-T).

Линейные коры выветривания максимально приурочены к разрывным нарушениям и сводовым частям палеоповерхности батолитов, а также к экзоконтактам гранитных интрузий с вмещающими породами осадочного комплекса (рис. 8). Именно на таких участках развиваются более полные профили, включающие глинистый элювий и представленные гидрослюдисто-каолининовым, ферригаллуазит-хлоритовым и гидрослюдистым минеральными типами. К та-

**Рис. 8.** Схема развития линейной коры выветривания (Чаусский участок, центральная часть КТСЗ, по Н. Л. Петренко и др. [1982]).

1–4 — обобщенные комплексы пород палеозойского фундамента: 1 — терригенно-осадочные толщи, 2 — граниты, 3 — гранодиориты, 4 — субвулканические тела базитов; 5 — разрывные нарушения; 6 — зоны тектонического смятия, расланцевания и катаклаза; 7 — геологические границы; участки развития кор выветривания (мощность, м): 8 — >50; 9 — 30–50; 10 — 10–30.



ким же линейным зонам нередко тяготеют и продукты местного переотложения кор выветривания. Во всех зонах профиля, мощность которых 4–7 м, обычно в том или ином количестве присутствует каолинит (табл. 14).

Расчеты баланса вещества по химическим анализам (табл. 15) приводят к выводу о том, что в процессе формирования профилей выветривания большая часть элементов выносятся, за исключением  $\text{TiO}_2$ , а иногда и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . На подавляющей части площади Чаусского участка верхняя глинистая составляющая профиля размыта, и кора выветривания представлена структурным каменным элювием мощностью до 10 м, а также зоной дезинтеграции сапролитов субстрата.

**Таблица 14.** Глубины залегания зон профиля коры выветривания на Чаусском участке Колывань-Томской зоны (по Н. Л. Петренко и др. [1982])

| № скважины | Порода субстрата | Зоны профиля выветривания и глубина их залегания, м |                                                           |                                          |
|------------|------------------|-----------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|------------------------------------------|
|            |                  | сапролитов                                          | каменного элювия                                          | глинистого элювия                        |
| 180        | Роговики         | Дезинтеграции<br>121,0–125,0                        | Хлорит-гидрослюдистая,<br>105,0–121,0                     | Хлорит-ферригаллуазитовая, 93,0–105,0    |
| 183        | Роговики         | Дезинтеграции<br>119,0–122,0                        | Гидрослюдисто-хлоритовая,<br>107,1–119,0                  | Хлорит-гидрослюдистая, 96,0–107,1        |
| 176        | Аргиллиты        | Дезинтеграции<br>151,0–152,0                        | Галлуазит-гидрослюдистомонтмориллонитовая,<br>142,0–152,0 | Галлуазит-гидрослюдистая,<br>138,0–142,0 |
| 213*       | Граниты          | Дезинтеграции<br>46,0–49,0                          | Каолинит-гидрослюдистая,<br>39,0–46,0                     | Каолинитовая,<br>28,0–46,0               |
| 108        | Граниты          | Дезинтеграции                                       | Каолинит-галлуазитовая                                    | —                                        |
| 155        | Диориты          | Дезинтеграции<br>83,2–89,2                          | Хлорит-ферригаллуазитовая,<br>67,0–83,2                   | —                                        |

\* Перекрыта переотложенной корой выветривания мощностью 8 м.

Таблица 15. Химический состав глинистого структурного элювия (1)  
и исходных пород (2) Чаусского участка, %  
(по данным Н. Л. Петренко и др. [1982])

| Компо-<br>нент                     | Зоны<br>профиля | Состав корообразующего субстрата |                       |                     |                          |                     |
|------------------------------------|-----------------|----------------------------------|-----------------------|---------------------|--------------------------|---------------------|
|                                    |                 | роговики,<br>скв.180             | аргиллиты,<br>скв.176 | граниты,<br>скв.108 | гранодиориты,<br>скв.151 | диориты,<br>скв.155 |
| SiO <sub>2</sub>                   | 1               | 58,69                            | 63,85                 | 51,46               | 53,49                    | 62,79               |
|                                    | 2               | 63,61                            | 63,68                 | 76,42               | 66,60                    | 66,39               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 1               | 25,53                            | 17,17                 | 32,22               | 28,05                    | 22,80               |
|                                    | 2               | 17,23                            | 15,44                 | 12,11               | 15,30                    | 14,23               |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | 1               | 0,91                             | 2,91                  | 1,00                | 1,50                     | 1,39                |
|                                    | 2               | 1,22                             | 2,67                  | 0,67                | 0,75                     | 1,35                |
| FeO                                | 1               | 1,55                             | 1,52                  | 0,48                | 2,18                     | 0,91                |
|                                    | 2               | 3,35                             | 1,54                  | 1,19                | 3,40                     | 2,58                |
| TiO <sub>2</sub>                   | 1               | 1,06                             | 0,61                  | 1,62                | 1,53                     | 0,71                |
|                                    | 2               | 0,65                             | 0,68                  | 0,11                | 0,46                     | 0,55                |
| CaO                                | 1               | 0,42                             | 1,23                  | 0,36                | 0,56                     | 0,85                |
|                                    | 2               | 1,80                             | 4,14                  | 0,53                | 3,07                     | 1,67                |
| MgO                                | 1               | 0,91                             | 0,66                  | 0,30                | 0,20                     | 0,30                |
|                                    | 2               | 2,02                             | 1,51                  | 0,10                | 1,50                     | 3,00                |
| MnO                                | 1               | 0,12                             | 0,11                  | 0,02                | 0,06                     | 0,02                |
|                                    | 2               | 0,13                             | 0,09                  | 0,04                | 0,06                     | 0,06                |
| SO <sub>3</sub>                    | 1               | 0,06                             | 0,06                  | 0,09                | 0,06                     | 0,05                |
|                                    | 2               | 0,28                             | 5,13                  | 0,07                | 0,01                     | 0,75                |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | 1               | 0,15                             | 0,17                  | 0,10                | 0,15                     | 0,20                |
|                                    | 2               | 0,23                             | 0,23                  | 0,04                | 0,25                     | 0,31                |
| K <sub>2</sub> O                   | 1               | 0,05                             | 6,88                  | 1,22                | 1,45                     | 0,28                |
|                                    | 2               | 3,95                             | 3,95                  | 4,63                | 3,48                     | 3,95                |
| Na <sub>2</sub> O                  | 1               | 0,16                             | 0,24                  | 0,14                | 0,11                     | 0,11                |
|                                    | 2               | 3,41                             | 3,03                  | 2,80                | 4,74                     | 4,33                |
| П.п.п                              | 1               | 9,73                             | 4,21                  | 10,88               | 10,73                    | 9,35                |
|                                    | 2               | 2,03                             | 2,42                  | 1,01                | 0,70                     | 1,83                |
| Сумма                              | 1               | 100,34                           | 99,62                 | 99,89               | 100,12                   | 99,76               |
|                                    | 2               | 99,91                            | 99,38                 | 99,72               | 100,32                   | 101,00              |
| Объемный<br>вес, г/см <sup>3</sup> | 1               | 1,60                             | 1,58                  | 1,60                | 1,70                     | 1,54                |
|                                    | 2               | 2,60                             | 2,60                  | 2,46                | 2,70                     | 2,70                |

**Томский участок** охватывает южную часть Томской области. Широко распространенные здесь коры выветривания сформированы в основном на имеющих господствующее развитие песчано-сланцевых породах (D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>) и характеризуются существенно каолинит-гидрослюдистым составом. В нижних горизонтах преобладают гидрослюды, иногда отмечается примесь бейделлита и монтмориллонита. Постоянно в переменных количествах присутствуют титансодержащие минералы и циркон. На Томь-Яйском водоразделе в полосе развития коренных пород пачинской свиты верхнего девона коры выветривания либо смыты, либо распространены весьма ограниченно. Глинистые сланцы образуют в корях выветривания жирные каолинитовые или каолинит-гидрослюдистые глины, а алевролиты и песчаники — песчанистые глины. Каолинит-гидрослюдистая кора выветривания полного профиля сохранилась только в пределах Томь-Яйского водораздела в виде полосы меридионального направления. В за-

Таблица 16.

**Химический состав пород  
коры выветривания Томского района, %  
(по К. В. Иванову, Ю. П. Казанскому [1958])**

| Компо-<br>нент                 | Коренная — выветрелая порода                 |                                  |                                          |                                 |                        |                                 |                                     |
|--------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------------|---------------------------------|------------------------|---------------------------------|-------------------------------------|
|                                | алеврито-гли-<br>нистый сланец<br>(коренной) | осветлен-<br>ный сла-<br>нец (г) | серовато-<br>белая, белая<br>глина (к-г) | серый<br>песчаник<br>(коренной) | серая<br>супесь<br>(г) | песчанис-<br>тая глина<br>(к-г) | глина, класс<br>< 0,001 мм<br>(к-г) |
| SiO <sub>2</sub>               | <u>50,65–56,93</u><br>53,79                  | 64,07                            | <u>60,53–63,94</u><br>62,28              | 71,68                           | 61,83                  | 69,43                           | <u>48,28–48,7</u><br>48,49          |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | <u>14,13–15,0</u><br>14,56                   | 18,99                            | <u>17,13–20,21</u><br>18,67              | 14,08                           | 18,34                  | 19,6                            | <u>28,52–29,22</u><br>28,87         |
| TiO <sub>2</sub>               | <u>0,65–0,68</u><br>0,67                     | 0,79                             | <u>0,9–0,91</u><br>0,9                   | 0,49                            | 0,76                   | 0,78                            | <u>1,13–1,19</u><br>1,16            |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | <u>0,91–1,2</u><br>1,05                      | 2,51                             | <u>0,8–1,28</u><br>1,04                  | 0,45                            | 0,7                    | 0,5                             | <u>1,9–2,4</u><br>2,15              |
| FeO                            | <u>10,24–14,24</u><br>12,24                  | 1,89                             | <u>3–7,76</u><br>5,38                    | 3,7                             | 6,5                    | 1,35                            | <u>1,44–2,88</u><br>1,66            |
| MnO                            | <u>0,34–1,21</u><br>0,77                     | 0,02                             | <u>0,01–0,03</u><br>0,02                 | 0,01                            | 0,04                   | 0,02                            | <u>0,02</u><br>0,02                 |
| CaO                            | <u>0,55–1,81</u><br>1,18                     | 1,2                              | <u>0,65–0,9</u><br>0,28                  | 0,85                            | 0,6                    | 1,1                             | <u>0,9–1,3</u><br>1,1               |
| MgO                            | <u>3,14–3,2</u><br>3,17                      | 2,25                             | <u>1,34–1,47</u><br>1,4                  | 1,37                            | 0,86                   | 0,8                             | <u>1,52–1,74</u><br>1,63            |
| R <sub>2</sub> O               | <u>2,33–3,66</u><br>2,99                     | 2,86                             | <u>2,35–3,0</u><br>2,68                  | 3,56                            | 2,52                   | 2,05                            | <u>1,73–3,95</u><br>2,87            |
| S <sub>вал</sub>               | <u>0,08–0,09</u><br>0,08                     | 0,01                             | <u>0,02–0,03</u><br>0,02                 | 0,15                            | 0,02                   | 0,02                            | —                                   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | <u>0,19–0,2</u><br>0,2                       | 0,27                             | <u>0,09–0,11</u><br>0,1                  | 0,07                            | 0,1                    | 0,05                            | <u>0,15–0,19</u><br>0,17            |
| П.п.п                          | <u>6,55–10,35</u><br>8,45                    | 4,85                             | <u>6,19–7,84</u><br>7,02                 | 2,2                             | 7,8                    | 4,98                            | <u>9,82–10,02</u><br>9,91           |
| H <sub>2</sub> O               | <u>0,19–0,62</u><br>0,4                      | 0,26                             | <u>0,09–0,11</u><br>0,1                  | 0,12                            | 0,7                    | 0,2                             | <u>0,82–0,94</u><br>0,88            |
| Сумма                          | 99,55                                        | 99,97                            | 99,89                                    | 98,6                            | 100,32                 | 100,86                          | 97,94                               |

Примечание. Над чертой — разброс, под чертой — среднее содержание. Зоны: к-г — каолинит-гидрослюдистая; г — гидрослюдистая.

падной и восточной половинах территории кора чаще представлена зоной сапролитов и гидрослюдистой зоной пониженных (до 10–25 м) мощностей, вместо 35–40 м в полных профилях и над зонами разломов. В последнем случае мощность ее достигает 60–150 м, характеризуется она более пестро окрашенными глинами желтых и красных тонов, равно как и над древними метаморфическими породами. Повсеместно отмечается постепенное уменьшение мощности коры выветривания на склонах Томь-Яйского водораздела в сторону Западно-Сибирской равнины. В восточной части Томь-Яйского междуречья продукты коры выветривания развиты на нижнекаменноугольных и дайковых породах. При резко выраженной селективности они имеют здесь различную мощность

(от 25 до 35–40 м). В долине р. Томь кора выветривания образует узкие, вытянутые в северо-восточном направлении линзовидные полосы, приуроченные к депрессиям или к ослабленным тектоническим зонам [Нагорский, 1971].

Под воздействием факторов выветривания из пород субстрата выносятся железо (табл. 16), что приводит к их обесцвечиванию и затем отбеливанию. Вместе с железом происходит некоторый вынос присутствующих в их составе  $MnO$  и  $MgO$ . Глинозем продолжает накапливаться в более высоких горизонтах, остаточные продукты обогащаются каолинитом, содержание которого вверх по разрезу возрастает, а гидрослюд — падает.

Анализ геохимической обстановки профилей выветривания показывает, что различие в поведении элементов-мигрантов (Fe, Al, Si, Ca, Mg и др.) зависит от текстурно-структурных особенностей коренных пород, в частности, их относительной зернистости, которая, в свою очередь, определяет характер разложения пород. Селективный характер выветривания, контролируемый литологическим составом исходных пород, и обусловил неровный “рельеф” нижней границы коры выветривания.

По мере удаления от известняков в элювии повышается содержание  $SiO_2$  и понижается  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ . Постоянной типоморфной примесью в породах всех профилей выветривания является  $TiO_2$ . В гидрослюдистых корах выветривания Салаира и КТСЗ отношение  $SiO_2$  к  $Al_2O_3$  более 2, а в каолинитах — менее 2, что свидетельствует о большей подвижности  $SiO_2$  по мере интенсификации процессов корообразования, чему должны быть обязаны околонейтральные и слабощелочные среды [Росляков, 1970]. По данным В. П. Казаринова [1958], гидрослюдистые породы дают обычно значения pH от 7,5 до 7,3, каолинит-гидрослюдистые — 7,3–6,9, а существенно каолининовые — 6,9–6,7, что в целом характеризует для гидрослюдистых продуктов коры выветривания слабощелочную реакцию.

#### **IV.4. Салаирский кряж**

Коры выветривания Салаирского кряжа по сравнению с вышеописанными территориями изучены полнее в связи с их большей потенциальной бокситоносностью, никель- и кобальтоносностью, а также приуроченностью к ним месторождений железных руд, огнеупорных глин, минеральных красок и другого нерудного сырья. Однако, учитывая широкое распространение на Салаирском кряже мощного чехла покровных четвертичных отложений, можно было говорить до недавнего времени лишь об относительно повышенной, но не о высокой степени изученности данной территории на коры выветривания. За последние два десятилетия очевидно усиление производственных и научно-тематических работ в этом направлении в связи с открытием золотороссыпного района, их поисками и изучением. В этот период выполнен значительный объем поисково-разведочного бурения на золотороссыпные коры выветривания, а также картировочного бурения в рамках ГГК-50 на отдельных площадях этого района, обобщен имеющийся геофизический ма-

териал, в том числе составлены карты изомощностей рыхлых образований. Изучено строение разрезов кор выветривания и литолого-геохимические особенности их состава.

#### IV.4.1. Распространенность кор выветривания

На Северо-Западном Салаире коры химического выветривания распространены широко, хотя и не повсеместно. Расположены они в основном в Юго-Западном (Причумышском) Присалаирье, которое находится в пределах Новосибирской области и Алтайского края. Широко представлены площадные и линейно-площадные морфологические типы кор выветривания, развивающиеся по метаморфическим и глинистым сланцам, вулканогенным и терригенным комплексам, по гранитам и серпентинизированным гипербазитам. Мощность площадных кор колеблется от 25 до 40 м. Прослеженная глубина линейных кор выветривания, обычно тяготеющих к тектоническим контактам алюмосиликатных и карбонатных пород, достигает 150–200 м. Минералого-геохимическая характеристика и зональность профилей выветривания Присалаирья в зависимости от типов выветривающихся пород приведены в табл. 17.

Анализируя таблицу, можно заключить, что в районе, в зависимости от состава исходных пород и интенсивности их конечного гипергенного преобразования, профили выветривания представлены тремя типами: нонтронитовым с железистыми охрами, латеритным и каолинитовым. Их характеристика и геологические особенности достаточно детально рассмотрены в литературе [Агеенко и др., 1967; Манаева, Быков, 1974; Баранов и др., 1979].

Макет карты распространения коры выветривания мощностью свыше 10 м на более изученной площади, несколько превышающей Егорьевский золотоносный район Новосибирской области, приведен на рис. 9. Видно, что коры выветривания наиболее развиты в юго-западном углу отображенной на рисунке территории — Маслянинской мульде, составляющей северную часть Юго-Западного Присалаирья. В пределах мульды коры выветривания, имеющие также преимущественно площадной характер, занимают на выположенных водоразделах обширные поля, хотя необходимо оговориться, что изученность этой площади сравнительно невысокая, а приведенная оконтуровка кор выветривания требует уточнения. Корообразующим субстратом здесь служат главным образом терригенно-карбонатные толщи ( $D_3-C_1$  и  $C_1t$ ), сложенные черными глинистыми и глинисто-известковыми сланцами, темно-серыми глинистыми и битуминозными известняками, песчаниками, алевролитами и конгломератами. Конфигурация участков развития кор выветривания в определенной степени согласуется со структурой мульды, которая определяется ее положением в замке сопряжения северо-западной складчатости Салаирского кряжа и северо-восточной — Колывань-Томской складчатой зоны. В долинах рек и на придолинных ступенях сохранность кор выветривания существенно ниже, чем на водоразделах.

Салаирское плоскогорье, как отмечалось ранее, характеризуется значительно меньшей сохранностью и распространенностью кор химического выветривания.

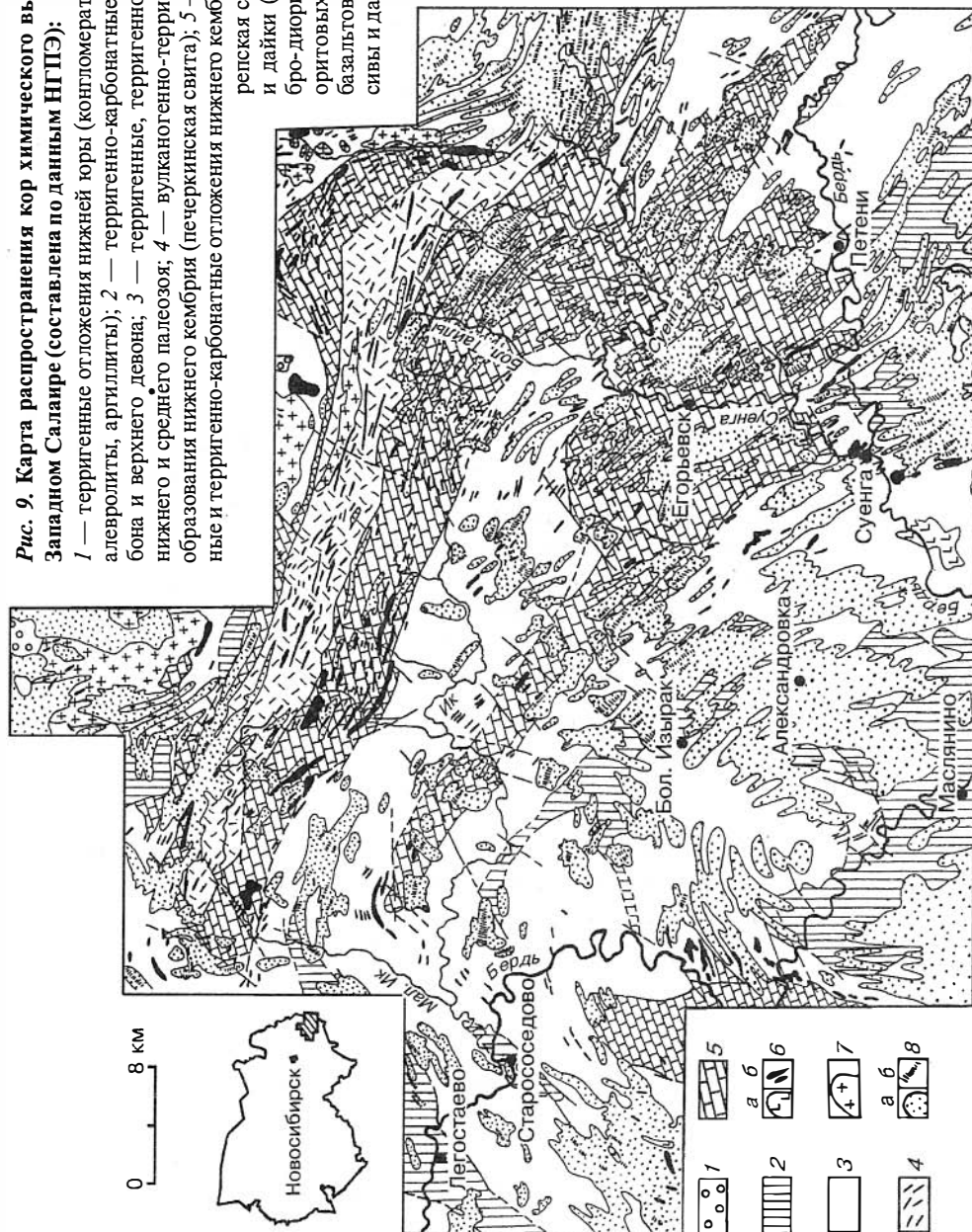
Таблица 17. Профили коры выветривания на различных породах Юго-Западного Присаламья  
(по А. В. Манасовой, А. С. Быкову [1974])

| Геохимическая зона              | Минеральные зоны коры выветривания и их мощность (цифры в скобках, м)                                                    |                                                                                                                                                              |                                                                                                                       |                                                                                                                |                                                                                                   |
|---------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Конечного гидролиза и окисления | Охристо-кремнистых образований (0,3—10):<br>I — хромит;<br>II — гетит-гидрогетит, магнетит, матеит, псидомелан, кварц    | Гетит-каолининовая с незначительным содержанием гиббсита, часто отсутствует                                                                                  | Отсутствует                                                                                                           | Гетит-гиббсовая (5—16):<br>I — кварц;<br>II — гетит, гиббсит, каолинит, псидомелан (каолиниты, рыхлые бокситы) | Гетит-каолининовая с гиббситом (5—10):<br>I — кварц;<br>II — гетит, каолинит, гиббсит, гидрослюда |
| Гидролиза                       | Нонгронитовая (1,0—50):<br>I — хромит, серпентин;<br>II — нонгронит, магнетит, магнетит, опал, гарниерит, гидроокислы Mn | Гетит-каолининовая (5—10):<br>II — каолинит, гетит-гидрогетит, лейкоксен                                                                                     | Гетит-каолининовая (5—7):<br>I — кварц;<br>II — каолинит, гидрогетит, монтмориллонит                                  | Гидрохлорит-гидрослюдисто-каолининовая (70—150):<br>I — кварц;<br>II — каолинит, гидрослюда, лейкоксен, гетит  | Гидрослюдисто-каолининовая (80—150)                                                               |
| Выщелачивания                   | Керолитовая:<br>I — серпентин, магнетит, оливин, хромит;<br>II — керолит, карбонаты, гарниерит                           | Каолинит-гидрослюдисто-гидрохлоритовая (10—15):<br>I — пироксен, амфибол, плагиоклаз, цокзит;<br>II — гидрохлорит, гидрослюда, каолинит, гидроокислы Fe и Mn | Каолинит-гидрослюдисто-гидрохлоритовая (50):<br>I — кварц, роговая обманка;<br>II — гидрослюда, гидрохлорит, каолинит | Гидрослюдисто-гидрохлоритовая:<br>I — минералы исходных пород;<br>II — гидрослюда, гидрохлорит                 | Гидрослюдисто-гидрохлоритовая:<br>I — хлорит, серицит, кварц;<br>II — гидрослюда, гидрохлорит     |
| Дезинтеграции                   | Дунитов, перидотитов, серпентинитов                                                                                      | Базальтов, диабазов, габбро, амфиболитов                                                                                                                     | Гранитов, гранодиоритов                                                                                               | Туфов, туффитов, туфолав с прослоями порфиритов                                                                | Глинистых сланцев из эффузивно-осадочной толщи                                                    |

Примечание. Минералы коры выветривания: I — остаточные, II — гипергенные.

Рис. 9. Карта распространения кор химического выветривания на Северо-Западном Салаире (составлена по данным НГТЭ):

1 — терригенные отложения нижней юры (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты); 2 — терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона и верхнего девона; 3 — терригенные, терригенно-карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя; 4 — вулканогенно-терригенные метаморфические образования нижнего кембрия (печеркинская свита); 5 — существенно карбонатные и терригенно-карбонатные отложения нижнего кембрия (суенгинская и кинтерепская свиты); 6 — малые тела (габ- и дайки (б) основных пород (габбро-диоритов, габбро-диабазов, диоритовых порфиритов, долеритобазальтов); 7 — интрузивные массивы и дайки кислых пород (гранитов, плагиогранитов, гранодиоритов, диоритов, плагиогранит-порфиров); 8 — коры химического выветривания мощностью более 10 м (а) и участки-зоны более 50 м (б). Мощность даек интрузивных пород, ширина линейных зон кор выветривания показаны вне масштаба.



вания, чем Присалаирье (см. рис. 9). Основными морфологическими типами здесь являются линейный и линейно-площадной. Это связано со следующими обстоятельствами: 1) селективностью процессов корообразования, 2) интенсивным проявлением процессов карстообразования и 3) существенным размывом верхних наиболее преобразованных глинистых частей профиля выветривания. Селективность процессов корообразования заключается в том, что они протекают интенсивнее, проникая на большие глубины, по отдельным участкам: тектонически ослабленным, нередко минерализованным сульфидами зонам и особенно по контактам карбонатных и алюмосиликатных пород, а также по тем и другим в приконтактных частях разреза. В связи с широким развитием в составе пород субстрата карбонатных пород процессы корообразования сопровождались формированием карстовых полостей, заполняемых продуктами выветривания алюмосиликатных пород. При этом карстование известняков и процессы химического выветривания алюмосиликатных пород провоцировали друг друга. Поскольку в образовании линейно-карстовых кор выветривания участвовали одновременно процессы растворения карбонатных пород и углекислого выветривания алюмосиликатных пород, то наиболее благоприятным субстратом для их развития служат разрезы, включающие и горизонты карбонатных, и горизонты алюмосиликатных пород, а также дайки основных пород. Сернокислотное выветривание (в случае наличия сульфидной вкрапленности в породах) естественно интенсифицировало процессы карсто- и корообразования. В силу линейности указанных участков, в значительной мере совпадающей с простиранием пород характеризуемого района, размещение наиболее глубоких кор выветривания также носит линейный характер.

Соподчиненность расположения линейных и линзовидных в плане участков линейно-площадных кор выветривания геолого-структурному рисунку палеозойских пород достаточно наглядно видна на приводимой схеме (см. рис. 9). На ней также заметна неравномерность размещения кор выветривания по площади, что отражает влияние на формирование и сохранность кор выветривания особенностей геоморфологического строения района и истории развития рельефа. Сейчас общепризнанно, что исходной для современного рельефа Салаирского кряжа была мел-палеогеновая поверхность выравнивания. Еще в 1935 г. Б. Ф. Сперанский писал, что Салаирский кряж представляет собой весьма древний пенеплен, неравномерно приподнятый и слегка расчлененный эрозионной деятельностью лишь в сравнительно недавнее время. В результате такого эрозионно-денудационного преобразования исходной поверхности, а также неотектонических блоково-сводовых подвижек вырабатывается ярусный современный рельеф. При этом сохранность рыхлого покрова, в том числе кор выветривания, находится в зависимости от степени проявления того или иного фактора. Так, например, блоковая дифференциация неотектонических движений может определять хорошую сохранность рыхлых образований на нижних ступенях и интенсивное уничтожение их на поверхности высоко поднятых блоков. При полого-сводовой деформации обычно энергично протекают процессы педиplanationи, приводящие к формированию ступеней с плохой сохранностью реликтовых не-

литифицированных образований. Ступени, образованные в процессе избирательной денудации, практически полностью лишены автохтонного рыхлого чехла.

На схеме (рис. 10), составленной по нашей просьбе А. В. Турунхаевым с применением методики Н. П. Костенко [1972], отображены результаты геоморфологического анализа с целью выделения высотных ступеней разновозрастного рельефа бассейна Суенги. Их необходимо рассматривать с учетом имеющихся в данном случае затрудняющих анализ двух объективных обстоятельств: недоразвитости рельефа, обусловленной слабой активностью неотектонических движений, и наличия мощного чехла покровных аллохтонных отложений, снивелировавшего некоторые перегибы денудационного рельефа.

Выделено три высотных уровня, каждый из которых содержит две-три высотные ступени. Самый верхний (первый) уровень развит в пределах водоразделов основных рек района: Бердь, Суенга и Ик. В нем выделяется две ступени с абсолютными отметками, колеблющимися в пределах 420–460 и 400–430 м. Формирование ступеней обусловлено различиями литологического состава слагающих их коренных пород: существенно алюмосиликатного и существенно карбонатного соответственно, обладающих различной денудационной устойчивостью. Поверхность ступеней сравнительно сильно расчленена. На ней наблюдаются как небольшие выровненные площадки, так и многочисленные останцы — монадки с абсолютной высотой 450–500 м. По всей вероятности, вершинные поверхности верхних ступеней “маркируют” уровень исходной поверхности выравнивания, максимально поднятой неотектоническими движениями. Во втором высотном уровне установлены три денудационные ступени, имеющие отметки 320–400, 290–330 и 260–290 м. Их образование, по-видимому, связано с процессами горизонтальной планации. Третий уровень, сформированный в заключительный этап становления современного рельефа, включает долинные формы и высокие придолинные педиментарные ступени по рекам Берди, Суенге и их крупным притокам (см. рис. 10). Как показывает проведенный анализ, распространенность кор выветривания на вышеназванных уровнях неодинаковая. “Карманы” кор выветривания в основном расположены в пределах средней ступени второго высотного уровня. В меньшей степени они развиты на площадях, оконтуренных по верхней и нижней ступеням этого уровня, незначительно — в пределах верхнего высотного уровня и днища крупных долин. Вместе с тем следует особо подчеркнуть, что и в последних в результате бурения выявляются глинистые линейные коры выветривания глубиной более ста метров, примером чему может служить зона в долине Суенги в районе устья речки Рябинки. Приведенные особенности связи кор выветривания с высотными уровнями современного рельефа находятся в согласии с региональными относительно мелкомасштабными построениями В. П. Казаринова [1958]. В то же время они более детально освещают суть данного вопроса на локальной площадке, охватывающей в основном одну его гипсометрическую зону — 300–400 м.

Таким образом, в пределах Салаирского плоскогорья в его центральной части преобладают линейные коры выветривания, на северо-востоке и северо-западе — линейно-площадные (линейно-карстовые). Средняя мощность кор

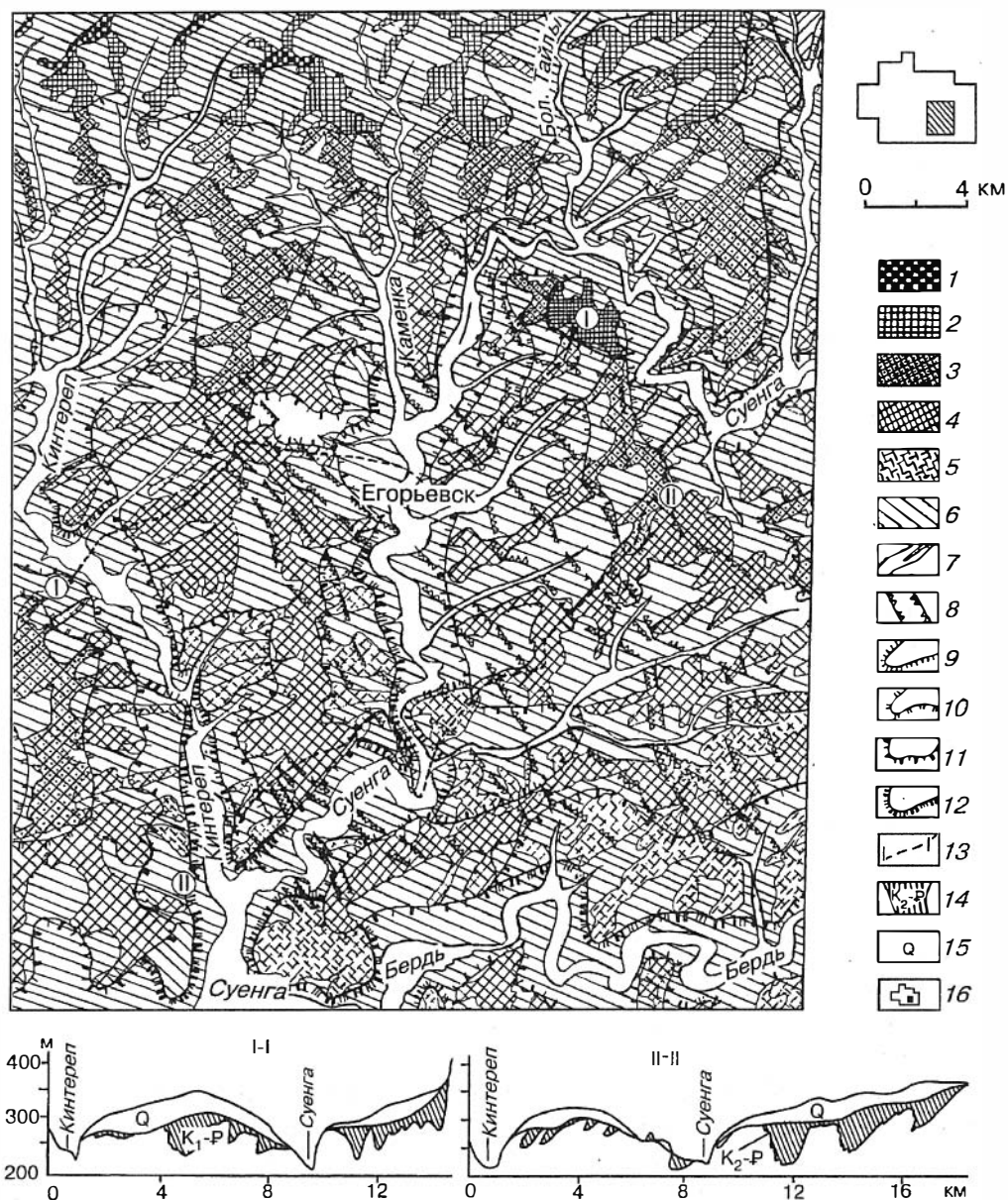


Рис. 10. Схема геоморфологического строения бассейна р. Суенги и связь с ним кор выветривания:

1, 2 — верхняя (1) и нижняя (2) высотные ступени водоразделов первого (верхнего) высотного уровня; 3–5 — верхняя (3), средняя (4) и нижняя (5) высотные ступени второго высотного уровня водоразделов; 6 — нерасчлененные склоны; 7 — днища долин; 8 — предполагаемые зоны развития линейно-карстовых кор выветривания; 9–12 — обобщенные контуры первого (9) и второго (10–12) высотных уровней, в том числе верхней (10), средней (11) и нижней (12) высотных ступеней; 13 — линии геоморфологических профилей и их номера; 14 — “карманы” коры выветривания по данным буровых работ; 15 — покровные суглинки (знаки 14 и 15 — только на профилях); 16 — привязка к площади, изображенной на рис. 9.

выветривания чаще составляет 5–20 м; по тектонически ослабленным зонам, нередко минерализованным, вдоль контактов алюмосиликатных и карбонатных пород она достигает 200 м и более. Доминируют здесь также гидрослюдисто-каолиновые профили выветривания, хотя, как отмечают В. К. Баранов и соавторы [1979], в случае развития мощных кор в верхах разреза нередко устанавливаются каолиновые и нонтронитовые глины.

Важно подчеркнуть, что в пределах Салаирского плоскогорья, как и в Юго-Западном Присалаирье, очень широко распространены продукты местного перетложения кор выветривания, которые либо заполняют карстовые воронки, либо развиты в депрессиях, расположенных в полях формирования карбонатных пачек, обычно вблизи контактов с ними алюмосиликатных пород, в той или иной степени пиритизированных. С корами выветривания здесь связана большая часть месторождений и проявлений бокситов, огнеупорных глин, минеральных красок и железных руд (преимущественно гетитовых).

#### IV.4.2. Геологическое строение кор выветривания

Геологическое картирование различных районов Салаирского кряжа, пожалуй, отчетливо показывает, что продукты остаточной коры выветривания в большинстве приурочены к тектонически ослабленным зонам и погребены под неоген-нижнечетвертичными автохтонными отложениями главным образом ложково-склонового ряда и средне-верхнечетвертичными аллохтонными существенно субаэральными глинами и суглинками красnodубровской свиты. Поэтому в современном рельефе линейно-карстовые формы проявлены слабо. Мощность аллохтона обычно составляет первые метры, достигая на отдельных участках 40 м.

В профиле линейно-карстовой коры выветривания выделяются следующие зоны: сапролитов и каменного структурного элювия, глинистого структурного элювия, бесструктурного глинистого элювия и продуктов местного перетложения кор выветривания. Каждая из этих зон обладает специфическими морфологическими чертами, придающими в целом коре выветривания сложное строение. Даже на коротком интервале по латерали и вертикали можно наблюдать резкую смену нескольких морфологических разновидностей пород, не увязывающихся друг с другом ни по простиранию, ни по падению исходных пород (рис. 11), что свидетельствует о сложной истории корообразования и частой смене физико-химических условий в пределах даже локальных участков.

Чем разнообразнее состав и сложнее строение исходных пород, тем мозаичнее и пестроцветнее развитые на них продукты остаточной коры выветривания, в том числе и линейно-карстового типа. В каждом профиле можно встретить почти все разновидности, однако, преобладание той или иной фации пород коры выветривания определяется главным образом интенсивностью прошедшего гипергенного процесса и соотношением в исходном субстрате алюмосиликатной и карбонатной составляющих. В коре выветривания, развивающейся

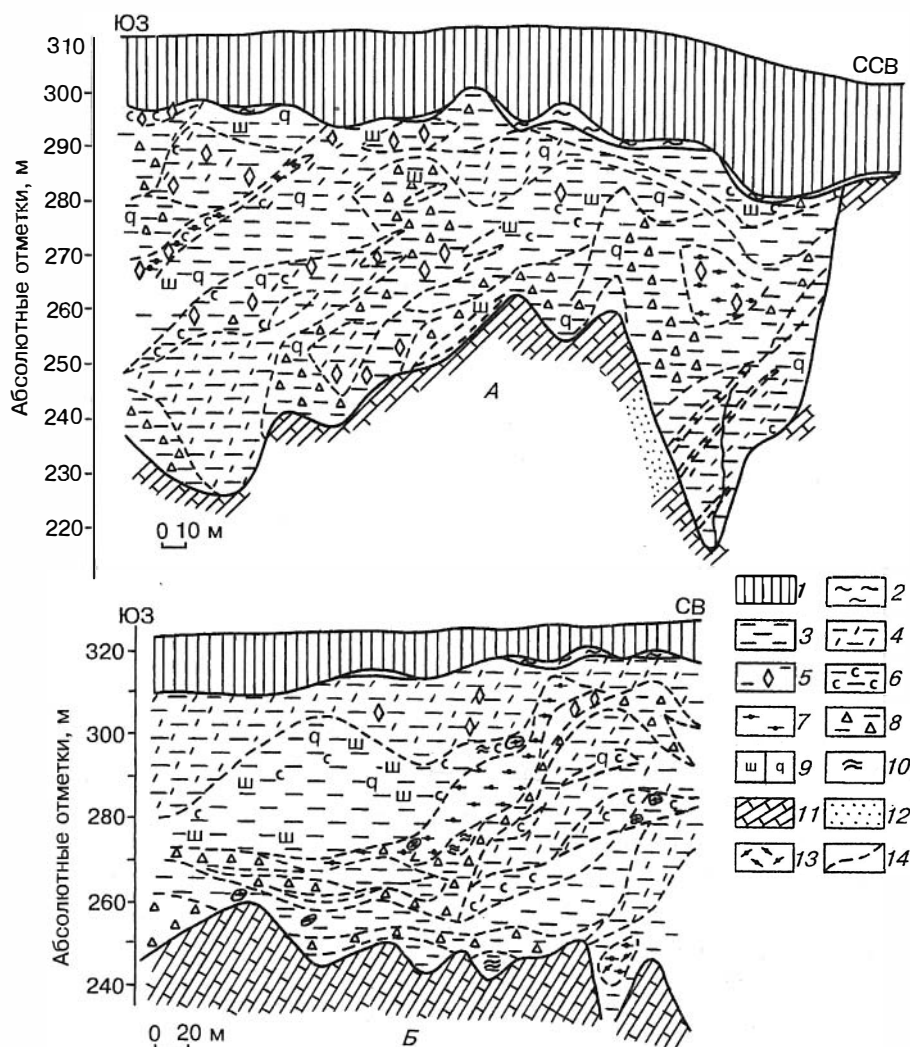


Рис. 11. Геологические разрезы коры выветривания (Северо-Западный Салаир, Егорьевское месторождение; А — разведочная линия 13, Б — разведочная линия 11):

1 — покровные суглинки и глины краснодубровской свиты ( $Q_{1-11}$  krd); 2 — красноцветные глины кочковской свиты ( $N_2$  kč); 3–10 — фации коры выветривания ( $K_2$ –P); 3 — красно-бурый глинисто-алевритистый структурный элювий (“рябчиковые” глины), 4 — желтовато-красные алевриты, “рябчиковые” глины, 5 — светлых тонов структурные каолиновые глины, 6 — серовато-желтые структурные каолинит-мусковит-парагонитовые глины, 7 — бурые каолинит-слюдистые структурные глины, 8 — красноцветные “мусорные” брекчии глинистой фации, 9 — обломки слюдистов (ш) и кварца (q), 10 — интенсивно рассланцованные элювиальные глины; 11–13 — корообразующие породы: 11 — известняки, 12 — песчаники, 13 — кварц-мусковит-парагонитовые метасоматиты; 14 — условные фациальные границы.

по алюмосиликатным породам, доминируют сапролиты в основании профиля, белые и кремовые огнеупорные глины — в центральной части, красноцветные глины и бурые железняки — на их периферии. В коре выветривания на карбо-

натных породах с прослоями алюмосиликатных разностей в основании профиля нередко формируется обогащенный марганцем горизонт, а большая часть разреза сложена пестроцветными глинами, перемежающимися с обломочным материалом прослоев выветрелых алюмосиликатных пород (см. рис. 11). Из-за неоднородной устойчивости исходных пород к химическому выветриванию и их тектонической проработке среди сапролитов могут встречаться горизонты каменного структурного элювия, а среди структурных глин — блоки менее выветрелых пород типа “псевдобрекчий”.

**Сапролиты и каменный структурный элювий** алюмосиликатных пород данной территории мало чем отличны от таковых любого района мира. Основными особенностями коры выветривания по существу карбонатным породам Салаира являются специфический состав структурного и бесструктурного глинистого элювия, рыхлых образований местного механического переотложения и реликтовой минерализации.

**Глинистый структурный элювий** по морфологическим признакам можно расчленить на три доминирующие разновидности: выдержанные монотонные, пестроцветные, желтые и красноцветные слюдистые глины.

Монотонный глинистый элювий слагает выдержанные по простиранию на 100 м и более тела мощностью в несколько десятков метров. Для него характерна красно-бурая, желтовато-бурая до желтой окраска, на фоне которой развиваются мелкие (1–2 мм) густые белые крапинки. В практической работе этот элювий называют “рябчиковой” глиной. В нем сохраняются структуры метадiorитов, двуслюдяных метасоматитов и мергелистых известняков. “Рябчиковые” глины представляют собой структурные выветрелые выходы алюмосиликатных пород, тела которых, хотя и залегают в толще известняков, но имеют значительные размеры по мощности и простиранию.

Пестроцветный структурный глинистый элювий характерен для часто переслаивающихся в толще известняков алюмосиликатных прослоев.

Третья специфическая “салаирская” разновидность глинистого структурного элювия — слюдистые глины — мягкие и жирные на ощупь, легко растираются, оставляя чешуйки слюд, имеют шелковистый блеск. Распространенность этих глин превосходит встречаемость двуслюдяных метасоматитов в разрезах глубоких скважин. Однако идентичность минеральных ассоциаций двуслюдяных метасоматитов и реликтовых слюд в глинах (о чем будет сказано ниже), а также частое присутствие в глинах реликтов этих метасоматитов свидетельствуют об их единой генетической природе.

**Бесструктурный глинистый элювий** наследует морфологические черты структурного элювия, но более контрастно дифференцируется по цветовому спектру, порой даже с образованием полосчатости от снежно-белых до коричневых и черных слоев на преобладающем желтом, красном и пятнистом фоне. Цветовые границы в глинах обычно субгоризонтальные (чаще до 10°, реже до 25°), несогласные с залеганием пород в эндогенной зоне. Переход от

одного цвета в другой, от постепенного до резкого, и не выдержан ни по падению, ни по простиранию, что свидетельствует о быстрой смене физико-химических условий при осаждении красителя, главным образом гетита и гематита. Возникновение субгоризонтальной полосчатости в бесструктурных глинах, скорее всего, обязано эпигенетическим процессам и частой смене глеевых и окислительных обстановок в силу многократного амплитудного колебания палеоуровня грунтовых вод в ранее сформированной коре выветривания. Бесструктурные красные бокситоподобные глины имеют подчиненное значение, а их местоположение лишь трассирует пути движения железоносных водных растворов. Железо из них осаждалось на окислительном барьере при смене глеевой обстановки, а также на окислительном или щелочном барьерах при повышении pH грунтовых вод.

Характерно для Салаира также обилие в карсте **продуктов местного механического переотложения**. Иногда обломочные породы слагают весь разрез рыхлой толщи — от подошвы красnodубровских суглинков до известняков на глубинах 100 м. С определенной условностью можно выделить три разновидности этих образований: “мусорные” брекчии, рыхлые литобрекчии, песчано-глинистые осадки.

“Мусорные” брекчии развиты очень широко в самых различных частях разреза коры выветривания. Сложены они разными по размеру остроугольными, глинизированными обломками различных пород, погруженными в глинистую массу. В обломках в переменных количествах одновременно присутствуют двуслюдяные метасоматиты, песчаники, сланцы, метадiorиты и даже известняки. Часто встречаются обломки белого кварца.

Рыхлые литобрекчии отличаются от “мусорных” брекчий однородностью состава обломков и цемента. Они обычно залегают на известняках в подошве карста под элювиальными глинами. По керну скважин наблюдаются плавные переходы от каменного структурного элювия через рыхлые литобрекчии в глинистый структурный элювий. Правильнее думать, что литобрекчии сложены не обломочным материалом, а реликтами каменного структурного элювия в глинистом элювии, т. е. это не полностью глинизированный каменный структурный элювий. В литобрекчиях часто встречаются скопления кварца от разрушенных кварцевых жил, образующие иногда даже кварцевую сыпучку.

Песчано-глинистые осадки — в разной степени отсортированный материал, заполняющий открытые трещины и полости в элювии. Это алевролитистые пески и серые глины. Минеральный состав глин каолинит-иллитовый с заметной примесью неправильных скоплений слабопросвечивающегося землистого органического вещества в ассоциации с хлопьевидным гидрогетитом. Органика, вероятно, представлена гумусом. Определенным остается одно, что пелитовые минеральные частицы приносились инфильтрационными водами и обогащались хемогенным окисным железом и органикой. Алевролитовый и более крупный материал как остаточный, так и механически переотложенный

состоит из реликтов исходного субстрата с преобладанием обломочного слабо-обработанного маршаллитизированного кварца.

#### IV.4.3. Минеральный состав кор выветривания

Минеральный состав фаций коры выветривания базируется в основном на данных, полученных нами при исследовании их золотоносных разностей Северо-Западного Салаира (Егорьевское месторождение). Однако нет серьезных оснований полагать, что смежные и близлежащие территории, схожие и по эпохам, и по условиям корообразования, будут принципиально отличаться по минералого-геохимическим характеристикам достаточно универсального и выдержанного процесса каолинитового выветривания.

При изучении минерального состава фаций коры выветривания с использованием микроскопического, рентгеноструктурного, микрозондового и термического анализов, инфракрасной спектроскопии, электронной микроскопии и иммерсионных жидкостей прослежена эволюция гипергенных минеральных превращений в зависимости от исходного субстрата. Наряду с определением общего минерального состава в системе исходная—выветрелая порода изучался также состав глинистой, магнитной, электромагнитной и тяжелой фракций выветрелых вплоть до бесструктурных глин пород. Во всех изученных породах коры выветривания обнаружены в разных количественных и качественных соотношениях минералы трех главных генетических групп:

- основного этапа корообразования;
- эпигенетического преобразования коры выветривания;
- реликтовых минералов исходных пород.

Эти минеральные парагенезисы, как правило, находятся совместно, взаимопересекаясь и накладываясь одни на другие, что свидетельствует о сложности и длительности истории формирования кор выветривания.

К минеральным ассоциациям *основного этапа* корообразования мы относим гипергенные минералы, сформированные в докарстовый и основной этапы корообразования вне зависимости от степени выветрелости исходного субстрата. Они определяют морфологический тип коры выветривания.

Гипергенные породообразующие минералы основного этапа корообразования довольно просты по составу и представлены каолинитом, вермикулитом, смешанослойными образованиями, смектитом, гидраргиллитом, иллитом и кварцем. Широко развиты гетит, гидрогетит и гематит, объединяемые нами общим термином лимонит. В качестве постоянной примеси, иногда формирующей отдельные маломощные горизонты, присутствуют минералы марганца. Вариации количественных соотношений этих минералов совместно с реликтами исходного субстрата создают все многообразие пород фаций коры выветривания. Минералы эпигенетической стадии придают этим фациям лишь дополнительные черты.

Гипергенные минералы основного этапа корообразования можно сгруппировать в следующие ассоциации (в процентах от 110 рентгеноструктурных анализов):

|                                                  |      |
|--------------------------------------------------|------|
| Кварц-гетит-каолинитовая                         | 50,2 |
| Кварц-каолинитовая                               | 10,0 |
| Кварц-гетит-иллит-каолинитовая                   | 9,1  |
| Кварц-каолинит-гетит-гидрагиллитовая             | 9,1  |
| Кварц-каолинит-вермикулитовая со смешанослойными | 9,1  |
| Кварц-гетит-каолинит-сметитовая                  | 9,1  |
| Каолинитовая                                     | 0,9  |
| Иллит-каолинитовая                               | 0,9  |
| Гетит-каолинитовая                               | 0,9  |
| Кварц-вермикулитовая со смешанослойными          | 0,9  |

*Эпигенетические минералы* по составу и распространенности мало отличаются от пороодообразующих минералов фаций основного этапа корообразования. Различия заключаются главным образом в формах их выделения и количественных соотношениях. В общем интенсивность эпигенеза возрастает в низах профиля и коррелируется с увеличением его мощности. Контролируется он преимущественно неотектоникой и подвижками элювия при оседании и обрушении.

Главные эпигенетические минералы представлены иллитом, маршаллитом, каолинитом, гетитом, смектитом. Специфическим новообразованным минералом является иддингсит. Эпигенетические минеральные ассоциации проявлены в трех разновозрастных формах выделения: 1) ранние, послойно замещающие минеральные образования основной эпохи корообразования; 2) более поздние, секущие прожилки и 3) современные занорыши в пустотах, пленки и корки на плоскостях отдельности.

Первой группе минералов характерны хорошо раскристаллизованные и очищенные от примесей, в первую очередь от лимонита, индивиды. В результате перераспределения окисного железа в элювии более резко проявляется пятнистость и осложняется псевдослоистость. Минералы этой группы тяготеют к зонам кливажа и своей ориентировкой создают в элювии плейчатые, струйчатые, флюидальные и другие текстуры течения.

Вторая ассоциация наложенных минералов контролируется макро- и микротектоническими нарушениями. Это проявляется в развитии жилков и микроштокверков лимонита, реже каолинита и маршаллита, секущих все образования профиля выветривания. Наблюдаются пересечения и смещения жилков, что свидетельствует о неоднократных подвижках элювия.

Корки и пленки гетита с оксидами марганца на плоскостях отдельности сапролитов являются обычной составляющей коры выветривания, практически отражающей современное минералообразование.

**Вертикальная зональность гипергенных минералов.** Вертикальное зональное распределение новообразованных минералов основного этапа в идеализированном виде может быть представлено так: в низах профиля выветрива-

ния преобладают каолинит-иллитовая, кварц-каолинит-вермикулитовая или кварц-вермикулитовая (со смешанослойными) ассоциации с гетитом; выше по разрезу они сменяются кварц-гетит-каолинит-сметитовой, а затем кварц-гетит-каолинитовой ассоциациями, заметно возрастает роль каолинита; завершается профиль каолинитом с примесью гидрагиллита, других слоистых минералов, маршаллита, гидратов железа и марганца.

Идеализированный вертикальный профиль свойствен корам выветривания, сформированным на однородных исходных породах. Примером может служить профиль коры выветривания **аркозовых песчаников**, вскрытый скв. 028, разведочной линии 9 Егорьевского месторождения. На глубине 67,3 м скважина остановлена в массивных известняках, но на них залегают сапролиты мелкозернистых аркозовых песчаников. Обломочный материал песчаников представлен окатанными и полуокатанными зернами кварца и альбита, цемент — кварц-кальцит-серицитовый с примесью глинистых минералов. На глубине 62,1 м сапролиты превращены в каменный структурный элювий, еще довольно крепкий, но интенсивно пропитанный гидроксидами железа и приобретший рыжую окраску. При выветривании этих песчаников активно начинают корродироваться и растворяться карбонаты, разрушается альбит, по которому активно и в большом количестве образуется смектит, в меньшей мере — каолинит. Смектит и каолинит находятся в тонкой смеси друг с другом, образуя сыпь по зернам альбита, местами замещая их полностью. Кварцевые зерна подвергаются механическому разрушению и перекристаллизации с образованием микрокварцитовых агрегатов (маршаллита). Минеральный состав песчаников становится следующим:

- реликтовые минералы: кварц, кальцит, альбит;
- новообразованные минералы: смектит, каолинит, гетит.

Выше по разрезу на глубине 59,8 м в основании глинистого структурного элювия появляется гидрослюда, образующаяся, видимо, за счет серицита цемента и обломочного альбита. На глубине 46,5 м в элювии наблюдается уже смена ассоциации доминирующих гипергенных минералов:

- реликтовые минералы: кварц, кальцит, следы альбита;
- новообразованные минералы: каолинит, гидрослюда, гидрогетит.

В составе глинистых пород смектит не обнаружен, основной минерал — каолинит, в значительном количестве присутствует гидрослюда, почти полностью исчезает альбит. Микроскопически это выглядит как переход рыжих алевритов с реликтовой зернистостью в слабокрапчатые “рябчиковые” глины. Макроскопически наблюдается осветление, вплоть до образования белых глин.

С глубины 25,2 м каолинит вверх по разрезу все интенсивнее замещает гидрослюда, от которой уже на 14,5 м остаются только следы, а минеральная ассоциация приобретает вид:

- реликтовые минералы: кварц;
- новообразованные минералы: каолинит, иллит (структура сильно нарушена), много гетита и гидрогетита, тонкозернистый кварц.

Под микроскопом хорошо видно, что каолинит заполняет пространство между чешуйками слюды, затем их корродирует по микротрещинкам и поверхности зерен, и в конечном счете происходит полное или частичное замещение чешуек слюды каолинитом и образование бесструктурных элювиальных глин. Белые каолиновые глины как конечный продукт гипергенного преобразования аркозовых песчаников имеют довольно простой состав: каолинит, гипергенный маршаллит, небольшое количество тонкочешуйчатых слюд и зернышек реликтового кварца в обломочной части.

Вертикальная зональность гипергенных минералов более отличается от идеальной, поскольку исходные породы имеют неоднородный разрез, а таких случаев большинство, что и будет показано на типовых примерах.

Кора выветривания **двуслюдистых метасоматитов**, залегающих на известняках (скв. 14, р. л. 13, см. рис. 11, А). В забое скважины на глубине 57 м вмещающие метасоматит известняки интенсивно пористые (до 50 %). Стенки пор окаймлены иллитом и лимонитом. Известняк послойно пропитан лимонитом, содержит реликтовые зоны и прожилки кварц-серицит-карбонатного состава. Самые крупные пустоты ориентированы вдоль этих прожилков вкрест слоистости известняков. Сюда же тяготеют псевдоморфозы лимонита по пириту. Видимо, растворение известняков шло по ослабленным зонам эндогенной минерализации, а по слоистости этих пород отлагался лимонит, защищая их от растворения.

Минеральный состав метасоматитов, реликты которых прослеживаются по всему профилю, довольно выдержан: кварц—мусковит—парагонит. Начальная стадия их выветривания наблюдается в 2 м выше от контакта с известняками. Из гипергенных минералов здесь развиты каолинит, гетит и кварц, а также смешанослойные, которые в отдельных местах разреза имеют разные количественные соотношения. Для рыхлой части этого профиля характерны: 1) значительное развитие по всему профилю реликтовых метасоматитов и составляющих их минералов — кварца, мусковита, парагонита; 2) наличие интенсивно каолинизированных горизонтов с реликтами углеродистого вещества, наследующего текстурно-структурные особенности от темно-серых известняков; к этим горизонтам тяготеют литобрекчии метасоматитов. Таким образом, в этом профиле доминируют реликтовые слюды и кварц, а из гипергенных минералов — каолинит и гидроксиды железа. Отмечается эпигенетическая каолинизация в верхней части разреза.

Над элювием подробно изучен минеральный состав отложений кочковско-го горизонта. Это очень вязкая красно-коричневая глина, цементирующая многочисленные обломки кварца, бурых железняков и различных вмещающих коренных пород. Состав ее существенно отличен от нижележащих элювиальных образований: кварц, вермикулит, смешанослойные (вермикулит-сметитовые) минералы, смектит, каолинит, слюды (преимущественно мусковит) и полевошпат.

Расположенная на той же разведочной линии скв. 16 пересекает разрез, почти полностью сложенный глинистым структурным элювием с редкими и

маломощными горизонтами литобрекчиевых разностей глин. Коренные породы основания скважины представлены, как и в подавляющем большинстве скважин рудного поля, мраморизованными известняками. Однако элювий развит главным образом **по известковистым терригенным породам, переслаивающимся с метасоматитами**. Минеральный состав глинистого элювия на всем протяжении разреза очень устойчив: кварц, каолинит, гетит, слюды (мусковит и парагонит). Лишь в самой нижней части элювия постоянно фиксируются следы полевых шпатов, что, видимо, определяется их существенным участием в составе исходных для выветривания терригенных пород. Здесь же, залегая непосредственно на коренных известняках, выявляется горизонт (мощностью 5–7 см), почти полностью состоящий из очень плохо окристаллизованных и крайне трудно диагностируемых бузерита, тодорокита, асболана, бернессита, криптомелана и вернадита.

В составе вышележащей кочковской свиты наряду с кварцем, каолинитом и слюдами отмечаются также вермикулит и смешанослойные минералы промежуточного состава (вермикулит-сметитового).

Кора выветривания **известняков**. Элювий карбонатных пород изучен очень слабо. Нам представилась возможность наблюдать вторичные продукты, сформированные как при участии процесса растворения карбонатных отложений, так и их метатетического преобразования с возникновением глинистого структурного и бесструктурного элювия. Благоприятными условиями для формирования по карбонатным породам глинистого элювия являются их неоднородный состав и слабый водообмен. И если на описываемой территории юга Западной Сибири аналогичные условия создавались нечасто, потому и продукты такого процесса достаточно экзотичны, то в более аридных районах Северного Казахстана (Суздальский район Семипалатинского Прииртышья) процессы формирования элювия, в том числе и глинистого, по известнякам повсеместны и широкомасштабны.

В описываемых разрезах Салаира на полосчатых известняках залегают элювиальные глины преимущественно кварц-гетит-каолинового состава с примесью смешанослойных и реликтовых слюд. Полосчатость в известняках усилена за счет их гипергенного окремнения и пропитывания хлопьевидным лимонитом по первичной слоистости. По спайности кальцита развиваются лейсты иллита и каолинита. В некоторых участках кальцит выщелочен, и на его месте отложен кварц-гетитовый ноздреватый агрегат. В элювиальных глинах довольно отчетливо видна унаследованная от известняков слоистость, порой просвечиваются карбонаты, достаточно много жилок и корродированных агрегатов реликтового кварца.

Часто наблюдаемый в основании профиля контакт глинистого элювия с известняками, видимо, обусловлен устойчивым палеоуровнем вод коры выветривания и защитной функцией глин, играющих роль водоупорного горизонта и затрудняющих поступление атмосферных неравновесных вод к известнякам.

Замещение известняков глинисто-кремнисто-гетитовым материалом иногда наблюдается даже в верхних горизонтах коры выветривания. Так, в керне одной из скважин на глубине 16,5–18,0 м интенсивно каолинизированная глина сохранила сланцеватую текстуру известняков. Под микроскопом видны скрытокристаллические, интенсивно корродированные прерывистые прослои реликтовых известняков, в общем ориентированные согласно сланцеватости глин, сцементированные главным образом каолинитом. Замещение известняков происходило по сланцеватости и проникало через слои по спайности карбонатов, о чем свидетельствует ориентировка глинистых частиц, сохранившихся известняков и их углистых прослоев. По периферии реликтовых известняков (их осталось около 25 %) развивался сначала иллит (5–7 %), затем каолинит (около 45 %) и аморфный или криптокристаллический кварц (около 20 %). При эпигенетической лимонитизации реликтовые известняки превращаются в чечевицеобразные выделения бурого железняка.

В другом профиле выветривания среди исходного субстрата доминируют известняки, в гипергенном изменении которых заметная роль принадлежала процессам **растворения**, карстообразования и местного механического перетолжения (см. рис. 11, Б).

Скважина, пробуренная до глубины 71,6 м, подсекает сапролиты алевроитистых песчаников, представляющих собой мелкозернистые рассланцованные породы, обломочную часть которых составляют окатанные зерна кварца и единичные таблички полевого шпата (альбита), цементирующую массу — тонкозернистая смесь слоистых минералов (преобладает вермикулит) и каолинита. Очень быстро эта порода переходит в каменный структурный элювий того же песчаника, значительно более рыхлого и дробленого. Микроскопически такой переход выражается в увеличении количества каолинита. Кварцевые зерна подвергаются механическому разрушению, растрескиванию и рекристаллизации, в результате чего по трещинкам формируются микрожилочки и микроучастки чисто кварцевого или кварц-каолинитового состава, образующие микрошток-верковую структуру. Нередко к таким участкам приурочены крупные чешуйки эпигенетической гидрослюды. При наличии мелковкрапленных сульфидов появляются гетит и гидрогетит. Количество вермикулита уменьшается.

На глубине 66,5 м состав выветрелых пород резко меняется. Появляются “мусорные брекчии” пестрого состава, прослеживающиеся вверх по разрезу на 10 м. Обломочная часть брекчий, составляющая в объеме до 75 %, представлена кварцем, песчаником, измененными габбро-диоритами и двуслюдяными метасоматитами. Доля последних может быть значительной и напрямую зависит от степени гидротермально-метасоматической проработки исходных для выветривания пород. Наличие реликтовых известняков позволяет думать, что они занимали весь этот интервал и после их растворения карст заполнился “мусорной” брекчий.

В цементе “мусорных” брекчий, так же как и в структурных глинах, кроме каолинита в качестве гипергенных новообразований развиваются иллит, гетит и смесь вторичных минералов Мп.

С глубины 56,6 м до отметки 20 м прослеживается достаточно выдержанная толща, представленная глинистым структурным элювием. Развивается он, очевидно, по существенно сланцевым и песчано-сланцевым породам, содержащим различную долю карбонатных слоев и горизонтов. На это указывают остаточная полосчатая текстура, наличие обогащенных углеродистым веществом прослоев, многочисленные реликты зеленовато-полосчатых сланцев, углеродистых известняков, слюдистых метасоматитов и кварца. Рентгеноструктурный анализ этих образований дает довольно однообразный их состав на протяжении всей 36-метровой толщи: кварц, каолинит, две слюды (мусковит и парагонит в разных соотношениях) и гетит.

Следует отметить, что отчетливой закономерности в распределении по профилю выветривания эпигенетических минералов не проявляется. Намечается слабая тенденция уменьшения с глубиной числа минералов, составляющих ассоциацию. Если в верхних горизонтах могут совместно присутствовать все эпигенетические минералы, то в нижних — развиваются даже мономинеральные фракции. В целом для профиля более обычна маршаллит-гетит-каолинит-иллитовая ассоциация. Однако иллит является сквозным минералом, участвующим почти во всех минеральных ассоциациях от отдельных лейсточек до мономинеральных скоплений. Количество маршаллита может достигать 20 % и более, что во многом определяется содержанием кристаллического кварца в исходной породе. Сравнительно высоки содержания и гетита.

Несмотря на интенсивное гипергенное преобразование исходных пород, даже в наиболее зрелых фациях коры выветривания, таких как бесструктурные элювиальные глины, сохраняется большой комплекс гипогенных минералов. Почти повсеместно присутствуют кварц, мусковит, полевые шпаты, тончайшие вкрапленники сульфидов, парагонит, барит и флюорит.

## **IV.5. К вопросу об эпохах и условиях корообразования**

### **IV.5.1. Основные этапы развития кор выветривания**

Эволюция климата и рельефа, определяющих условия корообразования на территории всей южной части Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления от нижнего мезозоя до современного этапа, хорошо прослеживается при анализе таблиц 9–12, 18. К сожалению, расчленение кор выветривания в отдельных частях этой территории произведено с различной степенью детальности, что затрудняет корреляцию эпох корообразования по всей площади. Сложность усугубляется еще и тем, что каждая структура окраины Западно-Сибирской плиты и ее горного обрамления имела свою историю развития, иногда резко отличную от соседних структур в отдельные геологические периоды. Учитывая все это, рассмотрим основные этапы корообразования в условиях Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления отдельно, пространственность кор выветривания которых показана на рис. 12.

Таблица 18. Изменение климата и рельефа в верхнем фанерозое

| Возрастной интервал | Калба и Западный Алтай                |                                  | Северный Казахстан                    |                                  |
|---------------------|---------------------------------------|----------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|
|                     | Рельеф                                | Климат                           | Рельеф                                | Климат                           |
| $P_2^3 - P_3^1$     | Низменная равнина                     | Субтропический средиземноморский | Холмистая равнина                     | Субтропический средиземноморский |
| $P_2$               | Низменная озерно-аллювиальная равнина | Умеренно теплый гумидный         | То же                                 | То же                            |
| $P_1$               | То же                                 | Субтропический гумидный          | »                                     | Субтропический гумидный          |
| $K_2^{6-7}$         | »                                     | То же                            | »                                     | То же                            |
| $K_2^{2-5}$         | Холмистая равнина                     | »                                | »                                     | »                                |
| $K_2^1$             | То же                                 | »                                | Низменная озерно-аллювиальная равнина | »                                |
| $K_1^{5-6}$         | »                                     | »                                | Холмистая равнина                     | Полупустынный                    |
| $K_1^{3-4}$         | »                                     | »                                | То же + низкогорье                    | То же                            |
| $K_1^{1-2}$         | »                                     | »                                | Холмистая равнина                     | »                                |
| $J_3^{3-4}$         | »                                     | »                                | То же                                 | »                                |
| $J_3^{1-2}$         | »                                     | Полупустынный                    | »                                     | »                                |
| $T_3 - J_1$         | Низкогорье                            | Умеренно теплый                  | »                                     | Умеренно теплый гумидный         |

На юге Западной Сибири наиболее ранние остаточные кремнисто-каолиновые и гидрослюдисто-каолиновые коры выветривания условно датируются девон-карбовым возрастным интервалом (см. табл. 18). Не исключено, что этот возраст занижен. Более достоверно аргументируется триасовая эпоха корообразования. Остаточные коры выветривания триасово-нижнеюрского времени установлены почти на всей описываемой территории, кроме Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны, где, кстати, пока не отмечается и юрских кор выветривания.

В лучше всего обнаженном, а потому и изученном Северном Казахстане (особенно, в Калбе), на большом протяжении примыкающем с юга к описываемой территории и характеризуемом теми же эпохами и особенностями корообразования, наиболее древние остаточные продукты химического выветривания достоверно установлены только на триасовых образованиях. К триасовому периоду складчатые сооружения были значительно сnivelированы. Со середины триаса до конца нижней юры климат был влажный и теплый. В юрское время произрастали обширные леса, и территория входила в грандиозный лесной пояс Евразии. Изобилие осадков, углекислого газа и гумусовых кислот в грунтовых водах благоприятно влияло на развитие в этой обширной территории кор химического выветривания, зафиксированных многими исследователями. Анализ литературного материала и знакомство с разрезами зоны гипергенеза Северно-

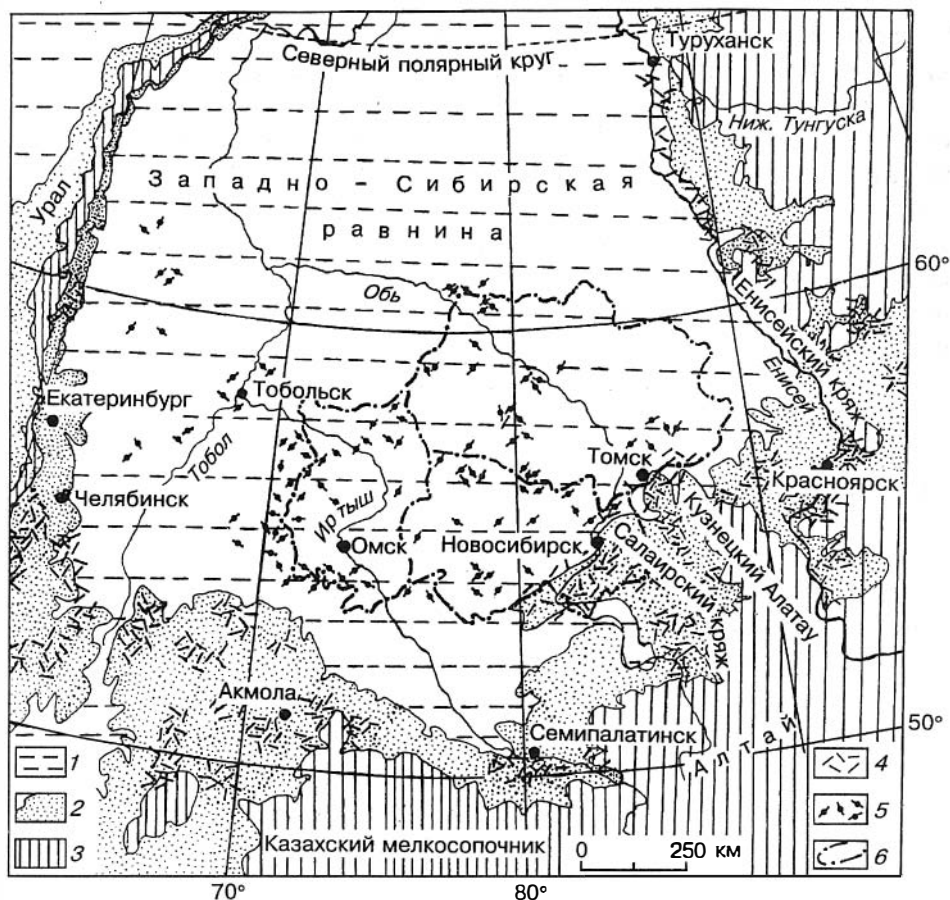


Рис. 12. Распространенность кор выветривания в пределах Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления:

1 — равнины (абс. отм. до +200 м); 2 — плато, холмогорья (абс. отм. 200–500 м); 3 — площади развития горного рельефа (абс. отм. >500 м); 4 — установленные площади широкого развития кор химического выветривания в складчатом обрамлении; 5 — коры выветривания на породах фундамента Западно-Сибирской плиты (см. рис. 5); 6 — административные границы рассматриваемых областей.

го Казахстана позволяет думать, что эпоха триасово-юрского корообразования укладывается в интервал верхний триас—нижняя юра. Наиболее общими в эту эпоху процессами были каолинизация при подчиненном значении латеритизации. Каолинитовые коры выветривания, датируемые триасово-юрским временем, известны в Южном Прибалхашье. В большей степени они эродированы, ибо территория представляла собой в ту эпоху низкогорье на фоне возвышенно-холмистой равнины [Гольберт и др., 1968]. Довольно широко распространены триасово-юрские коры выветривания каолинитового профиля на породах погребенного фундамента Западно-Сибирской плиты.

Сформировавшаяся в конце палеозоя суша Казахстана больше не покрывалась морем. Оно лишь в мелу и палеогене трансгрессировало в Иртышскую,

Чу-Сарысуйскую и некоторые другие обширные впадины. Суша постепенно пенепленизировалась. В мел-палеогеновое время климат неоднократно изменялся от субтропического средиземноморского до полупустынного. На продолжительный период возникали климатические условия, благоприятные для формирования на суше кор выветривания. Н. А. Лисицина, М. В. Пастухова [1963] отмечают, что в западной части Казахского нагорья сохранились коры выветривания только трех возрастов: 1) охватывающие период от юры до палеоцен-эоцена включительно; 2) верхне- и 3) нижнемиоценовые. Наиболее распространены мел-палеогеновые коры выветривания каолинитового и каолинит-гидрослюдистого профиля. Но, как полагают многие исследователи, здесь в свое время формировались и латеритные коры, обычно представляющие собой верхи каолинитовых.

Усилившееся в олигоцене горообразование приостановило процессы формирования кор химического выветривания. Возникшие ранее коры или интенсивно эродировались, или перекрывались местными и дальноприносными рыхлыми отложениями павлодарской, кочковской, красnodубровской и других свит. На некогда богатой корами выветривания площади Северного Казахстана их реликты в заметных количествах сохранились главным образом в северной части, тяготея к Прииртышью.

Средне-верхнетриасовые формации коры выветривания широко проявлены на Урале и зафиксированы в Кузбассе под терригенными осадками нижней юры на нижнетриасовых эффузивно-осадочных породах мальцевской свиты [Казаринов, 1958]. На Салаирском кряже они почти не сохранились вследствие значительного воздымания (не менее чем на 1000 м над Кузнецкой котловиной) в древнекиммерийскую фазу и активного проявления эрозионно-денудационных процессов в юрский период. В составе юрских в целом полимиктовых конгломератов, залегающих в основании рыхлой толщи Присалаирской впадины, известны гальки гидрагиллитовых бокситов [Там же]. По данным этого исследования, продукты перемыва коры выветривания развиты и в составе нижнеюрских осадков Неня-Чумышской впадины. В то же время следует присоединиться к мнению В. В. Вдовина и А. М. Малолетко [1969] и других исследователей, которые полагают, что наиболее глубокие корни кор выветривания и карстовых впадин могли остаться от юрского времени, когда благодаря глубокой расчлененности и дренированности рельефа существовали благоприятные условия для развития на большие глубины процессов выветривания и карстообразования.

Сейчас можно считать установленным, что поверхность выравнивания, послужившая основой современного рельефа рассматриваемых районов Алтае-Саянской складчатой области, так же как и приуроченные к этой поверхности коры химического выветривания, сформированы в меловой и палеогеновый периоды, причем преимущественно в верхнем мелу—палеогене [Казаринов, 1958; Вдовин, Малолетко, 1969; История..., 1969; Ивания, 1971; Милеева, 1971; Малолетко, 1972; и др.]. Это подтверждается прежде всего прямыми флористическими и палинологическими определениями. В белых глинах Апрельско-

го месторождения Западного Салаира, ранее нами детально описанных [Росляков и др., 1982], А. А. Ларинцев обнаружил остатки древесины. На основании этого сделан вывод о том, что формирование глин происходило в нижнемеловую эпоху. В различных блоках бесструктурных глин В. А. Баженовым встречены широколиственные древесные формы тургайской флоры. Определения, выполненные по нашей просьбе А. А. Хлоновой, показали присутствие в глинах флористического комплекса, состоящего из *Betula*, *Alnus*, *Costanea*, *Carpinus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Pinus*, *Picea*, *Polypodiaceae*. Отсюда можно заключить, что возникновение наиболее проработанных морфологических разностей остаточной коры выветривания Апрельского месторождения происходило в течение очень длительного времени: от апт-альба по неоген. По А. М. Малолетко [1963], мел-палеогеновый возраст имеет сымский комплекс Верхнебердского бокситоносного района. Бокситы Вагановского месторождения М. П. Нагорский [1943] относит к эоцену.

В качестве важного аргумента в пользу высказанного предположения выступают и коррелятивные олигомиктовые песчаные и песчано-гравийно-галечные отложения ( $K_2-P$ ) Неня-Чумышской и Бийско-Барнаульской впадин [Нестеренко, Малолетко, 1969; Цибульник, 1969; Адаменко, 1976], Салаирского кряжа [Малолетко и др., 1969], а также смежных площадей Колывань-Томской зоны [Евдокимов, 1963]. Все они образованы в результате перемыва кор химического выветривания и являются продуктивными на титан-циркониевые россыпи.

В результате усиления горообразовательных подвижек на большей части Алтае-Саянской складчатой области в олигоцене развитие кор химического выветривания было приглушено, а сформированные коры интенсивно эродировались [Миляева, 1971]. На Салаире же в эту эпоху, а возможно, и в первой половине неогена, продолжали существовать тектонические и климатические условия, благоприятные для корообразования. Как отмечает А. М. Малолетко [1972], в районе с. Смазнево в олигоценовых глинах обнаружены рыхлые гидраргиллитовые бобовины, а предположительно с олигоценовым подзолообразованием связано отбеливание продуктов кор выветривания.

Таким образом, возрастной диапазон корообразования охватывает значительный период времени: от средне-верхнего триаса до первой половины неогена. Наиболее интенсивно гипергенные процессы проявились в мелу—палеогене. За этот период в регионе неоднократно изменялись геоморфологические и климатические условия, определяющие физико-химическую обстановку корообразования.

#### IV.5.2. Генетическая модель корообразования

Не останавливаясь подробно на сущности процессов дочетвертичного выветривания алюмосиликатных и карбонатных пород, чему посвящена обширная литература, отметим, что наиболее дискуссионной остается проблема баланса вещества в системе: карбонатная толща — глинистый элювий. Большин-

ство исследователей полагают, что при выветривании карбонатных отложений идет главным образом их растворение с выносом  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и других породообразующих элементов за пределы профиля [Рудоносные формации..., 1985]. На месте карбонатных пород формируется карст и накапливается их нерастворимый остаток, представляющий собой алюмосиликатную примесь, явно недостаточную для формирования глинистого профиля. В этом случае карст заполняется обломочным материалом близлежащих пород ("мусорными" брекчиями), как это имеет место в ряде изученных профилей Салаира. Но если карбонатные породы содержат терригенный материал, то его вещества может оказаться достаточно для формирования глинистого элювия значительной мощности.

Типичным примером этому служит профиль структурной скв. 74, расположенной на плоском водоразделе Егорьевского месторождения. Глубина скважины более 400 м. В ней до глубины 200 м первичные породы представлены известняками, в различной степени насыщенными углеродистым веществом, с содержанием  $\text{CaO}$  от 48,5 до 54,1 % и п.п.п. — 39,9–43,6 %. Доля алюмосиликатной примеси составляет около 10 % ( $\text{SiO}_2 = 1,8\text{--}8,0$  %;  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,2\text{--}1,2$ ;  $\text{Fe}_{\text{общ.}} = 0\text{--}0,5$ ;  $\text{MgO} = 1,4\text{--}1,6$ ;  $\text{K}_2\text{O} = 0,03\text{--}0,1$ ;  $\text{Na}_2\text{O} = 0,15\%$  — по данным четырех анализов). Выше по разрезу от 200 до 34,6 м, откуда начинается кора выветривания, исходная карбонатная толща состоит из часто переслаивающихся темно-серых и серых известняков, их окварцованных и мраморизованных разностей, мергелистых песчаников и известковистых мергелей. В этой части разреза химический состав корообразующих пород весьма не выдержан. На долю алюмосиликатной составляющей здесь приходится около 30 %.

Подсчет баланса вещества с учетом изменения объемного веса пород при выветривании подтверждает минералогические наблюдения. Так, в элювии накапливаются такие малоподвижные в гипергенной обстановке элементы, как Ti, P, Mn, Fe. Калий и натрий сохраняются в реликтовых слюдах. Кремнезем и глинозем входят в состав кварц-маршаллит-каолинитовой ассоциации. Кальций, частично магний удалены за пределы профиля. Судя по элементам-гидролизаторам, породообразующих элементов терригенно-карбонатной толщи было достаточно для формирования на ней глинистого элювия. Произошло лишь относительное обогащение профиля выветривания трудноподвижными элементами за счет эмиграции легкоподвижных и, в первую очередь, кальция (а вместе с ним и  $\text{CO}_2$ , о чем свидетельствуют п.п.п.). Это подтверждается также исследованиями В. С. Кусковского и др. [1992], которые показали, что при содержании в литокомплексах 30–50 % карбонатов соотношение выноса и накопления элементов близко 1 : 0,8.

Длительная и сложная история развития изученных кор выветривания отчетливо фиксируется тремя этапами гипергенного минералообразования: докарстового, синхронного с карстообразованием (основной этап) и посткарстового (эпигенетический). Неотектоническая деятельность и смена палеообстановок проявлялись на границе этих этапов и внутри них, что обусловило многостадийный генезис гипергенных минералов.

Выделяется четыре разновозрастные генерации главных гипергенных минералов основного этапа корообразования: иллита, каолинита, гетита и кварца. Первая отлагалась в докарстовую стадию и попала в карст при эрозии ранней коры выветривания. Вторая метатетическая генерация этих минералов возникла за счет хемогенного перераспределения вещества в прогрессирующую стадию формирования элювия. В образовании третьей генерации доминировала перекристаллизация, сопровождающаяся перераспределением главным образом окисного железа. Минералы четвертой генерации отлагались в мелких пустотках и микротрещинках из поровых растворов элювия в завершающую стадию основного этапа его формирования. Вермикулит формировался в начале корообразования, а смектит еще и в стадию эпигенеза совместно с главными гипергенными минералами и иддингситом.

Известно, что для отложения каолинита, кварца и гетита наиболее благоприятна кислая среда, а иллита, вермикулита и смешанослойных — щелочная. Показательна в этом отношении пара смектит—каолинит. Их образование контролируется не только pH раствора коры выветривания, что определяется составом исходного субстрата, но и временем взаимодействия системы порода—раствор, а также скоростью фильтрационного потока. При высокой скорости потока химическое выветривание альбита приводит к образованию гиббсита, при низкой — формируется каолинит, в застойных условиях имеет место отложение минералов группы смектита. Таким образом, развитие смектита в основании древней коры выветривания песчаников, подстилающихся известняками, указывает на длительный устойчивый уровень подземных вод, в силу чего создавалась в застойных условиях щелочная обстановка. Важное значение на pH поровых растворов оказывали известняки.

Доминирующая роль каолинита по всему профилю, особенно в верхних, более водопроницаемых частях разреза свидетельствует о более кислой обстановке, в результате чего смектит полностью, а иллит значительно заместились каолинитом.

Возраст эпигенеза можно параллелизовать с отложениями нижних горизонтов кочковской свиты, а может быть, и моложе. В этой свите, иногда и в перекрывающих ее красnodубровских суглинках, широко развита маршаллит-гетит-каолинит-смектит-иддингсит-иллитовая с вермикулитом и мелкими кубическими псевдоморфозами гетита ассоциация и с признаками перераспределения окисного железа. Однако среди этих эпигенетических новообразований в повышенных количествах присутствует землистый кальцит, придающий современным поровым растворам фаций коры выветривания слабощелочную реакцию, благоприятствующую формированию гидрослюдов, нежели каолинита, как это имело место в основную эпоху корообразования.

Заметим, что кварц-каолинит-вермикулитовая со смешанослойными слюдами ассоциация также свойственна нижним горизонтам кочковской свиты, перекрывающей кору выветривания. Следует отметить, что условия формиро-

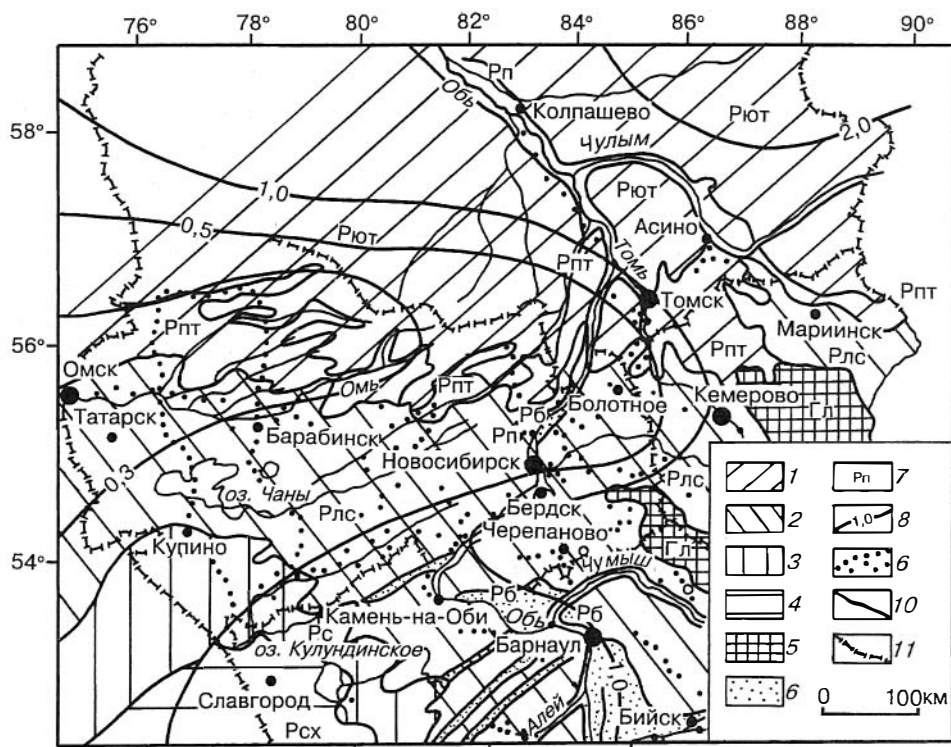


**Рис. 13. Схема районирования региона по условиям формирования современного злиявья:**

1 — таежная зона с подзонами южной тайги (Рют) и подтайги (Рпт): болотные ландшафты — миграция элементов преимущественно в органокомплексных соединениях в условиях глеевых обстановок с ультрапресными (до 50 мг/л) кислыми (рН 3,5–5,5) водами верховых болот, со слабопресными (100 мг/л) слабокислыми (рН 5,5–6,5) водами водораздельных низинных болот и с пресными (100–200 мг/л) нейтральными (рН 6,5–7,5) водами долинных низинных болот; ландшафты тайги — миграция элементов преимущественно в ионно-растворимых формах в условиях окислительных, реже глеевых обстановок с пресными (200–400 мг/л) околонеutralными (рН 6,5–7,5) водами низогорий и пресными (300–500 мг/л) от нейтральных (рН 6,5–7,0) до слабощелочных (рН 7,5–8,0) водами предгорий и равнин; 2 — лесостепная зона (Рлс): миграция элементов в гидрокарбонатной форме в условиях окислительной геохимической обстановки с пресными (до 1000 мг/л) околонеutralными (рН 6,5–7,5) водами на залесенных участках и с соленоватыми (1000–3000 мг/л) нейтральными (рН 7,0–7,5) и слабощелочными (рН 7,5–8,5) водами на безлесных участках и с солеными (более 3000 мг/л) слабощелочными (рН 7,5–8,5) водами в безлесных пониженных участках; 3 — степная зона (Рс): миграция элементов преимущественно в гидрокарбонатной форме с подчиненным значением сульфатной и хлоридной форм в условиях окислительных обстановок с соленоватыми (1000–3000 мг/л) слабощелочными (рН 7,5–8,0) и околонеutralными (рН 7,0–7,5) водами, развитыми на значительной площади этих ландшафтов и с солеными (более 3000 мг/л) преимущественно щелочными (рН > 8,5) и слабощелочными (рН 7,5–8,5) водами, приуроченными к понижениям рельефа; 4 — сухостепная зона (Рсх): миграция элементов преимущественно в сульфатной и хлоридной формах с подчиненным значением гидрокарбонатных форм в условиях окислительных обстановок с соленоватыми (1000–3000 мг/л) слабощелочными (рН 7,5–8,0) водами, развитыми на большей части площади этих ландшафтов и с солеными (более 3000 мг/л) преимущественно щелочными (рН > 8,5) водами, приуроченными к понижениям рельефа; 5 — зона ортоэлювиальных ландшафтов низогорий (Тл): миграция элементов преимущественно в ионно-растворимых формах в условиях окислительных обстано-

вок с пресными (200–400 мг/л) слабокислыми (pH 5,5–6,5) до нейтральных (pH 6,5–7,0) водами; 6 — боровые террасы и древние ложбины стока (Р6); 7 — поймы крупных рек (Рп); 8 — изолинии (л/(с·км<sup>2</sup>)) модулей подземного стока [Экогеохимия..., 1996]; 9 — точки заложения региональных разрезом; 10 — границы почвенно-географических зон; 11 — административные границы.

вания глин этой свиты близки к условиям выветривания в нижних частях элювия на контакте с карбонатной средой. Это еще раз свидетельствует о неоднократных вариациях физико-химических условий с тенденцией повышения в неогене щелочности грунтовых вод кочковского горизонта.

На основании минеральных парагенезисов можно заключить, что формирование дочетвертичных кор выветривания сопровождалось неоднократной направленной сменой изменения кислотно-щелочности поровых растворов элювия: от щелочной в начале каждой стадии до кислой в ее завершении. В основной этап корообразования доминировала кислая обстановка, в эпигенетический — щелочная.

В большинстве случаев рассмотрение кор выветривания заканчивается палеогеновым и неогеновым возрастом. Лишь изредка встречаются сведения о локальных четвертичных остаточных корах выветривания ( $Q_{IV}-Q_I$  [Адаменко, 1976; и др.]). Нам представляется, что этот вопрос заслуживает более пристального внимания.

Распределение современных кор выветривания контролируется климатической и ландшафтно-геохимической зональностью, отчетливо проявленной на юге Западной Сибири, а также уровнем грунтовых вод и модулем подземного стока (рис. 13). В ее пределах для приповерхностных окислительных и окислительно-восстановительных обстановок выделяется несколько биогенных геохимических ландшафтов, расчленяющихся по особенностям водной миграции элементов на классы (табл. 19), а по интенсивности водообмена, соотношению химического выветривания и механической денудации, контрастности между автономными и подчиненными ландшафтами — на роды, которые имеют следующие параметры.

Род I — плоскоравнинный рельеф, медленный водообмен, химическое выветривание преобладает над механической денудацией, граница между автономными и подчиненными ландшафтами слабо выражена. Сюда относятся все равнинные ландшафты, приведенные в табл. 19, а также низкорослые степные ландшафты на засоленных участках.

Род II — холмистый рельеф, расчлененные возвышенности со средним водообменом и различным соотношением между механической денудацией и химическим выветриванием, граница между автономными и подчиненными ландшафтами постепенная. Сюда относятся все ландшафты низкорослых, кроме степных.

Современные коры выветривания обуславливают существенное перераспределение микроэлементов в верхнем гидродинамическом горизонте. Их учет

Условия современного корообразования в регионе

Таблица 19.

| Биогенный ландшафт<br>по А. И. Перельману<br>[1961] | Корообразующий субстрат                                                                                                                                               | Класс водной<br>миграции<br>элементов                                                            | Тип элювия                                                                                             |
|-----------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Болотные<br>лесные                                  | Аллювиальные, озерно-болотные и флювиогляциальные отложения на заболоченных площадях на суходолах                                                                     | $H^+ - Fe^{2+}$<br>$H^+$                                                                         | Кислый глеевый (отбеленный)<br>Гидрослюдистый                                                          |
| Равнинные<br>лесные                                 | Аллювиальные и флювиогляциальные отложения различного состава в северной части региона в южной части региона                                                          | $H^+, H^+ - Fe^{2+}$<br>$H^+ - Fe^{2+}$                                                          | Отбеленный<br>То же                                                                                    |
| Равнинные<br>лесостепные                            | Озерно-аллювиальные отложения с широким развитием лесовидных покровных суглинков на засоленных участках Барабы на промываемых участках Барабы на остальной территории | $Ca^{2+} - SO_4^-$<br>$Ca^{2+}$<br>$HCO_3^-$<br>$Ca^{2+}$<br>$Ca^{2+} - H^+$<br>$Na^+ - HCO_3^-$ | Карбонатно-сульфатный<br>Карбонатный<br>Содовый<br>Карбонатный<br>Карбонатно-гидрослюдистый<br>Содовый |
| Равнинные<br>степные                                | Аллювиальные, озерно-аллювиальные и лесовидные покровные суглинки<br>сухие степи                                                                                      | $Ca^{2+} - Na^+$<br>$Na^+ - HCO_3^-$                                                             | Карбонатный<br>Содовый                                                                                 |
| Низкогорные<br>степи                                | Редкие выходы коренных пород, перекрытых пролювиально-делювиальными и аллювиальными отложениями на промываемых участках на засоленных участках                        | $Ca^{2+}$<br>$Ca^{2+}, Na^+$                                                                     | Карбонатный<br>Карбонатный и содовый                                                                   |
| Низкогорные<br>лесостепные                          | Четвертичные рыхлые отложения почти сплошным чехлом перекрывают домезойские породы                                                                                    | $Ca^{2+}$                                                                                        | Карбонатный                                                                                            |
| Низкогорные<br>лесные                               | Домезойские породы перекрыты рыхлыми отложениями разной мощности                                                                                                      | $H^+$                                                                                            | Гидрослюдистый                                                                                         |

имеет важное значение при постановке геохимических съемок в закрытых районах и при интерпретации геохимических данных. Современный элювий может способствовать как созданию “ложных” геохимических аномалий, так и разубоживанию истинных рудных. В каждой ландшафтной зоне возникает свой генетический тип неозлювия со свойственными ему тенденциями перераспределения элементов (см. рис. 13). Более того, экзогенные геолого-геохимические процессы являются одним из основных факторов, определяющих экологические условия среды обитания.

**В итоге можно сделать следующее заключение.** Коры химического выветривания на территории Новосибирской, Омской и Томской областей довольно широко распространены и интенсивно изучаются на протяжении последних пяти десятков лет многими научными коллективами и исследователями. В данной главе с учетом последних достижений обобщен накопленный обширный материал по геологии, минералогии и геохимии кор выветривания региона.

Повышенный интерес к корам выветривания вызван различными причинами и, в том числе, приуроченностью к ним месторождений многих видов минерального сырья: огнеупорных глин, кварцевых песков и маршаллитов, минеральных красок, бокситов, бурых железняков и др. В последние два десятилетия элювиальные образования, развивающиеся по золотоносному субстрату, привлекают к себе особо пристальное внимание в связи с высокой их перспективностью на месторождения этого благородного металла. Данное обстоятельство нашло отражение в разделе “Золото” тома II (Полезные ископаемые) настоящей монографии.

В пределах рассматриваемой территории степень развития, возраст, условия залегания, вещественный состав и другие особенности геологического строения кор выветривания не остаются постоянными. Наиболее различимы в этом плане коры выветривания площадей, расположенных в пределах двух принципиально отличных друг от друга тектонических структур: юг Западно-Сибирской плиты и ее ближайшее горное обрамление (Колывань-Томская складчатая зона, Северо-Западный Салаир, отроги Кузнецкого Алатау).

На юге Западно-Сибирской плиты развита триасово-нижнеюрская гидрослюдисто-каолинитовая кора выветривания, залегающая на больших глубинах (несколько километров) на породах доюрского фундамента, в основании мезозойско-кайнозойского платформенного чехла. Здесь, кроме того, в разрезе чехла выделяется до 10 горизонтов каолинит-гидрослюдистых кор выветривания, развивающихся по слаболитифицированным осадочным породам. Их формирование обусловлено различными процессами, в том числе наложенными, связанными с циркуляцией подземных вод. В последнем случае время проявления корообразовательных процессов, физико-химические условия которых весьма специфичны, может не коррелироваться с возрастом перекрывающих отложений.

В горном обрамлении Западно-Сибирской плиты на палеозойских породах широкого возрастного, вещественного и генетического диапазона развита мел-палеогеновая кора выветривания, чаще перекрытая чехлом четвертичных покровных суглинков. Нижняя возрастная граница ее на различных геоморфологических ступенях разная, но не опускается ниже апт-альба. Древние коры выветривания претерпели неоднократное эпигенетическое преобразование.

В породах формации коры выветривания обрамления в разных количественных и качественных соотношениях обнаруживаются наиболее часто встречаемые минералы: 1 — основного (докарстового и карстового) этапа корообразования (кварц, гетит, иллит, каолинит, вермикулит, смектит); 2 — эпигенетического этапа (иллит, маршаллит, каолинит, гетит, смектит); 3 — реликтовые минералы исходных пород. Эпигенетические минеральные ассоциации проявлены в трех возрастных формах — послонного замещения минералов основного этапа корообразования, более поздних секущих прожилок и, наконец, современных занорышей в пустотах, а также пленок и корок на плоскостях отдельности.

При рассмотрении генетической модели корообразования большое внимание уделено наиболее дискуссионной проблеме баланса вещества в системе карбонатная толща—глинистый элювий. От соотношения карбонатных и силитных пород зависит состав формируемой коры выветривания. Карбонатные породы и их контактовые зоны как внутри седиментогенных, так и с магматическими образованиями (с учетом ассимиляции, изменения их состава и осаждающего влияния на минерализованные растворы) в процессах выветривания и корообразования играли немаловажную роль в повышении концентраций рудогенных элементов (рудоносных кор выветривания) и, возможно, в определенные периоды способствовали большему проявлению красноземного типа выветривания со всеми вытекающими последствиями, вплоть до формирования различных по мощности бокситоносных образований.

Современный элювий в зависимости от его геоморфологического местоположения может способствовать как созданию ложных геохимических аномалий, так и разубоживанию истинных рудных.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные в книге научные и практические итоги исследований в области стратиграфии, магматизма, тектоники и кор выветривания показывают, что в целом регионально-геологическая изученность территории Новосибирской, Омской и Томской областей вполне соответствует современному уровню отечественной и мировой науки. Такие впечатляющие результаты были получены в короткие исторические сроки в результате осуществления уникальных по своим масштабам программ геолого-съемочных и геолого-поисковых работ, сопровождавшихся большими объемами буровых работ, особенно на закрытых территориях Западно-Сибирской плиты.

Определяя теперь задачи будущих исследований в новых социально-экономических условиях, необходимо иметь в виду, что эпоха экстенсивного развития геологических работ, которую совершенно справедливо назвали “золотым веком советской геологии”, осталась позади. В соответствии с общемировыми тенденциями на ближайшую перспективу можно выделить две особенности развития геологической науки и практики: оптимизацию регионально-геологических работ в рамках конкретных целевых программ и более тесную, чем прежде, интеграцию прикладных и фундаментальных аспектов геологических исследований.

В настоящее время уже накоплен определенный опыт в формировании и реализации крупных целевых программ по решению наиболее актуальных проблем в развитии минерально-сырьевой базы Сибири. Одним из наиболее успешных примеров в этой области можно считать осуществление программы “Поиск” по разработке научных основ оптимизации прогнозных, поисковых и разведочных работ в нефтегазоносных провинциях Западной и Восточной Сибири. Эти исследования финансировались Министерством природных ресурсов, Министерством топлива и энергетики и Российской академией наук и оказались весьма эффективными в научно-практическом и экономическом отношениях.

Подобные целевые научно-технические программы, кроме того, позволяют объединить кадровый и финансовый потенциал нескольких ведомств и та-

ким образом обеспечить реальную интеграцию исследований прикладного и фундаментального характера. В Западно-Сибирском регионе сложились исключительно благоприятные предпосылки для такой интеграции, поскольку здесь сконцентрированы крупные коллективы в геологических организациях Минприроды, включая ведущий отраслевой институт (СНИИГГиМС), в вузах Томска, Новосибирска и Тюмени, а также в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН. В рамках интеграционных проектов могут разрабатываться практически все основные научные и прикладные проблемы геологии Западно-Сибирского региона.

Из конкретных геологических проблем на ближайшую перспективу можно выделить следующие. Очень актуальной представляется задача дальнейшей детализации стратиграфии и уточнение палеогеографических реконструкций мезозойских отложений ЗСП, особенно юрского и неокомского комплексов, в связи с нефтегазопроисловыми работами. Накопленный к настоящему времени фактический материал по палеозою ЗСП заставляет провести кардинальную ревизию прежних представлений о структурно-формационной дифференциации и геодинамической истории палеозойского этажа. В изучении палеозойских отложений южного складчатого обрамления ЗСП, в частности Салаира и КТЗ, в настоящее время наметилось существенное усиление исследований в области детальной стратиграфии, палеонтологии и палеогеографических реконструкций силами специалистов академической науки, что открывает новые возможности в решении как фундаментальных проблем (в частности по геодинамической истории зон сочленения Палеоазиатского океана и Североазиатского кратона), так и конкретных вопросов региональной геологии.

В области петрологии одной из наиболее острых задач на ближайшее время следует считать обобщение на современной методологической основе материалов по закрытой территории ЗСП и складчатым районам Салаира и КТЗ, исследования по которым развивались до настоящего времени автономно, и поэтому пока не удалось достичь удовлетворительной унификации корреляционных схем магматизма и серийных легенд к геологическим картам нового поколения. От решения этих вопросов зависит и дальнейшая разработка моделей рудно-магматических систем и, в частности, обоснование петрологических критериев прогноза золотого оруденения Салаира и Колывань-Томской складчатой зоны.

Можно отметить и многие другие проблемы развития геологических исследований применительно к рассматриваемой территории. Большинство из них носит междисциплинарный характер и требует для своего успешного решения интеграции геологической практики с академической, отраслевой и вузовской наукой. Можно надеяться, что будущие геологические исследования будут успешно развиваться с учетом накопленного к настоящему времени интеграционного опыта.

---

## ЛИТЕРАТУРА

**Агеенко Н. Ф., Манаева А. В., Куропаткина В. П.** Кора выветривания гипербазитов Салаира и связанные с ней полезные ископаемые // Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967. С. 100–105.

**Адаменко О. М.** Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.

**Аксенова Л. М., Асташкина В. Ф.** Девонские конодонты юго-востока Западно-Сибирской равнины и их биостратиграфическое значение (по материалам глубокого бурения) // Стратиграфия, палеогеография и минералогия среднего палеозоя Сибири: Тез. докл. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1989. С. 56–57.

**Амшинский Н. Н., Врублевский В. А., Кононов А. Н. и др.** Состояние изученности и расчленение магматических пород Алтая, Салаира и Томь-Колыванской складчатой зоны на комплексы // Региональные схемы магматизма Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1978. С. 11–19. (Тр. ВСЕГЕИ; Т. 270).

**Афанасьев А. П.** Гидрослюдистая кора выветривания // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 88–96.

**Баранов В. К., Краевский Б. Г., Кужельный Н. М.** Формации кор выветривания Алтае-Саянской складчатой области. Салаирский кряж // Коры выветривания Сибири. Кн. 1. М., 1979. С. 139–158.

**Бгатов В. И., Казаринов В. П.** Мезозойские и кайнозойские формации кор выветривания Сибири // Коры выветривания Сибири. М.: Недра, 1979. Кн. I. С. 5–46.

**Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г.** Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М.: Наука, 1969. 283 с.

**Бенедиктова Р. Н.** Пластинчатожаберные моллюски Горловского каменноугольного бассейна // Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР. Новосибирск, 1950. Вып. 10. С. 25–44.

**Бенедиктова Р. Н.** Об отложениях нижнего карбона Горловского каменноугольного бассейна // Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР. Новосибирск, 1953. Вып. 13. С. 103–109.

**Бенедиктова Р. Н., Муромцева В. А.** Каменноугольная система. Тип Mollusca. Мягкотелые // Биостратиграфия палеозоя Алтае-Саянской горной области. Т. 3. Новосибирск, 1962. С. 193–211. (Тр. СНИИГГиМСа; Вып. 21).

**Бетехтина О. А., Горелова С. Г.** К вопросу об “острогской свите” Кузбасса // Биостратиграфия девона и карбона Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. С. 93–105.

**Бетехтина О. А., Сухов С. В.** Фауна и флора верхнепалеозойских отложений Горловского бассейна. М.: Наука, 1968. 140 с.

**Биостратиграфия** палеозоя Западной Сибири / Под ред. В. Н. Дубатолова, А. В. Каныгина. Новосибирск: Наука, 1985. 232 с.

**Богуш О. И., Бочкарев В. С., Юферов О. В.** Палеозой юга Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: Наука, 1975. 51 с.

**Богуш О. И., Бушмина Л. С., Домникова Е. И.** О пограничных слоях девона и карбона Ельцовского синклиория в связи с изучением микрофауны // Общие вопросы изучения микрофауны Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1970. С. 49–59, 163–166.

**Богуш О. И., Дубатов В. Н., Дубатолова Ю. А. и др.** Стратиграфия и литология среднепалеозойских отложений по материалам бурения Малоичской скв. 4 // Девон и карбон азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1980. С. 154.

**Богуш О. И., Макаренко С. Н., Савина Н. И., Саев В. И.** Усовершенствование стратиграфической схемы нижнекаменноугольных отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Перспективы нефтегазоносности слабоизученных комплексов отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты. Палеозой. Нижняя-средняя юра. Мел // Тез. докл. научно-практической конф. Томск, 1995. С. 11–12.

**Бородин Л. С.** Петрохимия магматических серий. М.: Наука, 1981. 261 с.

**Булынников А. Я., Смирнова Н. Н.** Диоритовая формация северо-восточного склона Салаирского кряжа // Тр. Том. гос. ун-та. 1939. Т. 93.

**Бушмина Л. С.** Раннекаменноугольные остракоды Кузнецкого бассейна. М.: Наука, 1968. 128 с.

**Вдовин В. В., Малолетко А. М.** Салаирская кряж // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтай-Саянская горная область. М.: Наука, 1969. С. 121–154.

**Верниковский В. А., Верниковская А. Е., Ножкин А. Д., Пономарчук В. А.** Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 169–181.

**Волобуев М. И.** Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника. 1993. № 6. С. 82–87.

**Выветривание и литогенез** / В. П. Казаринов, В. И. Бгатов, Т. И. Гурова и др. М.: Недра, 1969. 439 с.

**Геология** месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. VII. М.: Недра, 1969. 910 с.

**Геология СССР.** Т. XLIV, ч. 1. Западно-Сибирская низменность. М.: Недра, 1964. 550 с.

**Герасимов И. П.** Поверхности выравнивания в современном и древнем рельефе земной поверхности и их историко-геологическое значение // Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976. С. 4–15.

**Голошейкин Б. В.** О возрасте Улантовского массива гранитоидов в Северо-Западном Салаире // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск: НТО “Горное” Зап.-Сиб. правл., 1965. С. 31–32.

**Гольберт А. В., Марков Л. Г., Полякова З. Ф. и др.** Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.

**Горелова С. Г., Мейен С. В., Сухов С. В.** Палеоботаническая характеристика стратиграфических подразделений верхнепалеозойских отложений Средней Сибири // Новое в стратиграфии и палеонтологии среднего и верхнего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 111–125.

**Дергачев В. Б.** Верхнепалеозойские гранитоиды Салаира // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Новосибирской области. Новосибирск: НТО “Горное” Зап.-Сиб. правл., 1965. С. 33–34.

**Дергачев В. Б.** Малые интрузии Северо-Западного Салаира // Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968. С. 166–169. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 70).

**Дергачев В. Б., Глотов А. И., Терехов В. Н., Брюзгин Л. А.** Седовозаимский габбро-перидотитовый массив и связанное с ним сульфидное медно-никелевое оруденение // Геология и геофизика, 1980. № 11. С. 133–137.

**Дистанов Э. Г., Лапин Б. Н.** Интрузивные комплексы полиметаллического пояса Северо-Восточного Салаира // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972. С. 203–220.

**Евдокимов Е. И.** Бокситоносные меловые отложения юго-западной части Колывань-Томской складчатой зоны // Вестн. ЗСГУ. 1963. № 2. С. 14–20.

**Елкин Е. А.** Трилобиты и стратиграфия нижнего и среднего девона юга Западной Сибири. М.: Наука, 1968. 156 с.

**Елкин Е. А., Бахарев Н. К., Грацианова Р. Т. и др.** Стратиграфические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: терригенно-карбонатные фации. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. 143 с.

**Елкин Е. А., Бахарев Н. К., Грацианова Р. Т. и др.** Стратиграфические разрезы нижнего и среднего девона Салаира. Теленгитский надгоризонт: карбонатные фации. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. 194 с.

**Задорожный В. М.** Распространение фораминифер в типовых разрезах девона окраин Кузнецкого бассейна // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 119–141.

**Запывалов Н. П.** Нефтегазоносность осадочных комплексов фанерозоя юго-востока Западной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 20–34.

**Запывалов Н. П., Минько В. А., Яшина С. М.** Нефть и газ Новосибирской и Томской областей // Там же. С. 34–38.

**Звонарев И. Н.** Ордынский район // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. VII. М.: Недра, 1969. С. 817–821.

**Зенкова А. А., Матвеевская А. Л.** Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Салаирского кряжа (Легостаевский район) // Материалы по геологии Зап.-Сиб. края. Томск: ЗСГТ, 1937. Вып. 38. С. 1–32.

**Золотоносность** кор выветривания Салаира / Н. А. Росляков, Г. В. Нестеренко, Ю. А. Калинин и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1995. 170 с.

**Ивания В. А.** Мезозойско-палеогеновые коры выветривания западной части Алтае-Саянской области и их связь с древними поверхностями выравнивания // Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск, 1971. С. 115–123.

**Ивания В. А., Сухарина А. Н.** Мезозойско-кайнозойские коры выветривания юго-востока Западной Сибири и перспективы их на бокситы // Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1967. С. 92–100.

**Иванкин П. Ф.** Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970. 288 с.

**Иванов В. М., Сердюк З. Я., Пехтерева И. А.** О природе структурных выступов промежуточного комплекса юга Западно-Сибирской плиты // Геологическое строение и минерально-сырьевые ресурсы Новосибирской и Омской областей. Новосибирск: НТГО Зап.-Сиб. правл., 1984. С. 84–92.

**Иванов В. М., Сердюк З. Я., Пехтерева И. А.** Магматические и рифогенные выступы промежуточного комплекса юга Западной Сибири и формирование структур в мезозойских отложениях // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 49–50.

**Иванов К. В., Казанский Ю. П.** Материалы к изучению коры выветривания Томского района // Вестн. ЗСГУ и НТГУ. 1958. № 3. С. 38–50.

**Исаев Г. Д., Краснов В. И., Аксенова Л. М. и др.** Открытие ордовикской системы в Нюрольском структурно-фациальном районе (Среднее Приобье) // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1990. С. 119–124.

**История** развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М.: Наука, 1969. 412 с.

**Казаринов В. П.** Евсинское месторождение глин // Вестн. ЗСГУ. 1939. № 1–2, вып. 4. С. 63–78.

**Казаринов В. П.** Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 324 с.

**Козлов А. М.** Петрохимические особенности гранитоидов Новосибирского Приобья и некоторых массивов калбинского комплекса Горного Алтая: Автореф. дис. ...канд. геол.- мин. наук. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1970. 19 с.

**Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С.** Интрузивные комплексы гранитоидов Бет-Пак-Дала // Сов. геология. 1956. Сб. 51. С. 27–34.

**Коры** выветривания Сибири. Формации кор выветривания Западно-Сибирской плиты и Алтае-Саянской складчатой области / Под ред. В. П. Казаринова. М.: Недра, 1979. Кн. 1. 220 с.; Кн. 2. 249 с.

**Костенко Н. П.** Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Наука, 1972. 320 с.

**Краснов В. И., Исаев Г. Д., Асташкина В. Ф. и др.** Региональная стратиграфическая схема палеозойских образований нефтегазоносных районов Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1993. С. 47–78.

**Краснов В. И., Исаев Г. Д., Саев В. И.** Новые данные по литостратиграфии палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 58–65.

**Краснов В. И., Степанов С. А., Ратанов Л. С.** Региональная стратиграфическая схема палеозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской

плиты // Проблемы ярусного расчленения фанерозоя Сибири. Новосибирск, 1984. С. 32–34.

**Краснов В. И., Степанов С. А., Ратанов Л. С.** Местные стратиграфические подразделения в среднем палеозое Западной Сибири для целей геологоразведочных работ // Региональные и местные стратиграфические подразделения для целей крупномасштабного геологического картирования Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. С. 58–65.

**Краснов В. И., Степанов С. А., Сердюк З. Я. и др.** Геологическая характеристика разреза скважины Майзасская 1 // Силур и девон юго-востока Западно-Сибирской плиты. М.: Наука, 1990. С. 4–26.

**Кузнецов В. А.** Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области // Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1966. С. 16–47.

**Кузнецов Ю. А.** Полезные ископаемые древней коры выветривания в Новосибирском районе // Вестн. ЗСГУ. 1937. Вып. 1. С. 16–30.

**Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

**Кунгурцев Л. В., Федосеев Г. С., Широких В. А. и др.** Геодинамические комплексы и этапы развития Колывань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998. № 1. С. 26–37.

**Кусковский В. С., Крестовоздвиженский Д. Ю., Лукин А. А. и др.** Ртуть в подземных водах // Катунь: экогеохимия ртути. Новосибирск: Изд. ОИГТМ СО РАН, 1992. С. 112–168.

**Лазуткин П. С.** Верхнесилурийские брахиоподы остракодового горизонта юго-западной окраины Кузнецкого бассейна // Тр. ЦНИГРИ. 1936. Вып. 80. С. 1–72.

**Лазуткин П. С., Наливкин Д. В., Ржонсницкая М. А., Яворский В. И.** Девон Салаира // Проблемы сов. геологии. 1936. № 8. С. 719–726.

**Лапухов А. С.** Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 256 с.

**Лебедев И. В.** Меловые отложения Чулымо-Енисейской впадины // Изв. Томск. политехн. ин-та. 1958. Т. 90. С. 3–11.

**Левинсон-Лессинг Ф. Ю.** Петрография. Л.; М.; Новосибирск: Госнаучтехиздат, 1933. 460 с.

**Лисицина Н. А., Пастухова М. В.** Структурные типы мезо-кайнозойских бокситов Казахстана и Западной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 108 с.

**Малолетко А. М.** О возрасте коры выветривания Салаирского кряжа // Кора выветривания. М., 1963. Вып. 5. С. 326–333.

**Малолетко А. М.** Палеогеография предалтайской части Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. 227 с.

**Малолетко А. М., Цибульчик В. М.** Дат-палеоценовые лейкоксеновые россыпи Салаирского кряжа // Геология россыпей юга Западной Сибири. М., 1969. С. 117–124.

**Манаева А. В., Быков А. С.** Латеритные коры выветривания Юго-Западного Присалаирья // Рудоносные коры выветривания. М., 1974. С. 26–30.

**Мартынов В. А., Панова Л. А., Никитин В. П.** Кардинальная перестройка природы Западной Сибири на рубеже эоцена и олигоцена // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 147–155.

**Матвеевская А. Л.** О строении и развитии Колывань-Томской дуги в области стыка с Салаиром // Тр. Горно-геол. ин-та ЗСФАН СССР. 1956. Вып. 15. С. 129–144.

**Матвеевская А. Л.** Тектоника погребенного палеозойского фундамента в южной части Западно-Сибирской низменности // Изв. Вост. фил. АН СССР. Сб. 4–5. 1957. С. 45–49.

**Матвеевская А. Л.** Стратиграфия Колывань-Томской складчатой зоны // Изв. СО АН СССР. Геология и геофизика. 1959. Вып. 2. С. 3–19.

**Матвеевская А. Л.** Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960а. 264 с.

**Матвеевская А. Л.** Стратиграфия девонских отложений Саяно-Алтайской области. Колывань-Томская складчатая область // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Т. II. Средний палеозой. Новосибирск, 1960б. С. 200–207. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 20).

**Матвеевская А. Л.** Геологическое строение окрестностей Новосибирского научного центра // Геология и геофизика. 1962. № 10. С. 147–153.

**Матвеевская А. Л.** Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М.: Наука, 1969. 286 с.

**Миляева Л. С.** Возраст исходной поверхности выравнивания горного пояса Сибири // Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск, 1971. С. 219–234.

**Минерагения** зоны гипергенеза. М.: Наука, 1980. 232 с.

**Нагорский М. П.** Химико-минералогический очерк Ваганского месторождения бокситов и огнеупорных глин // Вестн. ЗСГУ. 1943. Вып. 3–4. С. 61–80.

**Нагорский М. П.** Генезис девонских бокситов Салаирского края // Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 306–318.

**Нагорский М. П.** Закономерности размещения мезозойско-кайнозойских формаций на юго-востоке Западной Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Томск, 1971. 42 с.

**Нагорский М. П., Миронова Н. В., Краевская Л. Н.** Стратиграфическая схема среднепалеозойских отложений Салаира // Материалы по геологии Западной Сибири. Вып. 61. М.: Госгеолтехиздат, 1958.

**Нестеренко Г. В., Малолетко А. М.** Состав и перспективы титаносности мезо-кайнозойских отложений Бийско-Барнаульской впадины // Геология россыпей юга Западной Сибири. М., 1969. С. 88–101.

**Нехорошев В. П.** Геология Западной Сибири по новейшим данным. М.; Л.: Изд. ГГРУ, 1931. 42 с.

**Нечаев В. В., Свиридов В. Г.** Легостаевское золото-сурьмяное месторождение // Проблемы геологии Сибири. Т. 2. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. С. 161–162.

**Никитин В. П.** Флористические уровни неогена Западной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 155–166.

**Перельман А. И.** Геохимия ландшафта. М.: Географиз, 1961. 496 с.

**Погорелов Б. С.** Геология и нефтегазоносность доюрских образований запада Западной Сибири. М.: Наука, 1977. 86 с.

**Поленова Е. А.** Остракоды нижнего девона Салаира. Томь-чумышский горизонт. М.: Наука, 1968. 154 с.

**Поленова Е. А.** Остракоды позднего силура и раннего девона Алтае-Саянской области. М.: Наука, 1970. 104 с.

**Пономарев Е. А.** Основные черты интрузивного магматизма Салаирского кряжа // Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1968. С. 160–165.

**Проблемы** нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской низменности / Отв. ред. А. А. Трофимук, В. С. Вышемирский. Новосибирск: Наука, 1976. 236 с.

**Рабочая** корреляционная схема магматических и метаморфических комплексов Салаира и Томь-Колыванской зоны / Науч. ред. В. Л. Хомичев. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. 24 с.

**Рагозин Л. А.** Пеллециподы из угленосных отложений Горловского бассейна Западно-Сибирского края // Тр. Том. гос. ун-та. Сер. геол. 1939. Т. 96. С. 146–154.

**Решения** Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. 1979 г.:

Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. Региональные стратиграфические схемы и объяснительная записка к ним. Новосибирск, 1983. 215 с.

Ч. II. Средний и верхний палеозой. Региональные стратиграфические схемы и объяснительная записка к ним. Новосибирск, 1982. 129 с.

**Ржонницкая М. А.** Спирифериды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна. М.: Госгеолтехиздат, 1952. 232 с.

**Ржонницкая М. А.** Унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Кузнецкого бассейна // Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л., 1956. № 3. С. 37–42.

**Розенфарб И. А.** Особенности геологического строения рудных полей Северо-Восточного Салаира по геофизическим данным // Новое в развитии рудной геофизики в Сибири. Новосибирск, 1976. С. 33–38. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 238).

**Розова А. В., Розов С. Н., Дубатолова Ю. А.** Стратиграфия и фауна ордовика Северо-Западного Салаира. М.: Наука, 1985. 176 с.

**Росляков Н. А.** Зоны окисления сульфидных месторождений Западного Алтая. Новосибирск: Наука, 1970. 225 с.

**Росляков Н. А., Нестеренко Г. В., Бимбереков А. П. и др.** Золото в линейно-карстовых корях выветривания Салаира // Поведение рудогенных элементов в опорных профилях выветривания. Новосибирск, 1982. С. 41–60.

**Рудоносные** формации кор выветривания Сибири / Под ред. Н. А. Лизалека. М.: Недра, 1985. 168 с.

**Саев В. И.** Биостратиграфия нижнего-среднего отдела девона по фораминиферам (юго-восток Западно-Сибирской плиты) // Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1992. С. 36–43.

**Свиридов В. Г.** Материалы по стратиграфии ордовикских отложений Юго-Западного Присалаирья // Новые материалы по стратиграфии и палеонтологии

нижнего и среднего палеозоя Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1968а. Т. 202. С. 131–133.

**Свиридов В. Г.** Стратиграфия, тектоника и история геологического развития палеозойских отложений северо-западной части Салаира: Дис. ...канд. геол.-мин. наук. 1968б. НТГУ.

**Свиридов В. Г.** Стратиграфия среднедевонских отложений Колывань-Томской складчатой зоны и западной окраины Кузнецкого бассейна // Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. науч. конф., посвящ. 75-летию геол. образования в Томском ун-те. Т. I. Томск, 1996. С. 181–182.

**Свиридов В. Г., Дергачев В. Б.** Объяснительная записка к геологической карте СССР м-ба 1 : 200 000. Сер. Кузбасская. Лист N-45-XIII. М., 1971. 91 с.

**Свиридов В. Г., Курбангалеева Х. Ш.** Материалы к стратиграфии кембрийско-ордовикских—нижнесилурийских отложений северо-западной части Салаира // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 134–138.

**Свиридов В. Г., Семенова В. С., Лисин Ю. С.** Стратиграфия ордовикских отложений Северо-Западного Салаира // Материалы по региональной геологии Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1970. С. 111–115.

**Сперанский Б. Ф.** Район северо-западной оконечности Салаирского кряжа // Изв. Сиб. отд-ния геол. ком. Томск, 1924. Т. III, вып. 5. С. 25–29.

**Сперанский Б. Ф.** Структура палеозойских формаций Обско-Томского междуречья // Сб. по геологии Сибири, посвящен. юбилею проф. М. А. Усова. Томск, 1933. С. 224–267.

**Степанов С. А., Краснов В. И., Исаев Г. Д. и др.** Литостратиграфические подразделения среднего палеозоя юго-востока Западно-Сибирской низменности // Стратиграфия и палеонтология докембрия и фанерозоя Сибири. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1985. С. 72–83.

**Сурков В. С., Жеро О. Г.** Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.

**Сухарина А. Н., Емельянова Д. И.** Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат // Вестн. ЗСГУ и НТГУ. 1958. Вып. 3. С. 19–38.

**Таусон Л. В.** Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

**Тектоника Казахстана:** Объясн. зап. к Тектонической карте Восточного Казахстана м-ба 1 : 2 500 000. М.: Наука, 1982. 139 с.

**Усов М. А.** Формации месторождений полезных ископаемых Салаира // Вестн. ЗСГРТ. 1933. Вып. 6. С. 1–26.

**Файков А. А.** Перспективы использования неогеновых и четвертичных отложений Омской области в качестве нерудного сырья // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 81–94.

**Фомичев В. Д.** Некоторые геологические наблюдения по западной окраине Кузнецкого бассейна // Тр. ЦНИГРИ. 1935. Вып. 28. С. 3–26.

**Фомичев В. Д.** Геологическое строение Салаира: Сб. науч.-техн. информ. 1956. № 3. С. 43–45.

**Фомичев В. Д., Алексеева Л. Э.** Геологический очерк Салаира. Л., 1961. 217 с. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 63).

**Харин Г. С.** Кора выветривания под турнейским ярусом на северо-востоке Салаира // Кора выветривания. М., 1963. Вып. 5. С. 301–308.

**Хомичев В. Л., Мазуров М. П., Хомичева Е. С.** Кордовско-Канзыбинский эталон беллыкского комплекса (Восточный Саян). Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. 196 с.

**Цибульчик В. М.** Россыпные титан-циркониевые проявления Неня-Чумышской впадины и источники их питания // Геология россыпей юга Западной Сибири. М., 1969. С. 67–87.

**Шахов Ф. Н.** Морфологические черты зон окисления. Новосибирск, 1960. С. 3–42. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 4).

**Шевченко А. А.** Типы грунтовых толщ Обь-Томского междуречья // Геология и полезные ископаемые юга Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 168–175.

**Шенфиль В. Ю.** Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

**Шнип О. А., Васильева М. Б.** Метаморфические образования юга Западно-Сибирской плиты // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 5. С. 1254–1257.

**Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Лебедев Ю. Н., Доильницын Е. Ф.** Полихронность и геохимические особенности Салаирского рудного поля // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 82–98.

**Экогеохимия Западной Сибири.** Тяжелые металлы и радионуклиды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 248 с.

**Эпохи региональных континентальных перерывов:** Объясн. зап. к палеогеоморфологическому атласу СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 201 с.

**Ясаманов Н. А., Боравлева Э. Б., Шуварин А. М.** О мезозойских и кайнозойских эпохах корообразования на Сибирской платформе и их связь с бокситообразованием // Новые данные по геологии бокситов. М., 1975. С. 82–87.

**Atlas of Paleotectonic and Paleogeological-Landscape Maps of Hydrocarbon Provinces of Siberia. Pt. 1. Lithosphere of Siberia and its development in Neogaea (Phanerozoic and Upper Proterozoic) / Chief Editor V. S. Surkov; authors V. P. Korobeynikov (Editor-coordinator), P. I. Morsin and V. S. Surkov. SNIGG&MS, Petroconsultants. 1995. P. 1–131.**

## **Неопубликованные работы**

**Арапов А. А.** Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-38-B (Коурак). 1959. НТГФ.

**Борзенко П. И., Курбангалеева Х. Ш., Костенко Г. Т.** Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов N-44-60-B и N-44-72-A: Окончательный отчет Огнево-Заимской геолого-съёмочной партии по работам 1966–1996 гг. в северо-западной части Юго-Западного Присалаирья. 1969. НТГФ.

**Букина М. Н., Сперанский Б. Ф.** Геологическая карта Западной Сибири. М-б 1 : 200 000. Лист N-45-XIII (Маслянино). 1948. НТГФ.

**Бухмастов А. Ф., Русаков В. П.** Отчет о результатах пересмотра и систематизации геофизических материалов по участкам северо-запада Салаира, Колывань-Томской складчатой зоны и южной части Западно-Сибирской плиты. 1985. НТГФ.

**Валуев А. В., Нечаев В. В.** Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Егорьевского золотоносного района: Отчет Салаирской партии по результатам геологического доизучения площади м-ба 1 : 50 000, проведенного в 1987–1996 гг. Листы N-44-60-Б, N-45-37-В, N-45-49-А,Б. 1995. НТГФ.

**Васютинская Т. Ф., Кутолин В. А., Михайловский Д. В. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-44-XII: Окончательный геол. отчет Обской партии по работам 1956–1958 гг. 1959. НТГФ.

**Вериго Е. К., Жуковский В. А., Карпицкий И. П.** Отчет о разведке минеральных радоновых вод Южно-Колыванского месторождения в Колыванском районе Новосибирской области для обоснования санатория в окрестностях Новосибирска. 1978. НТГФ.

**Гилев А. А., Брюзгин Л. А., Быстрова Г. Е. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части Колывань-Томской складчатой зоны: Отчет Ташаринской ГСП о результатах ГГС м-ба 1 : 50 000 на площади листов N-44-12-В,Г; N-23-А,Б,В-а,б,г; N-24-А,Б,В, проведенной в 1981–1988 гг. Новосибирск, 1988. (ПГО “Новосибирскгеология”).

**Глотов А. И.** Никеленосная пикрит-долеритовая формация Новосибирского Приобья: Дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1984. НТГФ.

**Голодняк Г. Г.** Ревизия и доразведка Евсинского месторождения (Южный участок) тугоплавких глин с подсчетом запасов. Новосибирск, 1988.

**Голошейкин Б. В., Куфарева М. А., Хубльдинов Г. И.** Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-37-Г: Отчет Верх-Коурацкой ГСП по работам 1957–1960 гг. в северо-западной части Салаира. 1962. НТГФ.

**Домникова Е. И., Большаков Э. И., Мисюк В. Д.** Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-44-XVIII: Окончательный геол. отчет Огневской партии по работам 1959–1960 гг. 1961. НТГФ.

**Домникова Е. И., Иванова Т. С., Трутнева Л. Н.** Материалы к государственному геологической и гидрогеологической картам СССР м-ба 1 : 200 000. Сер. Кулундинско-Барабинская, лист N-44-XVI. 1969. НТГФ.

**Казеннов А. И.** Нижний карбон северо-восточной части Горловского каменноугольного бассейна: Дис. ...канд. геол.-мин. наук. 1973. НТГФ.

**Казеннов А. И. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части Горловского каменноугольного бассейна и его обрамления: Отчет Горловской партии по результатам опытно-производственной групповой геологической съемки м-ба 1 : 50 000. Новосибирск, 1978.

**Казеннов А. И., Исайкина Н. С., Неволько А. И.** Стратиграфия, литология отложения верхнего девона и карбона Колывань-Томской складчатой зоны: Отчет по теме 16/28 “Разработка детальной стратиграфической схемы расчленения отложений D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> Колывань-Томской складчатой зоны” для легенды к картам м-ба 1 : 50 000. 1982. НТГФ.

**Колпакова Р. Ф., Вавилихин Г. А., Шеходанов В. И.** Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-VII: Отчет Тогучинской геолого-съемочной партии по работам 1960–1961 гг. 1962. НТГФ.

**Коробейников В. П., Исаков В. М., Морсин П. И., Сурков В. С.** Разработка принципов районирования по типам современной структуры земной коры для территории Сибири: Отчет СНИИГГиМСа. Новосибирск, 1984. 213 с.

**Курганов Г. А., Дергачев В. Б., Нешумаева К. Д. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов N-45-50-Б и N-45-50-Г: Отчет Полдневской ГСП по работам 1965–1969 гг. в Северо-Западном Салаире. 1969. НТГФ.

**Лапа А. М., Быстрова Г. Е., Козлова В. М., Калинина Л. М.** Отчет Ташаринской партии о результатах поисков углей в Доронинской впадине Кузбасса. 1989. НТГФ.

**Лапа А. М., Гилев А. А., Петрова М. Н. и др.** Отчет о результатах общих поисков медно-никелевого оруденения на Ташаринско-Шумихинской площади и детальных поисков на Седово-Займском участке в центральной части Колывань-Томской складчатой зоны. 1986. НТГФ.

**Мареев С. К., Курбангалеева Х. Ш., Козлова В. М. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые площади листов N-45-37-Б и N-45-38-В: Отчет Старогутовской геолого-съемочной партии по работам 1969–1975 гг. 1976. НТГФ.

**Мисюк В. Д., Казеннов А. И., Большаков Э. И. и др.** Геологическое строение, полезные ископаемые и подземные воды листа N-44-XVII: Окончательный отчет Верх-Ирменской партии по работам 1962–1963 гг. 1964. НТГФ.

**Нечаев В. В., Копылова Ю. Г., Неволько А. И.** Геологическое строение и полезные ископаемые Егорьевского золотоносного района: Отчет Салаирской партии по результатам глубинного геологического картирования м-ба 1 : 50 000 в 1983–1988 гг. 1988. НТГФ.

**Петренко Н. Л., Терехов В. Н. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-44-22-Б,Г и N-44-23-В: Отчет Чаусского участка геолого-съемочной партии о результатах ГГК м-ба 1 : 50 000 за 1977–1982 гг. Новосибирск, 1982. НГПЭ.

**Свиридов В. Г., Дергачев В. Б. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-45-XIII: Окончательный отчет Маслянинской партии по работам 1961–1963 гг. 1964. НТГФ.

**Свиридов В. Г.** Составление сводной геологической карты северо-западной части Салаира в м-бе 1 : 50 000 (без покрова рыхлых кайнозойских отложений): Отчет по теме 17/22. 1981. НТГФ.

**Снежко Б. А.** Карта магматических комплексов Салаира. 1987. ЗСТФ.

**Сперанский Б. Ф.** Геологический очерк по Салаирскому кряжу. 1935. НТГФ.

**Токарев В. Н., Скурихин В. С., Котик А. В. и др.** Геологическое строение и полезные ископаемые Южного Присалаирья: Отчет Кузбасской партии о работах по ГДП-50 листов N-45-100-Б,Г и N-45-113-А. 1995. ЗСТФ.

**Ярославцева Е. М.** Геологическое строение и полезные ископаемые листов N-45-64-В,Г и N-45-76-А,Б,В: Отчет Аламбайского отряда Салаирской партии по ГДП-50. 1995. ЗСТФ.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|                                                                            |     |
|----------------------------------------------------------------------------|-----|
| ПРЕДИСЛОВИЕ.....                                                           | 3   |
| I. СТРАТИГРАФИЯ.....                                                       | 7   |
| I.1. Палеозой северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области..... | 9   |
| I.1.1. Палеозой Северо-Западного Салаира.....                              | 11  |
| I.1.2. Колывань-Томская складчатая зона.....                               | 24  |
| I.1.3. Горловский угленосный бассейн.....                                  | 31  |
| I.1.4. Инской залив Кузбасса.....                                          | 38  |
| I.2. Палеозой Западно-Сибирской плиты.....                                 | 45  |
| I.2.1. Кембрийская система.....                                            | 50  |
| I.2.2. Ордовикская система.....                                            | 51  |
| I.2.3. Силурийская система.....                                            | 52  |
| I.2.4. Девонская система.....                                              | 53  |
| I.2.5. Каменноугольная система.....                                        | 59  |
| I.2.6. Пермская система.....                                               | 63  |
| I.3. Мезозой и кайнозой южной части Западно-Сибирской плиты.....           | 64  |
| I.3.1. Триасовая система.....                                              | 65  |
| I.3.2. Юрская система.....                                                 | 66  |
| I.3.3. Верхний отдел юрской—нижняя часть меловой системы.....              | 71  |
| I.3.4. Меловая система.....                                                | 72  |
| I.3.5. Палеогеновая система.....                                           | 76  |
| I.3.6. Неогеновая система.....                                             | 80  |
| I.3.7. Четвертичная система.....                                           | 84  |
| II. МАГМАТИЗМ ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ.....                                     | 89  |
| II.1. Салаир и Колывань-Томская складчатая зона.....                       | —   |
| II.1.1. Салаирский кряж.....                                               | 90  |
| II.1.2. Колывань-Томская складчатая зона.....                              | 116 |
| II.2. Юго-восток Западно-Сибирской плиты.....                              | 121 |
| II.2.1. Гранитоидная серия.....                                            | 122 |
| II.2.2. Базит-ультрамафическая серия.....                                  | 129 |
| II.2.3. Вулканогенные породы.....                                          | 130 |
| II.2.4. Вулканиды трапповой формации.....                                  | 138 |
| II.2.5. Субвулканические породы трапповой формации.....                    | 145 |

|                                                                                 |     |
|---------------------------------------------------------------------------------|-----|
| III. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮЖНОЙ<br>ЧАСТЕЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ..... | 147 |
| III.1. Сибирская платформа .....                                                | —   |
| III.2. Ангара-Тунгусская переходная зона .....                                  | —   |
| III.3. Покровно-складчатые системы Урало-Монгольского пояса ...                 | —   |
| III.3.1. Рифейская (байкальская) система .....                                  | —   |
| III.3.2. Раннекаледонская (салаирская) система .....                            | 149 |
| III.3.3. Каледонская система .....                                              | 152 |
| III.3.4. Герцинская система .....                                               | 158 |
| III.4. Триасовая рифтовая система .....                                         | 160 |
| III.5. Мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты ..                 | 161 |
| IV. КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ .....                                                     | 162 |
| IV.1. Предпосылки корообразования .....                                         | 164 |
| IV.2. Коры выветривания юга Западно-Сибирской плиты .....                       | 167 |
| IV.2.1. Коры выветривания на породах фундамента .....                           | 168 |
| IV.2.2. Коры выветривания на породах осадочного чехла .....                     | 171 |
| IV.2.3. Неозлювиальные коры выветривания .....                                  | 174 |
| IV.3. Колывань-Томская складчатая зона .....                                    | 176 |
| IV.4. Салаирский кряж .....                                                     | 186 |
| IV.4.1. Распространенность кор выветривания .....                               | 187 |
| IV.4.2. Геологическое строение кор выветривания .....                           | 193 |
| IV.4.3. Минеральный состав кор выветривания .....                               | 197 |
| IV.5. К вопросу об эпохах и условиях корообразования .....                      | 203 |
| IV.5.1. Основные этапы развития кор выветривания .....                          | —   |
| IV.5.2. Генетическая модель корообразования .....                               | 207 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....                                                                | 215 |
| ЛИТЕРАТУРА .....                                                                | 217 |
| Неопубликованные работы .....                                                   | 225 |

Научное издание

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ  
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Том I. Геологическое строение

Научные редакторы:

чл.-кор. РАН Александр Васильевич Каныгин

канд. геол.-мин. наук Всеволод Григорьевич Свиридов

Утверждено к печати

ОАО "Новосибирскгеология"

Редактор *З. В. Белоусова*

Художник обложки *В. И. Шумаков*

Художественный редактор *О. М. Вараксина*

Технический редактор *О. М. Вараксина*

Корректор *И. А. Абрамова*

Оператор электронной верстки *В. Д. Ахметова*

---

ЛР № 020909 от 01.09.94. Подписано к печати 15.12.98. Формат 70×100/16. Печать офсетная.  
Бумага офсетная. Усл. печ. л. 19,5. Уч.-изд. л. 18,6. Тираж 500 экз. Заказ № 165

---

Издательство СО РАН, НИЦ ОИГГМ  
630090, Новосибирск, 90, просп. акад. В. А. Коптюга, 3