

Академия наук СССР

# ДРЕВНИЙ КАРСТ И ЕГО РОССЫПНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КОМПЛЕКСНЫЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

# ДРЕВНИЙ КАРСТ И ЕГО РОССЫПНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ

Ответственный редактор  
академик Н.А. ШИЛО

4311



МОСКВА  
"НАУКА"  
1985



Прокочук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П., Шофман И.Л. Древний карст и его россыпная минерагения. М.: Наука, 1985.

На основании анализа обширного материала по древнему карсту и связанных с ним россыпей различных полезных ископаемых на территории СССР (Урал, Сибирь) и зарубежных стран (Африка, Юго-Восточная Азия) рассмотрена роль древнего карста в качестве специфического коллектора россыпных концентраций полезных компонентов. Показано, что данный тип россыпных объектов характеризуется своеобразием формирования и распределения россыпеобразующих компонентов, которые резко отличаются в пределах платформенных и складчатых областей. На основании выявленных закономерностей разработана классификация россыпей полезных ископаемых в древнем карсте, методика их изучения и критерии поисков.

Ил. 62. Табл. 17. Библиогр. 98 назв.

Рецензенты

С.С. ГОРОХОВ, Ю.М. ДАУЕВ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В учении о россыпях полезных ископаемых очень интересной и важной в практическом отношении является проблема минерагении терригенных отложений в древнем карсте. С ним связаны россыпи золота, платины, касситерита и ряда других минералов. Несмотря на широкое развитие карста в различных геоструктурных обстановках земного шара и приуроченных к нему россыпей разнообразных полезных ископаемых, работ, посвященных вопросам россыпеобразования в карсте, очень мало.

Это объясняется тем, что указанная проблема находится на стыке карстоведения и учения о россыпях. Ее решение стало возможным в последние годы, когда появились объекты для детального и всестороннего изучения процессов карсто- и россыпеобразования в их взаимосвязи.

На одном из объектов авторами с помощью комплекса разнообразных методов показано, что карстовые россыпи характеризуются специфическими особенностями, позволяющими рассматривать их как самостоятельный тип месторождений, связанных с терригенными формациями широкого возрастного диапазона. Авторам книги использован обширный материал по отдельным регионам Сибири, Уралу, а также данные по зарубежным месторождениям, где карст формировался в разных структурных и климатических условиях, а выполняющие его продуктивные отложения представлены различными генетическими типами.

Приведено сравнение минерагении карста на платформах и в складчатых областях, где процессы карстообразования протекают наиболее контрастно.

Россыпи в древнем карсте отличаются своеобразием формирования и распределения полезных минералов. С учетом этих особенностей разработана новая классификация "карстовых" россыпей, предложены методы их изучения и комплекс критериев прогнозирования.

*Н. А. Шило*

## ВВЕДЕНИЕ

Россыпная минерагения терригенных формаций в настоящее время разработана достаточно хорошо. Об этом свидетельствуют работы Ю.А. Билибина [11], И.С. Рожкова [60], Н.А. Шило [91], Г.В. Нестеренко [49], Б.И. Прокопчука [55], Ю.П. Казакевич [29] и др. Наиболее современные взгляды по этой проблеме изложены в последней монографии Н.А. Шило [91], в которой четко очерчена универсальная схема россыпеобразующего процесса и особенности динамики россыпеобразования в континентальном и морском литогенезе.

Однако проблема минерагении карста изучена недостаточно. Слабо исследованы общие закономерности развития процессов россыпеобразования в карсте, особенности их проявления на платформах и в пределах складчатых областей. В известных классификациях рассматриваемые объекты, разнообразные по генезису и литолого-фациальному составу, объединяются под общим названием "карстовые россыпи", в которых учитывается только их морфологический облик [9, 55, 60].

Между тем закарстованные породы занимают огромные площади на территории нашей страны и за рубежом. С карстом связаны разнообразные полезные ископаемые, в том числе россыпи золота, платины, алмазов, олова, драгоценных камней и др. Среди них есть крупнейшие в мире месторождения, такие как оловоносные россыпи Юго-Восточной Азии и россыпи алмазов Африки.

Авторы настоящей работы на протяжении последних лет занимались изучением россыпной минерагении древнего карста. Был проанализирован и обобщен имеющийся материал по россыпям карстового типа в разных регионах Советского Союза и зарубежных стран. На эталонном объекте, расположенном на севере Сибирской платформы, в течение ряда лет проводились работы, включающие изучение строения и состава карбонатного субстрата, палеогеоморфологический анализ карстовых форм, исследование литологии, минералогии и геохимии карствыполняющих отложений, особенностей локализации в них полезных минералов. В итоге этих работ были выявлены теоретические предпосылки россыпной минерагении в условиях карста, разработаны практические рекомендации по прогнозу и поискам указанных объектов.

В начале работы рассмотрено состояние проблемы россыпной минерагении древнего карста. Здесь излагаются общие вопросы карстообразования и предлагаются теоретические модели формирования россыпей в карстовых депрессиях разного типа.

Основные разделы монографии посвящены древнему карсту и его россыпной минерагении в складчатых и платформенных областях. В ка-

честве примера этого явления для складчатых систем приводится Уральская россыпная провинция, а для платформенных областей Африкано-Аравийская и Сибирская платформы. По первым двум регионам обобщен и критически проанализирован имеющийся опубликованный материал. Что касается Сибирской платформы, то этот объект используется как полигон для разработки и комплексного применения разнообразных методик. Поскольку здесь использованы оригинальные материалы авторов, этот раздел занимает важную и большую часть рассматриваемой работы.

Заключительные разделы посвящены общим закономерностям россыпной минерации древнего карста и вопросам типизации россыпных объектов.

Конечно, авторы сознают, что приведенная картина россыпной минерации в условиях древнего карста является первой попыткой систематизировать имевшиеся по этому вопросу сведения и создать принципиальную схему указанных процессов. В силу сложности и многообразия описанных природных явлений некоторые изложенные в книге положения требуют уточнения и дополнительного обоснования. Поэтому авторы будут благодарны всем, кто выскажет свои замечания по рассмотренной проблеме.

Работа выполнена в Центральном научно-исследовательском геологоразведочном институте цветных и благородных металлов, где проведены и основные виды аналитических исследований.

## СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ РОССЫПНОЙ МИНЕРАГЕНИИ ДРЕВНЕГО КАРСТА

В настоящем разделе рассмотрены вопросы теории карстообразования, возможные модели формирования россыпей в карстовых полостях, а также приводятся общие сведения о минерагении древнего карста в различных регионах земного шара.

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ КАРСТООБРАЗОВАНИЯ

Прежде чем рассматривать вопросы, связанные с минерагенией древнего карста, следует остановиться на общих вопросах теории карстообразования.

Д.С. Соколов [72, с. 26], дает следующее определение: "Карст есть процесс разрушения и уничтожения проницаемых растворимых горных пород посредством главным образом выщелачивания их движущимися водами. Карст проявляется в образовании различных подземных полостей и отрицательных форм рельефа, приуроченных к самим растворимым породам, а также к нерастворимым породам, залегающим над карстованными толщами". Из приведенного определения следует, что сущность карста как геологического явления заключается в растворении пород движущимися водами. Следовательно, необходимые условия развития карста — наличие растворимых горных пород, их водопроницаемость, движущиеся воды и их растворяющая способность, вынос продуктов растворения.

Руководствуясь этими положениями, рассмотрим конкретные геологические ситуации, в которых перечисленные выше условия могут быть реализованы. По типу растворимых пород выделяются карбонатный, гипсовый и соляной карст. Поскольку все примеры россыпных месторождений в карсте связаны с карбонатными толщами, то основные факторы карстообразования разберем применительно к этим породам.

Особенно важным представляется вопрос о характере карстования доломитов и известняков. Многочисленные исследования в этой области показывают, что соотношение растворимости доломита и кальцита (соответственно доломитов и известняков) может меняться в зависимости от конкретных гидрохимических и термодинамических условий. Растворимость кальцита литологически однородных, химически чистых пород несколько (на 3—5%) выше, чем растворимость доломита. Присутствие в растворах иона  $SO_4$  (за счет состава самих вод или за счет примеси ангидрида  $CaSO_4$  или гипса  $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ) меняет это соотношение на обратное [72]. Однако в реальных природных условиях степень карстования доломитов и известняков зависит не столько от

растворимости чистых доломита и кальцита, сколько от их литологической однородности. Присутствие глинистых и мергелистых прослоев в карбонатных толщах, при разрушении которых в большом количестве накапливается глинистое вещество, коагулирующее трещины и препятствующее циркуляции вод, является неблагоприятным фактором карстообразования. Кроме глины, к примесям, затрудняющим процесс карстования, относится битуминозное вещество, которое вместе с глиной в процессе выщелачивания породы покрывает поверхности кристаллов коллоидными пленками, препятствующими дальнейшему растворению минералов. Именно поэтому глинистые и битуминозные разности карбонатных пород характеризуются относительно меньшей закарстованностью. В районах же, где известняки содержат 20—30% примеси алюмосиликатов, карст, как правило, совершенно не проявляется [77]. В силу особенностей карбонатного седиментогенеза, как будет показано ниже, известняковые толщи обогащены глинистыми и битуминозными примесями по сравнению с доломитами, и поэтому при прочих равных условиях процессы карстообразования в них проявляются менее интенсивно.

Проницаемость карстуемых горных пород зависит от их трещиноватости и пористости. Трещиноватость — одно из основных условий развития карста. Большое значение при этом приобретает степень раскрытия трещин. Различают следующие основные генетические типы трещин: литогенетические, тектонические, трещины разгрузки и выветривания [72]. Наибольшую роль в водопроницаемости горных пород играют тектонические трещины, имеющие повсеместное распространение. Они глубоко проникают в толщу пород и характеризуются большой выдержанностью. Это, в свою очередь, определяет просачивание атмосферных и поверхностных вод в глубь карстующихся пород, гидравлическую связь между отдельными водоносными горизонтами и активное развитие карстовых процессов.

Пористость карстующихся пород имеет разное происхождение. Различают первичную и вторичную пористость. Первичная возникает в породе во время седиментации и диагенеза, а вторичная — во время эпигенеза. Среди карстующихся пород наименьшей пористостью характеризуются галогенные породы, хемогенные известняки и мраморы. Наиболее широко пористость проявлена в органогенных известняках и рифовых доломитах, она достигает в отдельных случаях десятков процентов.

Показателем растворяющей способности вод служит их химическая агрессивность, выражающаяся концентрацией ионов  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{SO}_4$  (в среднем в атмосферных водах 32,6 мг/л). Кроме этого показателя, растворяющая способность природных вод определяется емкостью растворителя (дефицит насыщения, в нашем случае карбонатной емкостью). Карбонатная емкость связана с содержанием агрессивной углекислоты в данной водной среде и составляет 50—60 мг/л [72].

Проницаемость и скорость инфильтрации природных реакционно-способных вод зависят от продолжительности контактирования агента и растворяемого субстрата. Продолжительностью этого взаимодействия определяется интенсивность растворения карстующихся пород. Роль

данного фактора, в свою очередь, связана с климатом (количество и режим выпадаемых осадков) и рельефом (скорость стока атмосферных вод). Наиболее благоприятен для процессов карстообразования гумидный теплый и жаркий климат. Достаточно интенсивно карстообразование может идти и в условиях семиаридного климата [84]. Продолжительность инфильтрации реакционноспособных атмосферных вод зависит от уклона поверхности и степени ее расчлененности, определяющей базис эрозии. Как показали специальные исследования [22, 36], карстование карбонатных пород на водораздельных пространствах идет в более широких масштабах, чем на склонах и придолинных участках. Глубина инфильтрации определяется уровнем грунтовых вод, связанным с базисом эрозии. Отсюда в геоморфологическом отношении благоприятными для карстообразования оказываются территории, представляющие широкое слабо расчлененное плато, ограниченное достаточно глубокими эрозионными долинами. Карстование осуществляется в наземных условиях при достаточном водообмене и инфильтрации горных пород. В реальных геологических обстановках таким требованиям отвечают периоды пенепленизации территории, этапы континентального осадконакопления в условиях влажного или периодически влажного климата. Как известно, в геологической истории такие условия соответствуют этапам широкого развития площадных кор выветривания. Устанавливается тесная связь между этими двумя природными явлениями: "... мощная кора выветривания требует для своего формирования тех же условий, которые необходимы для развития глубокого карста" [33, с. 142]. Этот вывод позволяет выявить в процессе геологического развития территории главные этапы карстообразования.

Поскольку в настоящей монографии рассматриваются вопросы россыпной минерагении в древнем карсте, необходимо остановиться на этом понятии. Под древним карстом мы понимаем процесс выщелачивания горных пород, который происходил и завершил свое развитие в прошлом (до голоцена). При изучении древнего карста следует учитывать стадийность процессов карстообразования. Начальными стадиями его проявления следует считать, как показано Д.С. Соколовым [72], образование каверн, далее брекчиевидных текстур, затем доломитовой муки в карстующихся породах. К заключительным стадиям карстования относится возникновение коррозионных и эрозионно-коррозионных полостей и заполнение их терригенными породами. В силу тех или иных обстоятельств, связанных с историей геологического развития территории распространения карбонатных отложений, процессы карстообразования могут приостановиться на различных этапах. Поэтому в ископаемое состояние перейдут достаточно разнообразные формы карста и карствыполняющих отложений. Здесь нужно иметь в виду, что только подземные карстовые полости, законсервированные в пределах карстующегося массива, окажутся в ископаемом состоянии практически без изменения, оставаясь незаполненными карстовыми коллекторами. Все формы открытого карста переходят в ископаемое состояние, будучи заполненными карствыполняющими отложениями. Перекрывающие карстовые формы толщи могут достигать значительной мощности, поэтому древний карст, как правило, не выражен в

рельефе. Таким образом, проявления древнего карста становятся естественными геологическими образованиями, сложенными разнообразными терригенными породами.

Особенности строения и состава карствыполняющих отложений отражают всю историю развития древнего карста, связанную с длительностью и многократностью процессов карстообразования. Прежде всего необходимо отметить ярусность карстовых процессов. Известным примером проявления карста на разных возрастных уровнях карбонатных пород может служить досреднеюрский карст Самарской Луки, где среди пермских отложений фиксируются два этапа карстообразования [72]. Из этого же примера следует, что в течение геологической истории региона условия для карстования менялись. Периоды морского осадконакопления сменялись континентальными режимами, обусловленными разноамплитудными поднятиями. Поскольку амплитуда поднятий была разной, варьировали и уровни базиса карстования, а значит и различную глубину имели карстовые воронки разновозрастных этапов.

Наряду с неодинаковой глубинностью форм древнего карста имеют место и различия в их размерах по вертикали в зависимости от величины денудационного среза. Проявление после формирования карста и заполняющих его отложений новых разноамплитудных поднятий приводит к различным денудационным срезам разновозрастных карстовых полостей с выполняющими их отложениями. При этом даже среди разновозрастных карстовых коллекторов, расположенных в пределах разных блоков, величина денудационного среза будет различной.

При установлении величины денудационного среза древних карстовых форм необходимо выяснить, к какой части общего разреза карствыполняющих отложений принадлежат породы, сохранившиеся в воронках после их денудации. Решение этого вопроса базируется на анализе ритмичности карствыполняющих отложений, выделении в их разрезе седиментационных циклов. Как показано ниже, заполнение карстовых полостей происходит в значительные интервалы геологического времени (1—3 млн. лет), в течение которых условия седиментации периодически повторяются. В ряде случаев смена субаквальных условий осадконакопления резко континентальными сопровождается почти полным осушением бассейнов и образованием оползнево-обвальных отложений, разделяющих седиментационные циклы.

Изменение структурного плана территории карстового массива в ходе его геологической истории, естественно, приводит к смене областей сноса и аккумуляции. Такие изменения чутко отражаются в смене состава крупнообломочного материала карствыполняющих отложений.

Итак, характерными чертами древнего карста и выполняющих его отложений являются следующие.

1. Ярусность в размещении карстовых форм.
2. Наличие нескольких уровней базиса карстования, определяющих глубину карстовых депрессий.
3. Разный денудационный срез.

4. Продолжительность формирования карствыполняющих отложений, зафиксированная в циклическом строении разрезов.

5. Смена питающих провинций по времени, отраженная в эволюции вещественного состава пород — заполнителей карста.

#### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ В КАРСТЕ

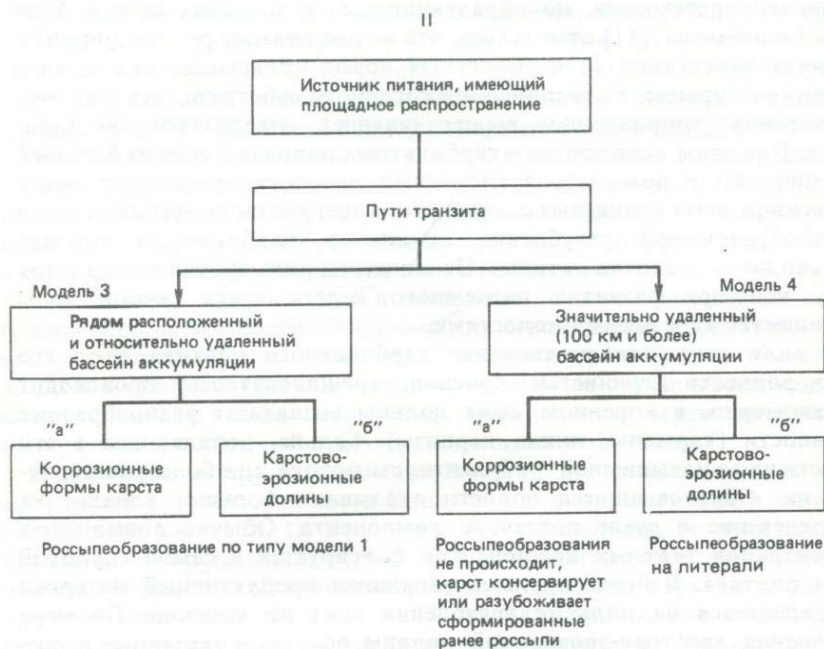
Проблема россыпной минерации в условиях карста — малоисследованная область геологии россыпей. Между тем в нашей стране известны россыпи, локализованные в пределах погребенных карстовых депрессий на Среднем и Северном Урале (подробно рассмотрены в соответствующем разделе) и некоторых районах Сибири. Эксплуатируются россыпи алмазов, локализованных в карстово-эрозионных долинах района Лихтенбург (Южная Африка) и в карстовых воронках, заполненных вторичной брекчией кимберлитов района Бакванги (Центральная Африка). Известны уникальные по богатству россыпи во Вьетнаме и Китае. Как будет показано в соответствующих разделах монографии, приведенные примеры являются лишь отдельными случаями в многовариантной системе карст—россыпь.

Многовариантность этой системы обусловлена разными типами источников, поставляющих в карстовые полости полезные минералы, а также разнообразием условий осадконакопления и россыпеобразования в карсте.

Разберем два основных случая: I — поставщиком полезных минералов является локальный источник; II — поставщик полезных минералов имеет широкое площадное распространение. В обоих случаях, кроме богатства самих источников, их размеров и степени денудации, большое значение для россыпеобразования будут иметь их удаленность от бассейнов аккумуляции и особенности осадконакопления в разных морфогенетических типах карстовых форм. Различное сочетание перечисленных факторов определяет разнообразие возможных моделей россыпеобразования в карсте.

Модель I — локальный источник расположен близко к карстовым формам, в которых формируется россыпь (табл. 1). Здесь может быть два варианта. При варианте "а" полезные минералы транспортируются в коррозионные формы карста. Транзит осуществляется путем делювиального сноса элювиального материала или перемещения его в карстовые полости по системам коротких логов. Очевидно, что при этом значительного обогащения полезным компонентом терригенных отложений при их транзите не происходит. Мало благоприятны для россыпеобразования и условия аккумуляции в карстовых полостях коррозионного типа. Это или "открытые" воронки, куда продуктивный материал поступает в виде оползнево-обвальных масс, или карстовые котловины, заполненные озерными водоемами. Акватория таких озер обычно невелика, волно-прибойная деятельность протекает слабо, поэтому сепарация полезных минералов в прибрежной зоне осуществляется в небольших масштабах. В местах впадения логов формируются конусы выноса, сложенные плохо сортированными пролювиальными осадками. Такие конусы могут постепенно про-

Таблица I  
 Модели россыпеобразования в карстовых формах



двигаться от береговой зоны к центру карстовых котловин. При этом грубозернистый пролювий перекрывает тонкие озерные отложения. Последовательное поступление новых порций рыхлой массы приводит к тому, что в разрезе карствыполняющих отложений ритмично чередуются обогащенные полезными минералами грубозернистые прослойки, разделенные слабо продуктивными отложениями.

При варианте "б" в модели 1 локальный источник расположен близко к карстово-эрозионной долине. Условия россыпеобразования становятся более благоприятными, чем в варианте "а", поскольку в аллювиальных условиях начинается переработка продуктивного материала. Однако значительной сортировки и обогащения отложений полезными минералами не происходит, так как в долину поступают все новые порции рыхлых отложений со склонов. Таким образом, модель характеризует условия формирования, типичные для россыпей ближнего сноса, в которых богатство продуктивных отложений определяется главным образом содержанием полезных минералов в питающем источнике.

Активное россыпеобразование может происходить на участках карстово-эрозионных долин, расположенных в некотором удалении от локального источника питания Модель 2. Во время продолжительного аллювиального транзита протекают известные для этих условий [11, 12] процессы гидродинамической сепарации, ведущие к образованию аллювиальных россыпей. Практически здесь мы имеем дело с долинными россыпями, но образующимися в условиях карста. Еще Ю.А. Билибиным [11] отмечалось, что формирование речной долины в условиях карстующихся карбонатных пород происходит как за счет эрозии (растирание, выкрашивание) коренного субстрата, так и за счет растворения (коррозионное выщелачивание) известняков и доломитов. При этом, если эрозия в карбонатных породах в силу их большей пластичности и присутствия глинистых прослоев происходит менее интенсивно, чем в глинистых сланцах, то за счет растворения (собственно карстообразование) углубление долины в карбонатном плотике происходит достаточно активно. На снижение роли эрозии влияет и тот факт, что при развитии подземного карста часть речной воды поглощается карстовыми полостями.

В силу того что растворение карбонатного плотика из-за его неоднородности (глинистые прослои, трещиноватость) происходит неравномерно, в коренном ложе долины возникают разнообразные неровности (карманы, ниши, карнизы). Галька, попадающая в эти полости из-за повышенной турбулентности потока, еще более расщерливает их. Образовавшиеся полости оказывают большое влияние на распределение в русле полезного компонента. Обычно повышенная концентрация тяжелых компонентов фиксируется в самой глубокой части плотика. В более крупных западинах продуктивный материал распределяется на подъеме углубления вниз по течению. По мере заполнения карстово-эрозионной долины осадками указанные неровности плотика постепенно закрываются. В результате обогащенные полезным компонентом углубления разделяются обедненными и пустыми участками, приуроченными к выступам плотика.

При синхронном развитии карстовых и эрозионных процессов карстовые полости заполняются аллювиальным материалом по мере их роста. Таким образом могут создаваться чрезвычайно глубокие депрессии (превышающие 100—120 м), в которых залегают продуктивные осадки. Аккумуляция их происходит по типу констративного аллювия. Связанные с ним россыпи характеризуются растянутым по вертикали пластом.

Асинхронное заполнение карстовых форм в условиях эрозионной долины может иметь место в случае распространения подземных карстовых полостей. В процессе развития эрозионно-карстовой долины присутствие в ее днище подземных камер может привести к провалам. Обрушение ведет к смещению аллювия и материала стенок камеры и, следовательно, к разубоживанию концентрации полезного компонента. Попавший в провал аллювий, обогащенный глинисто-карбонатным веществом, поступает в систему подземного транзита. При этом можно представить, что галечная фракция в подавляющей массе останется в начале подземного канала в районе провала, а в подземном транзите будет участвовать мелкозернистая фракция. Таким образом, наиболее крупные частички россыпных минералов будут сосредоточены среди крупнообломочной обвальной массы, а более мелкая (песчано-алевритовая) составляющая начнет мигрировать в подземном стоке, образуя широкий шлейф россыпеобразующих минералов.

Вскрытие эрозией подземных карстовых камер может привести к исчезновению поверхностного водотока и формированию "слепых" рек.

Подобные системы характерны для районов развития карста. Насколько интервалы "исчезнувшей части" реки благоприятны для россыпеобразования зависит от особенностей геологического строения "слепого" участка. Широкий размер поноры, позволяющий проникать в подземную магистраль галечной фракции, крутой уклон "слепого" ложа создают условия миграции обломочного материала и сепарации полезного вещества, аналогичные с наземным аллювием. По-видимому, гидродинамическая дифференциация здесь будет происходить менее полно, так как масса глинистого вещества "доломитовой муки" будет препятствовать перемещению и обломков, и зерен россыпных минералов. Еще менее благоприятными для перемещения продуктивного терригенного материала являются подземные магистрали с пологим уклоном и обилием глинистого вещества. В этом случае может иметь место попадание лишь отдельных минеральных зерен полезных компонентов в глинистый субстрат подземных водотоков.

Рассмотрим теперь второй случай, когда поставщиком полезных минералов в карстовые полости является источник, имеющий площадное развитие (см. табл. 1). Это может быть, например, источник типа вкрапленного оруденения, серии жил или терригенные рудоносные комплексы. Если такой источник расположен вблизи карстовых форм коррозийного типа (Модель 3, вариант "а"), то значительного обогащения полезными минералами при транзите и аккумуляции в карстовых воронках не происходит. Поэтому приуроченные к ним россыпи по концентрации полезных минералов близки к таковым в питающем источнике. Более благоприятен для россыпеобразования

вариант "б" (модель 3), при котором источник, имеющий площадное распространение, размывается карстово-эрозионной долиной. При этом осуществляется подпитка продуктивным материалом на всем протяжении формирующейся россыпи.

В условиях аллювиальной аккумуляции происходит активная переработка терригенных осадков. В результате в пределах карстово-эрозионной долины возникают струйчатые концентрации полезных минералов.

Рассмотрев модели россыпеобразования в карстовых коллекторах в условиях литогенеза, осуществляемого во внутренних бассейнах осадконакопления (озера, болота, речные долины), необходимо остановиться на возможных процессах россыпеобразования в карстовых коллекторах в условиях прибрежно-морской зоны седиментогенеза (модель 4). С позиции общей теории россыпеобразования данная область представляет собой конечные бассейны осадконакопления, в которых формируются преимущественно россыпи дальнего сноса [55].

По классификации Н.А. Шило [91], эти россыпи относятся к литоральным, специфика их образования связана с тем, что они возникают на границе смены типов литогенеза: континентального морским. Для рассматриваемого нами случая важно, что основная масса продуктивного вещества поступает в зону литорали в процессе аллювиального сноса обломочных пород с континентов, поэтому здесь образуются россыпи подвижных минералов (и тонкая фракция мелко-подвижных), которые легко транспортируются речными потоками [91]. Следовательно, они являются типичными россыпями дальнего сноса с характерным составом полезных минералов (касситерит, циркон, ильменит, рутил, монацит, алмазы). Образование накоплений этих аллохтонных минералов осуществляется за счет гидродинамической сепарации в процессе колебательных возвратно-поступательных движений водной среды в волно-прибойной зоне. При интенсивном волнении происходит размыв пляжевых отложений, а в спокойных условиях — аккумуляция осадков. В результате такого характера движений россыпеобразующие тяжелые минералы размещаются в виде маломощных прослоек, полого наклонных в сторону моря.

В модели карст-литоральная аккумуляция (М о д е л ь 4, вариант "а") представляется возможным случай, когда осадки пляжа, заключающие россыпи полезных ископаемых, формируются на закарстованных карбонатных породах. Тогда в процессе развития подземного карста могут произойти обвалы и обрушение части продуктивных пляжевых отложений в карстовые полости, а часть воронок будет заключать продуктивные пляжевые осадки. В последующем они могут быть засыпаны с бортов воронки более поздними прибрежно-морскими обвальными отложениями, а в случае регрессии моря — новыми порциями континентальных накоплений. Таким образом, в данном варианте в карстовых полостях происходит консервация россыпей или их последующее разубоживание.

При затоплении наступающим морем (модель 4, вариант "б") карстово-эрозионной долины легко представить, что при захоронении данной формы в ископаемом состоянии будут проявлены по меньшей

мере два продуктивных уровня россыпезакрывающих отложений, **нижний**, представляющий аллювий периода континентального литогенеза на территории распространения карстово-эрозионных систем, в котором формирование россыпных концентраций происходило по гидродинамическим законам речного транзита, и **верхний**, сформированный пляжевыми осадками, являющимися продуктами гидродинамической сепарации возвратно-поступательных движений водной среды волно-прибойной зоны. Распределение в данных отложениях комплекса россыпеобразующих компонентов подчинено тем же закономерностям, которые характерны для литоральных россыпей [91] и были рассмотрены выше.

Приведенный анализ различных моделей системы "карст-россыпеобразования" — одна из попыток выделить основные аспекты взаимоотношений этих явлений и на этом основании определить ведущие закономерности образования россыпей в карстовых депрессиях.

Приведенные модели, очевидно, не исчерпывают многообразия, этого природного явления, и в процессе последующих исследований, вероятно, появляются новые формы рассмотренного взаимодействия. Кроме того, приведенные модели лишь в самых общих чертах описывают основные закономерности россыпеобразования в карсте. Особенности этого взаимодействия рассматриваются на конкретных примерах, анализируемых в последующих разделах книги.

#### ОБЗОР РОССЫПНОЙ МИНЕРАГЕНИИ ДРЕВНЕГО КАРСТА

На протяжении длительной геологической истории в пределах континентальной суши были образованы разновозрастные генерации карста, самые древние из которых относятся к докембрию [33, 34, 83]. Оценивая масштабы развития этого процесса в настоящем и прошлом, достаточно указать на то, что на земном шаре площадь, занятая карбонатными породами, составляет 40 млн. км<sup>2</sup>, гипсами и ангидридами — 7 млн. км<sup>2</sup>, каменной солью — 4 млн. км<sup>2</sup>. На территории СССР, равной 22 млн. км<sup>2</sup>, поверхность древнего глубинного и погребенного карста достигает 18 млн. км<sup>2</sup> [42].

Поскольку среди факторов, контролирующих размещение карста, одним из главных является тектонический, во многом определяющий обстановку накопления карстующихся пород, их мощности, залегание, степень дислоцированности и проницаемости, районирование карста часто производится на геотектонической основе [17, 42, 82, 83]. В этом случае выделяется карст складчатых сооружений и сопряженных с ними прогибов с дислоцированным карстующимся субстратом, а также карст платформ (почти горизонтальное залегание карстующихся пород платформенного чехла). В пределах этих крупных подразделений, отвечающих карстовым странам и провинциям, выделяются отдельные области, районы, участки. С ними связаны разнообразные полезные ископаемые — рудные (золото, марганец, никель, железо, бокситы и др.) и нерудные (фосфориты, огнеупорные и тугоплавкие глины, глинистые пигменты), включающие россыпи тяжелых минералов (золото, алмазы, касситерит, тантало-ниобаты, самоцветы и др.).

Ниже, используя принцип геотектонического районирования, рассмотрим имеющиеся сведения о россыпях, приуроченных к древним карстовым депрессиям. Здесь прежде всего следует отметить, что такие россыпи сосредоточены главным образом в пределах складчатых сооружений в строении которых принимают участие карбонатные породы, часто пространственно сопряженные или непосредственно вмещающие коренные источники полезных минералов. Наиболее ярким примером концентрации россыпей в карстовых полостях является Урал, где с ними связаны россыпи золота, платины, а также россыпи других минералов. В этом регионе главные эпохи карсто- и россыпеобразования падают на верхний мел и олигоцен. Россыпи, образованные за счет переработки продуктивных кор выветривания, приурочены к продольным эрозионно-структурным депрессиям, выполненным рыхлыми отложениями мезо-кайнозоя.

Россыпи золота, связанные с древним карстом, известны также в складчатом обрамлении юга Сибири: Енисейском кряже, Кузнецком Алатау и Горной Шории, Салаире, Восточном Саяне, Патомском нагорье.

Карстовая область Енисейского кряжа представляет собой низкие горы с абсолютными отметками 500—1000 м (в среднем 600—700 м). Облик современнолого рельефа определяется эрозионным расчленением мезозойских денудационных поверхностей, выработанных на складчатых структурах северо-западного простираения. Очертания кряжа совпадают с докембрийским мегаантиклинорием, в ядре которого обнажаются породы архея, а на крыльях — верхнепротерозойские и более молодые отложения. Частая перемежаемость литологически различных пород определила формирование вытянутых гряд и понижений, которые совпадают с выходами карбонатных и карбонатно-терригенных осадков или приурочены к областям наибольших опусканий (грабены, синклинали). Древний карст Енисейского кряжа был разнообразнее и развивался интенсивнее, чем современный. Здесь выделяется две зоны развития карста — центральная и восточная [12]. Первая занимает Татарский антиклинорий (Татарский, Муроджинский и Сулакшинский карстовые районы), ядро которого слагают карбонатные породы верхнего кембрия. Вторая зона охватывает восточные районы кряжа — Киргитинский и др. Карстующиеся карбонатные породы встречены в разрезах рифея, венда, и нижнего кембрия. Это доломиты, мраморы и мраморизованные известняки, суммарная поверхность которых достигает 6,4 тыс. км<sup>2</sup> [82].

Наиболее интенсивное развитие карстовых процессов падает на мел и палеоген, когда была сформирована продуктивная на бокситы муроджинская свита палеоцен-эоценового возраста [13]. Эти осадки выполняют долинообразные понижения и полости (воронки, котловины, щели, колодцы, шахты) глубиной до 200—250 м и площадью до 40000 м<sup>2</sup> [12]. Золотоносен неогеновый и четвертичный карст. На севере Енисейского кряжа неогеновые россыпи известны в Иочиминской депрессии и Дюбкошском грабене. На его северо-восточной окраине, сложенной терригенно-карбонатными породами нижнего кембрия, сохранились аллювиальные и аллювиально-делювиальные красноцветные золото-

носные отложения, выполняющие карстовые воронки. Последние выработаны в известняках, часто "нанизаны" на ограничивающие грабен разломы. В верховьях одного из ручьев отдельные воронки, сгруппированные в цепочки, достигают в поперечнике 300—400 м и имеют глубину 20—30 м [39]. Среди карствыполняющих отложений, общая мощность которых достигает 20 м, выделяются переотложенные продукты коры выветривания, аллювий, смытый с высоких террас, и ожелезненные породы из зоны разлома [78]. Сходные россыпи выявлены также в верховьях других ручьев. Все они приурочены к фрагментам древней речной сети, обнаруженным на водоразделах или высоких террасах с относительными превышениями 100—260 м [59].

Известны россыпи карстовых воронок, расположенные под днищами современных долин. Одна из них залегает в карстовой воронке, заложенной в сильно трещиноватых известняках вблизи их контакта с метаморфизованными сланцами. Ее протяженность несколько сот метров, ширина 230 м, неполная вскрытая глубина 20 м. Это древняя, ныне выработанная россыпь.

Несмотря на различные условия залегания, рассмотренные россыпи имеют общие черты, к которым относятся следующие: приуроченность к погребенным карстовым полостям, заложенным на карбонатном субстрате или на их контакте с метаморфизованными сланцами, пространственная связь с линейными депрессиями, грабенами и ограничивающими их разломами, близость коренных источников, продукты разрушения которых (переотложенные коры выветривания) попадали в карстовые воронки, что определило глинистость и плохую сортировку золотоносного осадка и растянутый по вертикали пласт.

Сходные по возрасту, генезису и морфологии россыпи известны и в других карстовых областях складчатого обрамления юга Сибири.

Карстовая область Кузнецкого Алатау и Горной Шории охватывает средние и низкие горы (абсолютные высоты до 2000 м), а на юге представляет мелкосопочник, на фоне которого возвышаются отдельные вершины до 1700 м. Здесь выделяется несколько карстовых районов, соответствующих Кондомской и Кийской складчато-блоковым зонам, Мрасскому и Беженевскому срединным массивам и др. При общей площади, равной 52 тыс. км<sup>2</sup>, поверхность карстующихся карбонатных пород рифея, венда и нижнего кембрия составляет 11, 2 тыс. км<sup>2</sup> [83].

Наиболее древний погребенный карст относится к кембрию (Усинское месторождение марганца). Широко проявлен мел-палеогеновый карст, с которыми связаны бокситы и фосфориты. Карстовые формы этой возрастной генерации, обнаруженные на абсолютных отметках до 1100 м, представлены котловинами и воронками глубиной до 120—150 м. В Кузнецком Алатау предполагается золотоносность отложений нижнего мела, которые имели в прошлом широкое распространение, а ныне сохранились в карстовых воронках [29].

Палеогеновый золотоносный карст известен в южной части Кузнецкого Алатау [39, 80]. Здесь россыпи пространственно тяготеют к рудоносной зоне разломов, в пределах которой глубина проникновения химического выветривания достигает 50—60 м. Продукты разрушения

золотоносных кор (аллювиально-делювиальные красноцветные осадки) выполняют западины, расположенные на террасах высотой 100—120 м.

Неогеновые золотоносные карствыполняющие отложения описаны Ю.П. Казакевич в Горной Шории [29], где они приурочены к днищу древней "водораздельной" долины. Здесь широко развиты также нижнечетвертичные аллювиальные россыпи карстовых депрессий.

Карстовая область Салаирского кряжа представляет собой невысокое слабо всхолмленное плоскогорье с абсолютными отметками 400—500 м, над поверхностью которого выделяются отдельные сопки-останцы. Пенепленизированная поверхность плоскогорья выработана на сложно дислоцированном фундаменте, который вследствие длительной денудации не находит прямого отражения в рельефе. Карстующиеся породы, встреченные в разрезах венда, кембрия, силура и девона, занимают суммарную площадь 2,3 тыс. км<sup>2</sup> при общей площади всей области 21 тыс. км<sup>2</sup> [82]. Эти породы в значительной степени скрыты под покровом четвертичных лёссовидных осадков.

В Салаирском кряже известны проявления преддевонского дорудного карста (выявлен в ложе девонского бокситоносного горизонта), а также мел-палеогенового (воронки, поля, приконтактные полости), с которыми связаны залежи тугоплавких глин, глинистых пигментов и бокситов [82], а возможно, и россыпного золота [29]. Установлены также карствыполняющие неогеновые и нижнечетвертичные золотоносные осадки. Последние вскрыты, например, на северо-восточном склоне Салаира, где, по данным В.Г. Лебедева, расположена Христианская яма размерами 1×0,4 км и глубиной 40 м, выполненная красноцветными аллювиально-делювиальными отложениями. В пределах Салаира на закарстованных склонах одной из сопок-останцов обнаружены многочисленные неогеновые верхнеплиоценовые ложковые россыпи, которые образованы за счет рудного месторождения, расположенного на вершине данной горы.

Максимально приближены к коренным источникам элювиальные и элювиально-делювиальные неогеновые россыпи, тяготеющие к рудным полям Восточного Саяна. Здесь, по данным А.М. Хазагарова [80], над сульфидными залежами в известняках или в зоне их контакта с изверженными породами часто образуются карстовые воронки, выполненные аллювиальным материалом. Металл концентрируется преимущественно в нижней части слоя. Иногда золотоносные глины подстилаются слоем кварцевой или сульфидной "сыпучки". Мощность неогеновой коры выветривания на рудных полях достигает 100—220 м.

Обзор золотоносного карста закончим карстовой областью Патомского нагорья (абсолютные отметки 500—1700 м). Для рельефа нагорья характерна унаследованность крупных складчатых структур: Бодайбинская внутренняя впадина совпадает с Бодайбинским синклинорием, обрамляющим впадину, поднятия отвечают Витимо-Патомско-Нечерский антиклинорий, а низким предгорьям — Валюхтинский краевой синклинорий. Карстующиеся породы (известняки, доломиты, мраморы) встречаются в разрезах докембрия и кембрия. Наиболее легко карстуются известняки маринской и баракунской свит протерозоя.

Здесь, в северо-восточной предгорной части нагорья, описаны проявления золотоносного карста, относящегося предположительно к нижнему мелу (рис. 1) [92]. Карстово-эрозионные западины глубиной 30—70 м приурочены к древней долинной сети, врезанной в поверхность выравнивания с абсолютными отметками 520—700 м. Карствыполняющие золотоносные осадки разделяются на четыре толщи: нижнюю пестроцветную глинистую толщу озерного генезиса и залегающие выше зеленоцветную, охристую и белесую аллювиальные толщи, сложенные галечниками и конгломератами. В процессе наложенного выветривания, наступившего вслед за накоплением осадков (предположительно верхний мел — палеоген), последние были отбелены (белесая толща) или сцементированы гидроокислами железа (охристая толща).

Для россыпи характерно неравномерное распределение металла по вертикали (золото встречается на глубине от 1 до 35 м), несоответствие положения металлоносных струй и очертаний карстово-эрозионных западин. Это, как и отсутствие золота в их основании, можно объяснить тем, что при формировании россыпи воронки, заполненные сначала непродуктивными осадками, были затем частично отпрепарированы и заполнены снова аллювием. Последний характеризовался избыточной мощностью и растянутым по вертикали пластом.

Карстовые углубления известны и под днищами современных долин. Судя по облику выполняющих пестроцветных осадков, возраст россыпи — дочетвертичный.

Основные выводы о золотоносном карсте складчатых областей юга Сибири сводятся к следующему.

1. Несмотря на известные проявления древнего палеозойского карста, все известные золотоносные россыпи связаны с более молодыми мезокайнозойскими карствыполняющими осадками.

2. Большинство россыпей расположено вблизи коренных источников. Конкретные условия их взаимосвязи определяли генетические типы россыпей, среди которых присутствуют элювиальные, делювиальные, аллювиальные и переходные между ними типы.

3. Пространственное расположение связанных с карстом россыпей контролируется особенностями залегания и выходов на поверхность сильно дислоцированных карбонатных пород, часто приуроченных к литогенным тектоническим депрессиям. Гипсометрическое распространение россыпей ограничивается низкогорной зоной (ниже 1000 м).

4. Подавляющее большинство россыпей находится в настоящее время в погребенном состоянии, располагается на водоразделах, бортах и в днищах долин.

5. Рассматриваемые россыпи имеют самостоятельное промышленное значение или являются промежуточным коллектором для современных россыпей.

Россыпи касситерита, связанные с карстом, широким распространением пользуются в складчатых областях Юго-Восточной Азии. В этом обширном регионе коренные оловоносные месторождения часто ассоциируют с карбонатными породами, а интенсивному развитию карста способствует мягкий субэкваториальный климат и активный тектогенез.

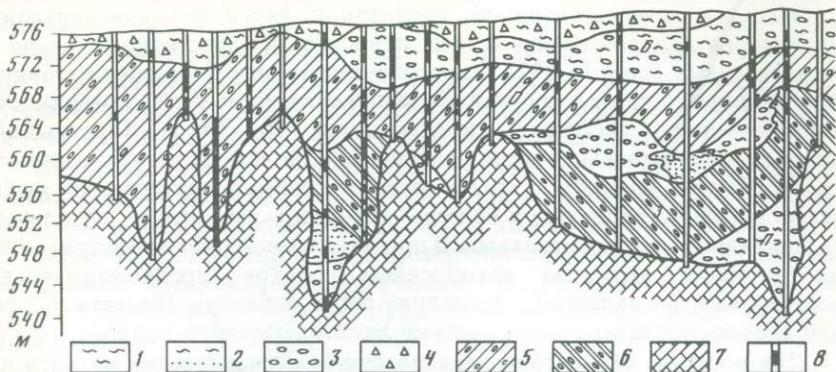


Рис. 1. Геологический разрез через карстово-эрозионную долину (Патомское нагорье) [92]

1 — глина; 2 — глина с включением сидеритовых конкреций; 3 — галька и валуны; 4 — щебень; 5 — конгломераты, сцементированные гидроокислами железа; 6 — конгломераты, сцементированные глинисто-сидеритовой породой; 7 — известняки; 8 — интервалы разрезов, обогащенные тяжелыми минералами; Б — белесая толща; О — охристая толща; З — зеленоцветная толща; П — пестроцветная толща

Россыпи касситерита известны в Малайзии, расположенной в пределах Бирмо-Малайской складчатой зоны. Здесь выделяются крупнейшие в мире плиоцен-плейстоценовые россыпи долины р. Кинта, где было добыто 1,2 млн. т олова [21]. На этом месторождении металлоносные осадки часто локализуются в известняковых желобах-ловушках. Совместно с касситеритом присутствует колумбит [16].

На территории Лаоса, приуроченной к Северо-Вьетнамской складчатой области, наиболее важным промышленным объектом на добыче олова является россыпь карстового бассейна на р. Нам-Патен, севернее г. Тха-Хек.

В пределах Северного Вьетнама, расположенного в той же складчатой области, оловоносный карст получил развитие в районе Пи-Оакского гранитного комплекса [24]. Здесь выделяются два уровня развития карста: верхний расположен на высоте 800—1000 м, а нижний — на отметках 500—600 м. С верхним уровнем связаны карстовые воронки, котловины и цирки, выполненные хорошо сортированным галечно-гравийным материалом мощностью 15—20 м, который нередко обогащен касситеритом. На нижнем уровне располагаются пещеры, пустоты, подземные галереи и карстовые долины четковидной формы. Здесь присутствуют элювиальные, элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи. Оловоносный элювий известняков, представленный красно-бурой глиной с щебнем и глыбами, достигает мощности десятков метров. В карстовых полостях наряду с "усадкой" коры выветривания происходит привнос обогащенных касситеритом и вольфрамом склоновых отложений. Для аллювиальных россыпей характерна оловоносность всей толщи осадков мощностью 30—60 м (рис. 2). Россыпи расположены в замкнутых впадинах Тин-Тук и Нам-Кеп.

Продуктивные отложения сохранились в карстовых полостях, развитых на древних цокольных террасах в бортах современных долин.

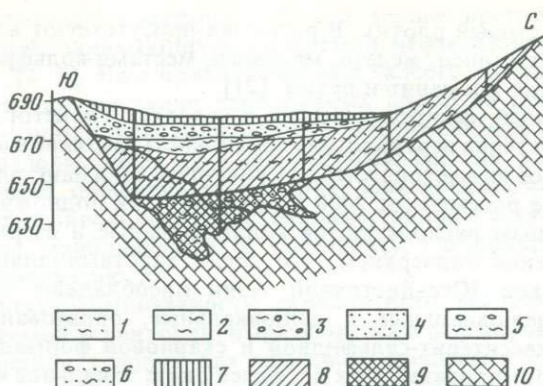


Рис. 2. Разрезы Тин-Тук [24]

1 — суглинок; 2 — глины; 3 — супеси; 4 — песок с галькой; 5 — супесь с галькой; 6 — песчано-гравийный материал с валунами и щебнем; 7 — отвал; 8—9 — содержание касситерита (в кг/м<sup>3</sup>): 8 — до 2, 9 — 2 и более; 10 — известняк

Одна из них — карстовая полость Тхань-Лупфан, залегающая на 60 м выше современного русла Тин-Тук, выполнена оловоносными аллювиальными отложениями средней мощностью 25 м. Распределение олова в них относительно равномерное. Наиболее высокие содержания (десятки килограммов на 1 м<sup>3</sup>) сосредоточены в приплотиковом слое.

Ярким примером оловоносного россыпного карста может служить район Гэцзю в Южном Китае, относящийся по концентрации к числу уникальных [2]. Со времени династии Юань (1280 г.) здесь было добыто более 500 тыс. тонн олова. Район Гэцзю расположен на Юньанском нагорье с абсолютными высотами 2000—2300 м (максимальные отметки 2700—2800 м). Оно сформировано на складчато-глыбовых структурах окраинной части древней (досинийской) Южно-Китайской платформы, чехол которой смыт в складки и сильно раздроблен. Наиболее благоприятным для рудоотложения и карстования являются дислоцированные гэцзюйские известняки среднего триаса, общая мощность которых превышает 1000 м.

Россыпи группируются вокруг рудных месторождений, главное из которых расположено в окрестностях г. Гэцзю на высоте 1800 м. Мягкий климат, большие превышения, низкий уровень стояния грунтовых вод при широком распространении карбонатных пород — все это обусловило интенсивное развитие карста и выветривания рудовмещающих пород (мощность зоны окисления на сульфидных рудах достигает многих сот метров).

В карстовых воронках и замкнутых западинах, созданных в третичное время, происходило накопление металлоносных осадков преимущественно элювиального, делювиального и пролювиального генезиса. Наибольшее богатство зафиксировано в воронках, залегающих над выходами окисленных сульфидных руд. Среди характерных черт этих россыпей наряду с глинистостью, плохой сортировкой материала, низкой окатанностью зерен касситерита, их мелкими размерами, часто цементированных лимонитом, отмечается резко

неровный карстовый плотик. В россыпях присутствуют в повышенных концентрациях свинец, железо, марганец, местами вольфрам, монацит, циркон, а также ильменит и рутил [21].

Для россыпей, сформированных в условиях гористого карстового рельефа, характерна вертикальная зональность: верхние части закарстованных склонов на месторождении Суншущэо занимают элювиальные и делювиальные россыпи (от 2600 до 1300 м), у их подножий на озерной равнине Мынцзы располагаются коллювиальные и озерные россыпи.

В заключение подчеркнем, что среди карстывполняющих оловосных осадков Юго-Восточной Азии преобладают элювиальные, элювиально-делювиальные и делювиальные, образованные за счет разрушения касситерит-сульфидной и скарновой формаций. Большое влияние на формирование этих россыпей оказало сильное выветривание окисленных руд и неотектоническое поднятие территории, обеспечившее снос в карстовые полости продуктивного материала и вертикальную зональность россыпей, верхний предел распространения которых определяется абсолютными отметками 2300 м.

Переходя к рассмотрению древнего карста платформенных областей, следует указать на то, что связанные с ним россыпи развиты ограниченно и встречаются главным образом в пределах древних Африкано-Аравийской и Сибирской платформ.

На Африкано-Аравийской платформе широким развитием пользуются возвышенные плато и плоскогорья, в основании которых залегают карстующиеся карбонатные породы: известняки, доломиты, мраморы верхнего протерозоя и более молодого возраста, вплоть до четвертичного. Древний карст платформы изучен слабо. Бурение на нефть в Северной Африке позволило получить данные о погребенном карсте девона, мезозоя и палеогена. В центральной и южной частях Африкано-Аравийской платформы, относящихся к периферии Конголезской впадины и Южно-Африканскому щиту, известны проявления неогенового (?) карста, с которым связаны россыпи алмазов, расположенные на территории Заир (россыпи Бакванга) и ЮАР (россыпи Лихтенбург). Эти россыпи, подробно описанные далее, залегают на поверхности плато, приурочены к карстовым углублениям глубиной 30—120 м, которые выполнены элювиально-делювиальным (Заир) и пролювиальным (аллювий "сухих" рек) материалом (ЮАР). Последний характеризуется плохой сортировкой и неравномерным распределением полезного компонента. Среди этих россыпей встречаются уникальные по запасам месторождения (россыпи Бакванга).

В пределах Сибирской платформы, относящейся к одной из крупнейших карстовых стран Советского Союза, выделяются обширные плоскогорья, главное место среди которых по праву принадлежит Средне-Сибирскому. Среди разновозрастных карбонатных пород, слагающих платформу (рифей, венд, кембрий, девон, карбон), наиболее широким распространением пользуются кембрийские осадки, в разрезах которых встречаются благоприятные для карстования химически чистые доломиты. Чтобы понять особенности распространения этих пород, необходимо обратиться к эволюции кембрийского бассейна карбонатного осадконакопления, существовавшего на огромной тер-

ритории Сибирской платформы. Такой анализ производился рядом исследователей, занимавшихся проблемой нефтегазоносности данной территории [4, 5]. На составленных ими палеогеографических схемах показано, что аккумуляция карбонатных пород на протяжении всей кембрийской эпохи контролировалась протяженными рифовыми системами, разделяющими рассматриваемый бассейн на две крупные зоны: внешнюю, обращенную в сторону абиссальных частей древнего океана, где формировались известняковые толщи, и внутреннюю, более мелководную, приближенную к континенту, где происходило накопление доломитов (рис. 3).

В результате специфичности карбонатного осадконакопления на рассматриваемой территории, выразившейся в формировании рифовых систем, возникли условия для массового доломитообразования. Доломиты, в свою очередь, явились благоприятным субстратом для развития карста.

Изучению карста Сибирской платформы посвящено множество работ. Наиболее полные сведения о нем содержатся в сводках, выполненных С.С. Коржувым [33] и Р.А. Цыкиным [82]. Последним на территории Сибирской платформы выделено несколько карстовых областей, отвечающих антеклизам, синеклизам, древним щитам, краевым поднятиям и прогибам (рис. 4). На основе общих палеогеографических реконструкций предполагалось, что карст в рассматриваемом регионе в прошлом имел широкое развитие и наряду с эрозией был одним из основных агентов денудации, а в наиболее благоприятные периоды мог существовать контрастный, сильно расчлененный типично карстовый ландшафт [33, 34]. Крупные циклы и эпохи формирования карста должны были совпадать с этапами пенепленизации и корообразования, которые неоднократно повторялись при оживлении тектонических движений в условиях высоко приподнятых плато.

Проявления древнего карста на Сибирской платформе (см. рис. 4) относятся к рифею Алданской антеклизы, кембрию Ангаро-Ленского прогиба и Вилюйской синеклизы, карбону Ангаро-Тасеевской синеклизы, триасу Алданской антеклизы, нижней юре Ангаро-Ленского прогиба, к мелу и палеогену Приенисейской моноклизы, Ангаро-Ленского прогиба, Тунгусской синеклизы, Алданской, Анабарской антеклиз, к неогену Ангаро-Ленского прогиба, Турухано-Норильского поднятия и Алданского щита, к четвертичному периоду в большинстве указанных областей, то главным образом на юге [83].

С кембрийским карстом Сибирской платформы связаны проявления нефтегазоносности, с мел-палеогеновым — месторождения бокситов, с третичным — залежи каолинов и глинистых пигментов, а также россыпи золота. Последние известны в пределах Алданской антеклизы и образованы за счет окисленных руд. Рудное поле, расположенное на абсолютных отметках 480—550 м, т.е. на 170 м выше современных эрозионных врезов, сильно нарушено и изменено карстовыми процессами, протекавшими под покровом юрских терригенных отложений в нижнекембрийских рудовмещающих породах. Здесь выделяются многочисленные карстовые зоны, в пределах которых группируются и сливаются друг с другом разнообразные формы

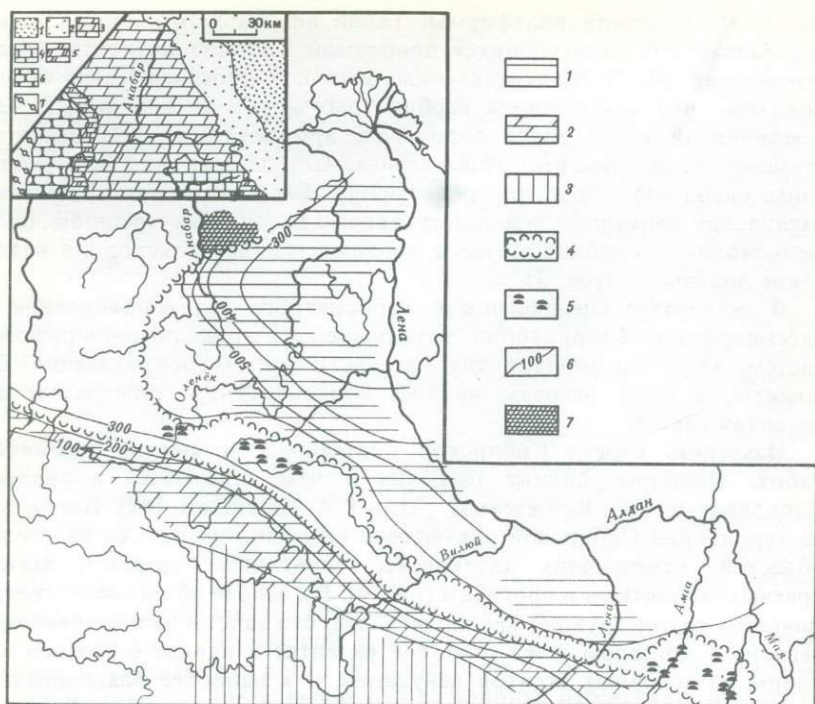
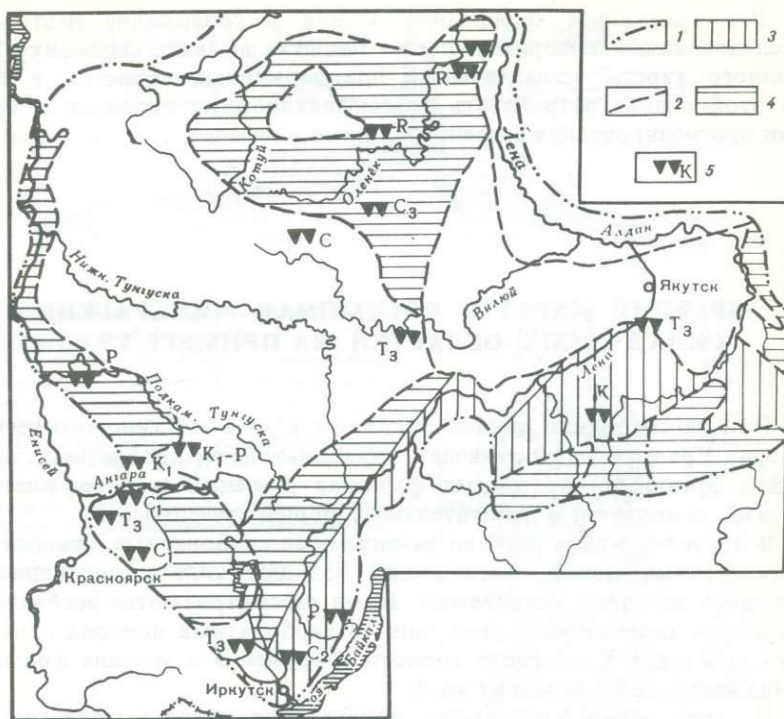


Рис. 3. Литолого-палеогеографическая схема восточной части Сибирской платформы в раннемайское время (средний кембрий) [4] с картой врезки геологического строения Анабарского района

Литолого-палеогеографическая схема: 1 — глинисто-карбонатные отложения; 2 — сульфатно-карбонатные отложения бассейна с лагунным режимом осадконакопления; 3 — площадь отсутствия достоверно установленных отложений майского яруса; 4 — контур распространения рифогенно-аккумулятивных образований в майское время; 5 — рифогенные аккумулятивные массивы; 6 — изопахиты майского времени; 7 — площадь развития карста в Анабарском районе. Карта-врезка: 1 — терригенные отложения нижней и средней юры; 2 — терригенные отложения нижней и верхней перми; 3 — доломиты среднего кембрия; 4 — известняки верхнего кембрия; 5 — доломиты нижнего кембрия; 6 — кварцито-песчаники верхнего протерозоя; 7 — кристаллические породы архея

карста: воронки, щели ложбины, корытообразные и долинообразные понижения. Указанные зоны и отдельные углубления приурочены к тектоническим нарушениям меридионального, северо-восточного и северо-западного простираний. Связанные с ними россыпи относятся к элювиально-делювиальному типу, имеют сложную форму, неоднородное строение рыхлой толщи, для которой свойственны непостоянные мощности и неравномерное распределение металла [27].

Обзор россыпной минерации древнего карста можно было бы продолжить, но и приведенного материала достаточно, чтобы представить, как разнообразны по структурной позиции, возрасту, генезису и набору полезных минералов рассматриваемые россыпи, какое широкое распространение они имеют, как резко различаются по масштабам: наряду с небольшими, здесь встречаются уникальные по богатству россыпные месторождения (касситеритовые россыпи



Р и с. 4. Распространение карста на Сибирской платформе [82]

1 — границы карстовой страны; 2 — границы карстовых областей; 3 — умеренная интенсивность развития плейстоцен-четвертичного карста; 4 — низкая интенсивность развития в карбонатных породах; 5 — проявления древнего карста, индекс возраста

складчатых областей Китая и Вьетнама и алмазные россыпи Африкано-Аравийской платформы). Очевидно, что проблема минерагении древнего карста заслуживает тщательного изучения. Оценивая на основании приведенного обзора современное состояние рассматриваемой проблемы, мы приходим к выводу, что в опубликованной литературе в настоящее время не существует сводной работы по данной тематике. Известные данные о россыпном карсте рассредоточены в отдельных публикациях, часто не касающихся специально этой проблемы. В них обычно достаточно подробно рассматривается стратиграфия, литология и минерагения россыпеобразующих формаций, иногда морфология карстовых форм. Однако такие вопросы, как роль карстового процесса в механизме россыпеобразования, временные соотношения и взаимосвязи этих явлений, специфика развития "россыпного карста" складчатых и платформенных областей изучены недостаточно или совсем не исследованы. Вероятно, поэтому в существующих классификациях россыпей карст как один из процессов, формирующих россыпи и определяющих их генетический тип, так же как карст — форма, влияющая на морфологию россыпи, не находит должного отражения или полностью отсутствует [29, 60].

Все изложенное определило задачи и содержание настоящего исследования, в котором делается попытка выявить специфику "россыпного карста" складчатых и платформенных областей, а затем на этой основе разработать классификационные признаки и критерии прогнозирования связанных с ними россыпей.

## ДРЕВНИЙ КАРСТ И РОССЫПНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ НА ПРИМЕРЕ УРАЛА

При рассмотрении данной проблемы в качестве типового региона выбран Урал, который отличается наибольшим разнообразием связанных с древними карстовыми формами россыпей (золото, платина, алмазы, самоцветы) и относительно хорошей изученностью.

В пределах Урала широко развит карст карбонатных, сульфатных и галогенных пород, вмещающий большое количество рудных и нерудных полезных ископаемых. Нами рассматриваются особенности процессов карстообразования лишь в карбонатных породах складчатого субстрата Уральского горного сооружения и условия формирования связанных с ним россыпей.

На территории Уральского горного сооружения выделяются две крупные геоморфологические зоны: зона кряжа и зона пенеплена, резко отличающиеся характером рельефа [67]. Первый представляет собой типичное среднегорье, включающее ряд хребтов и вершин, совпадающих в своем простираии с субмеридиональным направлением палеозойских складчатых структур. В осевой части кряжа располагаются районы приподнятых горных массивов с абсолютными отметками до 1884 м на севере и 1639 м на юге и со снижением в средней части Урала до 700—800 м. С запада и востока их обрамляют полосы остаточных гор (абсолютные отметки 300—800 м) — увалистые возвышенности, наклоненные соответственно в сторону Средне-Русской возвышенности и Западно-Сибирской низменности. В пределах зоны кряжа отчетливо проявлена связь рельефа с литологией пород: увалы и горные хребты обычно приурочены к выходам плотных метаморфических и магматических пород, а пониженные части совпадают с полосами преимущественно развития карбонатных пород и сланцев палеозойского фундамента. В мезозое и кайнозое западная и центральная части кряжа испытали интенсивные подвижки положительного знака. Восточное предгорье не подвергалось значительным поднятиям и связь рельефа с геологическими структурами здесь не всегда ясно выражена. Зона пенеплена, окаймляющая Уральский кряж с юга и юго-востока, представляет собой "почти равнину" [63] с незначительными перепадами высот. Черты горного рельефа здесь утрачены, и зависимость его от геологической структуры отсутствует. Характерным элементом рельефа Урала являются продольные, т.е. согласные

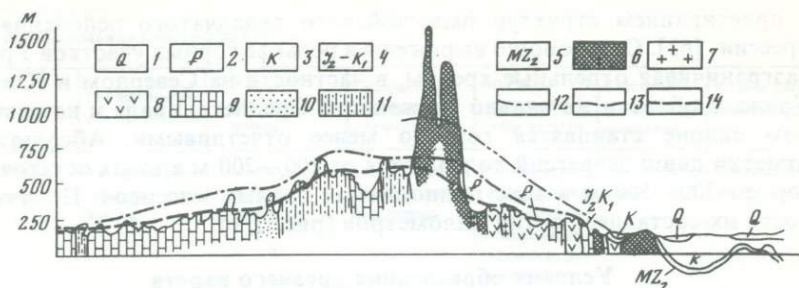


Рис. 5. Широтный геоморфологический профиль через Северный Урал [67]

1—4 — рыхлые отложения: 1 — четвертичные аллювиальные, 2 — верхнеиоценовые озерно-аллювиальные, 3 — меловые морские, 4 — среднеюрские — нижнемеловые озерно-аллювиальные; 5 — мезозойская кора выветривания; 6 — интрузивные породы ультраосновного и основного состава; 7 — интрузивные породы среднего и кислого состава; 8 — эффузивные породы; 9 — карбонатные породы; 10 — кварциты; 11 — сланцы; 12—14 — положение уровня поверхностей выравнивания; 12 — раннемезозойской; 13 — позднемезозойской; 14 — олигоценовой

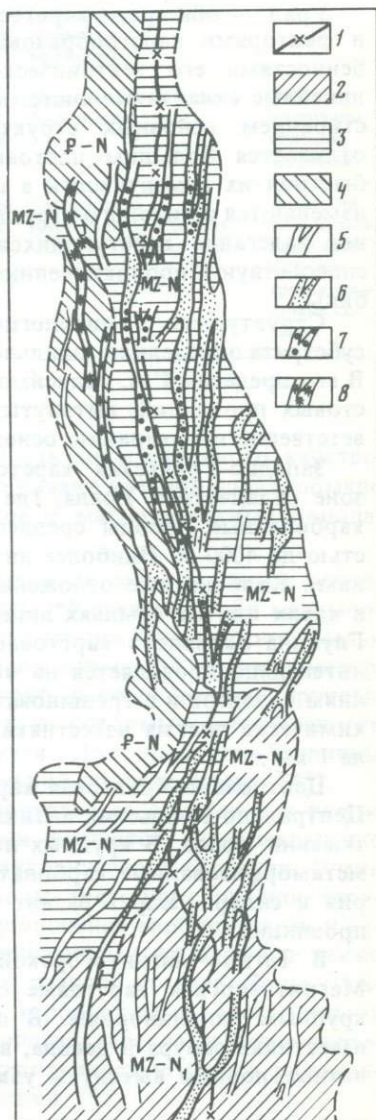


Рис. 6. Схема районирования разновозрастных россыпей Урала [66]

1 — современный главный водораздел; 2—4 — районы развития древних россыпей с возрастом: 2 — мезозой — миоцен, 3 — мезозой — неоген, 4 — палеоген — неоген; 5 — эрозивно-структурные депрессии; 6—8 — зоны преимущественного накопления минералов с плотностью: 6 — от 15 до 18 г/см<sup>3</sup>, 7 — выше 20 г/см<sup>3</sup>, 8 — 3,5—4,5 г/см<sup>3</sup>.

с простиранием структур палеозойского складчатого основания депрессии [63]. Они хорошо выражены в рельефе горных участков Урала, разграничивая отдельные хребты, в частности на Северном и Южном Урале, в области же сильно сниженного Среднего Урала и на равнинном склоне становятся гораздо менее отчетливыми. Абсолютные отметки днищ депрессий колеблются от 100—200 м в зонах остаточных гор до 300—500 м в зоне приподнятых горных массивов. Протяженность их составляет сотни километров (рис. 5, 6).

### Условия образования древнего карста

Урал — обширная карстовая страна с разнообразными условиями и факторами карстообразования. Это связано прежде всего с особенностями его тектонического строения. Здесь развиты крупные линейные складчатые системы с выдержанным меридиональным простиранием основных структурных элементов. Характер разрезов отличается большим постоянством по простиранию структур при быстрой их изменчивости в широтном направлении. Соответственно изменяются и литолого-структурные условия развития карста. Наклонное залегание карстующихся пород и их значительные мощности способствуют проникновению карста на большие (900—1000 м) глубины.

Структурные и литологические особенности пород складчатого субстрата определили зональное размещение карстовых форм на Урале. В его пределах Г.А. Максимовичем [44, 45] выделено несколько карстовых провинций, вытянутых в меридиональном направлении соответственно простиранию основных уральских структур (табл. 2).

Западно-Уральская карстовая провинция приурочена к внешней зоне складчатого Урала, где закарстованы сильно дислоцированные карбонатные породы среднего и верхнего палеозоя общей мощностью до 4000 м. Наиболее интенсивно закарстованы визейские известняки. Карбонатные отложения залегают среди песчаников и сланцев в ядрах или на крыльях линейных складок, осложненных надвигами. Глубина активного карстования составляет здесь 400—500 м. Карст интенсивно проявляется на контактах пород разного состава, по линиям надвигов и в трещиноватых зонах. Плотность карстовых форм в химически чистых известняках может достигать нескольких десятков на 1 км<sup>2</sup>.

Центрально-Уральская карстовая провинция совпадает с системой Центрально-Уральских антиклинорий, простирающихся на всем протяжении Урала. В крупных поднятиях на поверхность выходят слабо метаморфизованные карбонатные породы позднего докембрия, кембрия и силура. Карст развит значительно слабее, чем в предыдущей провинции.

В Тагило-Магнитогорской провинции выделяются Тагильская и Магнитогорская карстовые области, приуроченные к одноименным крупным синклиориям. В первой закарстованы главным образом известняки силура и девона, во второй — известняки карбона. Карбонатные породы вытянуты узкими меридиональными полосами среди

Таблица 2

## Районирование карста Урала [43]

Провинция	Геотектоническая обстановка	Условия залегания пород	Возраст карстующихся пород	Литологический тип карста	Интенсивность карстообразования	Форма погребенного карста
Западно-Уральская	Внешняя зона складчатого Урала	Линейные складки, надвиги	Силур, девон, карбон, нижняя пермь	Карбонатный (известняки, доломитизированные известняки, доломиты)	Интенсивная	Котловины, воронки
Центрально-Уральская	Антиклинорий: Колво-Вишерский, Башкирский, Урал-Тауский	Линейные складки	Поздний протерозой, кембрий, ордовик, силур	Карбонатный (известняки, доломиты, мраморы)	Слабая и средняя	Воронки
Тагило-Магнитогорская	Синклинорий: Тагильский, Магнитогорский	Линейные правильные складки с разрывными нарушениями	Силур, нижний девон, нижний карбон	Карбонатный (известняки)	Интенсивная	Воронки, котловины; колодцы, депрессии типа полейв
Восточно-Уральская	Восточно-Уральский синклинорий	Асимметричные линейные опрокинутые складки с глубокими разломами	Силур, девон, нижний карбон	Карбонатный (известняки)	Средняя	Депрессии типа полейв, котловины, колодцы, гребни, карстовые останцы

вулканогенных и других толщ. Мощность зоны активного карстования достигает 700 м и более. Широко развит древний карст, обычно приуроченный к контактам известняков с магматическими породами [45].

В пределах Восточно-Уральской провинции закарстованы в основном известняки нижнего карбона, в меньшей степени слабо метаморфизованные карбонатные породы силура и девона. Они слагают крылья складок и выходят на поверхность в виде узких полос, зажатых между вулканогенными толщами. Здесь широко распространены крупные гранитоидные интрузии, на контактах с которыми интенсивность карстообразования обычно увеличивается. Для провинции типичны погребенные карстовые формы значительной протяженности [45].

Локализация карстовых форм в пространстве обусловлена рядом факторов, из которых определяющими являются распространение карстующихся пород и особенности тектонического строения. Очень благоприятны для развития карста зоны тектонических или стратиграфических контактов между карстующимися карбонатными и некарстующимися магматическими и терригенными породами, а также контакты между пластами известняков разного состава. Зоны сульфидизации пород, контактирующих с карбонатными, способствуют повышению агрессивности вод. Большинство карстовых форм расположено около пород с сульфидной вкрапленностью (часто рудоподводящих) или вблизи разрывных нарушений [95].

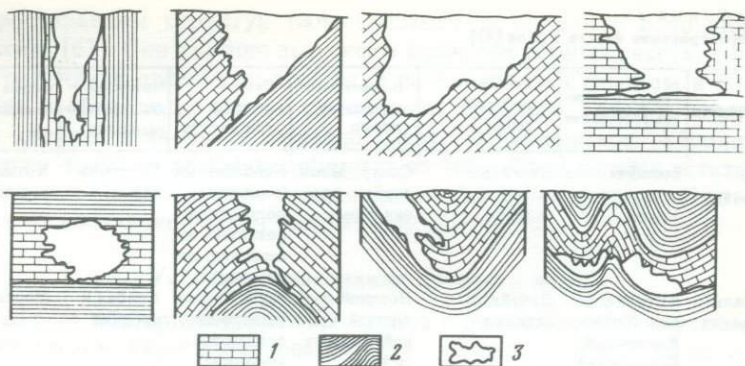


Рис. 7. Схематические поперечные профили древних карстовых полостей в различных структурах [3]

1 — карбонатные породы; 2 — алюмосиликатные породы (песчаники, сланцы и др.); 3 — карстовая полость

Морфология карстовых впадин также зависит от геологической структуры. Среди форм древнего карста наиболее распространены удлиненные (иногда до нескольких километров), сравнительно узкие (нескольких десятков метров) карстово-эрозионные впадины и глубокие воронки. Поперечный профиль карстовых полостей обычно асимметричный (рис. 7). Одно из ее крыльев имеет более или менее правильную форму, соответствующую контакту известняков с какой-либо породой или другим пластом известняка. Элементы залегания крыла карстовой полости и контакта или пласта известняка согласные. Противоположное крыло имеет неровные, неправильные ограничения, образованные поверхностью растворенных выщелоченных известняков. Иногда при нависающем крыле карстовой впадины создается впечатление надвига палеозойских пород на мезо-кайнозойские [3].

Большая площадь и мощность карстующихся карбонатных пород палеозоя и многочисленные континентальные перерывы в осадконакоплении обусловили широкое распространение древнего карста. Наличие карстовых впадин и полостей на различных, порой очень больших глубинах свидетельствует о значительных изменениях интенсивности карстообразования в течение геологической истории развития Урала. Начиная с нижнего палеозоя намечается ряд эпох интенсивного развития карстовых процессов. Наиболее значительны палеозойские (нижне- и среднедевонская) и мезозойские, во время которых образовались многочисленные карстовые месторождения различных полезных ископаемых. Формирование россыпных месторождений связано главным образом с эпохами мезо-кайнозоя.

**Тектоно-климатические этапы мезо-кайнозоя.  
Эпохи формирования древнего карста и россыпей**

Главнейшие эпохи россыпной минерагении тесно связаны с длительной историей развития рельефа, которая началась после герцинской консолидации Урала, когда складчатые движения сменились движениями эпейрогенического характера. Основными факторами, определившими развитие рельефа и кор выветривания, а также образование россыпных концентраций полезных минералов явились тектонический режим и климатические условия. В мезо-кайнозойском континентальном периоде развития Урала А.П. Сигов [64, 65] выделяет шесть тектоно-климатических этапов, каждому из которых соответствует определенный характер выветривания и осадконакопления, а также следующие эпохи формирования карста и россыпеобразования: I — нижний триас, II — нижний триас — нижняя юра, III — средняя юра — нижний олигоцен, IV — средний — верхний олигоцен, V — миоцен, VI — плиоцен — четвертичная (табл. 3).

I этап образования глубинных разломов с излиянием лав последовательно сменились II этапом развития тектонических грабен, заполнившихся мощными толщами угленосных осадков. Эффузивно-осадочная толща первого этапа не содержит ценных компонентов. Среди угленосных отложений тектонических впадин второго этапа некоторый интерес в отношении россыпеобразования представляют осадки, связанные с размывом пород, претерпевших химическое выветривание. Это базальный пестроцветный горизонт и самые верхи угленосной толщи (атюсская свита). По реликтам переотложенных продуктов кор выветривания предполагается, что в нижнем мезозое при жарком сухом климате наряду с каолиновым имело место лагеритное выветривание. Одну из древнейших эпох раннемезозойского выветривания связывают с силицификацией известняков. Минерагения этого этапа практически не изучена [68].

По данным В.С. Шуба [95], с нижнемезозойской эпохой было связано интенсивное карстообразование. Часть из сохранившихся в современном рельефе карстовых форм отличается очень большой глубиной: они залегают гораздо ниже уровня днищ всех более молодых речных долин, т.е. ниже уровня базисов эрозии всех посленижнемезозойских эпох. Это заставляет предполагать, что заложение указанных форм произошло в эпоху относительно сильной расчлененности рельефа.

III этап проявился в относительно тектонической стабильности Урала, его широкой пенепленизации и мощном корообразовании. Начиная со средней юры происходит частичная перестройка структурно-тектонического плана, которая повлекла за собой оживление эрозионной деятельности и заложение речной сети, приуроченной к так называемым эрозионно-структурным депрессиям. Характерной особенностью этих депрессий является их четкая связь с зонами сочленения крупных палеозойских структур, глубинными разломами и участками фундамента, сложенными слабо устойчивыми породами. Они в течение длительного времени служили главными зонами эрозионно-аккумулятивной деятельности. Протяженность подобных де-

Таблица 3  
Тектоно-климатические этапы мезо-кайнозойской истории развития Урала и эпохи формирования карста и россыпей\*

Этап	Геологический возраст	Тектоническая обстановка	Климат	Эпохи формирования карста	Эпохи корообразования
I	Нижний триас	Образование глубинных разломов с излиянием лав			
II	Средний триас-нижняя юра	Развитие тектонических впадин (грабенов)	Относительно сухой, жаркий (?)	Раннемезозойская	Раннемезозойская
III	1. Средняя юра — сенoman — —	Относительная тектоническая стабильность с образованием эрозионно-структурных депрессий	От тропического до субтропического, влажный, в гетеривбарреме — сухой	Поздне-мезозойская	Поздне-мезозойская
	2. Турон—нижний олигоцен	Медленное прогибание Зауралья	Консервация кор выветривания		
IV	Средний—верхний олигоцен	Медленное поднятие	Умереннотеплый, влажный	Олигоценная	Палеогенная
V	Миоцен	Относительный тектонический покой	Умереннотеплый, засушливый		Миоценовая
VI	Плиоцен—четвертичный	Небольшие прерывистые эпейрогенические движения преимущественно положительного знака	От умеренного до холодного, влажный	Плиоцен-четвертичная	—

\* Таблица составлена по данным А.П. Сигова [64, 65], А.Г. Бараникова [7,9] и В.С. Шуба [93, 94].

\*\* Палеогеографический коэффициент—отношение суммы устойчивых аксессуаров к сумме неустойчивых.

Характер выветривания	Характеристика основных процессов осадконакопления	Возрастные группы отложений, содержащих россыпи	Палеогеографический коэффициент**	Типы россыпей
Силификация известняков, затем каолиновое, возможно, латеритное (?)	Формирование вулканогенно-осадочных толщ			Россыпи отсутствуют
	Заполнение впадин полимиктовыми угленосными отложениями с продуктами кор выветривания в основании	Базальные пестроцветные слои и верхи угленосной толщи (атюсская свита T <sub>1</sub> —J <sub>1</sub> )	0,5	Пока не обнаружены, предполагаются
Каолиновое, в гетеривбарреме—красноземное или латеритное	Образование осадков формирования коры выветривания	Лангурская свита (J <sub>2</sub> —K <sub>1</sub> ) Синарская свита (K <sub>1</sub> ap · ab <sup>1</sup> ) Мысовская свита (K <sub>2</sub> cm)	5,3 1,0 26,2	Аллювиальные россыпи в карстово-эрозионных депрессиях
	Формирование осадков морских трансгрессивных циклов			
Каолиново-гидрослюдистое	Образование осадков формирования коры выветривания	Наурзумская св (P <sub>1</sub> <sup>1</sup> ) Чаграйская св (P <sub>2</sub> <sup>3</sup> )	28,0 11,0	Аллювиальные россыпи в карстово-эрозионных депрессиях
Красноземное	Формирование красноцветных грубообломочных осадков и отложений озерных водоемов	Аральская и желандинская свиты (N <sub>1</sub> )	2,1	Пролувиальные и элювиально-делювиальные в карстовых впадинах и другие типы
—	Формирование разнофациальных континентальных осадков	Свиты плиоцен-четвертичных (N <sub>2</sub> —Q) эрозионных циклов	от 0,5 до 1,06	Аллювиальные в карстовых депрессиях и другие типы

прессий достигает 100 км, ширина — 0,1 км и более. В формировании описываемых депрессий эрозионный фактор был определяющим, о чем свидетельствует широкое развитие в их пределах древних аллювиальных отложений. Эти депрессии представляют собой реликты речной сети главной эпохи пенепленизации. Значительную роль в их развитии играли и процессы карстообразования. Будучи в мезозое наиболее пониженными элементами рельефа, по которым протекали основные речные артерии, эти депрессии являлись ареной векового привноса кластического материала, получившего глубокую химическую проработку и поэтому были главными концентраторами россыпных месторождений [9, 65, 94].

Континентальные отложения первой половины третьего этапа (средняя юра—сеноман) представлены тремя свитами: лангурской ( $J_2-K_1$ ), синарской ( $K_1 ar-al$ ) и мысовской ( $K_1 cm$ ). Они сформированы продуктами перемыва кор химического выветривания и характеризуются высокой степенью зрелости. Сохранившиеся в карстовых впадинах породы лангурской и мысовской свит обычно обладают светлой окраской, поэтому местные геологи их часто называют "белоцветы" или "беликовые" толщи. Синарская свита, сформированная продуктами латеритной коры выветривания, характеризуется присутствием красноцветных железистых и глиноземистых осадков.

Галечниковые аллювиальные разности мезозойских свит отличаются высокой концентрацией ценных минералов, освободившихся в результате дезинтеграции огромных масс выветрелых пород за счет значительного снижения территории. Именно с ними на Урале связано образование основных россыпей полезных компонентов.

Третий этап в силу своей длительности и интенсивности процессов выветривания был особенно благоприятным для развития карста. Пространственно проявления верхнемезозойского карста приурочены к эрозионно-структурным депрессиям. Эти депрессии являлись зонами наиболее активного и значительного проникновения химически насыщенных грунтовых вод, что способствовало развитию в их днищах глубоких карстовых полостей. Древний карст играл исключительно важную роль в формировании мезозойских россыпей. Он контролировал их размещение, обеспечивал консервацию и сохранение от последующего размыва. Концентрация полезных компонентов в отложениях, заполняющих карстовые полости, повышалась и за счет выноса глинистых частиц подземными карстовыми водами [46, 95].

Второй половине третьего этапа (верхний — нижний олигоцен отвечает усиление прогибания Зауралья, захватившее восточный склон Урала и вызвавшее максимальную трансгрессию моря с востока. На континенте (западный склон Урала) преобладала консервация кор выветривания.

В течение IV этапа — происходило медленное поднятие Урала с полным его осушением.

Олигоценый эрозионный цикл характеризовался неглубоким вре- зом при широкой боковой планации. В сферу речной эрозии попал как материал вновь образованной палеогеновой, так и мезозойской кор выветривания. Образование россыпей, связанных с оли-

гоценовой речной сетью, происходило главным образом за счет размыва содержащих ценные компоненты мезозойских отложений.

Поднятие Урала в четвертом тектоно-климатическом этапе и связанное с этим понижение базиса эрозии способствовали оживлению процессов карстообразования. Однако относительная кратковременность этапа и умеренность климата несколько ограничили их развитие [46].

V этап характеризовался относительным тектоническим покоем и засушливым умеренно теплым климатом с кратковременными и интенсивными периодами ливневых дождей. В таких условиях при наличии расчлененного рельефа формировались пролювиальные ложковые отложения и элювиально-делювиальные площадные шлейфы. Миоценовые россыпи приурочены к красноцветным отложениям аральской свиты, содержащей слабо выветрелый материал более древних отложений. Карстообразование в эту эпоху развивалось слабо.

VI этап развития Урала и связанные с ними процессы карстообразования нами не рассматриваются.

Анализ особенностей распространения древних карстовых форм разного возраста в плане показывает, что на западном склоне Урала (Западно-Уральская карстовая провинция) распространен главным образом миоценовый карст. В Центрально-Уральской карстовой провинции, где в силу ограниченного развития карстующихся пород карстовых форм мало, известен карст олигоценового и мезозойского возраста. На восточном склоне Урала в целом наиболее характерны формы мезозойского карста [95]. Это обусловлено неодинаковой интенсивностью и различной направленностью послепалеозойских эпигенетических движений западного и восточного склонов Урала. Восточный склон не испытал таких резких и значительных поднятий, как западный, поэтому мезозойский пенеплен вместе с существовавшими на его поверхности формами здесь сохранился от размыва, будучи погребен под более молодыми осадками. На западном склоне он был приподнят и сильно расчленен, поэтому в депрессиях сохранились преимущественно отложения палеогена.

### Россыпная минерагения

Из изложенного выше следует, что в мезо-кайнозойской истории развития Урала отчетливо выделяются две основные эпохи россыпной минерагении — мезозойская и олигоценовая, тесно связанные с эпохами корообразования. Особенно важна мезозойская эпоха, в течение которой были сформированы крупнейшие россыпные месторождения, в более поздние эпохи происходила в основном их трансформация [9, 65].

Указанные эпохи явились также и эпохами интенсивного развития карста. Процессы карстообразования сыграли большую роль в сохранности дочетвертичных россыпей. К древнему заполненному карсту приурочено абсолютное большинство известных россыпных месторождений и проявлений разнообразных полезных ископаемых. Отло-

жения, заполняющие древние (мезозойские) карстовые формы, нередко обогащены ильменитом, рутилом, цирконом. В них встречались значительные концентрации самоцветных камней: дистена, корунда, топазов, аметистов, зеленой шпинели [65].

Как уже отмечалось, в пределах Уральской складчатой области выделено несколько карстовых провинций, в каждой из которых известны россыпи и россыпные проявления ценных минералов в карстовых впадинах. Распределение их по провинциям определяется закономерностями размещения источников питания и отражено на рис. 8, по В.П. Костареву [36].

**Россыпи благородных металлов** карстового типа формировались в мезозое, олигоцене и частично в миоцене. Основными продуктивными стратиграфическими толщами мезозойского возраста, к которым приурочены россыпи благородных металлов, являются лангурская ( $J_2 K_1$ ) и мысовская ( $K_{2cm}$ ) свиты. Они образованы продуктами перемыва кор выветривания каолинового профиля и имеют однообразный состав. Это — светлоокрашенные кварцево-кремнистые галечники, пески и каолиновые глины. Осадки мысовской свиты отличаются резко увеличенным содержанием устойчивых минералов, палеогеографический коэффициент их в 5 раз выше, чем пород лангурской свиты. По фациальному составу это главным образом аллювиальные отложения. Продуктивные грубообломочные горизонты этих свит формировались в начальные стадии эрозионных циклов. Карстовые россыпи мезозойского возраста наиболее распространены на восточном склоне Урала, причем для Северного и Среднего Урала основной продуктивный горизонт приурочен к отложениям лангурской, а для Южного — мысовской свит. Типичный разрез металлоносных мезозойских отложений, выполняющих карстовые депрессии восточного склона Северного Урала, по И.С. Рожкову [60], имеет следующий вид (сверху вниз).

Мощность, м

1. Грубозернистые, иногда средне- и мелкозернистые кварцевые пески белого, светлосерого и светло-желтого цвета ..... 2—12
  2. Песчано-глинистые отложения темно-серого цвета с углистыми остатками и конкрециями марказита, с тонкими прослоями угля ..... 5—20
  3. Пластичные светлые глины с прослоями кварцевых песков ..... 1—6
  4. Грубозернистые пески светло-серого или светло-зеленого цвета с крупными скатанными гальками, главным образом, кварца ..... до 2,5
  5. Глинистые пески вязкие, разных цветов с хорошо окатанной галькой ..... 1—2
  6. Глинистые пески, местами глины черного и бурого цвета ..... до 2
  7. Бурые железняки или железистые глины (встречаются не всегда) ..... 1—20
  8. Плотик — разрушенные известняки.
- Общая мощность мезозойских отложений 6—60 м.

Металлоносный пласт в составе крупнообломочного материала содержит главным образом, кварц. Кроме кварца, в незначительном количестве встречаются яшма, кремнистые породы, реже гранитоиды. Размеры галек обычно не превышают 10 см., иногда присутствуют валуны до 0,3—0,4 и даже 1,0 м. Галечный материал характеризуется средней окатанностью. Минеральный состав шлихов бывает разным, но обычно преобладают циркон, хромит и ильменит. Золото в описываемых отложениях окатано слабо, что указывает на незначительный



Карстовые провинции	Полезные компоненты карстыпалняющих отложений	
	Минералы плотностью 3,5—4,5 г/см <sup>3</sup>	Тяжелые минералы плотностью 15 г/см <sup>3</sup> и выше
Западно-Уральская		
Центрально-Уральская		
Тагил-Магнитогорская		
Восточно-Уральская		

Рис. 8. Распределение полезных компонентов в пределах карстовых провинций Урала [36]

перенос. Распределение его в пределах продуктивного пласта неравномерно.

Описываемые отложения выполняют карстово-эрозионные и карстовые формы, вытянутые в меридиональном направлении на протяжении нескольких километров, глубина их достигает 50—60 м.

Карстовые россыпи олигоценового возраста приурочены к осадкам наурзумской свиты (средний — верхний олигоцен). По механизму образования, строению и размещению они во многом близки мезозойским. Как и мезозойские россыпи, они представлены в основном аллювиальными фациями, имеют типичный "белоцветный" облик осадков. Это белые, серые и темно-серые каолинит-гидрослюдистые глины, кварцевые пески и галечники, иногда железистые песчаники и конгломераты. По облику они часто не отличаются от мезозойских, а пространственно во многих случаях с ними совпадают. Ценные компоненты в них большей частью унаследованы из мезозойских россыпей, размываемых реками олигоценового возраста. Для восточного склона Южного Урала отложения этого возраста представляют основной продуктивный горизонт. Примером может служить группа россыпей, изображенная на рис. 9 [10]. Они приурочены в целом к эрозионно-структурной депрессии мезозойского возраста. Остатки мезозойского аллювия сохранились в ней фрагментарно в глубоких (80—100 м) карстовых воронках. Большая часть ценных компонентов из мезозойских россыпей была перемещена в аллювиальные отложения верхнеолигоценовой гидросети. Залегающие в карстовых полостях металлоносные отложения верхнего олигодена представлены глинистыми и песчано-галечными породами. 90% глинистой фракции имеет каолинит-гидрослюдистый состав, а песчаные и галечные отложения характеризуются мономиктовым (кварцевым) составом. В тяжелой фракции шлихов резко преобладает лейкоксен (до 78,7%), турмалин (7,8%), монацит (5,8%) и менее 2% — рутил и циркон. Палеографический коэффициент осадков составляет 24,5.

Распространение металла в описываемых россыпях во многом определяется проявлением карстовых процессов. Карстовые впадины

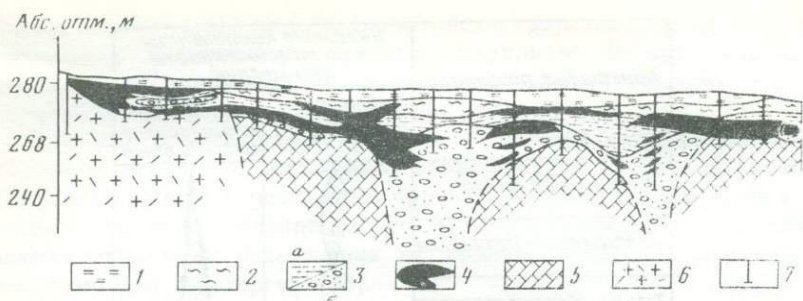


Рис. 9. Разрез одной из россыпей в древнем карсте восточного склона Южного Урала [10]  
 1—3 рыхлые отложения: 1 — четвертичные, 2 — миоценовые, 3 — верхнеолигоценые (а — глинистые, б — песчано-галечные); 4 — продуктивные "косые" пласты; 5 — известняки; 6 — кора выветривания плагиигранитов; 7 — буровые скважины

здесь часто тяготеют к зонам контакта известняков и плагиигранитов. Они имеют форму узких мульд, щелей или просто изолированных воронок с более пологими бортами со стороны известняков, чем со стороны гранитов. Ориентировка карстовых впадин согласуется с направлением трещиноватости в известняках. Закарстованные известняки с поверхности сильно выветрелы и превращены в рыхлую "мраморную" сыпучку мощностью 1—1,5 м. Контактующие с ними граниты интенсивно каолинизированы. "Косые" металлоносные пласты приурочены к бортовым частям карстовых воронок. По мере удаления от бортов воронок к центру чаще всего наблюдается обеднение осадков металлом, выклинивание металлоносных струй, приобретающих форму тонких прослоев, отдельных линз [10].

Россыпи миоценового возраста приурочены к аральской свите (нижний — средний миоцен). Они представлены преимущественно ложковыми и пролювиальными фациями и пространственно тесно связаны с вторичными коллекторами более древнего (мезозой и олигоцен) возраста, заполняющими карстовые впадины. По составу это красные и кирпично-красные, иногда желтоватые комковатые глины монтмориллонитового состава с железисто-марганцевым бобовником, карбонатными стяжениями, местами загипсованные. Обломочный материал содержит слабо выветрелую гальку местных пород плохой сохранности и хорошо окатанную кварцево-кремнистую гальку, вымытую из более древних осадков. В тяжелой фракции резко возрастает доля неустойчивых минералов (палеогеографический коэффициент 2,1). Наиболее широко эти отложения и связанные с ними россыпи распространены в пределах восточного склона Южного Урала.

Древние карстовые полости и приуроченные к ним россыпи часто расположены на междуречьях и склонах современных долин, реже — в самих долинах. В вершинах современных рек древний карст совпадает с тальвегами долин и погребен под молодыми отложениями. Молодой карст, развивающийся в долинах современных рек, редко имеет такие крупные размеры, как древний [5].

Для древних россыпей в карстовых впадинах характерно крутонаклонное (от 40—50 до 90°) залегание металлоносного пласта, в связи

с чем их принято называть россыпи "косых пластов". Провалы и оседания, неравномерные заполнения и размывы создают пласт сложной формы с резкими перерывами и неотчетливыми границами. Строение всей рыхлой толщи резко изменяется по мощности и простиранию.

Морфология пласта россыпи и перекрывающих его осадков обусловлены временем заполнения рыхлыми отложениями карстовой депрессии. По характеру соотношения между образованием карстовой депрессии и ее заполнением А.И. Александров [3] выделяет два типа карстовых россыпей: с синхронным и асинхронным заполнением. Их основные различия заключаются в следующем:

#### Синхронный

Рыхлые породы однородного литологического состава имеют значительные мощности

Ненарушенное или слабо нарушенное залегание пород.

Преобладают складчатые нарушения

Пологое залегание пластов, максимальный угол падения не превышает  $40^\circ$

Накопление древесно-растительных остатков, образующих обособленные прослойки, пропластки

#### Асинхронный

Рыхлые породы однородного литологического состава не имеют большой мощности

Обычно сильно нарушенное залегание пород. Преобладают разрывные нарушения

Крутое залегание пластов, максимальное падение достигает  $90^\circ$

Накопления древесно-растительных остатков большей частью отсутствуют

При синхронном заполнении рыхлые отложения карстовой полости залегают в виде пластов и линзообразных прослоев, нижние пласты имеют более крутое падение, верхние постепенно выполаживаются (см. рис. 9). При асинхронном заполнении рыхлые отложения увлекаются вниз и сильно разрываются в средней части провала и меньше — на крыльях. Продуктивный пласт приобретает наклонное залегание, книзу постепенно все более раздробляется и наконец обрывается. В средней части провала пласта нет, встречаются пестрые по составу перемешанные отложения, включающие отдельные обрывки прежнего пласта.

Описанные примеры особенностей морфологии древних россыпей в карстовых депрессиях не исчерпывают всех возможных случаев. Последующие карстовые процессы, частичный размыв россыпи и образование более высоко залегающего пласта, погребение россыпи под молодыми осадками значительно усложняют ее строение. Сложная морфология пласта, резко неравномерное распределение металла по всей мощности рыхлой толщи типичны для древних россыпей в карстовых формах [5].

*Находки алмазов* в отложениях древнего карста пространственно приурочены к Западно-Уральской карстовой провинции. Особенности их размещения в пределах западного склона Среднего и Северного Урала, как и россыпей карстового типа описанных выше благородных металлов, в значительной степени предопределены домезозойским структурным планом. Здесь отчетливо вырисовывается приуроченность россыпных проявлений разного возраста к двум меридионально вы-

тянутым зонам развития карбонатных пород палеозоя, на которых развиваются карстовые процессы: восточной и западной. Западная располагается во вешней части Уральской складчатой области, восточная примыкает непосредственно к Центрально-Уральскому антиклинорию [41, 74].

Как отмечалось выше, в позднем мезозое на карбонатных породах и вдоль их контактов с терригенными комплексами заложилась эрозионно-структурные депрессии субмеридионального простирания. На западном склоне Урала к ним приурочены погребенные карстовые впадины, в которых длительное время накапливались продукты разновозрастных кор выветривания ближнего сноса. В современном рельефе они выражены слабо.

На западном склоне Северного Урала карстовые депрессии приурочены к полосе развития доломитов колчимской свиты силура. По данным И.А. Темникова и Ю.В. Щурубора, рыхлые отложения, выполняющие эти депрессии, имеют сложное строение. Наиболее древними осадками являются домиоценовые переотложенные продукты коры выветривания каолинового профиля терригенных пород такатинской свиты среднего девона, которая считается одним из основных промежуточных коллекторов уральских алмазов. Возраст этих кор условно датируется мел-олигоценом. Для них характерны процессы обеления и выщелачивания. Это разнородные глинистые пески светло-желтого и желтого цвета с галькой, гравием и глыбами сильно выветрелых песчаников. Пески часто ожелезнены и содержат стяжения бурых железняков до 0,5 м в поперечнике. В них встречаются неправильные линзы и включения глинистых минералов группы метагаллузита и аллофана. Те же минералы присутствуют в базальной пачке такатинской свиты. Аналогичен и состав тяжелой фракции, в которой резко преобладают рутил, хромит, гранат, ставролит. Мощность описываемых осадков, встреченных в западной части Илья-Волжской депрессии, около 10 м. По своему генезису это пролювиально-делювиальные образования.

Выше залегают красноцветные отложения, представляющие собой продукты миоценовых кор выветривания такатинской свиты, формировавшихся в условиях аридного климата и претерпевшие пролювиально-делювиальный перенос.

Это кирпично-красные и красно-бурые сильно глинистые пески и песчаные глины ("рыжики") с гравием, галькой и валунами такатинских песчаников, часто покрытых железистой корочкой "загара". В красноцветах встречаются многочисленные марганцево-железистые бобовины, иногда крупные стяжения бурого железняка. Сортировка их незначительна. Наряду с пелитовыми частицами (50—58%) много разнородного материала. Песчаные и более крупные обломки имеют угловатые очертания со слабыми следами переноса. Глинистое вещество представлено каолинитом и гидрослюдой. Ассоциации устойчивых минералов те же, что и в такатинской свите. Мощность отложений от 1—2 до 4 м.

"Красноцветы" несогласно перекрыты пролювиально-озерными и аллювиально-озерными осадками предположительно плиоценового воз-

раста — желтоватыми и палевыми песчаными глинами, сильно оже-  
зненными и омарганцованными с множеством марганцево-железистых  
бобовин. В отложениях встречаются обломки и валуны местных пород,  
иногда образующих прослой и линзы. В базальных слоях отмечается  
обогащение обломочным материалом из такатинских песчаников и  
гравелитов. Минеральный состав тяжелой фракции и глин аналогичен  
предыдущей пачке. Мощность описываемых пород до 15 м. "Желто-  
цветы" перекрыты озерно-аллювиальными сероцветными глинами с  
каолинитом мощностью 5—7 м.

Между выделенными комплексами осадков имеются следы перерывов,  
свидетельствующие о заполнении депрессии в несколько циклов,  
соответствующих определенным этапам поднятий. Здесь имеет место  
унаследованность карста, обеспечивающая вертикальную миграцию  
устойчивых минералов и сохраненность их в пределах карстовых депрессий  
на протяжении нескольких геологических эпох. Алмазность  
этих осадков установлена по всему разрезу, но особенности распре-  
деления алмазов в разных толщах не определены. В плиоцен-четвер-  
тичном этапе значительная часть алмазов этих отложений в связи с  
интенсивным врезом транспортировалась в пределы современных долин.

Аналогичные карстовые полости развиты также в пределах запад-  
ного склона Среднего Урала на контакте терригенной западно-уральской  
свиты визейского яруса нижнего карбона с нижележащими извест-  
няками турне. Они заполнены пролювиально-делювиальным материа-  
лом, содержащим значительное количество гематита и магнетита, и  
хорошо картируются геофизическими методами, проявляясь в виде  
цепочек магнитных аномалий с невысокой интенсивностью [74].

Рыхлые отложения карстовых и контактово-карстовых депрессий  
являются непосредственными источниками алмазов четвертичных ал-  
лювиальных россыпей Урала и в значительной степени определили их  
пространственное размещение. Однако особенности формирования и  
распределения россыпей в отложениях самих погребенных карстовых  
депрессий практически не изучены.

Заканчивая рассмотрение россыпной минерации древнего карста  
Урала, следует отметить, что одной из основных закономерностей  
размещения россыпных месторождений этого региона, установленной  
многочисленными исследователями, является их тесная простран-  
ственная связь с продольными мезозойскими эрозионно-структурными  
депрессиями. В пределах последних располагаются не только россыпи  
мезозойского, олигоценового и миоценового возраста, но и множество  
четвертичных, что указывает на историческую преемственность россы-  
пей. В образовании указанных депрессий, помимо тектонического и  
эрозионного факторов, существенную роль играли и карстовые процес-  
сы. Древний карст контролировал размещение россыпей и их сохран-  
ность от последующего размыва. К древним карстовым формам приуро-  
чено абсолютное большинство известных россыпных месторождений  
благородных металлов. При периодическом возобновлении восходя-  
щих тектонических движений оживали карстовые процессы и впадины  
нового цикла обычно наследовали отложения карстовых впадин пре-  
дыдущего цикла. Это обеспечивало вертикальную миграцию устойчи-

вых минералов и сохранность их в пределах данной карстовой провинции на протяжении нескольких эпох.

Размеры и форма карстовых россыпей Урала определяются строением вмещающих их карстовых полостей. Здесь наиболее распространены россыпи протяженной формы, приуроченные к вытянутым в субмеридиональном направлении эрозионно-карстовым депрессиям. Мощность аллювиальных отложений обычно соответствует глубине карстовой полости. По соотношению между временем образования карстовой впадины и ее заполнением выделяются впадины с синхронным и асинхронным типом заполнения. Для первого типа характерны значительные мощности отложений и слабые (обычно складчатого характера) нарушения залегания пластов. При общем неравномерном распределении металла по вертикальному разрезу отмечается некоторое обогащение приплотикового горизонта. Асинхронный тип заполнения отличается крутым (от 40—50 до 90°) залеганием пластов и их сильной нарушенностью. "Косые" металлоносные пласты приурочены к бортовым частям карстовых полостей, по мере удаления от бортов к центру наблюдается обеднение осадков металлов и выклинивание металлоносных струй.

Таким образом, для древних россыпей в карстовых формах типично неравномерное распределение полезного компонента по всей мощности рыхлой толщи.

Россыпеобразование в древнем карсте Уральской складчатой области соответствует моделям 1 и 3 варианта "б" (см. табл. 1). В первом случае питание россыпей ближнего сноса происходит за счет локального источника жильного типа, во втором — за счет терригенных толщ (промежуточных коллекторов) и металлоносных массивов площадного распространения. В обоих случаях богатство россыпей зависит от богатства источника питания и интенсивности гидродинамической сепарации в карстовых полостях.

Рыхлые продуктивные отложения, выполняющие древние карстовые формы в пределах Уральской складчатой области, являются как непосредственными объектами добычи благородных металлов, так и промежуточными коллекторами ценных компонентов для россыпей четвертичного возраста.

### Критерии прогноза россыпей

На основании изложенного выше можно сформулировать основные критерии прогноза россыпных месторождений в древних карстовых формах Уральской складчатой области.

**Геоморфологический критерий.** Твердо установленная приуроченность известных россыпных месторождений Урала к продольным мезозойским эрозионно-структурным депрессиям позволяет трактовать последние как элементы регионального прогноза древних дочетвертичных россыпей.

**Литолого-структурный критерий.** В пределах мезозойских депрессий наиболее благоприятны для накопления и сохранения продуктивных отложений мезо-кайнозойского возраста площади закарстованных карбонатных пород. Участки наиболее интенсивного развития карста

в карбонатных породах приурочены к зонам трещиноватости (особенно с сульфидной минерализацией) и контактам с породами алюмо-силикатного состава (терригенным, магматическим).

**Стратиграфический критерий.** По степени благоприятности для россыпеобразования отложения, выполняющие древние карстовые формы, в целом располагаются в следующем порядке: верхнемезозойские, верхнеолигоценовые, миоценовые. В пределах различных карстовых областей отмечаются некоторые вариации возраста продуктивных карствыполняющих отложений. На территории Западно-Уральской складчатой области продуктивны главным образом олигоцен-миоценовые образования, на севере Восточно-Уральской — отложения верхнего мезозоя, на юге — отложения верхнего мезозоя и верхнего олигоцена.

**Литолого-фациальный критерий.** Среди карствыполняющих отложений наиболее благоприятны для концентрации полезных компонентов продукты перемыва кор глубокого химического выветривания — светлоокрашенные, глинисто-песчано-галечные образования, характеризующиеся высокой степенью зрелости литологического состава (палеогеографический коэффициент достигает 24,5) и относящиеся к аллювиальным фациям (лангурская, мысовская, наурзумская свиты и их возрастные аналоги). Менее благоприятны красноцветные полимиктовые отложения пролювиально-делювиальных фаций (аральская свита миоценового возраста и ее аналоги).

Учитывая отчетливо выраженную преимущество в развитии россыпей благородных металлов современной и древней гидросети, критерием локального прогноза древних россыпей в карстовых полостях может служить наличие россыпных концентраций этих компонентов в современном аллювии.

## **ДРЕВНИЙ КАРСТ И РОССЫПНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Древние карстовые формы известны на территории Африкано-Аравийской и Сибирской платформ. В пределах первой к ним приурочены алмазные россыпи площади Бакванга в Заире и районов Лихтенбург и Вентерсдорп в ЮАР.

### **АФРИКАНО-АРАВИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА**

В зарубежной литературе описаны древние россыпи алмазов, распространенные в областях развития закарстованных карбонатных пород верхнего протерозоя Южной и Центральной Африки. По условиям образования и характеру заполнения среди них выделяются два типа. Первые расположены в непосредственной близости от алмазо-

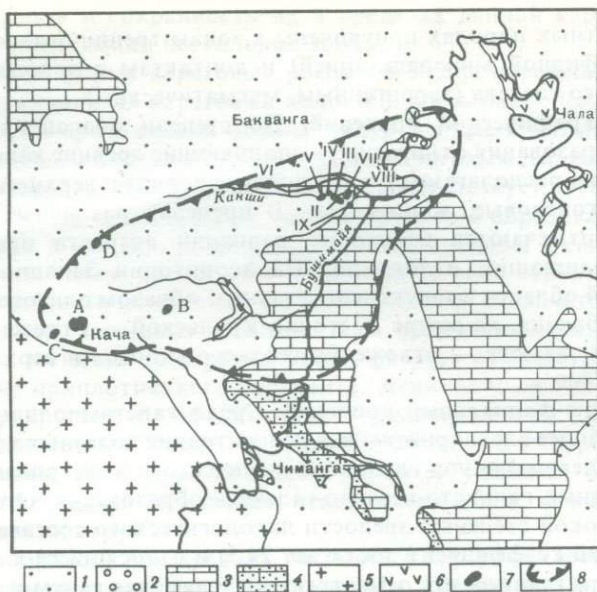


Рис. 10. Геологическая карта алмазоносной площади Бакванга, Республика Заир [76]

1 — песчаные отложения мезозоя (серия Кванго) и кайнозоя; 2 — базальные конгломераты серии Кванго (К<sub>2</sub>); 3 — карбонатные породы серии Бушимайя (PR<sub>1</sub>); 4 — песчаник и серии Бушимайя; 5 — породы кристаллического фундамента; 6 — долериты; 7 — кимберлитовые брекчи; 8 — площадь распространения карстовых воронок, выполненных алмазоносными отложениями; I—VIII — номера кимберлитовых трубок; А—Д — кимберлитовые поля

носных кимберлитовых тел и образованы элювиально-делювиальными продуктами их разрушения. Это типичные коррозионные формы карстовых полостей, заполненные обломочными породами ближнего сноса. Вторые сформированы за счет неоднократного перебива разновозрастных терригенных отложений, являющихся вторичными коллекторами алмазов, и заполняют карстово-эрозионные формы.

Классический пример месторождений первого типа представляют алмазоносные россыпи карстовых полостей площади Бакванга в республике Заир (Центральная Африка). Эта площадь находится на юго-восточной периферии синеклизы Конго в области ее сочленения с древним массивом Касаи. Юго-западная часть территории сложена кристаллическими породами фундамента, которые на северо-востоке перекрыты полого залегающими терригенно-карбонатными отложениями серии Бушимайя верхнепротерозойского возраста. На денудированной поверхности последних сохранились реликты обломочных алмазоносных пород нижнего мела и более молодые терригенные образования (рис. 10).

Карстовые россыпи размещаются в пределах высокого плато с относительными отметками от 100 до 300 м, обрывающегося в сторону Конголезской синеклизы. Оно представляет собой пенеплен миоценового возраста, наклоненный в северном направлении (1 м на 1 км). Плато сложено породами верхнего отдела серии Бушимайя, представ-

ленного чередованием плитчатых известняков с кремнистыми стяжениями, доломитизированных кавернозных известняков, брекчиевых известняков и массивных доломитов общей мощностью около 200 м. Указанные породы прорваны алмазонасными кимберлитами, возраст которых относят к концу нижнего — началу верхнего мела [76, 79]. Кимберлиты образуют в рельефе отдельные массивы, объединяемые в две группы: северную (Дизеле или Бакванга) и южную (Колонджи), вытянутые в широтном направлении на 3 км (см. рис. 10). Все массивы перекрыты охристыми песками предположительно неогенового возраста мощностью 10—20 м. Характерной особенностью кимберлитовых трубок площади Бакванга является незначительная величина эрозионного среза, в результате чего вокруг них сохранились в виде колец массы выбросов рыхлого алмазосодержащего материала. При размыве этот материал заполнял пустотелые жерловые части трубок и карстовые полости во вмещающих карбонатных породах, образуя так называемые вторичные кимберлитовые брекчии [76].

Разрез отложений, выполняющих карстовые полости поблизости от кимберлитовых трубок, имеет следующий вид (на примере скв. 3, массива Дизеле, по В.С. Трофимову; рис. 11):

	Мощность, м
Бурый тонкозернистый лимонитизированный песчаный суглинок и поверхностные галечники с каолиновым цементом .....	1,0—36,0
Красная и зеленая вторичная кимберлитовая брекчия, вверху рыхлая, а ниже цементированная кальцитом с прослоями песка в верхней части. На первых 10 м имеются три прослойки песка. Переход к поверхностным суглинкам постепенный .....	36—127,5
Бурые глины с обломками кремней .....	127,5—130
Глина и бурый аргиллит с многочисленными обломками кремня .....	130—150
То же, но с обломками кремнистого известняка и карбонатных пород, количество которых увеличивается книзу .....	150—162

Глубина карстовых полостей, к которым приурочены вторичные кимберлитовые брекчии, составляет более 120 м. Мощность отдельных прослоек колеблется в широких пределах, достигая местами 50—60 м. Дно карстовых полостей покрыто продуктами выщелачивания карбонатных пород, глинами и обломками кремней и кремнистых известняков. Алмазонасный материал, выполняющий карстовые полости, на 40% состоит из песчано-глинистой массы, на 40% из песка и на 20% из обломков различных пород размером 1—30 см. Среди последних встречаются известняки и доломиты свиты Буцимайя, мезозойские сланцы и песчаники, граниты и гнейсы кристаллического фундамента и обломки первичной кимберлитовой брекчии и слагающих ее минералов. Связующим материалом обломков является в верхних частях красная, сменяющаяся с глубиной на желто- и серо-зеленую, глинисто-песчаная масса, содержащая алмазы, ильменит, пироп, резе циркон и диопсид. Верхние части разреза до глубины 30 м подверглись интенсивным процессам выщелачивания, в результате которых растворились мелкие обломки карбонатных и других неустойчивых пород. Нижние части брекчий цементированы вторичным кальцитом, выщелоченным из верхних горизонтов.

По мнению большинства исследователей [76, 96], описываемые

брекчии произошли в результате размыва продуктов выброса кимберлитовых трубок и окружающих их терригенных отложений и сноса их в карстовые полости. Чередование прослоев кимберлитовой брекчии и песка обусловлено различной интенсивностью эрозионных процессов, при ослаблении которых в полости сносился лишь легкий песчаный материал, а в периоды оживления эрозии — более крупный и тяжелый (продукты размыва кимберлитовой брекчии).

Содержание алмазов в описываемых отложениях в десятки раз превышает их содержание в первичных кимберлитах. Наиболее алмазные вторичные кимберлитовые брекчии в карстовых полостях распространены в радиусе 6—10 км вокруг трубок. Глубина таких полостей достигает 120 м. Площадь их на поверхности от 75×100 до 275×600 м<sup>2</sup> [96].

Помимо описанных месторождений, на площади Бакванга по обоим берегам р. Бушимайя имеются многочисленные карстовые полости, выполненные элювиально-делювиальными продуктами разрушения алмазоносных отложений верхнемеловой свиты Кванго. Эти россыпи сложены свалами глыб и угловатых обломков известняков и кремней, промежутки между которыми заполнены продуктами дезинтеграции песчаников и конгломератов свиты Кванго в красной песчано-глинистой массе. Глубина карстовых полостей определяется уровнем грунтовых вод. В таких россыпях присутствуют лимонит, ильменит, рутил, гранат и нередко алмазы в лимонитовой рубашке. Содержание последних выше, чем в карстовых россыпях первого типа. Распределение алмазов в карстовых россыпях Бакванга крайне неравномерно. Наиболее высокие концентрации отмечаются в самых верхних слоях (на первом метре) и в базальных горизонтах.

Типичным примером карстовых россыпей, возникших в основном за счет разрушения вторичных коллекторов алмаза, являются россыпи района Лихтенбург—Вентерсдорп (бассейны рек Вааль и Оранжевой) в ЮАР. Указанный район располагается на территории Южно-Африканского щита в области развития терригенно-карбонатных отложений системы Трансвааль (верхний протерозой), из-под покрова которой местами обнажаются содержащие алмазы золото-урановые конгломераты серии Витватерсранд (нижний протерозой) и кристаллические породы древнего основания. Кимберлитовые тела в этом районе не известны.

Все карстовые формы связаны с возвышенным плато, приуроченным к выходам доломитов верхнего отдела Трансваальской системы (Кемпбелл-Ранд). Они залегают на его размытой поверхности вне всякой связи с современной гидросетью на высоте 70—135 м над ее уровнем. Площадь распространения карстовых воронок около 400 км<sup>2</sup>.

По данным Дю Тойта [98], хорошо изучившего карстовые россыпи района Лихтенбург, в большинстве крупных воронок проявляется довольно отчетливая зональность (снизу вверх): 1) базальный белый слой; 2) нижняя продуктивная красная зона; 3) бедная промежуточная зона; 4) верхний продуктивный слабо окрашенный слой. Разрез одной из наиболее крупных впадин этого района Рунгте-Лаагте имеет следующий вид (рис. 12).

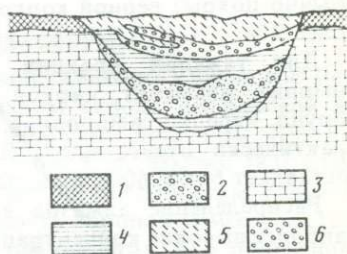
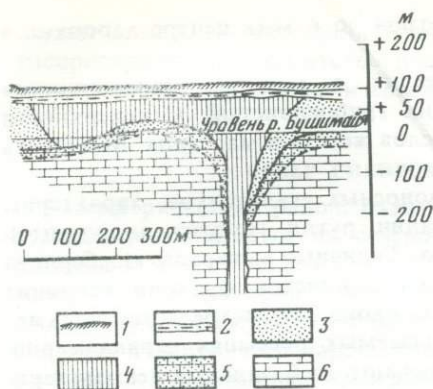


Рис. 11. Разрез карстовой воронки массива Дизеле на площади Бакванга [76]

1 — окристый мелкозернистый песок с линзами галечника; 2 — полиморфные песчаники; 3 — мезозойские песчаники; 4 — первичная и вторичная кимбелитовые брекчи; 5—6 — карбонатные породы; 5 — разрушенные, 6 — плотные

Рис. 12. Разрез карстовой воронки Рункте-Лаагте площади Лихтенбург (ЮАР) [98]

1 — окремненный доломит; 2 — первый горизонт галечников; 3 — доломит; 4 — бурые и белые глины; 5 — почвенный покров и элювий; 6 — второй горизонт галечников

1. Базальный слой, сложенный белым песчаным и глинистым материалом с мелкими угловатыми обломками кремней и кремнистого сланца, которые образуются при выщелачивании вмещающих доломитов, включающих этих породы в виде линз и прослоев. Контакт с подстилающими выветрелыми доломитами нечеткий.

2. Нижний алмазоносный слой щебнисто-галечного материала, заключенного в красную песчано-глинистую массу с хорошо выраженной слоистостью. Это плохо сортированные скопления обломков всех размеров и форм (от нескольких сантиметров до 0,9 м).

Помимо хорошо окатанных галек и валунов, встречаются угловатые обломки. Крупнообломочный материал представлен главным образом кремнями и кремнистыми сланцами, среди более мелких встречаются кварц, кварцит, агат, яшма, железистый кварцит, конкреции окислов железа и марганца. Присутствие гранатосодержащих метаморфической породы ("бантамс") считают индикатором присутствия алмазов. Участками обломочный материал сцементирован плотным лимонитом или марганцевыми рудами.

3. Глины от каштанового до темно-красного цвета с плоскостями скольжения и многочисленными окристыми прослоями включают лимонитовые концентрации размером от нескольких сантиметров до 0,9 м. Глины несогласно перекрывают нижележащие галечники. Мощность их колеблется от 1,5—3 до 15 м.

4. Верхний алмазоносный галечник светло-серого цвета, местами окрашенный окислами железа и марганца, слегка изогнутый в центральной части впадины, несогласно залегает на подстилающих глинах. В их составе преобладают угловатые обломки кремнистого сланца, кварцита и кварц. Агат в отличие от нижнего слоя редок

Мощность от нескольких сантиметров до 6 м (в центре воронки), в среднем 3,3 м.

5. Красный песчанистый латерит с редкими маломощными прослоями галечников, в основании грубослоистый. С поверхности обычно покрыт черной коркой окислов железа и марганца. Мощность обычно 9 м.

Для тяжелой фракции алмазоносных галечников характерны лимонит, ильменит, циркон, турмалин, рутил, гематит, андалузит и корунд, нередко самородное золото. Типичные минералы кимберлита практически отсутствуют. В составе глинистой фракции каолинит составляет более 60%, окислы железа около 20%, встречается гиббсит.

Распределение алмазов в описываемых россыпях неравномерно. Наиболее высокие концентрации отмечаются в базальных и самых верхних слоях галечника (за счет последующего элювиального обогащения).

Палеорекострукции позволили установить, что галечники, сохранившиеся в карстовых полостях, представляют собой реликты отложений так называемых сухих рек аридного климата (периодически возникавших грязевых потоков), о чем свидетельствует несортированность обломочного материала. Возраст их предположительно неогеновый. Истоки древних рек располагались севернее современного водораздела бассейнов рек Оранжевой и Крокодиловой. Отложения их прослеживаются в виде нескольких узких полос субмеридионального направления на десятки километров при ширине 90—180 м. Уклон древних рек составляет 0,6—0,7 км на 1 км. На сильное течение их указывают крупные размеры (до 1 м и более) перенесенных валунов. На ряде участков доломиты выветривались более интенсивно, чем расположенные на них галечники, которые в настоящее время занимают повышенные участки рельефа. Стекавшие с них воды обусловили образование новых карстовых полостей, которые постепенно в несколько приемов заполнялись перемытыми галечниками "сухих" рек, в результате чего резко повышалась концентрация алмазов.

Источники алмазов описываемых россыпей точно не установлены. Судя по отсутствию в них кимберлитовых минералов и наличию кристаллов алмаза с интенсивным механическим износом и зеленой окраской поверхностного слоя, часть алмазов была вынесена из докембрийских конгломератов Витватерсранда. Источником могли быть и еще не выявленные кимберлитовые тела, расположенные далеко на севере, откуда происходил снос обломочного материала. Основным промежуточным коллектором алмазов россыпей карстовых воронок служили сильно выветрелые галечники "сухих" рек неогенового возраста [71, 96, 97].

Сопоставление характера россыпеобразования в древнем карсте Африкано-Аравийской платформы с рассмотренными выше теоретическими моделями (см. табл. 1) позволяет заключить, что формирование уникальных по содержанию алмазов россыпей площади Бакванга происходит по типу модели 1 варианта "а", когда богатый, близко расположенный коренной источник питает карстовые формы коррозионного типа. Россыпеобразование на площади Лихтенбург осуществляется согласно модели 3 варианта "б". В этом случае источником питания

служат алмазоносные терригенные комплексы широкого площадного распространения, и богатство россыпей зависит главным образом от интенсивности гидродинамической сепарации.

### СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматриваемый район, охватывающий Анабаро-Уджинское междуречье, располагается на северо-восточном склоне Анабарской антеклизы в зоне ее сочленения с Лено-Анабарским прогибом. Древний карст этой территории изучен очень слабо. Р.А. Цыкин [83] отнес Анабарскую антеклизу к области с низкой интенсивностью развития плиоцен-четвертичного карста, где плотность воронок менее 1 на 1 км<sup>2</sup> (см. рис. 4). Указанный исследователь предполагал, что полученные данные вследствие зональности карстосферы могут быть распространены на глубину. Между тем на севере Сибирской платформы в последние годы якутскими геологами были обнаружены, а затем авторами настоящей работы детально изучены разновозрастные проявления мезокайнозойского карста. Здесь был собран обширный материал по геологии и тектонике (М.Н. Васильева, В.А. Горяшин, В.В. Грицик, Т.М. Кутузова, Н.Б. Рубенчик, Л.Л. Степанов, В.М. Подчасов, Б.И. Прокочук, Э.Н. Эрлих и др.), по палинологии (Л.А. Ляшкевич, В.Т. Ковальская, Н.Г. Пашкевич, Л.П. Петрова, И.Ю. Туманова и др.), минералогии и литологии карствыполняющих отложений (Н.А. Борщева, Б.Р. Забуга, Л.М. Зарецкий, В.М. Куницкий, Ф.П. Плакин, Э.Г. Сочнева и др.). Анализ полученных данных и новые материалы, собранные авторами, легли в основу этого раздела.

### Основные черты геологического строения

Прежде чем перейти к характеристике карстовых форм, кратко остановимся на тех особенностях геологического строения изученной нами площади, которые оказали существенное влияние на развитие карстовых процессов, общие закономерности размещения карстовых форм, а также состав заполняющих их осадков. Примерно три четверти рассматриваемой территории занимают карбонатные отложения нижнего палеозоя, слагающие пологий северо-восточный склон Анабарской антеклизы. В их разрезе (снизу вверх) выделяются джахтарский, силигирский горизонты, анабарская свита майского яруса среднего кембрия и чомурдахский горизонт верхнего кембрия. По составу и особенностям строения среди них различают два типа осадков, неодинаково благоприятных для развития карста. К первому относятся отложения джахтарского, силигирского и чомурдахского горизонтов, слагающие в целом южную часть описываемой территории. Это толщи ритмично переслаивающихся тонкоплитчатых известняков, глинистых известняков и мергелей, связанные между собой постепенными переходами и относящиеся к сероцветной (в низах красноцветной) терригенно-карбонатной формации, общая мощность которой здесь 500 м.

Ко второму типу относятся отложения анабарской свиты, занимающие северную половину территории. Они представлены однообразными серыми и желтовато-серыми массивными, иногда тонкоплитча-

тыми доломитами с редкими маломощными прослоями глинистых, а в верхней части — водорослевых известняков с линзами кремней. Мощность их около 250 м. О взаимоотношениях анабарской свиты с развитыми южнее силигирским и джахтарским горизонтами существует две точки зрения. Часть исследователей полагает, что анабарская свита перекрывает силигирский горизонт. Другие считают, что известняки силигирского и частично джахтарского горизонтов фациально замещаются доломитами анабарской свиты. Проведенные нами литолого-геохимические исследования подтверждают вторую точку зрения.

Область фациального перехода от известковых и глинисто-известковых отложений к доломитовым породам в региональном плане совпадает с зоной распространения барьерного рифа, протягивающегося через всю Сибирскую платформу и разграничивающего области с разным солевым режимом осадконакопления (см. рис. 3). Первые откладывались в бассейне с нормальной соленостью вод, вторые — в бассейне с повышенной соленостью, к самому рифу тяготеют органогенно-обломочные разности доломитов, среди которых присутствуют карбонатные брекчии, оолитовые породы, водорослевые постройки и оползневые образования. Постоянство положения рифовой зоны на протяжении длительного промежутка времени определялось структурами древнего заложения, которые в кембрии оказывали влияние на ход осадконакопления [52, 57].

На карбонатных породах среднего кембрия несогласно залегают терригенные отложения карбона и перми.

Реликты морских отложений каменноугольного возраста встречаются в виде скоплений и разрозненных глыб и валунов конгломератов, гравелитов и песчаников размером до 1,5 м и более, лежащих на поверхности доломитов анабарской свиты или продуктах их выветривания. Конгломераты представляют собой плотные породы светло- и желтовато-серого цвета, на 30—50% сложенные хорошо окатанной уплощенной галькой и гравием кремней и кварца. Цементом их служит кварцевый, местами кварцитовидный песчаник, в тяжелой фракции которого резко преобладают ильменит и циркон (в сумме 45—80%) [56].

Континентальные отложения пермского возраста распространены в основном по обрамлению Лено-Анабарского прогиба и залегают на эродированной поверхности пород среднего кембрия. По литологическому составу и палинологическим данным выделяются нижне- и верхнепермские отложения, связанные постепенными переходами. Преимущественно песчаные отложения нижней перми содержат прослой алевролитов и мелкие линзы углей. В базальных горизонтах встречаются маломощные линзы конгломератов, в составе обломочного материала которых преобладают местные карбонатные породы и в небольшом (до 10%) количестве присутствует галька кварца и кремней. В разрезе верхнепермских отложений выделяются нижняя песчано-конгломератовая и верхняя углисто-алевролитовая пачки. В отличие от нижнепермских конгломераты верхней перми сложены хорошо окатанной галькой кварца, кремней и эффузивных пород. Общая мощность пермских осадков составляет 100—120 м.

Нерасчлененные ниже-среднеюрские отложения сохранились небольшими пятнами по периферии Лено-Анабарского прогиба, где они выполняют неглубокие западины доюрского рельефа, залегая на размытой поверхности отложений среднего кембрия и перми. Они представлены кварц-полевошпатовыми песками с прослоями и линзами галечников (0,1 — 0,5 м мощности) и вязких глин с примесью углистой крошки. В обломочном материале галечников присутствуют кремни и окремненные доломиты (65%), кварц (30%) и кварцит (до 5%). Мощность отложений 2 — 5 м.

Все перечисленные отложения, как будет показано ниже, в процессе геологического развития территории оказывали определенное влияние на состав материала, заполняющего древние карстовые формы.

Континентальные отложения нижнего мела развиты в виде небольших по размеру разрозненных пятен на размытой поверхности карбонатных пород среднего кембрия и корях их выветривания. Они являются основным заполнителем многочисленных карстовых депрессий. Это пески, слабо сцементированные песчаники с углистой крошкой и линзами галечно-гравийного материала, глины, алевролиты и аргиллиты с прослоями углей. Мощность их по данным бурения колеблется от 5—10 до 100—140 м.

К наиболее молодым на описываемой территории относятся рыхлые щебнисто-галечно-песчаные отложения палеоген-неогенового возраста, заполняющие ряд карстовых воронок и четвертичные осадки, почти сплошным чехлом перекрывающие все древние породы и формирующие аллювиальные комплексы современной речной сети.

**Магматические образования** района включают породы трапповой формации нижнемезозойского цикла и щелочные базальтоиды, предположительно среднепалеозойского возраста. Первые прослеживаются полосой северо-западного простирания вдоль борта Лено-Анабарского прогиба, где образуют обширные лавовые покровы базальтов и долерито-базальтов мощностью от 3 до 70 м, перемежающиеся с прослоями и линзами туфобрекчий, а также силлы и дайки, пересекающие породы нижнего и верхнего палеозоя. На остальной территории они представлены мелкими телами долеритов и трубками туфов основного состава, которые вскрыты при заверке магнитных аномалий.

Помимо пород трапповой формации, при проверке аномалий обнаружены штоко- и трубообразные тела щелочных базальтоидов (от 100×120 до 100×200 м в поперечнике), приуроченные к разломам меридионального простирания в восточной части района.

**Тектоническое строение** рассматриваемой территории определяется ее положением в пределах восточного крыла Анабарской антеклизы, осложненной Молодо-Попагайским валом, Суханской впадиной и структурами более высокого порядка — Эбеляхским поднятием и Билляхской впадиной. Северо-восточная часть находится на периферии перикратонного Лено-Анабарского прогиба (рис. 13). Основной структурой, которая оказывала непосредственное влияние на формирование карста, является Эбеляхское блоковое поднятие размером 70×18 — 22 км. Амплитуда поднятия около 200 м. Эта структура

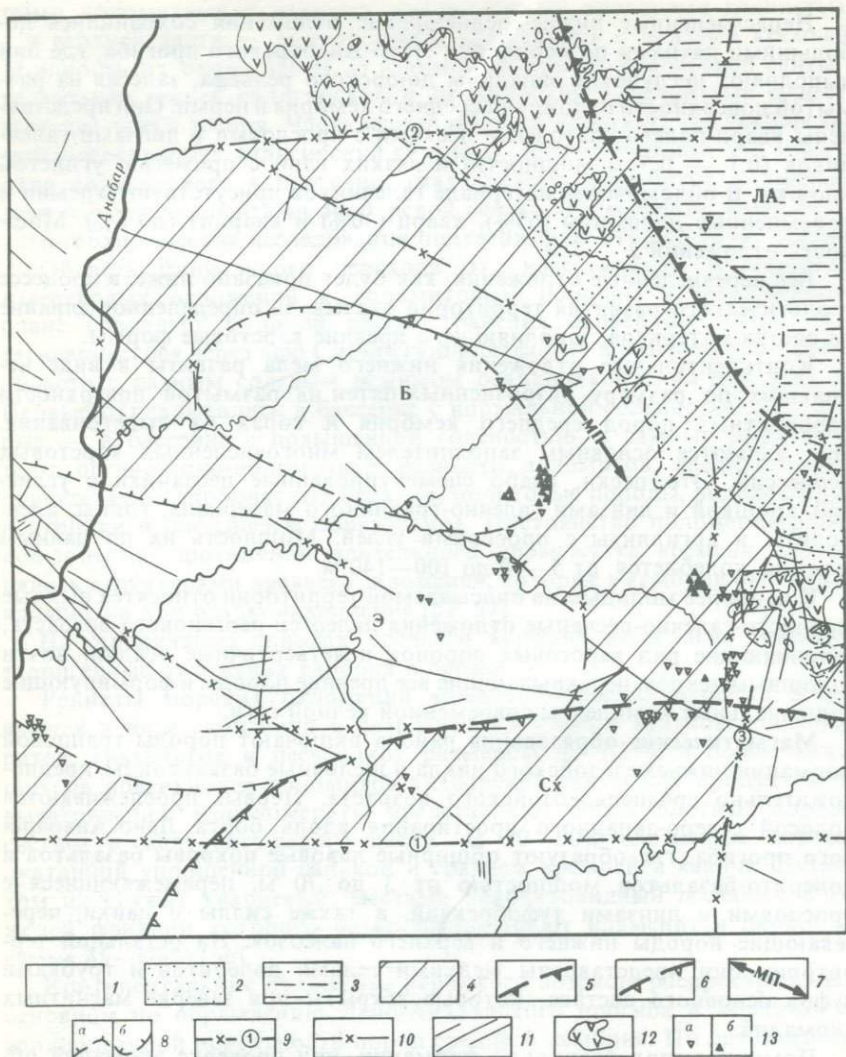


Рис. 13. Геолого-структурная схема Анабаро-Уджинского междуречья

Области распространения основных геологических комплексов: 1 — карбонатных отложений среднего и верхнего кембрия; 2 — терригенных образований перми; 3 — терригенных пород юры; 4—11 — структурные элементы: 4 — Эбеляхский блок фундамента, 5 — граница Лено-Анабарского (ЛА) прогиба, 6 — граница Суханской (СХ) впадины, 7 — осевая часть Молодо-Пойигайского вала, 8 — границы структур второго порядка: а — поднятия (Э—Эбеляхское), б — впадины (Б—Билляхская), 9 — глубинные разломы древнего заложения, ограничивающие Эбеляхский блок фундамента (цифры на схеме); 1 — Анабаро-Оленекский; 2 — Анабаро-Уджинский; 3 — Чымара-Биректинский; 10 — глубинные разломы, выраженные в осадочном чехле; 11 — разломы осадочного чехла, установленные по геолого-геофизическим данным; 12—13 — магматические образования: 12 — породы трапповой формации раннемезозойского возраста (силлы и покровы), 13 — штоки, трубки и тела неустоявшихся форм: а — долериты и туфы основного состава, б — щелочные базальтоиды (предположительно среднего и позднего мезозоя)

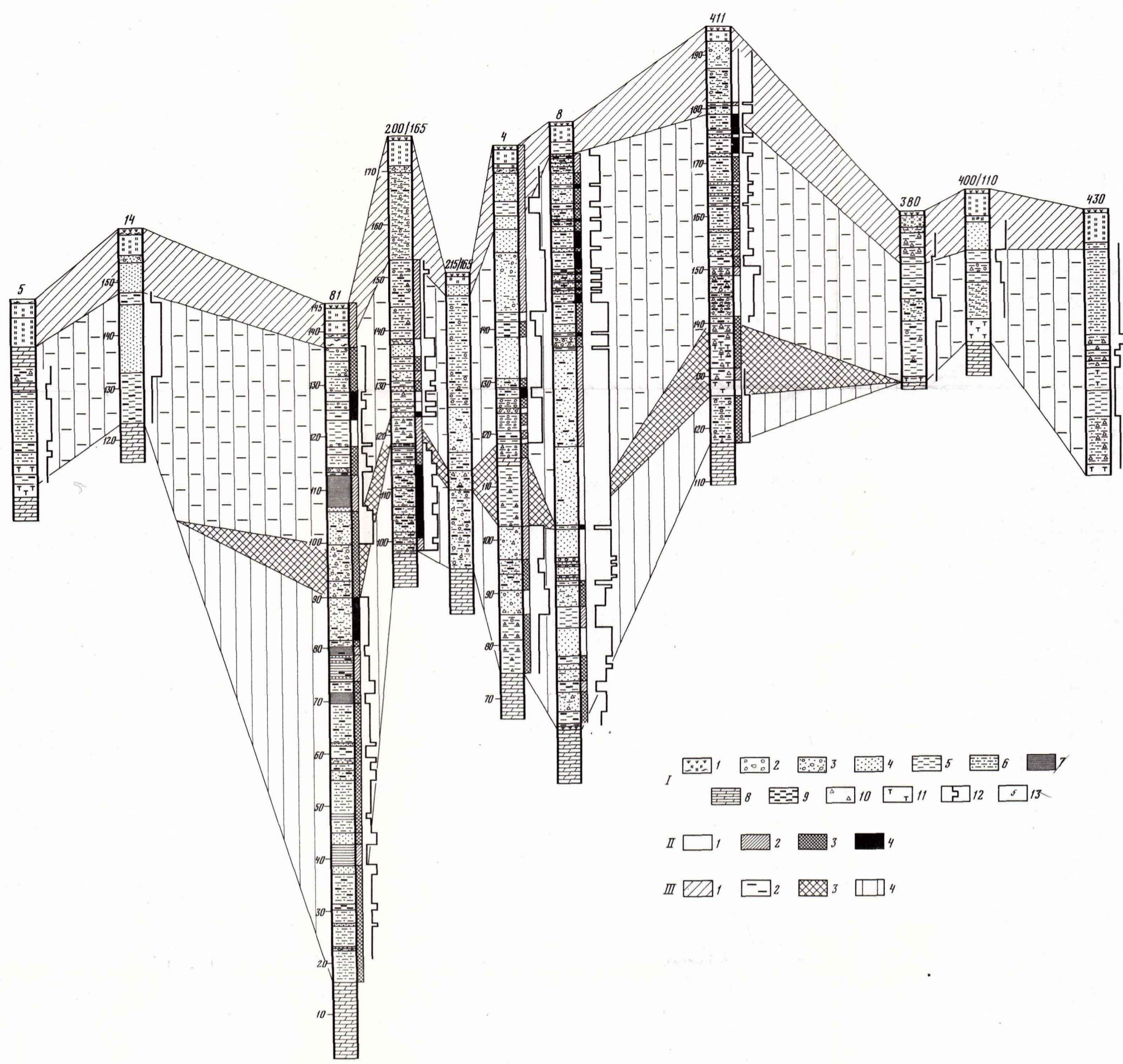


Рис. 26. Литофациальный профиль нижнемеловых отложений

I — литологический состав отложений: 1 — покровные илы, глины, суглинки; 2 — галечники; 3 — песок с галькой; 4 — песок, слабо литифицированный песчаник; 5 — глины; 6 — алевролиты; 7 — аргиллиты; 8 — доломиты; 9 — лигзы, гнезда углито-сажистого вещества; 10 — древесина, щебень карбонатных пород; 11 — доломитовая мука; 12 — ритмограммы; 13 — номер депрессий

II — цвет пород: 1 — светло-серый; 2 — серовато-коричневый; 3 — буровато-коричневый; 4 — темн-обурый  
 III — литофациальные типы отложений: I — аллювиально-делювиальные каменноугольного возраста; 2 — 4 — нижнемеловые; 2 — озерно-болотные, ложковые верхнего седиментационного цикла; 3 — коллоидальные образования субэриальных обстановок; 4 — озерно-болотные, ложковые нижнего седиментационного цикла

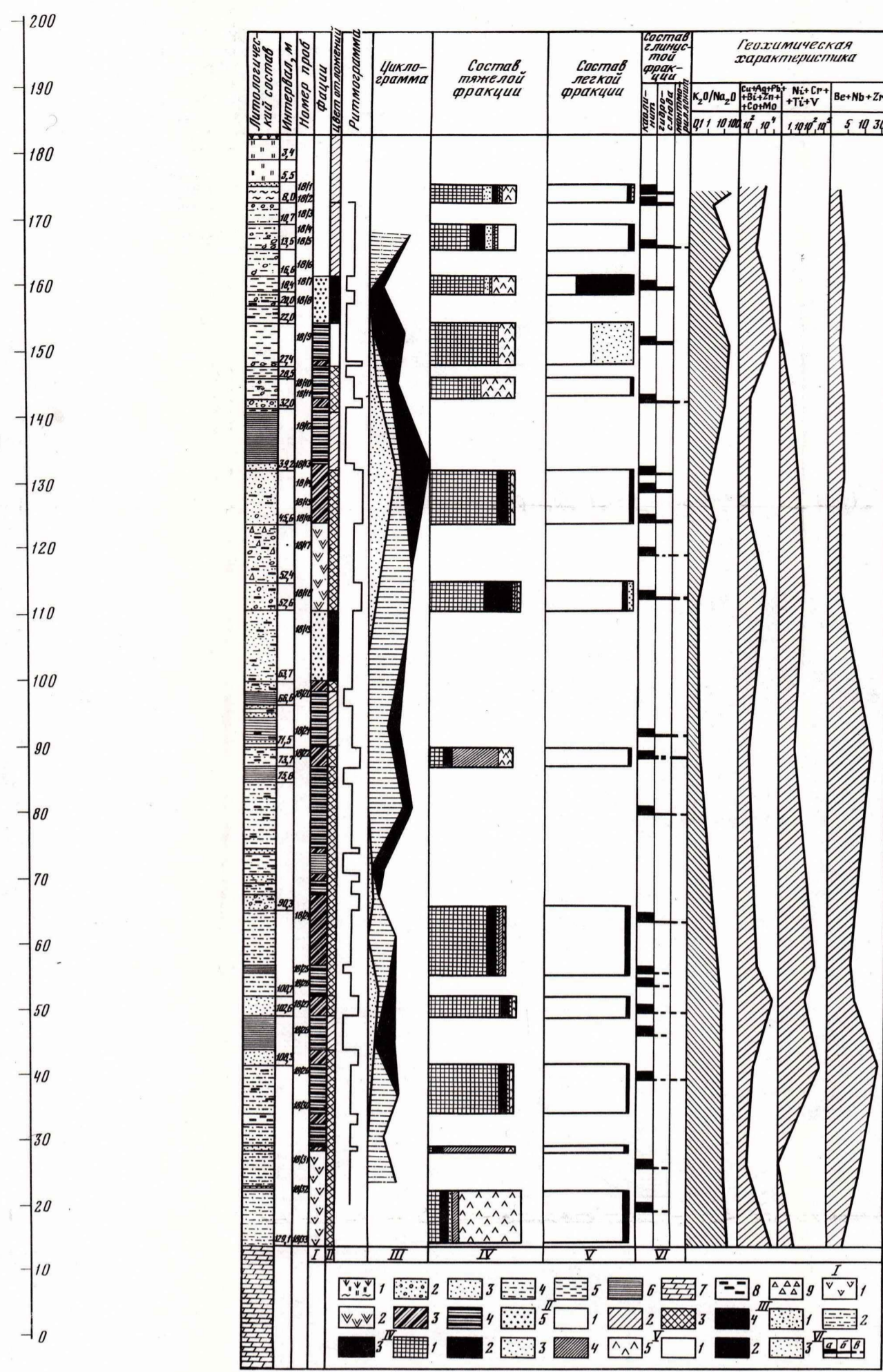


Рис. 31. Литограмма нижнемеловых карстывполняющих отложений

I — 9 — литологический состав отложений: 1 — покровные илы, глины, суглинки; 2 — песок с расщепленной галькой; 3 — песок, слабо литифицированный песчаник; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — аргиллиты; 7 — доломиты; 8 — лигзы, гнезда углито-сажистого вещества; 9 — древесина, щебень карбонатных пород; I — фациальные условия накопления: 1 — аллювиально-делювиальных отложений; 2 — коллоидальных отложений; 3 — проточных озерных водоемов и конусов выноса; 4 — застойных озерно-болотных водоемов; 5 — болотных водоемов; II — цвет пород: 1 — светло-серый; 2 — серовато-коричневый; 3 — буровато-коричневый; 4 — темн-обурый; III — литологический состав элементов ритма: I — песчаный; 2 — алевролитовый; 3 — глинистый; IV — минеральный состав тяжелой фракции: 1 — ильменит; 2 — альмандин; 3 — циркон; 4 — лейкоксен; 5 — турмалин; старолит и прочие минералы; V — минеральный состав легкой фракции: 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — агрегаты пород; VI — содержание глинистых минералов (в %): а — 90-95; б — 5-10; в — следы

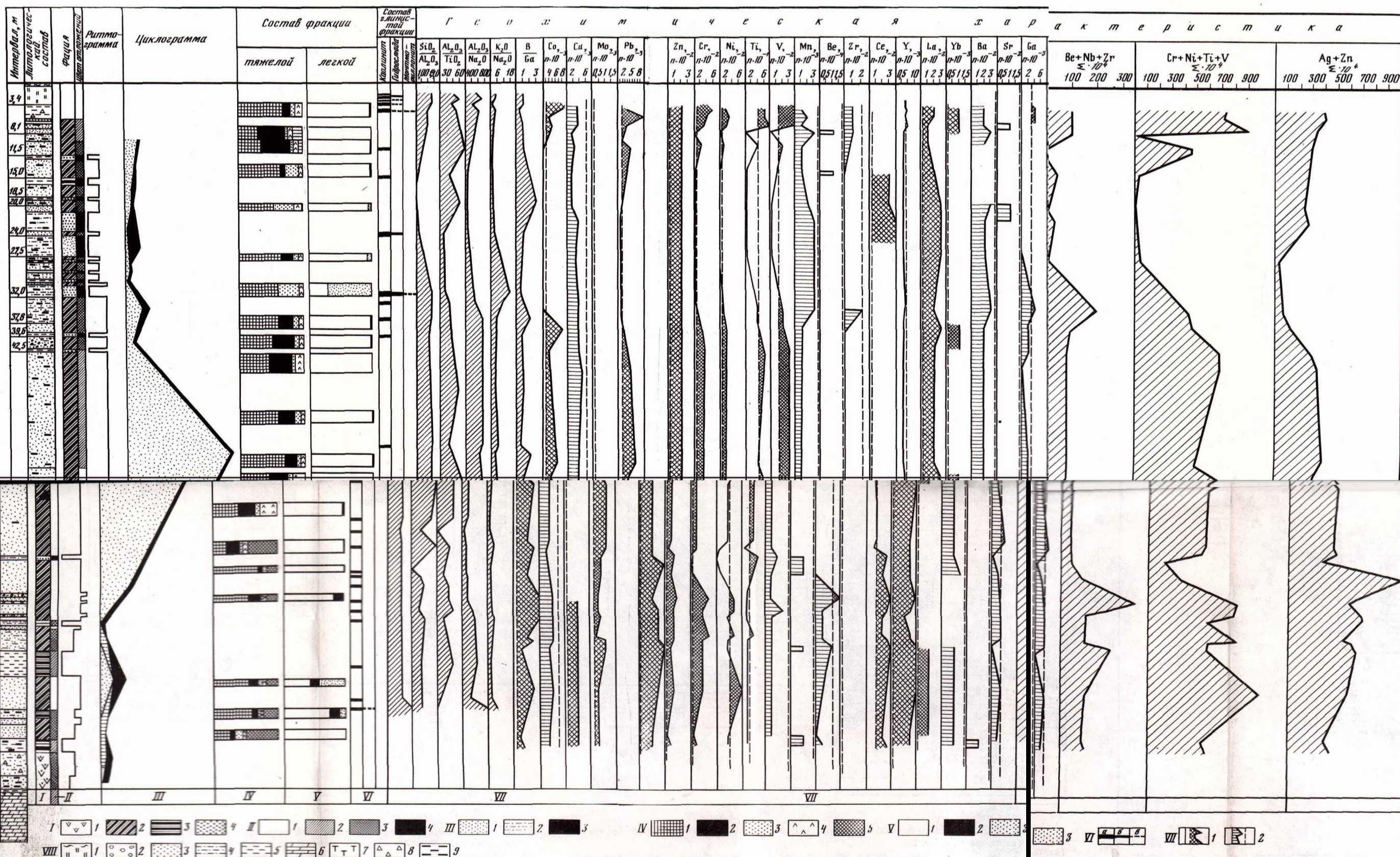


Рис. 33. Литограмма нижнемеловых карстывполняющих отложений

I — фациальные условия накопления: 1 — аллювиально-делювиальных отложений; 2 — проточных озерных водоемов и конусов выноса; 3 — застойных озерно-болотных водоемов и конусов выноса; 4 — застойных озерно-болотных водоемов; 5 — болотных водоемов; II — цвет пород: 1 — светло-серый; 2 — серовато-коричневый; 3 — буровато-коричневый; 4 — темн-обурый; III — литологический состав элементов ритма: 1 — песчаный; 2 — алевролитовый; 3 — глинистый; IV — минеральный состав тяжелой фракции: 1 — ильменит; 2 — альмандин; 3 — циркон; 4 — лейкоксен и гидроксиды железа, сидерит, турмалин, старолит; 5 — старолит; V — минеральный состав легкой фракции: 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — агрегаты карбонатных пород; VI — содержание глинистых минералов (в %): а — 90-95; б — 5-10; в — следы; VII — литологический состав отложений: 1 — покровные илы, суглинки; 2 — галечники; 3 — песок, слабо литифицированный песчаник; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — аргиллиты; 7 — доломитовая мука; 8 — щебень, древесина карбонатных пород; 9 — лигзы, гнезда углито-сажистого вещества

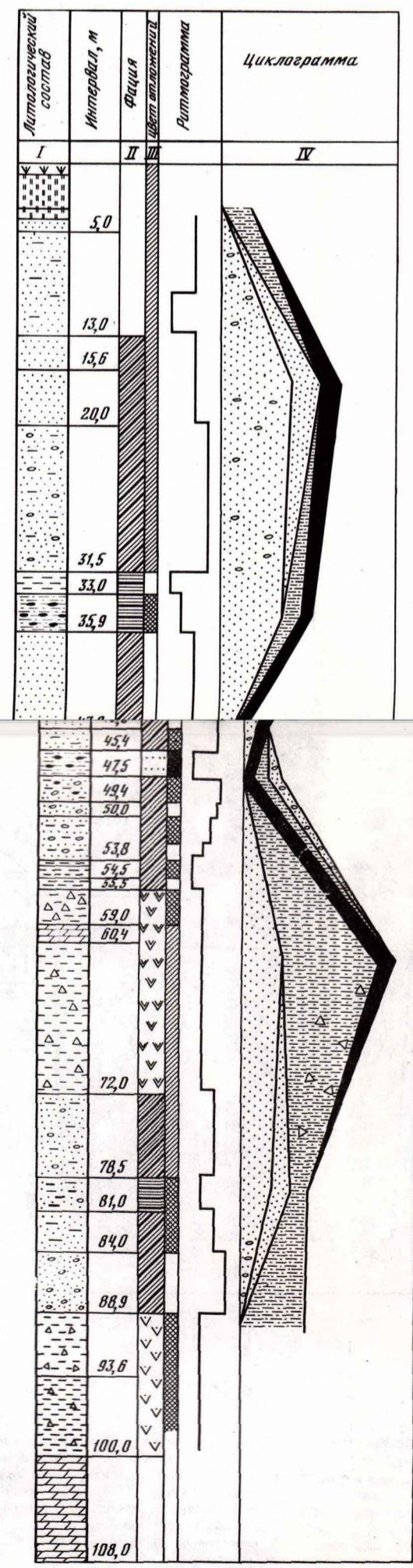


Рис. 32. Литограмма нижнемеловых карстывполняющих отложений

I — литологический состав отложений: 1 — покровные илы, суглинки; 2 — песок с галькой; 3 — песок, слабо литифицированный песчаник; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — доломиты; 7 — щебень, древесина карбонатных пород; 8 — лигзы, гнезда углито-сажистого вещества; II — фациальные условия накопления: 1 — аллювиально-делювиальных отложений; 2 — коллоидальных отложений; 3 — проточных озерных водоемов и конусов выноса; 4 — застойных озерно-болотных водоемов; 5 — болотных водоемов; III — цвет пород: 1 — светло-серый; 2 — серовато-коричневый; 3 — буровато-коричневый; 4 — темн-обурый; IV — литологический состав элементов ритма: 1 — песчано-галечный; 2 — песчаный; 3 — алевролитовый; 4 — глинистый

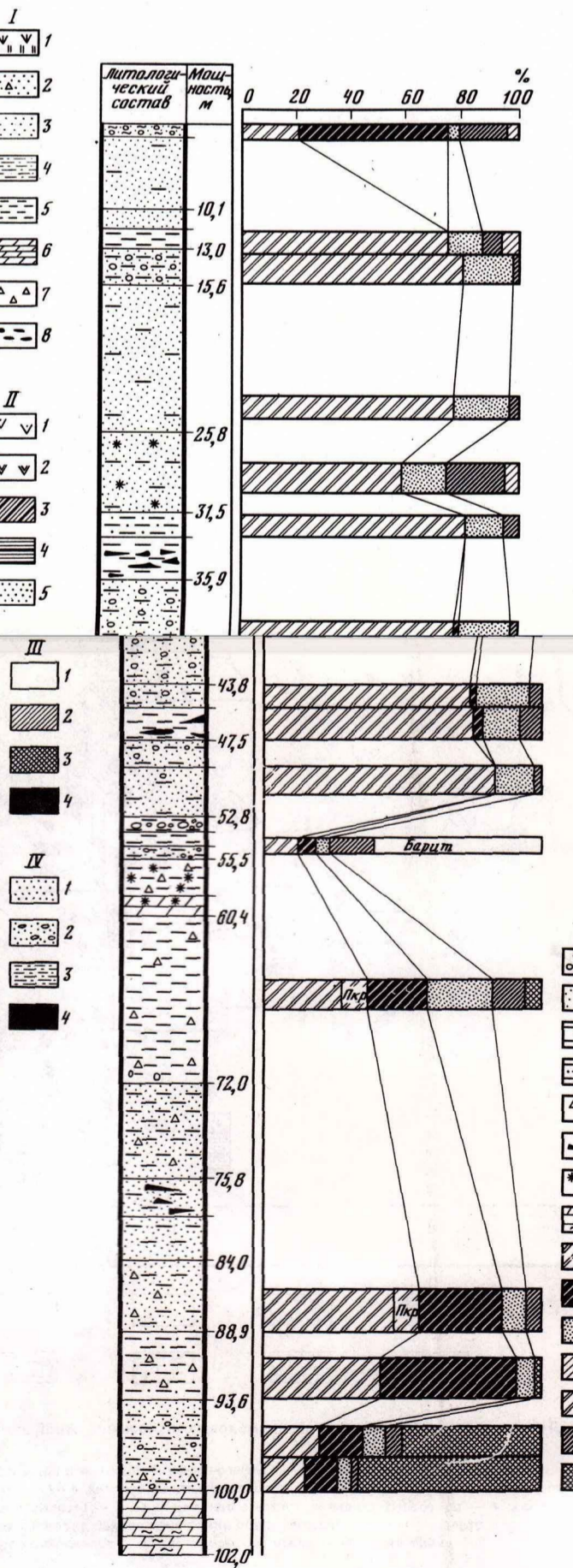


Рис. 32

Рис. 54

Рис. 54. Диаграмма минералогического состава тяжелой фракции нижнемеловых карстывполняющих отложений  
 I — галечники; 2 — песок; 3 — глины; 4 — алевролиты; 5 — щебень карбонатных пород; 6 — лигзы, гнезда углито-сажистого вещества; 7 — разветвленные гидроксиды железа; 8 — доломиты; 9 — ильменит; 10 — альмандин; 11 — циркон и рутит; 12 — оксиды и гидроксиды железа; 13 — пикроильменит (Пр); 14 — другие минералы тяжелой фракции; 15 — марказит

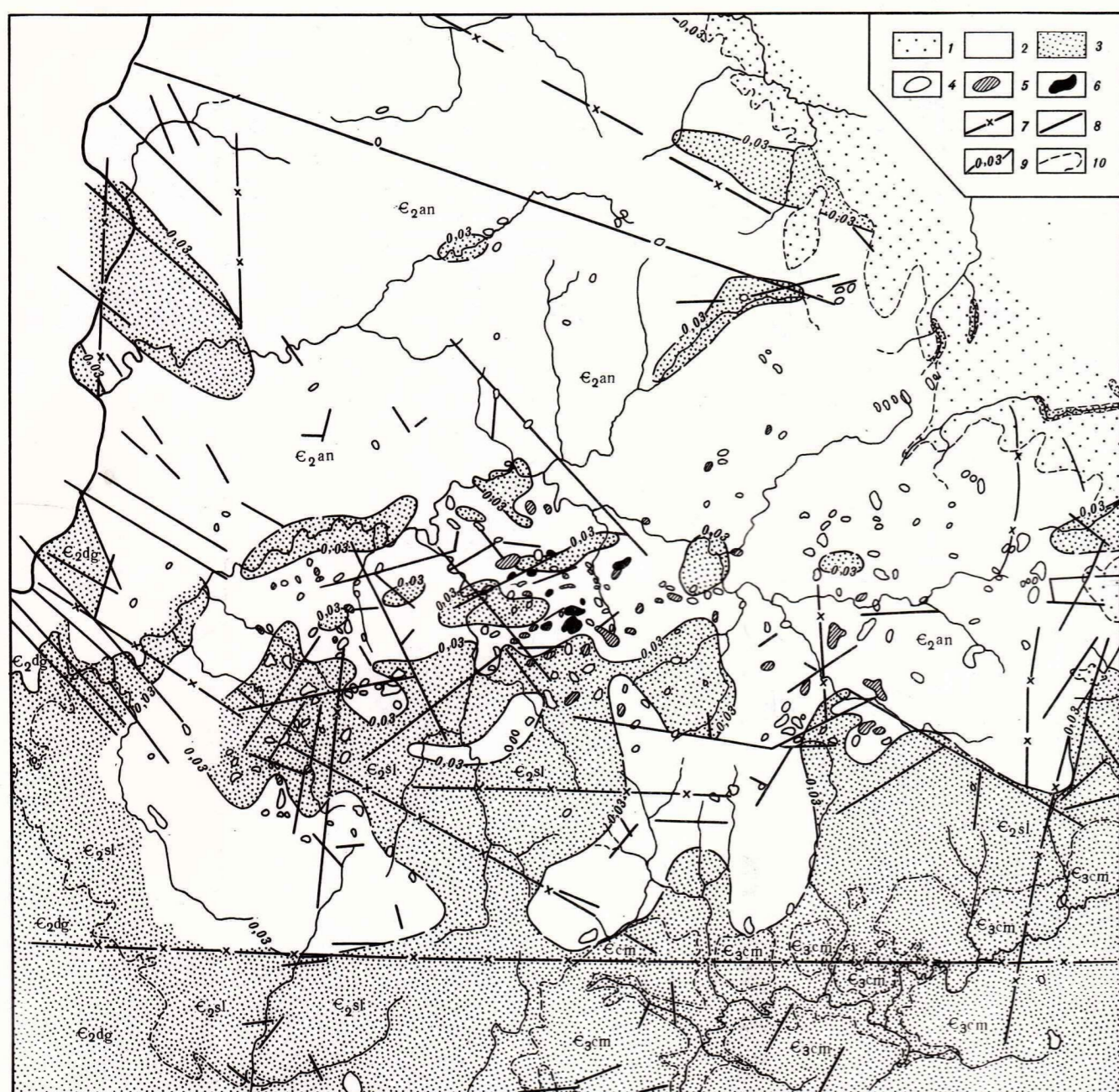


Рис. 16. Схема распределения терригенного материала в карбонатных породах Анабаро-Удинского междуречья.

1 — область распространения терригенных пород пермского возраста и траппов; 2 — область распространения карбонатных пород с низким содержанием терригенного материала (доломиты, известковые доломиты); 3 — область распространения карбонатных пород с повышенным содержанием терригенного материала: глинистые доломиты, известняки, мергели; 4—6 — карстовые депрессии (глубина, м): 4 — до 30, 5 — 30—60, 6 — 60—90 и более; 7 — глубинные разломы, проявленные в осадочном чехле; 8 — разломы осадочного чехла, установленные по геолого-геофизическим данным; 9 — границы литологических разностей; 10 — границы геологических комплексов.

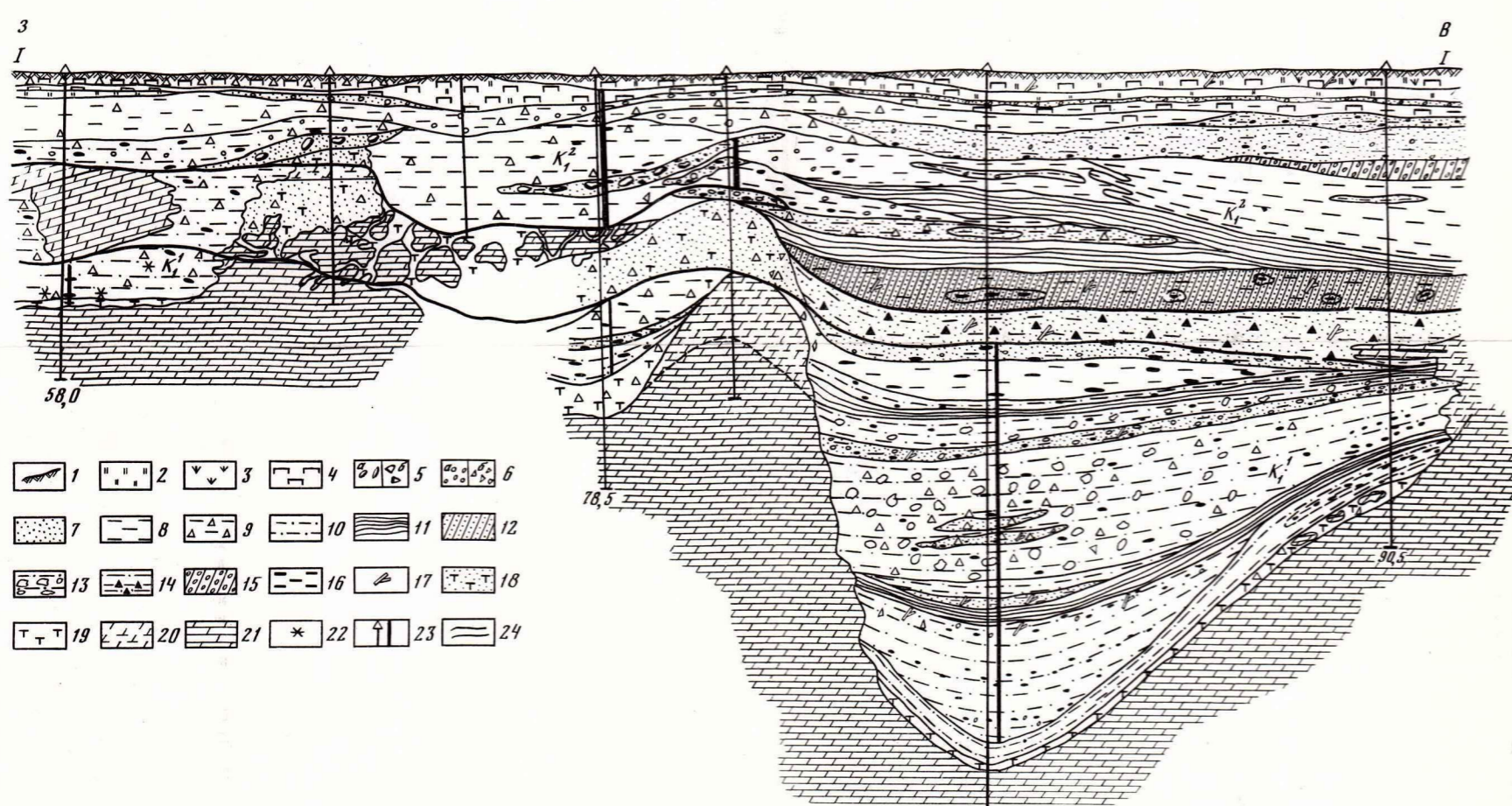


Рис. 24. Геологический разрез нижнепермских отложений с двумя седиментационными циклами.

1 — почвено-растительный слой; 2 — ил; 3 — торф; 4 — лед; 5 — валуны (а) и глыбы (б); 6 — галечка (а), щебенка (б); 7 — песок; 8 — глина; 9 — глина брекчьевидная; 10 — аргиллит; 11 — аргиллитоподобная глина; 12 — песчаник; 13 — алевролит с примесью щебенки; 14 — глинистая брекчия; 15 — конгломерат; 16 — обломки угля, углито-сажистые включения; 17 — обломки обугленной древесины; 18 — переложная кора выветривания по доломитам; 19 — доломитовая мука; 20 — выветрелый доломит; 21 — доломит; 22 — включения окислов железа; 23 — интервалы, отмечающие верхнему и нижнему циклам осадочных толщ; 24 — граница колчального горизонта, разломного нижнепермских отложений на два цикла: верхний — апт-альб, нижний — беррис-валлажин.

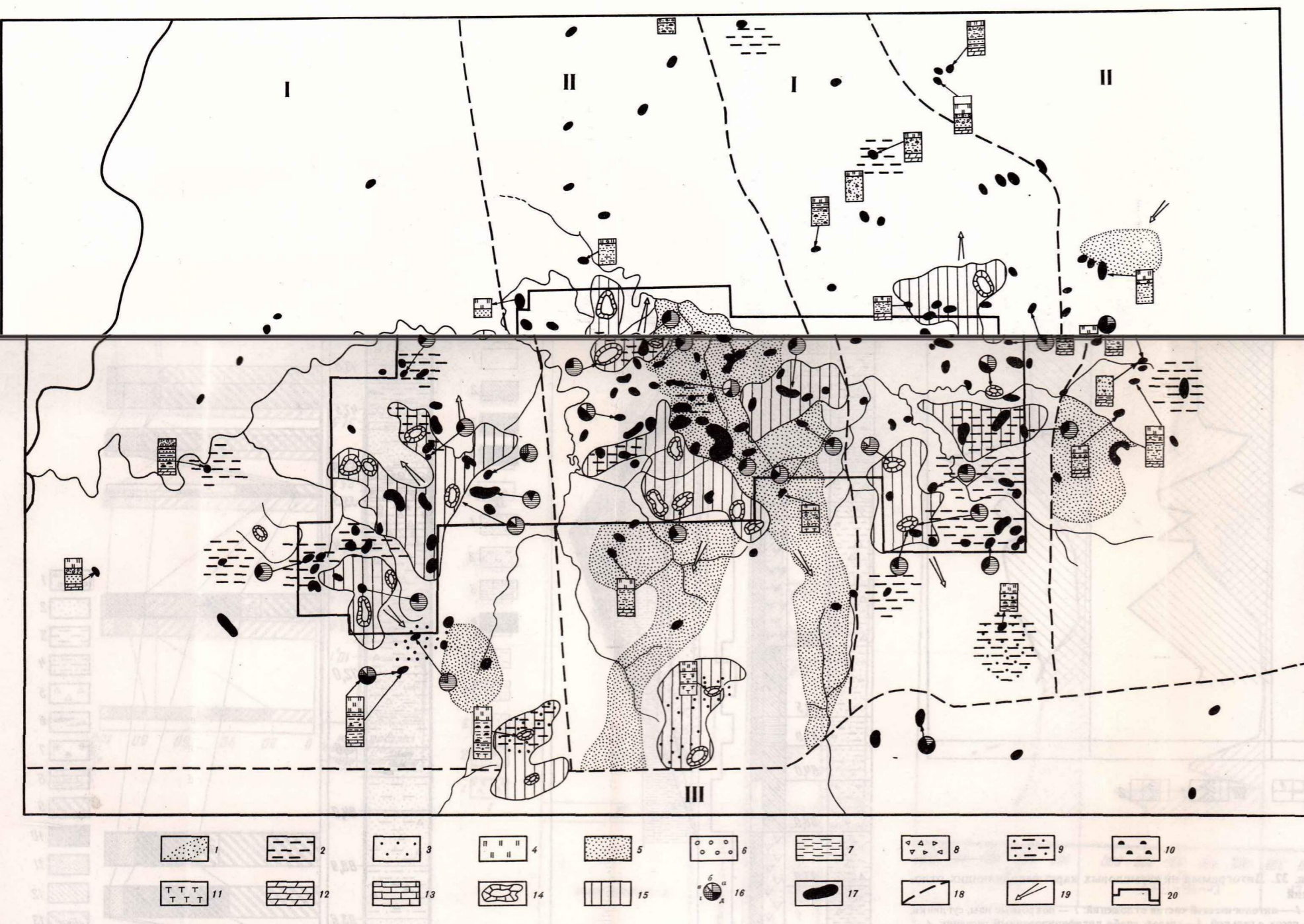


Рис. 28. Литолого-фациальная схема нижнепермских отложений Анабаро-Удинского междуречья.

1—3 — площади развития литофаций: 1 — галечно-песчаной пролювиальной, аллювиально-озерной; 2 — глинисто-углисто-озерно-болотной; 3 — глинисто-аллювиальной, озерной; 4—13 — литологический состав пород в колонках: 4 — покровный суглинок, супесь с линзами льда, 5 — песок, слабо литифицированный песчаник, 6 — галечка, гравий, 7 — глина, алевролит, слабо литифицированные алевролиты, аргиллиты, 8 — щебенка, 9 — аллювий, 10 — скопления углито-сажистого вещества, 11 — доломитовая мука, 12 — доломиты, 13 — известняки; 14 — доломитовая мука в основании разреза депрессий; 15 — фрагменты поверхности ости выветривания; 16 — петрофизический состав границ о-галечки фракции; 17 — карбонатные породы; 18 — известняки, алевролиты, глины; 19 — карстовые депрессии; 20 — границы фациально-динамических зон; 19 — местные направления течения обломочного материала; 20 — контур карты-врезки I—III — фациально-динамические зоны: I — зона застойных водоемов, озерные, озерно-болотные фации, II — зона проточных водоемов, пролювиальные, озерные фации, III — зона речных долин, аллювиальные фации.

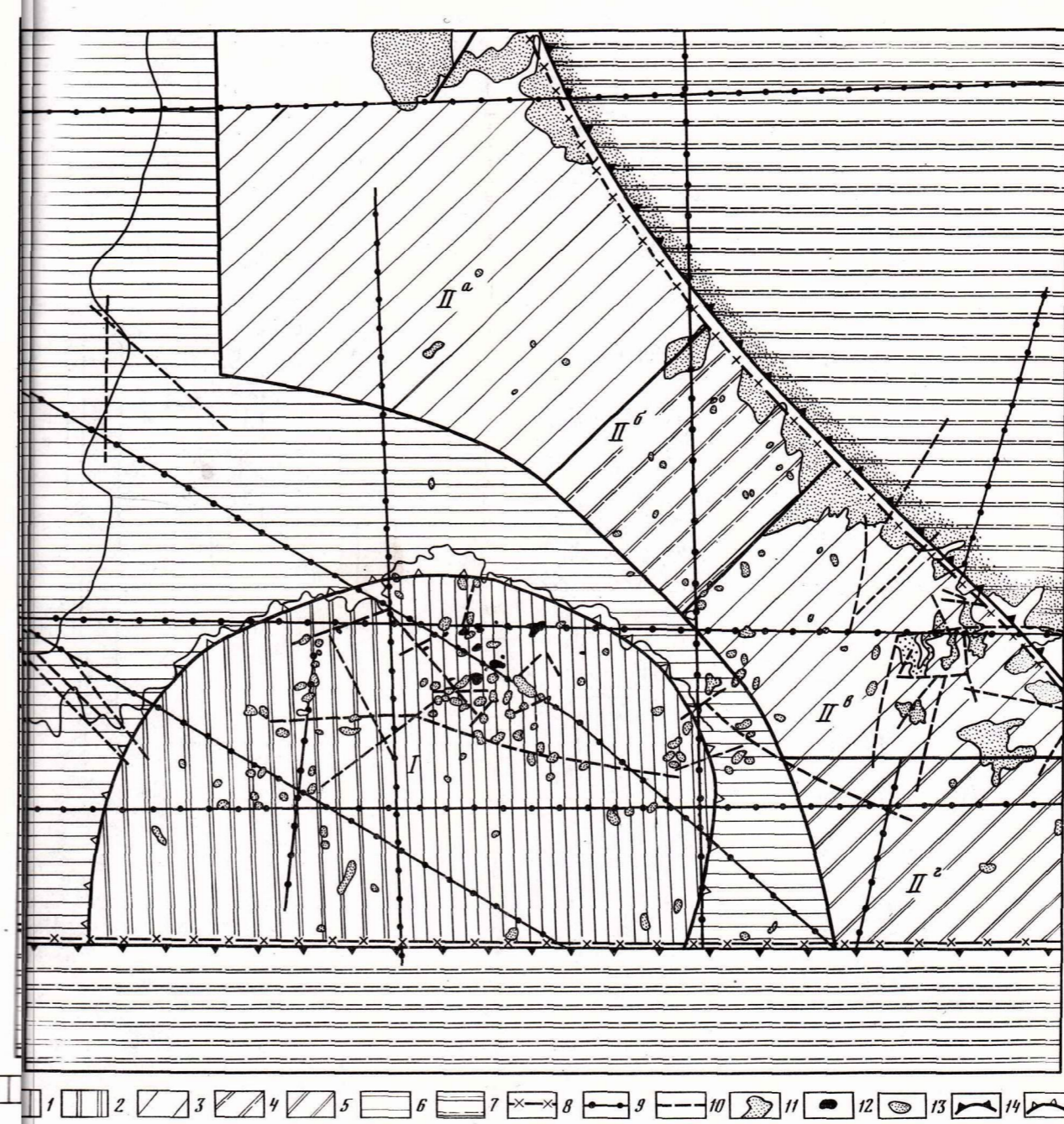


Рис. 18. Схема распространения аддитивных ореолов халькофильных элементов в карбонатных породах Анабаро-Удинского междуречья.

1 — значения аддитивных содержаний халькофильных элементов; 2 — изолинии аддитивных содержаний; 3 — площадь распространения пород с фоновыми содержаниями; 4—7 — ореолы аддитивных содержаний (в  $10^{-6}\%$ ): 4 — 4,0—60,5—6,0—8,0; 6 — 8,0 и более; 7 — аномально высокие; 8 — глубинные разломы, проявленные в чехле; 9 — разломы осадочного чехла, установленные по геолого-геофизическим данным.

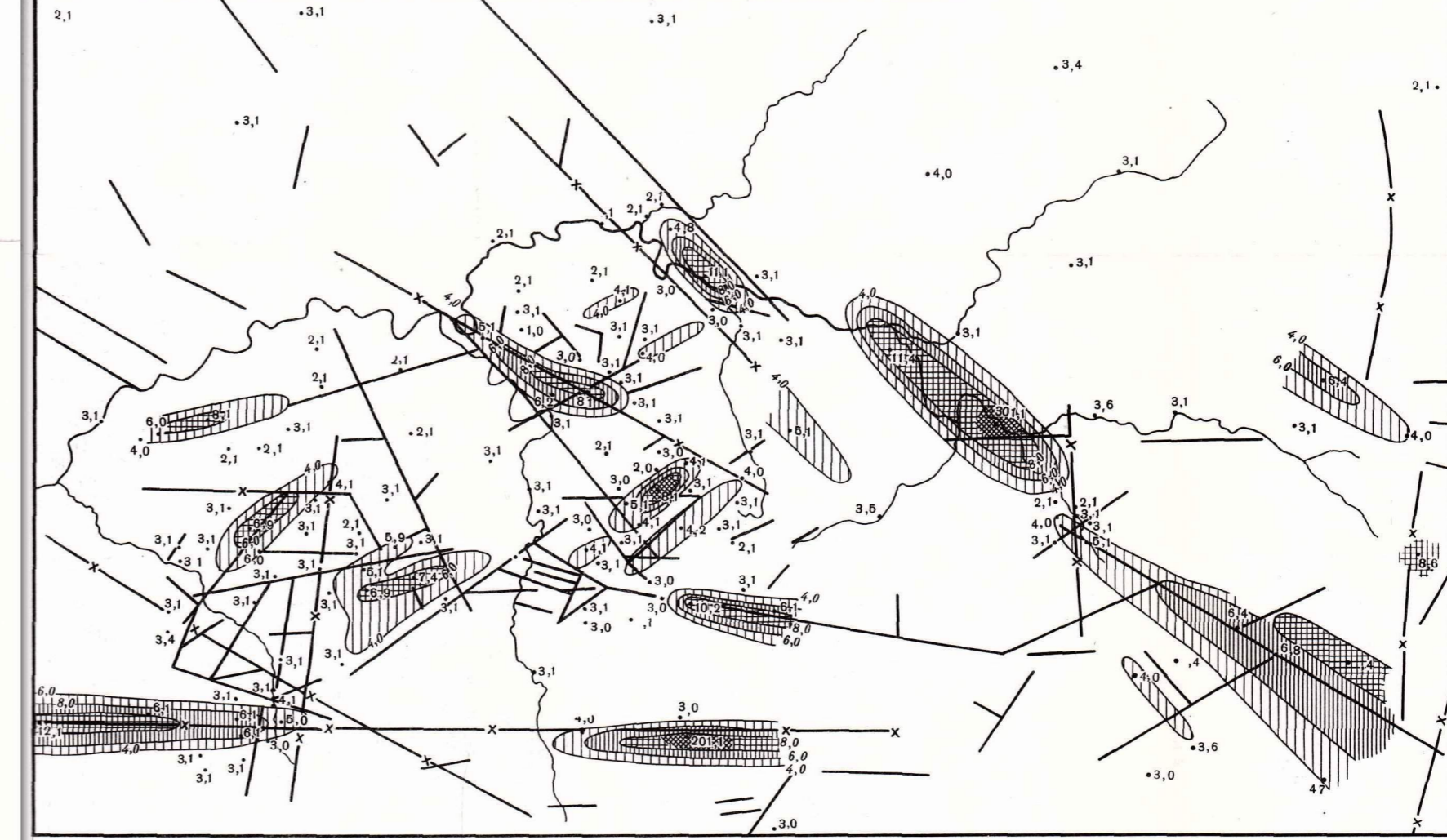


Рис. 29. Литолого-фациальная схема нижнепермских карстующих отложений (карта-врезка к рис. 28).

1—3 — фациально-динамические зоны: 1 — зона застойных озерных водоемов, озерные, озерно-болотные основные фации, 2 — зона проточных озерных водоемов и логов, 3 — границы фациально-динамических зон; 4—7 — основные литологии депрессий: 4 — глинистый, 5 — песчаный, 6 — доломитовая мука, 7 — песчано-глинистый; 8—14 — литологический состав карстующих пород (на разрезах): 8 — глина, алевролит, слабо литифицированный алевролит, аргиллит; 9 — покровный суглинок, супесь, ил с линзами льда; 10 — песок; 11 — галечник; 12 — щебенка; 13 — ил; 14 — доломитовая мука; 15 — участки концентрации угля и щебенки в крошечки; 16—17 — карстовые воронки (глубина, м): 16 — 60 и более, 17 — менее 60.

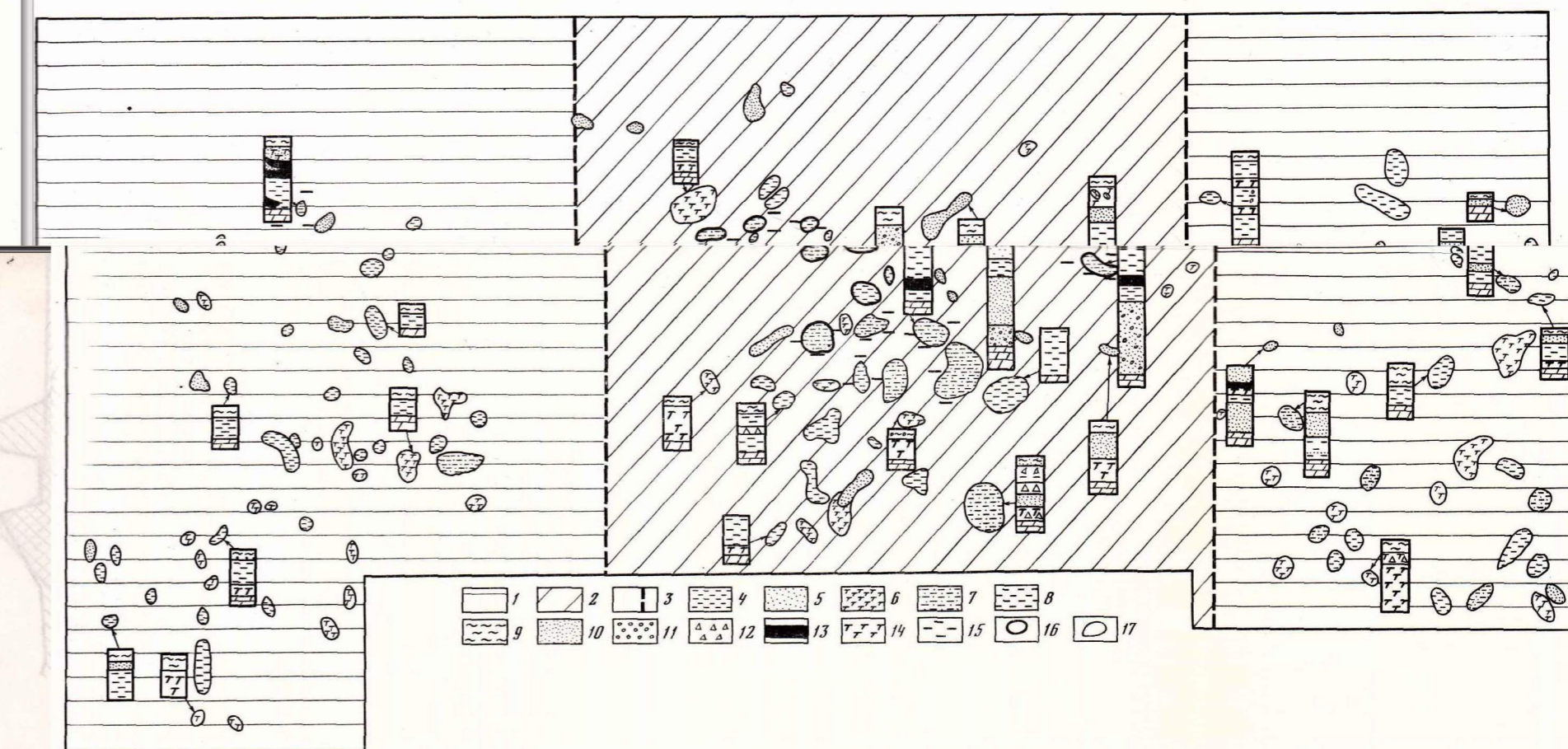


Рис. 29. Литолого-фациальная схема нижнепермских карстующих отложений (карта-врезка к рис. 28).

1—3 — фациально-динамические зоны: 1 — зона застойных озерных водоемов, озерные, озерно-болотные основные фации, 2 — зона проточных озерных водоемов и логов, 3 — границы фациально-динамических зон; 4—7 — основные литологии депрессий: 4 — глинистый, 5 — песчаный, 6 — доломитовая мука, 7 — песчано-глинистый; 8—14 — литологический состав карстующих пород (на разрезах): 8 — глина, алевролит, слабо литифицированный алевролит, аргиллит; 9 — покровный суглинок, супесь, ил с линзами льда; 10 — песок; 11 — галечник; 12 — щебенка; 13 — ил; 14 — доломитовая мука; 15 — участки концентрации угля и щебенки в крошечки; 16—17 — карстовые воронки (глубина, м): 16 — 60 и более, 17 — менее 60.

Рис. 21. Площадные и линейные морфофактуры Анабаро-Удинского междуречья.

Площадные морфофактуры  
1—5 — Эбелжский блок; 1—2 — Эбелжское сводово-блоковое поднятие; 1 — отчасти опущенная часть свода, 2 — приподнятая часть свода; 3—5 — краевое поднятие, расчлененное на разновысотные блоки; 3 — приподнятый блок, 4 — менее приподнятый блок, 5 — отчасти опущенный блок; 6—7 — впадины; 6 — опоясывающие Эбелжский блок, 7 — опоясывающие Эбелжский блок.  
Линейные морфофактуры  
8—10 — разломы; 8 — ограничивающие Эбелжский блок, 9 — опоясывающие Эбелжский блок, 10 — локальные разломы (прочие обозначения); 11 — площадь распространения пермских пород; 12—13 — карстовые депрессии (глубина в м): 12 — 60 и более, 13 — менее 60; 14 — границы Эбелжского блока; 15 — границы Эбелжского свода. Цифры на схеме: I — Эбелжское сводово-блоковое поднятие, II — Мулат-Мастыжское поднятие, III — Майтский блок, IV — Моргорский блок, V — Верхне-Вулунхатский блок, VI — Мастыжский блок.



Рис. 14. Схема плотности трещиноватости Анабаро-Уджинского междуречья  
 Плотность трещиноватости в изоляциях (в км/км<sup>2</sup>): 1- > 13, 2 — 8-13, 3 < 8

является долгоживущей и связана с выделенным ею Эбеляхским блоком фундамента. Существование ее в нижнепалеозойскую эпоху обусловило формирование двух разнофациальных зон карбонатных отложений, граница между которыми проходит по наиболее высокой ее части. В более позднее время, как будет показано ниже, положение Эбеляхского поднятия определяло направление сноса обломочного материала в карстовые депрессии, а дифференцированные подвижки его фрагментов контролировали размещение и состав заполнения карстовых форм.

Большую роль в развитии карста играют дизъюнктивные нарушения, среди которых выделяются глубинные и разломы осадочного чехла. К наиболее древним (дорифейским) относятся субмеридиональные глубинные разломы, ограничивающие Уджинскую шовную зону. Часть их прослеживания вдоль восточной периферии района, где они контролируют поля траппов, скрытые под осадочным чехлом. К этой же категории принадлежат две широтные зоны глубинных разломов: Анабаро-Оленекская и Анабаро-Уджинская. Первая протягивается от широтного отрезка р. Большой Куонамки через верховья р. Масапы и разграничивает Суханскую впадину и Эбеляхское поднятие. Она является граничной и для Эбеляхского блока фундамента. По северной, Анабаро-Уджинской зоне происходит ступенчатое погру-

жение северной части территории в Лено-Анабарский прогиб (см. рис. 13).

Более молодые разломы связаны с активизацией тектонических движений, сопровождавшихся массовым проявлением траппового магматизма. В этой группе преобладают разломы северо-западного простирания, входящие в Молодо-Попагайскую зону. Некоторые из них трасируются дайками долеритов.

Разломы осадочного чехла нередко наследуют глубинные, отличаясь отсутствием магматических проявлений. Они образуют несколько систем северо-западного, северо-восточного, широтного и меридионального направлений. Плотность разрывных нарушений на описываемой территории неравномерна. Выделяется несколько участков повышенной трещиноватости (рис. 14). С особенностями трещинной тектоники, как будет показано ниже, тесно связано размещение карстовых депрессий.

### **Предпосылки карстообразования**

Основными предпосылками, определяющими интенсивность процессов карстообразования, а также морфологию карстовых форм и закономерности их размещения в погребенном рельефе, являются состав и строение карбонатных пород, степень раздробленности и морфоструктурные особенности территории их развития. Рассмотрим последовательно роль каждой из перечисленных предпосылок на изученной площади.

#### *Литолого-структурные и геохимические особенности карбонатного субстрата*

Литологический состав карстующих пород является одним из определяющих факторов карстообразования, поскольку границы возможного развития карстовых процессов определяются главным образом площадью распространения карстующих пород. Прежде чем рассматривать строение карбонатного субстрата исследованного района, остановимся на одной из основных особенностей кембрийского осадконакопления на Сибирской платформе.

Как отмечалось выше, установлено [4], что кембрийская эпоха характеризовалась существованием крупной рифовой системы, которая имела барьерный характер и протягивалась от северных склонов Алданского щита к юго-западному Прианбарью. Здесь она круто поворачивала на северо-восток к нижнему течению р. Оленек (см. рис. 3). Рассматриваемая рифовая система была приурочена к бортовой части крупной некомпенсированной впадины, охватывавшей территорию восточной части Сибирской платформы, где в исключительно стабильных условиях на шельфе открытого моря шло накопление маломощных отложений доманикового типа. К западу от рифовой зоны располагался солеродный бассейн. Данным барьером контролировались фациальный состав и мощность карбонатных отложений в пределах обширных прилегающих к нему территорий.

К востоку и северо-востоку, в сторону открытого бассейна, барьер имел крутой флексуорообразный перегиб. В условиях глубоководно-

го бассейна откладывалась мощная толща параллельно- и горизонтально-слоистых глинистых известняков, содержащих доманиковые прослои. Со стороны рифовой зоны к этому крутому склону барьера пространственно тяготеют органогенно-обломочные разности доломитов, среди которых устанавливаются карбонатные брекчии, оолитовые породы, водорослевые постройки и оползневые образования. Тыловой склон барьера пологий, за ним располагалась зона зарифовой отмели, на которой в условиях морского мелководья происходило накопление доломитов.

Рассматриваемый район включает фрагмент барьерного рифа, разделяющего бассейны с разными условиями накопления карбонатных толщ. Отсюда следует, что происхождение массы доломитов здесь подчинено основным закономерностям карбонатного осадконакопления. Механизм образования доломитов представляется как результат доломитизации известковых илов в процессе обменных реакций их донного слоя с морской водой в присутствии аммиачных соединений, образующихся при разложении органического вещества [57].

Среди кембрийских карбонатных отложений описываемой территории отчетливо выделяются два типа осадков — массивные и толстоплитчатые существенно доломитовые породы анабарской свиты среднего кембрия и слоистые тонкоплитчатые преимущественно известняковые и глинисто-известняковые породы джахтарского и силигирского горизонтов среднего и чомурдахского горизонта верхнего кембрия.

Общей особенностью анабарской свиты является исключительно однородный состав: толща мощностью 250 м сложена доломитами с незначительным присутствием известковистых и глинистых разностей. В целом для толщи и особенно для массивных разностей доломитов характерна повышенная пористость (размеры пор от 1—2 мм до 1—3 см). Форма пор — округлая и неправильная. Часто поры соединяются между собой узкими каналами, что придает породе ноздревато-кавернозный облик. Стенки пор бывают покрыты корочками из кристалликов кальцита и гидроокислами железа. Микроскопическое изучение показывает, что эти породы имеют однообразный состав. Они сложены изометричными и идиоморфными зернами доломита средне-, мелко- и неравномернoзернистой структуры. По данным химического анализа они обладают почти теоретическим составом доломита с незначительным (0,5—4,0%) содержанием нерастворимого остатка. Типичный состав пород следующий (в %): CaO 29,85; MgO 21,97; CO<sub>2</sub> 44,43; нерастворимый остаток 2,62.

Наиболее характерной литологической особенностью отложений второго типа является неоднородность состава, выраженная не только в разрезе, но и по площади. Она обусловлена ритмичным чередованием различных по своим свойствам прослоев плотных тонкоплитчатых известняков, глинистых известняков и мергелей, содержащих примесь алевритового материала. Масштабы ритмичности различны: от долей миллиметра и нескольких сантиметров до 1,5—2 м, причем первый член ритма не является чисто известняковым, в нем наблюдаются тончайшие (доли миллиметра) прослои чистых и содер-

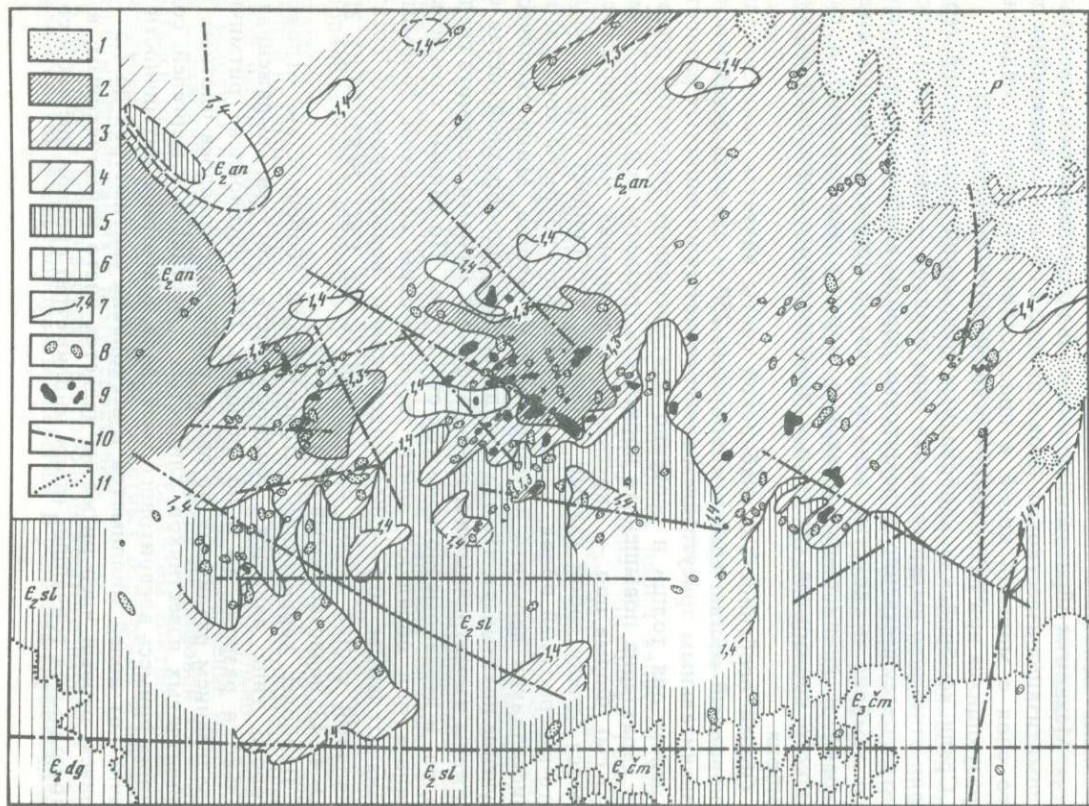


Рис. 15. Литолого-геохимическая карта карбонатных пород Анабаро-Уджинского междуречья

1 — терригенные отложения перми; 2—6 — карбонатные породы среднего и верхнего кембрия ( $E_{2an}$  — анабарская свита,  $E_{2sl}$  — слигирский,  $E_{2dg}$  — джаттарский,  $E_{2cm}$  — чомурдахский горизонты); 2 — доломиты с повышенной магнетизальностью, 3 — химически чистые доломиты, 4 — известковистые доломиты, 5 — доломитовые известняки, глинистые известняки  $CaO/MgO$ , 6 — известняки, глинистые известняки, мергели; 7 — границы литолого-геохимических разностей карбонатных пород; 8—9 — карстовые депрессии (глубина, в м: 8 — < 60, 9 — > 60); 10 — глубинные разломы, проявленные в чехле; 11 — границы геологических комплексов

Таблица 4  
Средний химический состав карбонатных пород Анабаро-Уджинского  
междуречья [в%]

Порода	Нерастворимый остаток	CaO	MgO	CO <sub>2</sub>
Известняк	4,34	50,59	1,6	41,69
Глинистый известняк	15,78	43,51	2,3	36,88
Мергель	48,77	18,75	3,90	27,00

жащих некоторое количество глинистого и алевритового материала известняков. Второй элемент ритма более однородного строения отличается резким увеличением терригенного материала. Среднее содержание нерастворимого остатка в породах этой части ритма 20—30, а в глинистых прослоях—более 50%. Карбонатная составляющая почти полностью представлена кальцитом. В составе алевритовой части преобладают кварц и кремнистые породы, небольшое количество калиевых полевых шпатов и чешуек слюды. Глинистая фракция обычно гидрослюдистая. Химический состав наиболее типичных представителей описываемого комплекса пород приведен в табл. 4.

Для выяснения пространственного размещения карстовых форм в зависимости от химического состава карбонатных пород нами была составлена литолого-геохимическая карта Анабаро-Уджинского междуречья (рис. 15), в основу которой легли результаты обработки нескольких сотен химических анализов этих пород. В качестве геохимического параметра определялась величина отношения CaO/MgO, изменение которого по площади показывалось в изолиниях. Это позволило выделить на описываемой территории две крупные литолого-геохимические области: северную, существенно доломитовую (CaO/MgO от 1,2 до 1,5), и южную, где развиты главным образом известняковые породы (CaO/MgO от 1,6 до 88,9). Граница между ними имеет очень сложные заливообразные очертания, что подтверждает существование фациального перехода между описываемыми разностями осадков, отмеченного на отдельных участках при геологическом картировании.

В пределах области широкого развития химически чистых доломитов (CaO/MgO = 1,3—1,4) оконтурены поля доломитов с повышенной магнезиальностью (CaO/MgO менее 1,3) и небольшие по размерам локальные участки слабо известковистых доломитов (CaO/MgO = 1,4—1,5). Внутри южной области преимущественного распространения известняковых пород неоднородного состава, где отношение CaO/MgO колеблется в широких пределах от 1,6 до 88,9, выделено три зоны в границах, отвечающих полям развития пород силигирского (известняковые доломиты, доломитовые известняки, известняки и глинистые известняки с CaO/MgO от 1,5 до 35,4), джахтарского (доломитистые известняки, известняки, глинистые известняки, мергели с CaO/MgO от 6,5 до 65,9) и чомурдахского (известняки, глинистые известняки, мергели с CaO/MgO от 8,4 до 88,9) горизонтов.

Анализ особенностей распределения карстовых депрессий в пре-

делах выделенных разностей карбонатных пород показал следующее. В целом к области развития доломитов приурочено 85% всех установленных к настоящему времени карстовых депрессий. Подавляющее большинство наиболее глубоких (от 30 до 90 м и более) карстовых форм попадает в поля развития доломитов с повышенной магниальностью. Это может быть объяснено тем, что указанные разности доломитов образовались в наиболее засоленных участках бассейна осадконакопления, которые обычно характеризуются повышенным содержанием иона  $SO_4$ , что, по мнению Н.А. Гвоздецкого [20], заметно увеличивает растворимость доломита.

В области распространения известняковых пород насчитывается менее 15% карстовых депрессий, причем значительная часть их приурочена к участкам повышенной трещиноватости и имеет небольшую глубину (до 30 м).

Для выявления роли терригенной примеси нами по данным химических анализов была составлена схематическая карта распределения терригенного материала в доломитовых и известковых породах той же площади Анабаро-Уджинского междуречья (рис. 16, вкл.). В качестве основного параметра учитывалось отношение терригенной к карбонатной составляющей  $\frac{\text{нерастворимый остаток} + R_2O_3}{CaO + MgO}$ . При зна-

чении этого параметра ниже 0,03 порода считается практически чисто карбонатной. Анализ карты показывает, что такими породами являются доломиты северной литолого-геохимической области, среди которых имеется лишь несколько локальных участков с повышенной примесью терригенного материала. К ней приурочены 82% карстовых депрессий, в том числе почти все глубокие (60—90 м и более) и средней (30—60 м) глубины.

Область с повышенным содержанием терригенного материала (отношение терригенной к карбонатной составляющей от 0,04 до 1,56) практически совпадает с областью распространения пород силигирского, джахтарского и чомурдахского горизонтов. В ее пределах насчитывается около 18% карстовых депрессий, которые имеют глубину менее 30 м. Как видно из схемы, основное их количество попадает на участки сгущения тектонических трещин.

Приведенные данные отчетливо свидетельствуют о том, что наиболее благоприятной средой для развития карста на описываемой территории являются практически чистые доломиты анабарской свиты и особенно доломиты с повышенной магниальностью, в которых отношение терригенной к карбонатной составляющей не превышает 0,03.

Из рассмотрения описанных выше карт явствует также, что подавляющее большинство карстовых депрессий Анабаро-Уджинского междуречья сконцентрировано в полосе субширотного направления, примерно совпадающей с зоной фациального перехода двух крупных литолого-геохимических областей, где широко проявлены элементы трещинной тектоники. При сравнении этих карт со схемой распределения плотности карстовых депрессий, составленной методом сколь-

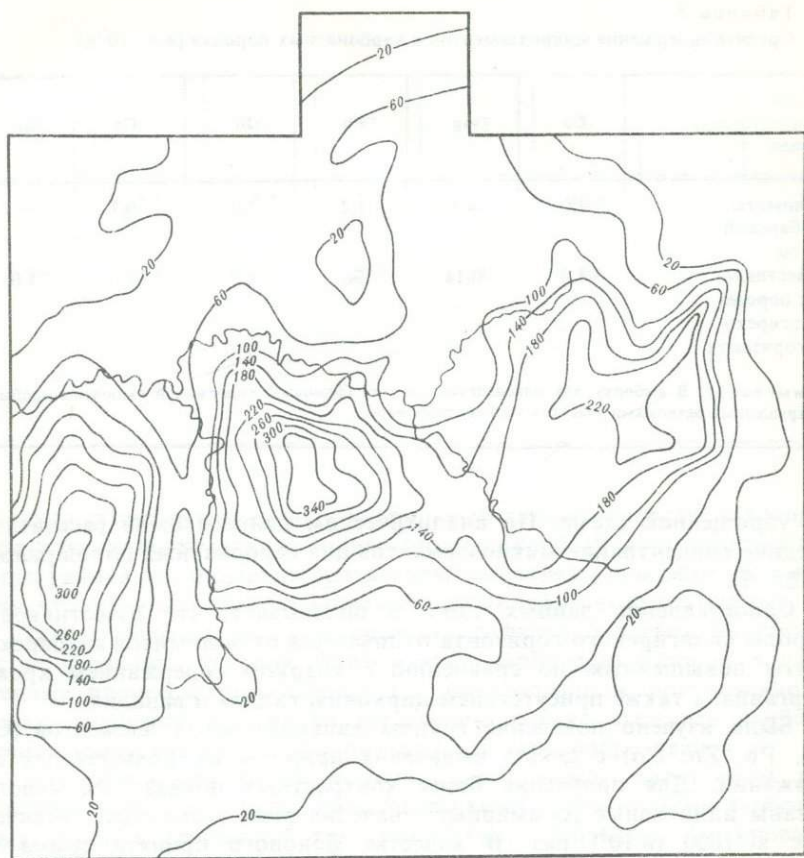


Рис. 17. Схема плотности карстовых палеодепрессий Анабаро-Уджинского междуречья. Изолинии плотности даны в условных единицах на 1 км<sup>2</sup>

зящего окна (рис. 17), видно, что в пределах этой полосы выделяются три максимума, конфигурация которых определяется, с одной стороны, литологическим составом субстрата (в них в основном попадают доломиты и их магниезиальные разности), а с другой — участками сгущения тектонических трещин.

Кроме отмеченных выше геохимических особенностей карбонатных пород субстрата, непосредственно влияющих на процессы карстообразования и установленных при обработке химических анализов, нами был изучен их микроэлементный состав. Это было сделано, во-первых, для получения общего представления о распределении основных групп микроэлементов в породах карбонатного субстрата и, во-вторых, с целью определения возможностей использования их первичных ореолов рассеяния для решения некоторых вопросов, касающихся закономерностей размещения карстовых форм в связи с разломной тектоникой.

Имеющиеся в нашем распоряжении сравнительно небольшое число (около 200) полуколичественных спектральных анализов обработано

Таблица 5

Среднее содержание микроэлементов в карбонатных породах [в  $n \cdot 10^3\%$ ]

Порода	Cu	Ag	Pb	Ni	Co	Ga
Доломиты анабарской свиты	1,0	0,1	1,2	1,0	0,7	—
Известняковые породы силигирского горизонта	1,0	0,14	96	1,0	1,0	1,0

Примечание. В выборку для определения средних (фоновых) содержаний включены пробы из ненарушенных разломами участков карбонатных пород.

по упрощенной схеме. По аналитическим данным были рассчитаны средние концентрации микроэлементов для карбонатных пород района (табл. 5).

Сопоставление данных табл. 5 показывает, что известняковые породы силигирского горизонта отличаются от доломитов анабарской свиты повышенным по сравнению с кларком содержанием хрома, марганца, а также присутствием циркония, галлия и ванадия.

Было изучено поведение группы халькофильных элементов (Cu, Ag, Pb, Zn, Co) с целью выявления природы их повышенных содержаний. Для получения более контрастных показателей использованы аддитивные (суммарные) значения этих элементов, увеличенные в  $1000 (n \cdot 10^3)$  раз. В качестве фонового принята сумма их средних значений, которая для "стерильных" карбонатных пород района составляет не более 3,3. Минимально аномальное значение аддитивного показателя, по которому проводился внешний контур ореола, принято равным 4,0.

Анализ изменчивости поэлементного состава в ореоле показывает, что аномальные значения, как правило, обусловлены повышенными содержаниями свинца, в меньшей степени цинка.

Построенные по аддитивным показателям аномалии халькофильных элементов, как видно на рис. 18 (вкл), характеризуются четкой линейной формой и хорошо отражают основные направления зон разломов, положение которых в районе было определено по геолого-геофизическим данным. Наиболее высокие значения (до 201,1) фиксируются в пределах южного субширотного разлома, относящегося к Анабаро-Оленекской зоне разломов глубинного заложения. В западной части района линейно-вытянутые аномалии халькофильных элементов имеют в основном северо-восточное направление, часть их контролирует размещение карстовых депрессий. В центральной части района наряду с северо-восточными проявляются северо-западные и количество линейных аномалий в целом возрастает, что отражает

Sk	Cr	Mn	Ti	Zr	Sr	Y	Число определений
1,0	2,7	10,7	5,7	—	40,0	4,0	39
1,0	3,3	14,9	10,0	3,0	40	—	19

реально существующую зону наибольшей трещиноватости, к которой приурочено максимальное количество депрессий. На востоке описываемого района все аномалии протягиваются в северо-западном направлении, что совпадает с простиранием развитых здесь разломов (см. рис. 18).

Таким образом, распределение халькофильных элементов отражает не первичные условия седиментации карбонатных пород, а наложенные процессы гидрофермальной минерализации, приуроченной к зонам разломов. По их распределению можно выделять наиболее проницаемые участки, благоприятные для карстообразования.

Для выяснения более тонких связей между характером размещения карстовых форм, литологическими особенностями карбонатных пород и трещинной тектоникой было проведено картирование пород карбонатного плотика по керну скважин. В качестве литологических признаков учитывались состав пород (доломиты, известняки), степень их литологической однородности (однородные с массивной текстурой, слоистые с глинистыми прослоями), кавернозность, наличие стиллолитовых швов, ожелезнение, трещиноватость. На литолого-структурной схеме (рис. 19), составленной на основании перечисленных выше характеристик, отрисованы площади развития доломитов и известняков, в их пределах — поля литологически однородных, массивных и слоистых, глинистых разновидностей, а также зоны трещиноватости. Анализ характера размещения литологических разновидностей и особенностей развития трещиноватости позволил выделить на карте три основные литолого-структурные зоны: западную, центральную и восточную.

**Восточная и западная** зоны близки между собой по строению слагающих их карбонатных пород, представленных почти целиком однородными массивными доломитами, среди которых выделяются локальные пятна известняков и глинистых доломитов со слоистой текстурой. Достаточно однородную картину здесь имеет и структурный рисунок зон трещиноватости. В западной зоне преобладают

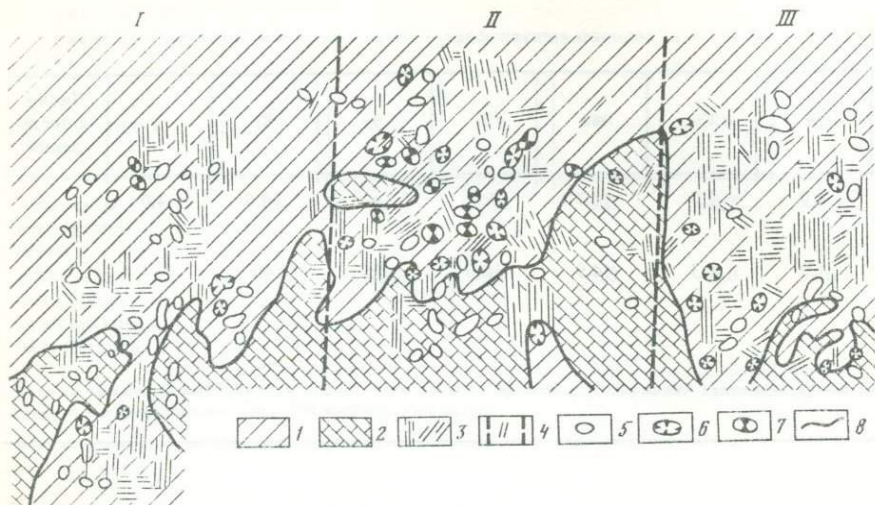


Рис. 19. Литолого-структурная схема карбонатного субстрата карстовых депрессий правобережья р. Анабар

1 — доломиты; 2 — известняки и глинистые известняки; 3 — зоны трещиноватости; 4 — границы тектонических блоков и их номера; 5—7 — карстовые депрессии (глубина, м): 5 — < 30 м, 6 — 30—60, 7 — 60 и более; 8 — границы литологических разностей

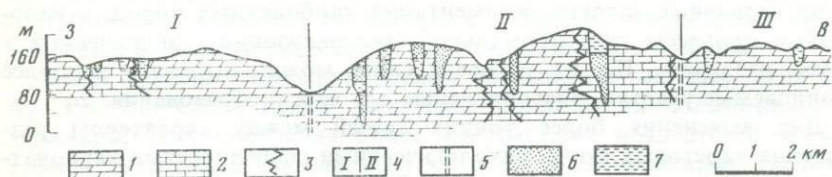


Рис. 20. Гипсометрическое положение карстовых депрессий в блоковых структурах Анабаро-Уджинского междуречья

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — границы фациальных переходов; 4 — тектонические блоки (I и III — западный и восточный, относительно опущенные, II — центральный наиболее приподнятый); 5 — разломы; 6—7 — отложения, заполняющие карстовые депрессии: 6 — песчаные с рассеянной галькой и глинисто-песчаные, 7 — глинистые и глинисто-щебнистые

нарушения меридионального направления, в восточной к меридиональным добавляется несколько зон широтного направления.

Центральная зона отличается от первых двух своим резко выраженным гетерогенным строением. Здесь среди однородных массивных доломитов развиты участки сложной конфигурации глинистых, слоистых пород, выделяются отдельные "окна" и глубокие "заливы" известняков. Сложным является и характер распределения тектонических нарушений. Степень трещиноватости здесь значительно выше, чем в восточной и западной зонах: наряду с меридиональными распространены широтно ориентированные и диагональные (северо-восточные и северо-западные) зоны нарушений. На широтном профиле, пересекающем все три литолого-структурные зоны, видно, что Центральная зона совпадает с относительно приподнятым тектоническим блоком (рис. 20).

Таблица 6

Распределение карстовых депрессий в карбонатных породах разного состава

Доломиты				Известняки				Контакт между доломитами и известняками	
однородные		глинистые		однородные		глинистые		число депрессий	%
число депрессий	%	число депрессий	%	число депрессий	%	число депрессий	%		
50	84	10	16	15	60	10	40	10	10,5
	60*		63,2 <sup>2</sup>		25*		26,3 <sup>2*</sup>	10*	10,5 <sup>2*</sup>

\*Общее число депрессий.

<sup>2</sup>\*Суммарный процент распределения депрессий по породам.

Анализ особенностей пространственного размещения карстовых палеодепрессий показал (табл. 6), что большинство из них (63,2%) приурочено к полям развития доломитов, значительно меньшая часть (26,3%) располагается среди известняковых пород и примерно 10,5% — на контакте между этими породами. Среди самих доломитов имеет место четкая локализация карстовых впадин в пределах однородных массивных разностей. На участках развития слоистых глинистых доломитов располагается небольшое их количество (16%).

Из приведенных в табл. 7 и 8 данных следует, что подавляющее большинство глубоких воронок (свыше 30 м), во-первых, находится в доломитах, во-вторых, приурочено к литологически однородным разностям карбонатных пород.

Помимо литологического состава карстующихся пород, очень большую роль в развитии карста играет трещиноватость. При наличии интенсивно проявленной трещиноватости карстовые депрессии развиваются и в литологически мало благоприятном субстрате — глинистых карбонатных породах. Значение трещиноватости для развития процессов карстообразования подтверждается характером пространственного размещения депрессий, особенностью их конфигурации в плане и глубинами. К зонам трещиноватости (табл. 9) приурочено 74% палеодепрессий. Участки, объединяющие несколько линейно вытянутых депрессий, всегда тяготеют к тем или иным тектоническим системам. Направлением и характером пересечений зон трещиноватости определяются форма в плане и ориентировка длинных осей поперечных сечений карстовых полостей. Так, преимущественное развитие в пределах западной литолого-структурной зоны в основном меридиональных нарушений определяет вытянутые в этом же направлении формы карстовых воронок. Наличие в восточной области зон трещиноватости преимущественно двух направлений обуславливает соответствующую ориентировку длинных осей горизонтальных сечений карстовых форм. Разнонаправленность систем нарушений в пределах центральной литолого-структурной зоны,

Таблица 7

Распределение карстовых депрессий по глубине в карбонатных породах разного состава

Глубина карстовых депрессий, м	Доломиты		Известняки		Контакт между доломитами и известняками	
	число депрессий	%	число депрессий	%	число депрессий	%
До 30	30	53	21	37	6	10
30—60	21	75	3	11	4	14
60—90	8	90	1	10	—	—
90—120	1	100	—	—	—	—
Всего	60	64	25	26	10	11

Таблица 8

Распределение карстовых депрессий разной глубины в однородных и глинистых разностях карбонатных пород

Глубина карстовых депрессий, м	Доломиты			
	однородные		глинистые	
	число депрессий	%	число депрессий	%
До 30	28	80	7	20
30—60	20	90	2	10
60—90	7	87	1	13
90—120	1	100	—	—

Т а б л и ц а 8 (окончание)

Глубина карстовых депрессий, м	Известняки			
	однородные		глинистые	
	число депрессий	%	число депрессий	%
До 30	15	69	7	31
30—60	3	75	1	25
60—90	—	—	—	—
90—120	—	—	—	—

Таблица 9

Распределение депрессий разной глубины в трещиноватых и монолитных карбонатных породах

Глубина карстовых депрессий, м	Трещиноватые		Монолитные	
	число депрессий	%	число депрессий	%
До 30	40	74	14	26
30—60	22	71	9	29
60—90	7	78	2	22
90—120	1	100	—	—
Всего	70	74	25	26

Таблица 10

Распределение депрессий разной глубины в пределах основных литолого-структурных зон

Глубина карстовых депрессий, м	Западная зона		Центральная зона		Восточная зона	
	число депрессий	%	число депрессий	%	число депрессий	%
1	2	3	4	5	6	7
До 30	21	$\frac{36}{82}$	23	$\frac{39}{45}$	13	$\frac{25}{65}$
30—60	5	$\frac{17}{18}$	17	$\frac{59}{33}$	7	$\frac{24}{35}$
60—90	—	—	9	$\frac{100}{18}$	—	—
90—120	—	—	2	$\frac{100}{4}$	—	—
Всего	26	100	51	100	20	100

Примечание. В знаменателе — процент депрессий данного интервала глубин в пределах зоны, в числителе — % депрессий данного интервала в соответствующей зоне относительно количества всех депрессий этой глубины.

сложные границы участков, представленных карбонатными породами различного литологического состава и текстурного облика, определяют неправильную конфигурацию многих карстовых воронок на ее территории (см. рис. 19).

При анализе глубинности карстовых форм в выделенных литолого-структурных зонах отчетливо видно, что все глубокие депрессии (60—120 м и более) приурочены к центральной, тектонически наиболее активной зоне. Этот вывод хорошо подтверждают и данные по распределению палеодепрессий разных глубин в каждой зоне (табл. 10).

Изложенные данные однозначно показывают, что степень тектонической нарушенности карбонатного субстрата — один из веду-

щих факторов, определяющих глубину распространения процессов карстования и морфологию карстовых полостей.

Подводя итог проведенным исследованиям, можно следующим образом сформулировать литолого-геохимический и литолого-структурный критерии прогноза карстовых депрессий. Оптимальными условиями для развития карста на изученной площади характеризуются области распространения литологически однородных с массивной текстурой, химически чистых доломитов анабарской свиты и особенно доломитов с повышенной магниальностью в зонах интенсивного развития тектонической трещиноватости. Именно в этих условиях развиваются наиболее глубокие и крупные по размерам карстовые депрессии.

### *Морфоструктуры и их роль в формировании и размещении карстовых форм*

Морфоструктурный фактор — один из определяющих в развитии карста, поэтому требует специального рассмотрения. Как известно, к морфоструктурам Ю.Я. Мещеряков [48] и И.П. Герасимов [53] относят тектонические структуры, выраженные в современном рельефе. Поскольку последние в пределах платформенных областей являются в значительной степени унаследованными, базируясь на их изучении, можно судить о палеотектонических условиях, характеризующих время становления и формирования древних погребенных карстовых депрессий.

Рассматриваемый район, расположенный на севере Сибирской платформы, входит в пределы Эбеляхского приподнятого блока (структура I порядка). В рельефе это невысокое слабоволнистое плато, выработанное на карбонатных породах среднего кембрия. Междуречья плоские, выравненные, перекрыты чехлом разновозрастных осадков. Широко развиты коры выветривания, связанные с двумя поверхностями выравнивания: верхняя расположена на абсолютных отметках 220—240 м, нижняя — на 200—165 м. Речные долины, особенно в нижних течениях, глубоко врезаны, имеют аномально низкие мощности аллювия, невыработанный продольный профиль.

Современные контуры Эбеляхского блокового поднятия имеют форму треугольника, ограниченного глубинными разломами Анабаро-Оленекской (широтной), Анабарской (меридиональной) и Молодо-Попигайской (северо-западной) тектонических зон. Данная структура характеризуется длительным унаследованным развитием. Она проявлена в фундаменте и чехле, испытала новейшую активизацию, в результате приобрела сложное дифференцированное строение, которое отражено на морфоструктурной схеме (рис. 21, вкл.). При ее составлении использован комплекс методов: изучены деформации поверхностей выравнивания с построением морфоизогипс вершинной поверхности, особенности эрозионного расчленения территории, строение долин и расположение спрямленных линеаментов, геолого-геофизические данные, характеризующие разрывную тектонику, и сведения о литологии и трещиноватости карбонатного субстрата.

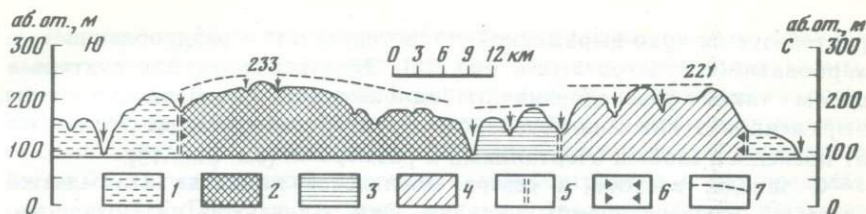


Рис. 22. Меридиональный морфоструктурный профиль через Эбеляхский блок

1 — впадины, окаймляющие Эбеляхский блок; 2—4 — Эбеляхский блок; 2 — Эбеляхское сводово-блоковое поднятие, 3 — компенсационные впадины, 4 — Маят-Маспакынское поднятие; 5 — разломы; 6 — границы Эбеляхского блока; 7 — положение поверхности выравнивания в морфоструктурах Эбеляхского блока

Выделенные на схеме морфоструктуры подразделяются на площадные и линейные. К площадным морфоструктурам относятся Эбеляхское и Маят-Маспакынское поднятия и разделяющие их впадины.

Эбеляхское сводово-блоковое поднятие имеет форму полуовала, "опирающегося" на глубинный Анабаро-Оленекский разлом, который одновременно является южной границей Эбеляхского блока в целом. Свод асимметричен, его поверхность постепенно понижается с юга на север и с востока на запад (рис. 22). Сводовый характер структуры подчеркивается дугообразным изгибом поверхности выравнивания и расположенных у ее подножия речных долин, изометричным рисунком морфоизогипс и изолиний плотности трещиноватости, которые достигают здесь значений в 9—13 км/км<sup>2</sup>, строением карбонатного субстрата: по оси Эбеляхского свода проходит зона фациального перехода между доломитами анабарской свиты и известняками силигийского горизонта майского яруса.

Рассматриваемая морфоструктура сквозным меридиональным разломом разделяется на две части: восточную — приподнятую западную — относительно опущенную.

Отличительными особенностями приподнятой части свода является развитие в ее пределах поверхности выравнивания с абсолютными отметками 220—230 м и ее значительное эрозионное расчленение, высокая плотность трещиноватости, обусловленная сгущением дизъюнктивных нарушений. Речная сеть здесь ориентирована центрально.

В западной, относительно опущенной части свода, преимущественным распространением пользуется поверхность выравнивания с абсолютными отметками до 200 м, которая имеет вид слабо расчлененной реликтовой равнины, где сохранились коры выветривания и пятна нижнемеловых отложений. Здесь резко понижается плотность трещиноватости, изменяется ориентировка современных водотоков, которые имеют преимущественно северо-западное направление. Рассмотренные выше локальные блоковые структуры, входящих в пределы Эбеляхского свода, имеют древнее заложение, поскольку проявлены еще в период кембрийского карбонатного осадконакопления: восточный блок в отличие от западного ха-

рактируется ярко выраженной гетерогенностью и раздробленностью карбонатного субстрата (см. рис. 20). Эбеляхская морфоструктура в целом также унаследована от одноименной сводовой структуры, выраженной в нижнепалеозойском структурном ярусе, но отличается от последней своими очертаниями и размерами (см. рис. 13).

С запада, востока и севера Эбеляхское поднятие окаймляется системой компенсационных впадин. Они отличаются низкими показателями плотности трещиноватости ( $5-8 \text{ км/км}^2$ ) (см. рис. 14). В рельефе это денудационные равнины с абсолютными отметками  $150-180 \text{ м}$  с незначительной густотой эрозионного расчленения.

Рассматриваемые отрицательные структуры не находят четкого отражения в чехле и лишь частично совпадают с древней Биляхской впадиной в нижнепалеозойском структурном ярусе. На северо-восточной периферии Эбеляхского блока расположено Маят-Маспакынское блоковое поднятие, ориентированное с северо-запада на юго-восток (см. рис. 21). Оно разделяется на разновысотные блоки: наиболее приподнят Маятский и Верхне-Булгунняхтахский блоки, (абс. отм,  $230-240 \text{ м}$ ), менее приподнят Моргогорский блок (абс. отм.  $200 \text{ м}$ ), относительно опущен Маспакынский блок (абс. отм. менее  $200 \text{ м}$ ). Ограничивающие их разломы в плане образуют радиальную систему, сопряженную с Эбеляхским сводом.

Маят-Маспакынское поднятие и его отдельные элементы выделяются по морфоизогипсам, находят некоторое отражение в значениях плотности трещиноватости (см. рис. 14), расположении спрямленных элементов гидросети.

Наиболее четкое морфологическое выражение и сложное строение имеет Верхне-Булгунняхтахский приподнятый блок, приуроченный к пересечению глубинных разломов, сопряженных с Анабаро-Оленекской (широтной), Чымаро-Биректинской (меридиональной) и Молодо-Попигайской (северо-западной) дизъюнктивными зонами. Такое структурное положение блока определило максимальную концентрацию в его пределах разрывных нарушений. Плотность трещиноватости достигает здесь значений  $12-15 \text{ км/км}^2$  (см. рис. 14).

В целом простираение Маят-Маспакынского передового поднятия предопределено направлением оси Молодо-Попигайского вала, получившего оформление в нижнем мезозое. Пространственное положение Моргогорского блока, имеющего вид седловины, разделяющей соседние поднятия, частично совпадает с юго-восточной окраиной древней Биляхской впадины. Среди линейных морфоструктур выделяются три категории разломов: протяженные, глубинные и сквозные региональные разломы, ограничивающие или осложняющие Эбеляхский блок, а также локальные дизъюнктивные нарушения и зоны повышенной трещиноватости (см. рис. 13).

Большинство глубинных разломов района относится к разряду скрытых и выделяется по геофизическим данным, а на поверхности реализуется зонами повышенной трещиноватости и мелкими нарушениями, которые подчеркиваются ориентировкой линейных линейментов рельефа; это позволяет широко использовать при выделении линейных морфоструктур геоморфологические методы.

Важное морфоконтролирующее значение в рассматриваемом районе имеют меридиональные и широтные протяженные глубинные разломы, заложённые еще в докембрии и испытавшие на протяжении геологической истории неоднократную активизацию. С этими разломами связано западное и южное тектонические ограничения Эбеляхского блока, а также границы отдельных морфоструктур в его пределах (см. рис. 21). Главные из этих разломов трассируются на большие расстояния и выходят за рамки исследованного района.

Система широтных глубинных разломов, концентрирующихся в южной части района, сопряжена с Анабаро-Оленекской тектонической зоны. Дизъюнктивные нарушения этой зоны ограничивают с юга Эбеляхский блок, разделяют Верхне-Булгунняхтахский и Маспакынский блоки, осложняют Эбеляхское сводово-блоковое поднятие. Меридиональные разломы сопряжены с Уджа-Биректинской зоной, которая входит в изученную территорию своей западной частью. Эти разломы определяют дифференцированное строение Верхне-Булгунняхтахского блока. К западу параллельно Уджа-Биректинской зоне прослеживается еще несколько меридиональных разломов, один из которых расчленяет Эбеляхский свод на два блока.

Более позднее раннепалеозойское заложение имеют глубинные разломы северо-западного простираения, приуроченные к Молодо-Попигайской тектонической зоне. Разломами этой зоны определяется одна из границ Эбеляхского "треугольника", а также простираение и ограничения Маят-Маспакынского передового поднятия.

Реже наблюдаются крупные нарушения северо-восточных румбов, обычно оперяющие северо-западные разломы. С ними связаны, в частности, тектонические границы Моргогор-Балаганахского блока.

Рассмотрим значение морфоструктур в размещении погребенного карста. Для этого сравним морфоструктурную схему со схемой плотности карстовых форм (см. рис. 17, 21). Из приведенного сравнения следует, что среди проанализированных структур наибольшее количество воронок сосредоточено в поднятиях и резко сокращается в разделяющих их впадинах. Абсолютный максимум плотности карстовых форм, выраженный в значениях, равных 360—380 усл. ед. на 1 км<sup>2</sup>, падает на восточную часть Эбеляхского свода. Несколько ниже (320 усл. ед./км<sup>2</sup>) максимальные значения плотности карста в его западной части, занимающей более низкое гипсометрическое положение и характеризующейся меньшей плотностью трещиноватости. Еще ниже этот показатель в западной части Верхне-Булгунняхтахского блока, где он не превышает 240—260 усл. ед./км<sup>2</sup>, а во впадинах 140—160 усл. ед./км<sup>2</sup>.

Очевидно, что интенсивность карстового процесса зависит от трех главных условий: 1) гипсометрического положения морфоструктур; 2) химического состава карбонатного субстрата, на котором они заложены; 3) степени его раздробленности. Первое условие определяет положение карстующейся поверхности над базисом карстования, второе и третье — особенности растворения карбонатных пород. Исходя из этого, морфоструктурный критерий, контролирующий развитие карста, можно сформулировать

следующим образом: наиболее благоприятными для карстования являются максимально приподнятые положительные морфоструктуры, заложенные на доломитах анабарской свиты, сильно раздробленных тектоническими нарушениями. Учитывая этот критерий, все морфоструктуры района можно разбраковать по степени их благоприятности к карстованию. К разряду наиболее благоприятных следует отнести восточную часть Эбеляхского свода (в поле развития доломитов), где соблюдаются все три перечисленные выше условия. К разряду благоприятных относится западная часть Эбеляхского свода, где первое и третье условия проявлены в меньшей степени. Сюда же относится Маятский приподнятый блок, в пределах которого при высоком гипсометрическом положении и наличии доломитового субстрата насыщенность тектоническими нарушениями значительно ниже, чем в Эбеляхском своде. К этой же категории можно отнести Верхне-Булгунняхтахский блок, характеризующийся относительно высокими абсолютными отметками и сильной тектонической раздробленностью карбонатного цоколя, восточная часть которого сложена однако не доломитами, а хуже карстующимися известняками. Наиболее благоприятны для развития карста отрицательные структуры Эбеляхского блока, хотя и расположенные в поле развития доломитов, но отличающиеся более низким гипсометрическим положением и малой плотностью трещиноватости.

Локальные закономерности распределения карстовых форм тесно связаны с линейными структурами. Здесь мы остановимся только на роли крупных разломов в размещении карстовых форм, поскольку влияние на них трещиноватости рассмотрено выше. Говоря о карстконтролирующей роли разломов, следует прежде всего отметить широтную (10—15 км) дизъюнктивную зону, проходящую к северу от Анабаро-Оленекского глубинного разлома и, по-видимому, с ним сопряженную. Здесь сосредоточено большинство известных воронок, в том числе и наиболее глубокие из них (более 60 м). В пределах широтной зоны воронок располагаются цепочками, которые нанизаны на отдельные глубинные разломы и сосредоточены чаще всего в местах их пересечения с оперяющими нарушениями. Так, в восточной части Эбеляхского свода большинство глубоких воронок пространственно связано с глубинным северо-западным разломом. Серия воронок сосредоточена вблизи меридионального и широтного разлома, расположенного в северной части Эбеляхского свода. Разломы определяют не только места концентрации воронок, но и оказывают влияние на их форму и ориентировку. Наиболее сложные очертания имеют депрессии, расположенные на пересечении разноориентированных нарушений.

Установленная зависимость в расположении карстовых форм от тектонических разломов дает возможность предполагать, что некоторые из них были активизированы в период заложения карстовых депрессий, о чем можно судить также на основании выявленной в их пределах геохимической специализации.

Исходя из изложенного, второй морфоструктурный критерий может быть сформулирован следующим образом: наиболее благоп-

приятна для развития карста широтная зона, сопряженная с Анабаро-Оленекским разломом (региональный критерий), а в ее пределах благоприятны для формирования "цепочек" воронок отдельные долгоживущие глубинные разломы ортогональных или диагональных направлений и места их пересечения с оперяющими нарушениями другой ориентировки (локальный критерий).

### *Связь карстовых форм с погребенным рельефом*

Карст рассматриваемой территории относится к закрытому типу, поэтому комплекс исследований, проводимых нами, включал анализ современного положения погребенного карстового рельефа, выработанного на карбонатных породах среднего кембрия и перекрытого к настоящему времени рыхлыми кайнозойскими отложениями мощностью 10—15 м.

Карта погребенного рельефа составлена для наиболее изученной северной части Эбеляхского сводово-блокового поднятия, выраженного в современном рельефе невысоким выравненным плато с абсолютными отметками порядка 200 м. В погребенном рельефе этой территории отчетливо выделяются две поверхности выравнивания с отметками соответственно 160—190 и 140—160 м, примыкающие к ним денудационные склоны и осложняющие эти элементы карстовые депрессии (рис. 23). Существует определенная закономерность в распространении карстовых форм по отношению к погребенному рельефу.

Во-первых, подавляющее большинство депрессий располагается в пределах выделенных поверхностей. Во-вторых, они отчетливо тяготеют к прибортовым частям этих поверхностей, верховьям расчленяющих их логов. Это хорошо согласуется с известными представлениями об особенностях размещения форм современного карста, изложенными в работе А.Г. Чикишева [84].

Анализ распределения карстовых депрессий по глубинам показывает, что наиболее глубокие из них приурочены главным образом к верхней поверхности выравнивания, а на нижней расположены преимущественно мелкие депрессии. Из рис. 20 видно, что днища карстовых полостей привязаны к трем гипсометрическим уровням с абсолютными отметками соответственно 20, 60—70, 100 м и более. Эти уровни, по-видимому, связаны с разным положением базиса карстования. Таким образом, погребенный рельеф контролирует размещение карстовых форм и их глубину.

После формирования обеих поверхностей выравнивания имела место эпоха корообразования, своеобразие которой заключалось в формировании красноцветных кор, обогащенных гидроокислами железа. В переотложенном виде продукты указанных кор встречены в некоторых депрессиях, расположенных на нижней поверхности выравнивания и выполненных осадками нижнего мела. Если верны наши представления об олигоценовом возрасте переотложенных продуктов ожелезненной коры выветривания, как будет показано ниже, то время корообразования можно отнести к предшествующей (дат-палеоценовой) эпохе пенепленизации, имеющей широкое региональное развитие на севере

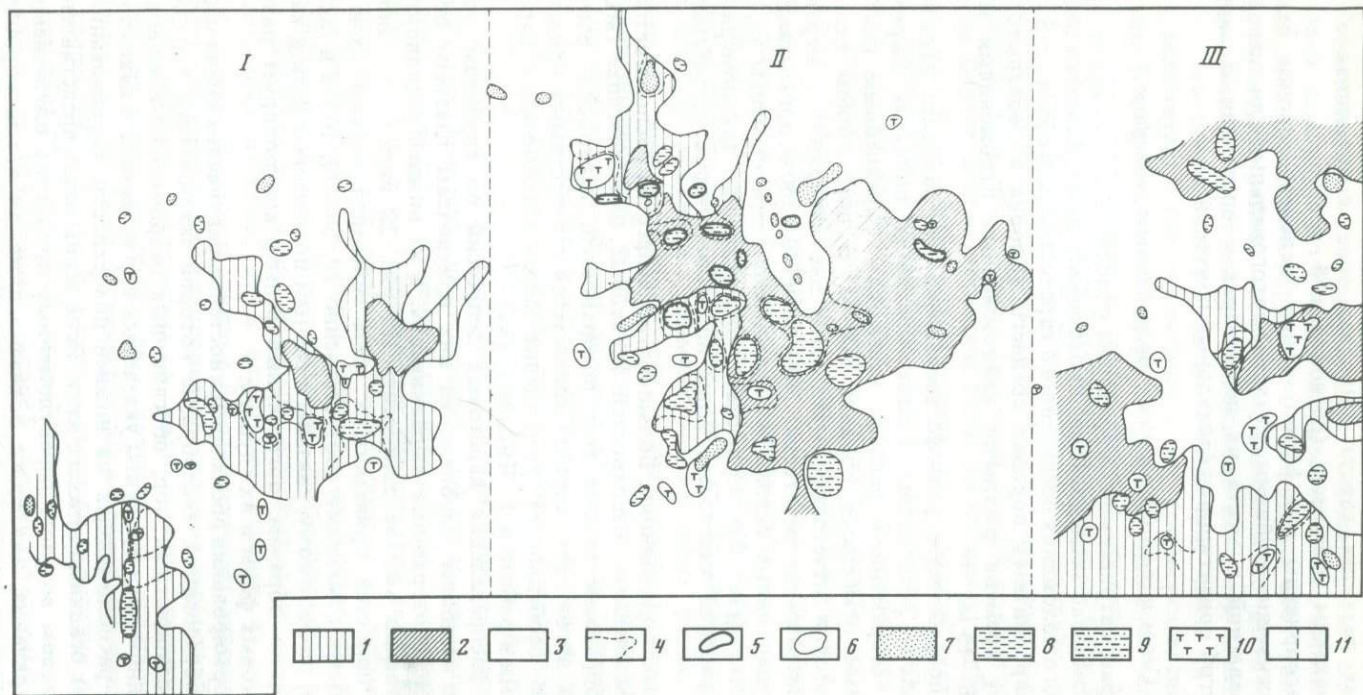


Рис. 23. Схема современного положения докайнозойского погребенного карстового рельефа

1—4 — элементы погребенного карстового рельефа: 1—2 — фрагменты поверхностей выравнивания с абсолютными отметками (в м): 1 — 140—160, 2 — 160—190; 3 — склоны водораздельных поверхностей, 4 — фрагменты

полюгов, расчленяющих прибортовые части поверхностей выравнивания; 5—6 — карстовые воронки (глубина, м): 5 — 60 и более, 6 — менее 60; 7—10 — литологический состав нижнемеловых карствыполняющих отложений: 7 — песчаный, 8 — глинистый, 9 — песчаноглинистый, 10 — доломитовая мука; 11 — границы тектонических блоков и их номера

Сибирской платформы. Отсутствие указанной коры на верхней поверхности выравнивания можно объяснить ее уничтожением в процессе денудации. Только в относительно опущенных блоках встречаются ее реликты.

Карстовые депрессии района отличаются большим разнообразием форм и размеров. Форма карстовых депрессий, зависящая от изменения растворимости вмещающего карбонатного субстрата по тем или иным направлениям и характера коррозивно-эрозионной деятельности водной среды, достаточно изменчива. В горизонтальном сечении можно выделить правильные изометричные, приближающиеся к овальной форме (изотропная среда растворения), эллипсоидальные (анизотропная среда растворения, обусловленная трещиноватостью одного направления), треугольные (на пересечении трещин двух направлений), сложной неправильной конфигурации (на контакте литологически разнородных сред, при разнонаправленной трещиноватости). В зависимости от отношения глубины  $h$  к ширине  $l$  среди них выделяются следующие формы: блюдцевидные ( $h/l = 0,02$  и меньше), чашевидные или конусовидные ( $h/l = 0,1$ ), колодезевидные с вертикальными и очень слабонаклонными стенками. Карстово-эрозионные формы характеризуются сильно вытянутой долиноподобной формой с корытообразным и V-образным профилем.

### Стратиграфия карствыполняющих отложений

Изучение стратиграфии отложений, выполняющих карстовые депрессии, имеет большое значение как для понимания времени становления развития древнего погребенного карста, так и для выделения этапов формирования россыпей "карстового типа". Однако решение данной проблемы связано с рядом трудностей, определяемых спецификой аккумуляции рассматриваемых осадков: 1) они погребены под чехлом новейших осадков и нигде не вскрываются в естественных обнажениях; 2) нормальное залегание пород может быть нарушено вследствие обрушения или проседания в карстовой полости; 3) глубокие гипергенные изменения привели к полному или частичному разрушению органики и преобразованию в ряде случаев пород в палинологически "немые" толщи; 4) отложения карстовых депрессий часто заражены чужеродной пылью, проникшей в результате циркуляции карстовых вод, переотложения из подстилающих пород при их размыве в карстовой полости, а также при неаккуратном отборе спорово-пыльцевых проб из керна скважин. Поэтому для обоснованного датирования рассматриваемых осадков необходимо учитывать комплекс палинологических и геологических данных и с особой тщательностью проверять, в какой степени выявленные палинокомплексы соответствуют времени осадконакопления.

В палинологическом отношении карствыполняющие осадки изучены недостаточно. Наиболее хорошо исследованы отложения мезозоя, более молодые и древние охарактеризованы хуже из-за плохой сохранности и слабой пыльценности.

Отложения карстовых депрессий подразделяются на палеозойские, мезозойские и кайнозойские.

Самые древние отложения, которые условно связываются нами с заполнением карстовых депрессий, относятся к нижнему карбону. Это плотно сцементированные песчаники и конгломераты, сохранившиеся в виде реликтовых глыб на поверхностях водораздельных пространств. Их возраст был определен по находкам морских водорослей карбона и путем сопоставления с палеонтологически охарактеризованными нижнекарбовыми отложениями Кютюндинского прогиба [58]. Кварц-кремнистый состав конгломератов свидетельствует о том, что эти образования представляют продукты переотложения кор выветривания. Следовательно, в предкарбовое время исследованная территория характеризовалась континентальным режимом. Учитывая это обстоятельство, благоприятное для развития карста, можно предполагать, что морские нижнекарбовые осадки перекрывали поверхность, выполняя выработанные в ней карстовые полости. В результате последующей денудации карстовые воронки были полностью срезаны. При этом базальные конгломераты оказались спроектированными на дневную поверхность, где и сохранились в виде отдельных глыб. Их скопления, занимающие иногда площадь около 1 км<sup>2</sup>, дают возможность косвенно судить о размерах воронок. Высказанное предположение в какой-то мере объясняет современное пространственное положение карбонатных осадков, встречаемых ныне в виде отдельных глыб или развалов, а также значительную литификацию конгломератов, которая могла быть обусловлена положением базальных горизонтов в днищах глубоких карстовых впадин.

К среднему-верхнему карбону предположительно относятся сажистые глины, вскрытые на глубине до 15,7 м под руслом одной из рек.

Эти отложения, по облику не отличающиеся от меловых, охарактеризованы богатыми в количественном отношении и разнообразными по составу "чистыми" спектрами (обнаружены в 12 из 23 проанализированных образцов), которые в 1967—1968 гг. Н.Г. Пашкевич были датированы средним—верхним карбоном. Спектры объединяются в три комплекса.

Нижний палинокомплекс (глубина 13—14 м) характеризуется значительным преобладанием спор (54—56%), среди которых господствуют виды *Lophotriletes trichanthus* (Lub) и *Hymenozonotriletes psilopterius* (Lub). Среди пыльцы преобладают формы *Cordaitina marginella*, *Samoil.*, *S. varica* *Samoil.*, относимые к кордаитам.

По богатству и разнообразию, общности видового состава и господству спор и пыльцы крупных размеров верхний комплекс напоминает нижний. И в том и в другом преобладают споры папоротникообразных *Lophotriletes trichacanthus* (Luber.), отмечается значительное содержание спор селягинелловых *Hymenozonotriletes psilopteris*, а также присутствие пыльцы кордаитов и гинкгоцикадофитов, что характерно для средне- и верхнекарбовых отложений многих районов Ангарской флористической области. На основании палинологических данных рассматриваемые осадки Н.Г. Пашкевич коррелирует со

средне- и верхнекарбовыми отложениями алевро-песчаниковой свиты верховьев р. Вилюя, с нижнекатскими слоями Тунгусского бассейна, с мазуровской свитой балахонской серии Кузбасса и верхами острогской свиты Минусинского и Кузнецкого бассейнов.

К перми относятся пепельно-серые песчаники, алевролиты и глины, содержащие прослой обугленной древесины и сильно метаморфизованных углей. Они выполняют карстовые западины, расположенные на северо-восточной окраине Эбеляхского блока вдоль тектонического контакта между отложениями перми и кембрия.

Об истинных размерах депрессий и их строении судить трудно, поскольку большинство из вскрывших их горных выработок не пройдено до плотика. Последние остановлены на глубинах 10—20 м, иногда на разрезах можно видеть только один из бортов воронки, осложненных дизъюнктивными нарушениями. Здесь, по-видимому, наряду с карстовыми формами могут присутствовать депрессии карстово-тектонического происхождения.

Остатки ископаемой флоры и палинологические данные свидетельствуют о присутствии в рассматриваемом регионе континентальных отложений нижней и верхней перми. Пермские осадки в рассматриваемом районе накапливались в условиях низкой озерно-аллювиальной равнины. Климат был относительно холодным, о чем свидетельствует господство кордаитовых лесов [15]. Условия, благоприятные для накопления тяжелых минералов, имели место лишь при аккумуляции грубообломочных базальных горизонтов.

### *Мезозой*

Возраст этих осадков установлен как нижнемеловой [32, 15]. Ревизия большого палинологического материала, собранного якутскими геологами, а также тщательное изучение литологии карстующих отложений, позволило нам совместно с Л.Д. Петровой разработать более детальное стратиграфическое расчленение нижнего мела, обосновав его не только палинологическими, но и геологическими данными.

Один из опорных разрезов нижнего мела приурочен к наиболее глубокой карстовой воронке рассматриваемого района. Осадки, мощность которых достигает 100 м, представлены переслаиванием песчаников, глин, включают прослой угля, скопления углистой крошки, глинистой брекчии или щебенку карбонатных пород (рис. 24, вкл.). Судя по литологическому составу и характеру напластования, рассматриваемые отложения накапливались в условиях проточных или периодически осушаемых застойных водоемов, обломочный материал в которые поступал с соседних территорий (ложковые выносы, делювиальные шлейфы, крупноглыбово-обвальные образования). Существенным моментом, выжым для стратиграфического расчленения толщи, является ее цикличное строение: в мезозойской части разреза нами выделены два седиментационных цикла, граница между которыми проходит по горизонту крупноглыбового коллювия, фиксирующего перерыв в субкавальном осадконакоплении. В процессе аккумуляции происходил многократный местный переувлажнение и переотложение в вышележащие осадки подстилающих озерных

отложений. О последнем можно судить, в частности, по присутствию глинистых окатышей в горизонтальнослоистых песчаниках, там, где последние подстилаются алевролитами. Это обстоятельство, как циклическое строение разреза и его пестрый литологический состав, необходимо учитывать при интерпретации спорово-пыльцевых данных, к рассмотрению которых мы переходим ниже.

Отложения рассматриваемой депрессии охарактеризованы 56 спектрами, полученными в разные годы при просмотре 208 образцов. Все спектры можно объединить в две группы палинокомплексов, наиболее древние из которых относятся к нижнему седиментационному циклу, а более молодые — к верхнему циклу.

К первой группе А.Д. Петровой относится один из палинокомплексов (5 спектров), характеризующих песчано-алевролитовые отложения нижнего цикла, вскрытые на глубине 39—43 м. В нем господствует пыльца голосеменных (8,0%), представленная в основном хвойными молодого облика *Pinus* (27,1%), *Picea* (4,5%), *Cedrus* (1,3%), *Podocarpus* (4,1%). Зерна хвойных древнего облика составляют 6,6%. На долю *Ginkgo* приходится 4,8%, *Classopollis* — 1,4%. В споровой части наибольший процент составляют споры *Leiotriletes* (5,2%). Меньше присутствует *Osmundaceae* (1,7%), *Selaginellaceae* (2,0%), среди которых отмечены *Densoisporites velatus* Weyl. et Krig. (0,9%), разнообразные *Sphagnaceae* (1,2%), *Gleicheniaceae* (0,8%), *Cyathidites* (1,4%), *Cingulizonates bicycla* (Mal.). Единичны *Lugodiusporites sibiricus* (Bolch.), *Bolch.*, *Trilobosporites* и *Laevigatisporites lenaensis* Fradk.

По систематическому наличию в спектрах *Densoisporites velatus* Weyl. et Krig. проводится граница между юрой и мелом в Вилюйской синеклизе. Этот признак позволяет считать данный комплекс нижнемеловым. Он имеет определенное сходство с берриасовым комплексом, описанным В.В. Павловым [50] для слоев *Tollia tolli* на р. Боярке, где также доминирует пыльца голосеменных, а в споровой части отсутствует *Schizacaceae* с ребристой экзиной, небольшой процент составляет *Osmundaceae* (0,5%) и *Pliciferae* (0,5%).

Резко меняется состав спорово-пыльцевых спектров в отложениях, выполняющих верхнюю часть рассматриваемой карстовой депрессии. Интервал 5,5—29 м охарактеризован палинокомплексом, в котором содержание спор не превышает 15%. В нем встречаются (в %) (рис. 25): *Sphagnaceae* — 0,6, *Selaginellaceae* — 2,1 и среди них *Densoisporites velatus* Weyl. et Krig. — 1,6, *Osmundaceae* — 1,7, *Cyathidites* — 0,9. Единично и редко присутствуют *Klukisporites*, *Cicatricosisporites*, *Anemia*, *Ligodium*, *Gleicheniaceae* *Bolchovitina* *sporites* sp., *Pteris cretaceae* *Chlon*, *Lophotriletes spurius* Bolch., *Stenozonotriletes elatus* Fradk., *Rouseisporites reticulatus* Pocock, *R. sp.*, *Kuyli-sporites lunaris* Cook et Dett., *Lophotriletes* sp. типа *Stenozonotriletes elatus* Fradk., *Laevigatisporites lenaensis* Fradk.

В составе пыльцы господствуют зерна хвойных молодого облика *Podocarpus* (6,2%), *Picea* (5,7%), *Phillocladidites* (1,7%), *Cedrus* (2,2%), *Pinus* (27,4%), *Rugubivesiculites* (редко до 3%), *Abies* (единично и редко), *Pinuspollenites minimus* (coup.) Kemp (мало и редко). Отмечено

большое число хвойных плохой сохранности (23,3%). Редко встречаются *Caytonipollonites* (0,6%). Пыльца *Ginkgo* составляет 3,4%. Изредко попадаются *Cupressaceae* (0,5%).

Своеобразие комплекса заключается в полном или практическом полном отсутствии таких характерных для нижнемеловых отложений спор, как *Sphagnaceae*, *Schizaeaceae*, *Gleicheniaceae*, *Polypodiaceae*. В то же время присутствие спор *Pteris cretaceae* *Chlonova*, *Lophotriletes spurins* *Bolch*, значительная роль в отдельных пробах спор *Rouseisporites* и пыльцы *Phyllocladidites*, *Cedrus*, наличие пыльцы *Rugubivesiculites*, *Cupressaceae*, *Agniospermae* позволяют считать комплекс альбским.

Комплекс сходен с альбским комплексом, выделенным Н.М. Бондаренко [14] в нижних горизонтах угля бегичевской свиты в Хатангской впадине. В нем зафиксировано очень малое содержание спор (2—13%), а в составе пыльцы — доминирование форм молодого облика *Picea*, *Cedrus*, *Pinus*, *Podocarpus*.

Спорово-пыльцевые спектры, относящиеся ко второй половине нижнего мела, характеризуют верхнюю часть и других карстовых депрессий. В одной из них выявлен палинокомплекс (12 спектров), в котором преобладают споры (70,3%). В них доминируют *Leiotriletes* (16%) и *Polypodiaceae* (13,5%). Значительное участие принимают *Schizaeaceae* (7,6%) и *Gleicheniaceae* (5,7%). Схизейные представлены всеми родами: *Klukisporites* (0,7%), *Schizaea* (0,5%), *Cicatricosisporites* *Ligodisporites*, *Trilobosporites*, *Maculatisporites*, *Anemia*, а глянхениевые — р.р. *Plicifera* и *Gleicheniidites*. Меньше встречено *Sphagnum* (4,8%) и *Ophioglossum* (1,7%), в числе которых часто и в сравнительно большом количестве присутствуют *Foraminisporis asymmetricus* (Cook.) *et Dett.* Малочисленные споры *Divisisporites euskirchenensis* *Tromson et Sprum.*, *Hymenozonotriletes bracteatus* *Bolch.*, *Cinquelatisporites euskirchenoides* *Delk.*, которые, по мнению А.Ф. Хлоновой [81], соответствуют некоторым видам *Puylisporites*, *Rouseisporites triangularis* *Pocock*, а также *Kuylisporites lunaris* *Cooks. et Dett.*, *lophotriletes amabilis* *Fradk.*, *Aequitriaradites subverrucosus* *Döring*, *A. spinulosus* *Pocock* и *Laevigatisporites lenaensis* *Fradk.*

Пыльцевая часть состоит почти полностью из форм хвойных молодого облика родов *Podocarpus*, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus* и плохой сохранности *Coniferae indet.* Пыльца *Angiospermae* присутствовала почти во всех образцах, но в малых количествах (1,1%). Пыльца *Taxodiaceae* и *Cupressaceae* не встречена.

По-видимому, по количественному составу комплекс сходен с альбским комплексом Вилюйской синеклизы [79], где также значительный процент составляют *Polypodiaceae*, *Gleicheniaceae*, меньше содержится *Sphagnaceae*, встречаются перечисленные в нашем комплексе виды спор, невысокий процент составляет пыльца *Angiospermae* и, кроме того, фиксируются *Taxodiceae* и *Cupressaceae*.

Представление об апт-альбском возрасте осадков верхнего цикла полностью согласуется с их залеганием в единых разрезах над более древними берриас-валанжинскими образованиями (см. рис. 24). Перемыв последних приводил в отдельных случаях к вторичному

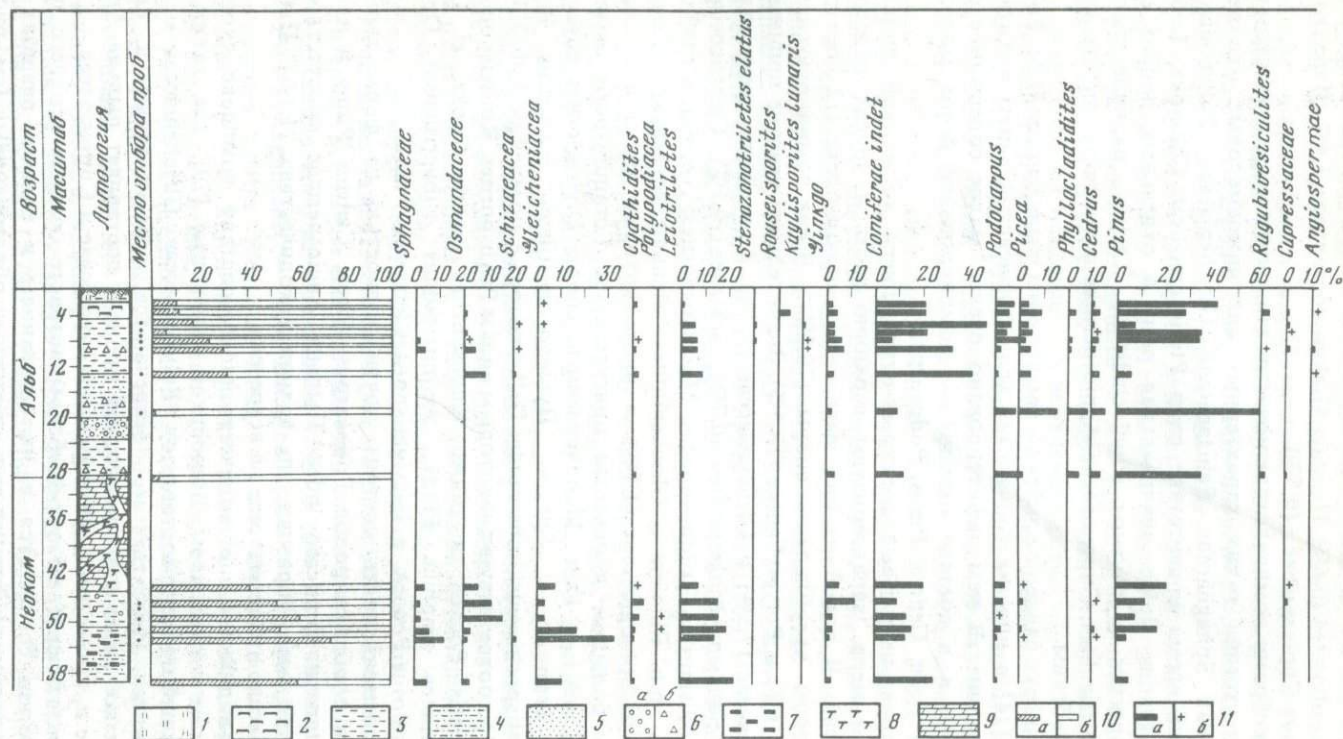


Рис. 25. Спорово-пыльцевая диаграмма нижнемеловых карствы-  
полняющих отложений

1 — ил; 2 — лед; 3 — глина; 4 — аргиллит, алевролит; 5 — песок;

6 — галька (а), щебень (б); 7 — угольная крошка; 8 — доломитовая мука;  
9 — разрушенный доломит; 10 — суммарное содержание: спор (а) и пыль-  
цы (б); 11 — содержание отдельных компонентов: > 1% (а), < 1% (б)

обогащению перекрывающих осадков более древней нижнемеловой пыльцой и соответственно понижению роли или полному исчезновению "инситных" форм, типичных для флоры апт—альба.

Таким образом, приведенные палинологические данные показывают, что осадки глубоких карстовых депрессий начали накапливаться в берриасе и закончили формирование в альбе. Кроме того, изучены и промежуточные палинокомплексы, которые (в совокупности с использованием метода циклостратиграфии) позволяют датировать отложения нижнего цикла берриас—валанжином, а верхнего — апт—альбом. Перерыв в субаквальном осадконакоплении падает на готеривбаррем. Этот вывод, как увидим ниже, хорошо согласуется с геологическими материалами по смежным северным районам, где с этим периодом связана крупная регрессия морского бассейна, начавшаяся в конце валанжина.

### *Кайнозой*

Наиболее слабо в стратиграфическом отношении изучены в настоящее время посленижнемеловые карстыполняющие отложения отчасти потому, что они вскрыты в небольшом количестве пунтков, но главным образом вследствие отсутствия в них органических остатков. Поэтому об их возрасте приходится судить в основном исходя из анализа литолого-фациальных данных и условий залегания.

Отложения, относимые к кайнозой и датированные предшествующими исследователями как неоген-нижнечетвертичные, резко отличаются от подстилающих их нижнемеловых белесо-серых или коричневаточерных углефицированных тонкозернистых образований своей яркой окраской, повышенным содержанием гравийно-галечного и щебнистого материала, присутствием большого количества "экзотической" гальки, более разнообразной по петрографическому составу, чем в отложениях нижнего мела, обогащением тяжелой фракции лимонитом. Для них типична циркон-ильменит-лимонитовая ассоциация.

По условиям залегания и литолого-фациальной характеристике рассматриваемые отложения можно разделить на две группы. Одна из них представлена ржаво-бурыми щебнисто-глинисто-песчаными пролювиальными осадками мощностью 20—25 м, которые с размывом вложены или перекрывают нижнемеловые терригенные породы. Такие отложения установлены в кровле некоторых карстовых депрессий, которые приурочены к поверхности выравнивания с абсолютными высотами 160—200 м и перекрыты покровными четвертичными (Q<sub>II—III</sub>) осадками.

К другой группе относятся ржавые аллювиальные галечники мощностью 30—40 м, подошва которых расположена на абсолютных отметках от 80 до 110 м. Они выполняют погребенные карстово-эрозионные формы, залегающие в бортах или под руслами современных долин.

При решении вопроса о возрастных взаимоотношениях рассматриваемых осадков могут быть предложены два варианта.

Вариант первый: пролювиальные отложения, выполняющие карстовые депрессии на водоразделах, и аллювий переуглубленных долин, расположенных на 80—100 м ниже, формировались синхронно. Такому

предположению не противоречит, в частности, сходство их минерального состава.

Вариант второй: формирование пролювиальных отложений, вложенных в карствыполняющие осадки нижнего мела, обусловлено начавшимися в кайнозое тектоническими движениями и связанным с ними расчленением древних поверхностей выравнивания. Более поздний этап новейшей активизации привел к дальнейшему расчленению древнего рельефа и образованию переуглубленных карстово-эрозионных долин, в последующем унаследованных современными реками. Рассмотрим данные, которые могут в какой-то мере подтвердить правомерность последнего варианта. В этом отношении большой интерес представляют спорово-пыльцевые спектры, полученные по сборам Б.Р. Забуги, Н.Е. Ермолаевой и И. Тумановой из разреза скважины, вскрывшей одну из глубоких карстовых депрессий. Она выполнена глинисто-песчаными осадками, по литологическому облику не отличающимися от расположенных поблизости палинологически охарактеризованных отложений нижнего мела, а сверху перекрыта ржаво-бурой глинисто-щебнисто-песчаной пачкой. Из семи проанализированных из этой скважины образцов в пяти получены богатые в количественном отношении и разнообразные по составу спектры. Господствующее место в них занимает пыльца (93,4—97%), содержание спор не превышает 3—6,6%. Первая группа представлена главным образом пыльцой покрытосеменных (69,3—95,8%), в которой значительное участие принимают роды, составляющие ядро тургайской флоры: *Fagaceae* (1,4—5,5%), *Ulmaceae* (2,9—5,1%), *Miricaceae* (0,5—3,1%), *Juglandaceae* присутствуют такие представители субтропиков как *Magnolia*, *Engelhardtia*, *Nyssa* и др.

Среди голосеменных (12—26,6%) господствует сем. *Pinaceae*: *Picea*, *Tsuga*, *Abies* и др. Постоянно отмечена пыльца сем. *Taxodiaceae*, *Taxodium*, *Sequoia* и *Metasequoia*. Среди споровых часто встречаются только споры сфагновых мхов, присутствуют споры кочедыжниковых папоротников, плаунов *Osmunda*, *Cyatheaceae*, плаунка кроваво-красного.

Данные спектры характерны для среднего и верхнего олигоцена Восточной Сибири и Северо-Востока СССР [6]. Несмотря на то что они получены для нижнемеловых отложений, залегающих в интервале от 21 до 72 м, приведенные спектры, вероятно, относятся к верхней железненной части разреза, а на глубину "затащены" при бурении. Следует указать, что сходные по составу пыльца и споры встречаются в кровле нижнемеловых пород и других разрезов, где они перекрыты железненными осадками.

Предположение о возможном олигоценном возрасте рассматриваемых отложений хорошо согласуется с тем, что они "вложены" в древние поверхности выравнивания, последний этап пенепленизации которых связан с регионально выраженной дат-эоценовой эпохой корообразования [19, 26, 85].

Вернемся теперь к железненным галечникам, которые залегают в карстово-эрозионных долинах. Из этих отложений нами отобрано более 200 образцов на спорово-пыльцевой анализ, однако все изученные

разрезы оказались палинологически "немыми". Только в перекрывающих их заторфованных голоценовых алевролитах с примесью щебня, совместно с хорошо сохранившейся современной пылью и спорами, найдено множество "экзотических" теплолюбивых форм, относящихся к третичной флоре, точный возраст которых установить невозможно из-за отсутствия "инситу" спектров.

Здесь обнаружена пыльца *Myrica*, *Comptonia*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Quercus*, *Fagus*, *Liquidambar*, *Ulmus*, *Cupressaceae*, *Taxodiaceae*. В ржавых галечниках, залегающих в основании четвертичной толще на западе района, выделены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы хвойных пород (ель, сосна, лиственница), реже древовидной березы. Встречаются также теплолюбивые формы, как *Ulmaceae*, *Juglandaceae*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Rhus* [26].

Изложенные данные не дают возможности судить о возрасте древнего аллювия. Следует лишь указать, что если "экзоты" произрастали в период аккумуляции рассматриваемых галечников, то следует считать, что они формировались не позднее миоцена или начала плиоцена, поскольку уже к концу плиоцена растительность заполярных районов стала перигляциальной, а следовательно, в ней не могли сохраниться теплолюбивые широколиственные и хвойные породы, произрастающие ныне далеко на юге [88]. Предположение о возможном плиоценовом возрасте аллювия переуглубленных долин находит некоторое подтверждение в геологических материалах по смежным территориям. Среди них следует прежде всего указать на следы плиоценового переуглубления долин, отмеченных на р. Оленьке, где в железненных песках докола II террасы в районе устья р. Силигир А.А. Вишневым определены остатки *Unio Sibiricus* Lindn, датированные плиоценом. К плиоцену относятся также железненные песчано-галечные отложения саардахской свиты, дельты р. Лены.

Таким образом, можно предполагать, что в неогене в связи с эпохой тектонической активизации и интенсивного расчленения древних поверхностей выравнивания произошло заложение древней эрозионной сети, которая затем была частично унаследована современными долинами.

Исходя из изложенного, кайнозойские карствыполняющие осадки можно предварительно подразделить на палеогеновые (олигоценные) пролювиальные и неогеновые (плиоценовые) аллювиальные. Однако не исключено, что в предлагаемый вариант стратиграфического расчленения в дальнейшем будут внесены существенные коррективы, связанные с поступлением нового фактического материала, которым мы пока не располагаем.

Таким образом, отложения, выполняющие карстовые депрессии, подразделяются нами на карбоновые, пермские, нижнемеловые, палеогеновые и неогеновые. Предлагаемое расчленение является гораздо более полным и обоснованным, чем это имело место до сих пор.

1. Впервые выделен нижнекарбоновый этап заполнения карстовых форм и в связи с этим получили объяснение особенности распространения "экзотические глыбы" этих пород.

2. Обращено внимание на присутствие в карстовых депрессиях

отложений среднего—верхнего карбона, относимых ранее к нижнемеловым.

3. На основании обобщения палинологических данных с применением метода циклостратиграфии в мезозойской части разреза карствыполняющих отложений установлены два седиментационных цикла и установлен их возраст.

4. Предложено предварительное расчленение кайнозойских карствыполняющих отложений на палеогеновые и неогеновые.

### Литология карствыполняющих отложений

Исследование литологических особенностей карствыполняющих отложений включало изучение состава литологических разностей, характера их переслаивания, гранулометрии, ритмики, петрографии обломочных и углистых образований, минералогии и геохимии. Такое комплексное изучение позволило выделить в разрезе различные фации, отвечающие элементам ритмов, комплексы фаций, соответствующие ритмам и сочетание комплексов, образующих циклы седиментации (рис. 26, вкл.).

По соотношению в разрезе отдельных литологических разностей пород выделяется несколько литотипов, на основе которых определяются фациальные зоны, в разной степени благоприятные для россыпеобразования.

### Основные литотипы

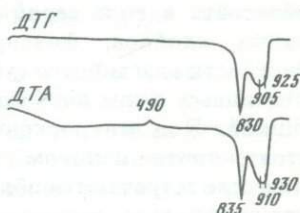
В основании карстовых депрессий, а иногда полностью их заполняя, залегают продукты выветривания доломитов — "доломитовая мука". Это рыхлая, сыпучая, зернистая песчаная масса белого, желтовато-белого и буровато-желтого цвета. Под микроскопом в иммерсии видно, что она состоит из мелких изъеденных кристалликов и агрегатов доломита. По данным рентгеноструктурного анализа на дифрактограмме четко проявлены рефлексы, идентифицированные как доломитовые.

На термограммах ДТА (рис. 27) отчетливо фиксируются два эндотермических эффекта (835 и 910—930°), характерные для доломита. На кривой ДТГ отмечаются два эндоэффекта (830 и 905—925°), отвечающие потере веса образца соответственно 24 и 22%, свойственные преобразованию доломита.

В породе содержатся (в %)  $\text{SiO}_2$ —6,0;  $\text{TiO}_2$ —0,1;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ —2,6;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ —2,0;  $\text{MgO}$ —18,5;  $\text{CaO}$ —26,48;  $\text{CO}_2$ —40,29 и примесь  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ —0,002. Это свидетельствует о почти однородном доломитовом составе породы, включающем в пересчете на три компонента  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CO}_2$  соответственно 21,2, 30,0 и 48,8%. Из минералов нерастворимого остатка фиксируются очень мелкие единичные зернышки ильменита и кварца. Подобный состав доломитовой муки обусловлен ее происхождением. В процессе выветривания доломитов происходит выщелачивание и вынос легкорастворимых компонентов, примеси кальцита и тонкодисперсных модификаций самого доломита. Остаточный продукт представлен массой изъеденных кристалликов доломитов и агрегатными частичками

гидроокислов железа, окрашивающими ее в желтые и буровато-желтые тона. В пределах карстовых депрессий обычно наблюдается два типа заполнения доломитовой мукой. В одном случае мука, заполняя всю карстовую полость, представляет собой однородную, рыхлую, песчаную массу и является "инситным" образованием за счет выщелоченного первичного субстрата. Во втором случае можно выделить два слоя: нижний, представленный однородной рыхлой массой, выстилающей днище и борта депрессий, являющийся остаточным, сохранившимся на месте продуктом выветривания, и верхний, состоящий из рыхлой песчаной массы, заключающей полуокатанные обломки доломитов, образовавшихся за счет привноса продуктов разрушения доломитов из расположенных рядом кор выветривания и бортов самой воронки.

Рис. 27. Термограммы доломитовой муки



Отложения нижнего мела, погребенные под чехлом более поздних кайнозойских осадков, сохранились главным образом в карстовых воронках, расположенных в пределах поверхностей выравнивания с абсолютными отметками 140—160 и 160—190 м. На нижней поверхности выравнивания они встречены и вне воронок, где залегают в виде отдельных изолированных пятен на водоразделах. Отложения нижнего мела состоят из переслаивающихся глин, слабо литифицированных алевролитов, аргиллитов, песков и песчаников, содержащих прослои и линзы гравийно-галечного материала (мощность прослоев от 5—10 см до 0,5 м), тонкорассеянное углисто-сажистое вещество, гнезда и крошку углей. Слои, обогащенные органикой, окрашены в буровато-коричневые или сажисто-черные тона, а лишенные ее имеют белесо-серый или зеленовато-серый оттенок. Общая мощность осадков колеблется от нескольких до 100 м и более (рис. 28, вкл.; 29, вкл.).

Рассмотрим подробнее отдельные литологические разности нижнемеловых отложений.

**Кварцевые песчаники** разномерные, коричневого и буровато-коричневого цвета. Слоистость в породах практически не наблюдается. Иногда отмечаются следы прерывистой горизонтальной и параллельной слабо волнистой слоистости (мощность слойков 2—3 мм). Характерным является присутствие в виде отдельных разных размеров (от 0,5 до 2—3 см) линзочек, изометричных гнезд, выполненных углисто-сажистым веществом, мелкой угольной крошкой. Последняя в виде отдельных мелких обломков распределена достаточно равномерно в породе.

Под микроскопом песчаники состоят из плохо сортированных, неравномерно распределенных обломочных зерен, представленных почти целиком кварцем, отмечаются обломочки кремнистых пород,

единичные фрагменты полевых шпатов (преимущественно микроклина), крупные и мелкие деформированные, гидратированные пластины слюды. Кварц составляет 85—90% породы, на остальные обломочные компоненты приходится 10—15%. Обломочные зерна свободно размещены в цементирующем материале. Последний представляет изотропную буровато-коричневую пелитоморфную глинистую массу, среди которой участками можно наблюдать небольшие скопления червеобразных кристалликов каолинита, мелких светящихся в скрещенных николях чешуе гидрослюды.

Кварцевые песчаники серого, светло-серого и пепельно-серого цвета представляют собой разномасштабную однородную породу. Седиментационная слоистость в породе практически не наблюдается. Тем не менее редко в отдельных образцах можно видеть слабо проявленную тонкую слоистость в виде серий (3—5 мм) тонких слабоволнистых параллельных слоев, фиксируемых по различию в зернистости и глинистости слагающего субстрата. Отмечаются фрагменты тонких перистовидных форм слоистости, иногда оттененной тонкой угольной крошкой. Под микроскопом они имеют псаммитовую структуру и состоят почти целиком из кварца (90—95%), в незначительном количестве встречаются обломки кремнистых пород, деформированные листочки биотита, зерна микроклина.

Цементирующим материалом служит светло-серое с бледно-зеленоватым оттенком, частично раскристаллизованное глинистое пелитоморфное вещество. В глинистом цементе породы установлены каолинит и гидрослюда, при этом первый значительно преобладает.

**Аргиллиты** коричневого, буровато-коричневого цвета. Микроскопически это уплотненная плитчатая порода. Под микроскопом представляет однородную изотропную коричнево-буровую массу, в которой разбросаны редкие остроугольные зерна кварца размером 0,01—0,2 мм. Рентгеноструктурный и термический анализы глинистого вещества показывают широкое развитие каолинита, гидрослюды, присутствие органического вещества. Результаты химического анализа свидетельствуют о высокой зрелости глинистого вещества, однако количество свободного глинозема не превышает 1%. Общее количество глинозема составляет 12%.

**Аллиты** представляют по внешнему виду красновато-коричневую с красноватым оттенком породу с характерной бобовидной текстурой, обусловленной наличием массы бурых бобовин (размером 0,5—3 мм), сложенных гидроокислами железа и сцементированных розовой глинисто-карбонатной массой.

Под микроскопом аллиты состоят из большого количества крупных (1—1,5 мм) овоидов и овоидоподобных образований, выполненных плотными черно-бурыми гидроокислами железа. Цементируются овоиды железисто-карбонатным материалом, состоящим, в свою очередь, из железисто-карбонатных мелких (0,05—0,07 мм) овоидных форм светлого, коричневатого-бурого цвета, заключенных в мелкозернистый карбонатный субстрат, в котором в небольшом количестве разбросаны полуокатанные зерна кварца (0,1 мм). Местами мелкозернистый карбонатный субстрат перекристаллизован и возникают участки,

сложенные агрегатом крупных зерен (0,4—0,6 мм) кальцита. Большинство крупных овоидов окружено буровато-коричневыми карбонатно-железистыми оболочками шириной 0,10—0,17 мм.

В центральной части овоидов в большинстве случаев наблюдаются отдельные остроугольные зернышки алевритовой размерности кварца, изометричные и неправильной формы прожилковидные выделения карбоната, кремнистых образований. Термическим анализом в породе установлено наличие гиббсита. Химический состав породы показывает, что  $Al_2O_3$  составляет 23,76,  $Fe_2O_3$ —33,29%, а кремневый модуль  $Al_2O_3/SiO_2=2,2$ . На основании этих параметров порода может быть отнесена к железистым разностям аллитов.

Уголь рыхлый, слабо литифицированный, матовый, с раковистым изломом, сажисто-черный или торфоподобный, коричневато-бурый встречается в виде линз, прослоев или рассеянной углистой крошки, включенной в состав песчаников и глин.

Эти угли относятся к геленито-постгеленитовой и геленито-преколлинито-коллинитовой генетическим группам гумусных углей, различающихся по степени разложения лигнитно-целлюлозных тканей. Угли первой группы характеризуются средней степенью биохимического, в меньшей степени — механического разложения растительных микрокомпонентов. Под микроскопом уголь состоит из мелких обрывков, линзочек, представляющих собой фрагменты разложившихся тканей, контуры которых нечеткие. Отмечается минеральная примесь в виде алевритовых частиц кварца, гидроокислов железа. Цвет угля бурый, коричневато-бурый. Угли второй группы отличаются более сильной степенью разложения и раздробления растительных тканей. Последние теряют свою форму, распадаются на отдельные гранулированные частички неясных очертаний и представляют бесструктурную массу, в которой исходный материал углей неопределим. Цвет угля более темный, темно-серый, сажисто-черный.

Резко отличается от описанных уголь, встреченный в виде крошки в основании отдельных депрессий. Это сильно метаморфизованный жирный коксовый уголь, черный блестящий, он переотложен из пермских отложений (встречается в осадках, обогащенных переотложенной пермской пылью).

Рассмотренные выше литологические разности встречаются в разрезах в разном сочетании. По их преимущественному распространению выделяются песчаный, глинистый и песчано-глинистый литотип.

Песчаный литотип наиболее широко развит в центральной и восточной части района. Примером данного литотипа может служить следующий разрез. Сверху под рыхлыми современными отложениями вскрываются:

Мощность, м

1. Песок мелкозернистый глинистый, желтовато-серый до коричневатого-серого цвета. Обломочные зерна представлены кварцем. Присутствует отдельная мелкая галька и гравийные зерна темно-серых кремней ..... 14,5
2. Песок кварцевый мелкозернистый, участками уплотненный до слабо литифицированного песчаника, серовато-коричневого до темно-коричневого цвета. Содержит линзочки (15 см) коричневато-бурых глин, мелкие обломочки (0,5 см) темно-коричневых аргиллитов ..... 6,5

3. Песок, слабо литифицированный кварцевый песчаник, мелкозернистый, темно-коричневого цвета с линзочками (1—5 см) бурых аргиллитов, углисто-сажистого вещества и угловой крошки ..... 11,0
4. Песчаник кварцевый, светло-серый до серого мелкозернистый с линзочками (3—5 см) каменного угля ..... 30
5. Доломит плотный, серовато-желтого цвета, мелкокристаллический, интенсивно трещиноватый.

Глинистый литотип широко распространен на исследованной территории (см. рис. 27, 28). Характерный его разрез вскрыт в одной из депрессий, где под рыхлыми современными отложениями сверху вниз залегают:

1. Глины желтовато-светло-серые, переходящие вниз по разрезу в серо-зеленые массивные пластичные с примесью мелкозернистого кварцевого песка ..... 17,5
2. Глина песчаная, светло-серого цвета, с массивной текстурой, плотная, слабопластичная, содержит обломки доломитов (1—3 см) ..... 4
3. Щелнисто-песчано-глинистая порода серого цвета, плотная. Обломки доломитов, составляющие 40—45%, беспорядочно заключены в цементирующую массу. Глина светло-серого цвета пластичная ..... 1,5
4. Глина светло-серая, массивная, плотная пластичная ..... 5,0
5. Глина темно-зеленая, с массивной текстурой, плотная, пластичная ..... 5,0
6. Глина светло-серого цвета с желтовато-зеленоватым оттенком, массивная, плотная, слабопластичная. Содержит до 20% угловатых обломков карбонатных пород с примесью доломитовой муки ..... 9,0
7. Доломитовая мука желто-белого цвета, однородная с обломками (до 30%) серобелых доломитов.

Кроме приведенного разреза глинистого литотипа, являющегося характерным и пользующегося широким распространением на исследуемой территории, по южной границе Эбеляхского блока в пределах развития известняков силигирского горизонта в ряде депрессий встречены плтноцементированные породы с ясно выраженной оолитовой, бобовидной текстурой буровато красного цвета, по внешнему облику похоже на бокситы. По данным химических анализов  $Al_2O_3$  в этих породах составляет 23,76%, поэтому они определяются как аллиты (описаны выше).

Наиболее сложно построен глинисто-песчаный литотип, характерный для наиболее глубоких воронок центральной части рассматриваемого района (см. рис. 27, 28). Примером данного литотипа может служить разрез депрессии, где (сверху вниз) вскрыты под покровом четвертичных суглинков:

Мощность, м

1. Песок кварцевый, глинистый желтовато-серый с линзочками глины розового цвета и отдельной мелкой гальки кремней ..... 5,0
2. Глина плотная розового цвета ..... 1,4
3. Песчаник кварцевый, слабо литифицированный, крупнозернистый, желтовато-светло-серого цвета, с линзочками (0,5—2 см) розовой глины, с единичной мелкой галькой и примесью гравийного материала ..... 18,0
4. Глина серовато-белая, плотная ..... 1,5
5. Алеврит глинистый, обогащенный рассеянным углисто-сажистым веществом темно-коричневого, буровато-черного цвета ..... 3,0
6. Песчаник кварцевый, слабо литифицированный, мелко- и среднезернистый, светло-серого цвета, с редкой мелкой галькой и примесью гравийного материала ..... 1,2

7. Песчаник кварцевый, слабо литифицированный, средне- и крупнозернистый, буровато-серого и светло-коричневого цвета с рассеянными мелкими линзочками углистой крошки .....	5,5
8. Песчаник кварцевый, слабо литифицированный, глинистый средне- и крупнозернистый, светло-серый, с примесью гравийного материала .....	1,0
9. Песчаник кварцевый, слабо литифицированный, мелко- и среднезернистый, глинистый, коричневатого-серого цвета с примесью крупногравийного материала .....	2,5
10. Глина плотная, массивная, светло-серого цвета с зеленым оттенком, содержит примесь гравия и мелкую единичную гальку кремней и кварца .....	1,0
11. Глина песчаная, плотная темно-серого, участками буровато-черного цвета, обильно насыщенная углисто-сажистым веществом .....	2,0
12. Глина плотная, темно-коричневого, коричневого цвета с примесью песка и гравия, в нижней части многочисленными обломками (1—5 см) доломита .....	5,0
13. Глинистая брекчиевидная порода, серовато-коричневого цвета, состоящая из массы неокатанных и полукатанных обломков (1—5 см) доломитов, сцементированных глинистой массой .....	12,0
14. Песчаник кварцевый слабо литифицированный, разнозернистый, желтовато-серого цвета, с дресвой и щебнем доломитов, единичной мелкой галькой кремня, примесью гравия. В основании слоя мелкие линзочки углисто-сажистого вещества .....	12
15. Песок кварцевый, глинистый, крупнозернистый с хаотично рассеянной примесью щебня и дресвы карбонатных пород .....	5
16. Глина плотная, темно-коричневого цвета с дресвой и щебнем доломитов, единичной мелкой галькой кремней, примесью гравийного материала .....	3,0
17. Доломиты плотные, светло-серые, мелкозернистые.	

Здесь, как и в других разрезах глубоких карстовых воронок, выполненных отложениями нижнего мела, среди монотонно переслаивающихся песчаников и глин, содержащих прослой углей и углистую крошку, обращает на себя внимание своеобразный горизонт, сложенный обломками доломитов (слой 13). Особенно хорошо этот горизонт выражен в наиболее глубокой депрессии района (см. рис. 24), где на глубине 29—45 м вскрыто:

1. Доломитовая брекчия — выветрелые обломки (20—30 см) мелкозернистых доломитов, сцементированных ожелезненным доломитовым мелкоземом .....	7,7
2. Доломитовая мука, окрашенная окислами железа в бурый цвет с редкими обломками выветрелых доломитов .....	2,7
3. Ожелезненная рыхлая тонкозернистая порода типа охры с реликтами угловатых обломков разной величины и ориентировки, "пропитана" гидроокислами железа с образованием лимонитовых корочек толщиной 1—5 мм .....	3,0
4. Доломитовая брекчия из обломков мелкокристаллических доломитов, разделенных трещинами на отдельные блоки .....	4,0

Как видно из приведенного описания, щебнистый горизонт сильно выветрен, о чем свидетельствует дезинтеграция обломков и их интенсивное ожелезнение.

Рассмотрим теперь изменение строения данного горизонта по простиранию. В некоторых депрессиях он на протяжении от борта до борта воронки имеет однообразный литологический облик (рис. 30). Более сложно этот горизонт построен в глубокой депрессии (см. рис. 24): у западного борта он сложен крупноглыбовым материалом. Далее по направлению к центру воронки обломочный материал становится более дезинтегрированным, а затем замещается глинистой брекчией, представляющей обломки коричневых алевролитов, заключенных в гли-

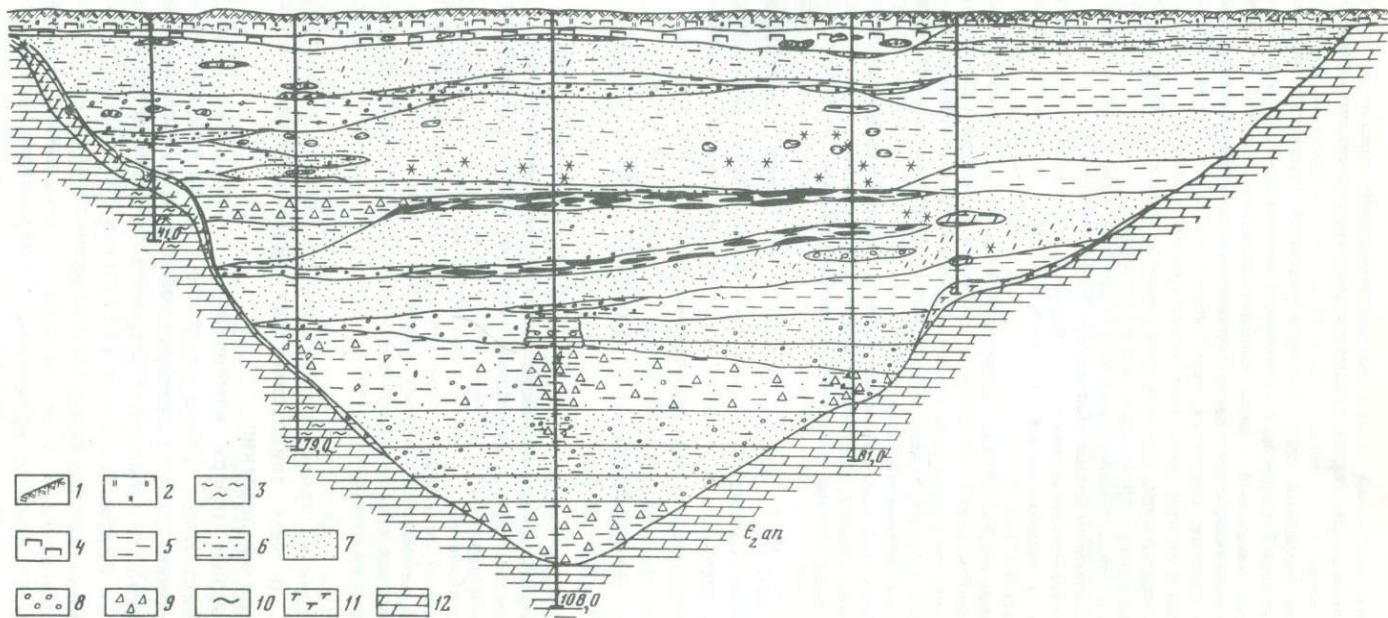


Рис. 30. Разрез через карстовую депрессию, выполненную нижнемеловыми отложениями с горизонтальным залеганием слоев

1 — почвенный слой; 2 — ил; 3 — суглинок; 4 — лед; 5 — глина; 6 — ар-

гиллит, алевролит; 7 — песок; 8 — галька; 9 — щебенка; 10 — линзы угля; 11 — доломитовая мука; 12 — доломит

нистой массе, содержащей остатки обугленной древесины и рассеянную глинистую крошку. Иногда можно наблюдать как глыбово-щебнистый горизонт по простиранию сопрягается с линзой угольного пласта.

В глубоких воронках подобный горизонт расположен на близком гипсометрическом уровне (абсолютные отметки от 100 до 130 м). Он фиксирует перерыв в субкавальном осадконакоплении, разделяя два крупных седиментационных цикла. Этот перерыв не всегда легко найти в разрезах, иногда он бывает скрытым. В этом случае перерыв фиксируется изменением осадков, а также, как будет показано ниже, минералогического и геохимического состава отложений разных седиментационных циклов.

Изучение разрезов глубоких депрессий позволило установить определенную повторяемость основных литологических разностей пород и прийти к выводу о ритмичности осадконакопления в карстовых воронках. Выделяются двух- и трехэлементные ритмы. Двухэлементные состоят из чередования песчаного и глинистого компонента, трехэлементный ритм включает алевролитовые прослои. Мощности отдельных прослоев (элементов ритма) меняются как по разрезу одной воронки, так и в пределах разных депрессий.

В одной из них (рис. 31, вкл.) наиболее выдержан по разрезу алевролитовый компонент. Он присутствует почти во всех ритмах и мощность его варьирует в пределах 4—5 м. Характерно поведение глинистого элемента. По периодическому накоплению глинистых осадков весь разрез депрессии разбивается на три крупные части. Границы их отражают смену условий седиментации, характеризующиеся появлением более крупнозернистых осадков, благоприятных для аккумуляции шлиховых минералов.

В другой депрессии более мощным и выдержанным является песчаный элемент ритма. Намечается увеличение его мощности к верхам разреза, одновременно увеличивается крупность обломочного материала до появления галечных фракций (рис. 32, вкл.). В строении данного разреза значительный интервал (мощностью 16 м) в его средней части занимает описанный выше глыбово-щебнистый горизонт, состоящий из большого числа обломков, сцементированных песчано-глинистым материалом. Как следует из ритмограммы (см. рис. 32), после формирования щебнистого горизонта происходит вновь ритмичное накопление песчано-глинистых осадков с той же динамикой смены отдельных элементов ритма, как и в нижней части разреза. Таким образом, указанный горизонт в общей ритмичной картине разреза является важным репером смены этапов седиментации.

Рассматривая эволюцию отдельных элементов ритма по разрезу следующей депрессии (рис. 33, вкл.), интересно отметить поведение песчаного компонента. В нижней и верхней частях разреза он имеет небольшое развитие с некоторой тенденцией возрастания в верхней части и соизмерим с другими элементами ритма, а в центральной достигает максимального развития, образуя практически однородный ритм, разделяющий весь разрез на две симметричные по динамике осадконакопления части.

Таким образом, анализ рассмотренных ритмограмм показывает, что

динамика накопления осадков в период заполнения карстовых депрессий была различной, но общей закономерностью в строении разрезов является их трехчленное строение. При этом нижняя и верхняя части разрезов по составу ритмов, динамике их развития близки между собой и отличаются от центральной (см. рис. 31—33). Иногда нижняя и верхняя части разреза представлены трехэлементными ритмами, а центральная часть разреза — двухэлементными, в которых отсутствует песчаный компонент.

Приведенная картина ритмичного строения разрезов карстывполняющих отложений подтверждает установленное на основании литологических данных наличие двух крупных циклов седиментации при заполнении карстовых депрессий. Дополнительное подтверждение существования двух циклов седиментации дают, как будет показано ниже, и результаты минералогического изучения тяжелой и легкой фракции карстывполняющих отложений, а также химического состава и геохимии глинистого материала.

Таким образом, комплексное изучение разрезов донизнемеловых и низнемеловых отложений палеодепрессий дало возможность установить следующее.

1. Разрезы низнемеловых отложений имеют ритмичное строение, позволяющее выделить два цикла седиментации. Границей циклов служит наблюдаемый в ряде разрезов характерный глыбово-щебнистый горизонт.

2. Благоприятные для накопления продуктивного материала крупно- и грубозернистые осадки приурочены к основанию циклов и интервалам максимального развития песчанного элемента ритмов.

3. Установлена тенденция усиления роли песчаного компонента ритмов в верхнем цикле осадконакопления карстывполняющих отложений.

Палеогеновые отложения достаточно достоверно выделяются в ряде депрессий, где они слагают верхнюю часть разреза осадков, выполняющих карстовые воронки. Подошва палеогеновых отложений, вложенных в низнемеловые, расположена на абсолютных отметках 125—140 м. От подстилающих пород нижнего мела они резко отличаются ржаво-бурой окраской и обогащением мелкой щебенкой. Данные отложения отнесены нами к щебнисто-песчаному литотипу, примером которого может служить следующий разрез. Сверху вниз под четвертичными осадками вскрыты:

Мощность, м

1. Песок кварцевый, разнoзернистый, глинистый, желтого цвета, содержит (до 10%) неокатанные или слабоокатанные обломки доломитов размером от дресвы до крупного щебня и отдельных глыб. Отмечается редкая крошка угля..... 15

2. Песок кварцевый, крупнозернистый, в верхней части с примесью глинистого материала, окраска пестроцветная: сочетаются белые, желтые, бледно-зеленые и красновато-коричневые тона. Грубообломочный материал составляет 5—8% и представлен щебенкой, мелкой галькой средней и плохой окатанности кремней, карбонатных пород, кварца. В нижней части интервала отмечается крошка углей..... 3,0

3. Глина плотная, слабопластичная, пестроцветная, преобладающая окраска светло-серая, на фоне которой выделяются пятна глины желтого и красновато-коричневого цвета. В глине присутствуют редкие мелкие линзочки разнoзернистого песка, к которым приурочена примесь обломочного материала, представленного мелкой галькой кремней, кварца и щебенки доломитов..... 3,0

4. Песок кварцевый, разнозернистый, желтовато-светло-серого цвета со значительной примесью серой глины. Присутствует мелкая крошка угля. Грубообломочный материал, составляющий 5%, представлен средней и хорошо окатанной галькой кварца, кремней и щебнем карбонатных пород ..... 2,0

К неогеновым относятся отложения, связанные с переуглубленными карстово-эрозионными долинами, фрагменты которых в настоящее время установлены на абсолютных отметках 40—80 м. Разрез этих отложений достаточно однообразен. Это преимущественно ржаво-бурые глинистые галечники мощностью 20—40 м с неясно выраженной горизонтальной слоистостью, подчеркиваемой линзами и прослоями песка, гравия или линзами галечников. Отдельные слои различаются изменением интенсивности окраски (осветленные и темные красновато-бурые породы) и степенью глинистости. Характер отложений, подстилающих галечники, по простиранию долины меняется. В большинстве разрезов галечники лежат на трещиноватых кавернозных ожелезненных доломитах, реже они подстилаются достаточно мощными (14—28 м) отложениями доломитовой муки.

Разрез характеризующихся отложений выглядит следующим образом (сверху вниз):

1. Покровный суглинок, ил серого цвета с дресвой, щебнем доломитов, линзочки льда ..... 9,0
2. Глина песчаная, желтого, желто-бурого цвета, с дресвой, щебнем и отдельными валунами доломитов и небольшим количеством (5—6%) гематитовой гальки ..... 3,0
3. Глина песчаная, желтовато-коричневого цвета без включений грубообломочного материала, с линзочками желтого кварцевого песка ..... 1,0
4. Доломит светло-серого цвета, трещиноватый, по трещинам ожелезненный (обохренный) ..... 1,5
5. Гравийно-песчаный материал глинистый, с редкой галькой (5%) карбонатных пород и гидроокислов железа ..... 0,2
6. Галечно-гравийный материал в глинистом цементе желто-бурого цвета, галька составляет 25—30%, мелкая и средняя величины, хорошей и средней степени окатанности. В составе обломочного материала отмечаются доломиты, кремни, кварцевые песчаники, гематит и гидроокислы железа, кварц ..... 6,0
7. Песок крупнозернистый желто-бурого цвета с примесью гравийного материала (5%) и гальки карбонатных пород, кремней, песчаников ..... 1,0
8. Глина с примесью песка коричневого цвета ..... 1,0
9. Песок крупнозернистый с гравием, примесью глинистого материала желто-бурого цвета ..... 1,0
10. Глина с примесью песка желто-бурого цвета ..... 1,0
11. Песок крупнозернистый с примесью глины желто-бурого цвета (15%), отдельные линзы глины мощностью 10 см, небольшое количество гравия (5—7%) ..... 6,0
12. Гравийно-песчаный материал желто-бурого цвета с глинистой примесью (10%) и небольшим количеством гальки (3—5%), представленной преимущественно гематитом, гидроокислами железа, доломитом ..... 2,5
13. Глина желто-бурая с примесью песка ..... 0,5
14. Доломитовая мука желтого, буровато-желтого цвета ..... 0,4
15. Доломиты от светло-серого до бурого цвета, кавернозные, дробленые, ожелезненные, по трещинам залечены бурами охрами.

Как следует из приведенного описания, характерной чертой неогеновых отложений является широкое развитие глинистого и гравийно-галечного материала. На этом основании мы относим их к глинисто-галечному литотипу разрезов карствыполняющих пород.

Приведенные разрезы кайнозойских отложений, принимающих участие в заполнении карстовых форм, показывают, что, как щебнисто-песчаные отложения палеогена, выполняющие эрозионные врезы в нижнемеловых осадках, так и глинисто-галечные накопления погребенных долин неогенового возраста, несмотря на кажущуюся однородность, представляют собой слоистые толщи. При этом важно отметить, что накопление крупно- и грубозернистых осадков происходило пульсационно и чередовалось с периодами поступления тонкозернистого и глинистого материала. Так как с накоплением грубозернистого материала в неогеновых осадках связано поступление большого количества обломочного гематита, обогащенные им горизонты характеризуются красновато-ржавым цветом, что служит надежным признаком их выделения и, следовательно, установления наиболее благоприятных для накопления продуктивного материала уровней.

На основании проведенного изучения типовых разрезов разновозрастных отложений, выполняющих карстовые депрессии, мы выделяем следующие основные литотипы разрезов.

Донимеловые отложения: доломитовая мука.

Нижнемеловые отложения: а) песчаный, б) глинистый, в) глинисто-песчаный.

1. Палеогеновые отложения: щебнисто-песчаный.

2. Неогеновые отложения: глинисто-галечный.

Выделенные литотипы явились основой для решения вопроса о характере фациальных обстановок заполнения карстовых депрессий на исследуемой территории и разделения депрессий по степени их перспективности для россыпеобразования (см. ниже).

Исходя из степени участия в каждом выделенном литотипе крупно- и грубозернистых осадков, с которыми могла происходить транспортировка и аккумуляция продуктивного материала, наиболее благоприятным для образования россыпей является грубообломочный глинисто-галечный литотип, связанный с неогеновым этапом заполнения карстово-эрозионных долин. К благоприятным для россыпеобразования относятся щебнисто-песчаный литотип палеогенового возраста, в меньшей степени обогащенный обломками. Менее благоприятны для россыпеобразования в основном тонкозернистые осадки нижнего мела. Среди них наибольший интерес для поисков россыпей представляет песчаный литотип с рассеянной галькой и песчаные прослои в глинисто-песчаном литотипе. Здесь особое внимание следует обращать на гравийно-песчаные образования базальных горизонтов двух выделенных нами седиментационных циклов, накопление которых было связано с оживлением динамической обстановки среды аккумуляции. В связи с проявленной тенденцией усиления роли крупнозернистых осадков в верхнем цикле, базальные горизонты его представляются наиболее благоприятными для накопления грубообломочного материала и тяжелых минералов.

Для того чтобы иметь возможность по данным гранулометрии судить об условиях седиментации соответствующих отложений, характере эволюции этих условий на всем протяжении развития и заполнения карстовой депрессии, результаты гранулометрического анализа (табл. 11) были обработаны следующим образом: а) составлены треугольные классификационные диаграммы для определения литологических разностей исследуемых пород; б) построены кумулятивные кривые гранулометрических составов; в) определен ряд параметров (коэффициент сортировки, медиальные размеры частиц и др.) для получения числовых гранулометрических характеристик изучаемых пород с целью построения фигуративных точек на ряде эталонных диаграмм с выделенными полями различных сред осадконакопления.

Рассмотрим положение выделенных при описании литологических разностей нижнемеловых отложений в гранулометрической классификации глинисто-песчаных пород Б.Л. Рухина [61]. Анализ положения фигуративных точек составов рассматриваемых отложений показал следующее (рис. 34). Во-первых, в подавляющем большинстве визуальные определения литологических разностей совпали со снятыми с классификационной диаграммы, во-вторых, все алеврито-песчаные разности значительно обогащены глинистой фракцией. Как следует из диаграммы, собственно чистые алеврито-песчаные разности практически отсутствуют, т.е. в большинстве своем алеврито-песчаные породы представляют глинисто-алеврито-песчаные смеси, которые в процессе осадконакопления не были затронуты глубокой гидродинамической сепарацией. Об этом свидетельствуют и низкие значения коэффициентов сортировки и облик кумулятивных гранулометрических кривых. По характеру последних можно выделить три основных типа (рис. 35): а) отвечающие нормальному распределению (однопиковые симметричные кривые) с низким эксцессом; б) с высоким эксцессом; в) асимметричные кривые с модой в области низких или высоких значений гранулометрических фракций.

Наиболее распространены кривые первого типа. Они характеризуют усредненные составы алеврито-песчаных пород, прошедших слабую гидродинамическую сепарацию (равномерное присутствие всех гранулометрических фракций). Менее распространены кривые второго типа (с высоким эксцессом), отражающие составы наиболее отсортированных песчаников (белые, светло-серые, слабо литифицированные песчаники разных уровней разреза отложений, выполняющих карстовые воронки). Кривые распределения третьего типа, с одной стороны, отвечают составам плохо отсортированных крупнозернистых песчаников, обогащенных глинистой фракцией, с другой — такой тип распределения свойствен составам алевритовых разностей, обогащенных глинистыми продуктами. Таким образом, гранулометрические кривые подтверждают вывод о слабом проявлении при накоплении нижнемеловых осадков процессов гидродинамической сортировки.

Анализируя кумулятивные кривые гранулометрических составов (рис. 36), отмечаем ограниченность самих типов распределения. По существу, здесь встречаются только два типа кривых R и T, по

Т а б л и ц а II

Гранулометрический состав нижнемеловых отложений (в мм)

Номер пробы	1	(-1,0) — -(+0,32)	(-0,32) — -(+0,1)	(-0,1) — -(+0,03)	(-0,03) — -(+0,01)	(-0,01) — -(+0,003)
18/1	—	0,5	1,13	15,4	21,2	14,4
18/2	4,5	5,5	41,2	21,1	5,6	4,3
18/5	8,0	21,0	15,6	11,6	5,2	3,4
18/7	—	0,02	0,5	3,0	13,2	19,2
18/9	—	—	0,05	4,6	24,4	20,8
18/11	0,3	0,1	12,9	11,0	9,4	13,3
18/14	2,7	25,3	36,1	4,8	2,2	2,7
18/16	0,05	2,9	45,3	9,3	5,3	5,3
18/18	13,3	47,6	19,9	3,8	1,7	2,1
18/22	0,3	5,4	17,2	22,8	10,1	11,8
18/25	0,6	13,6	12,5	13,7	1,2	1,5
18/27	1,9	13,1	20,1	16,6	7,1	5,4
18/29	2,9	20,4	36,8	5,7	3,9	3,6
18/31	—	11,6	26,3	15,8	10,7	9,5
18/33	0,1	10,2	15,2	6,7	6,1	12,4
3781/7	0,2	9,9	24,4	12,4	10,3	9,2
3781/8	—	1,4	56,8	8,3	4,1	4,6
3781/9	—	0,4	3,1	28,8	14,4	18,7
3781/10	0,03	0,8	51,9	11,4	4,1	2,9
3781/11	4,5	29,1	19,7	13,8	6,2	5,6
3781/12	0,1	0,2	52,8	8,6	3,4	4,3
3781/17	0,6	6,1	28,6	34,1	23,5	5,4
3781/16	0,5	16,7	22,7	13,3	6,8	13,3
3781/18	0,2	35,5	27,3	6,1	8,4	7,9

классификации Д. Дуглас [87], R-тип является наиболее распространенным (до 75%); T-тип встречается значительно реже, в единичных случаях имеем дело с S-типом (см. рис. 35). Такое сочетание, с одной стороны, отражает формирование исследуемых отложений в озерных застойных водоемах, с другой — указывает на присутствие осадков, транспортировавшихся и осаждавшихся в условиях подвижной водной среды. В разбираемом случае такой средой были временные водотоки. Так как разные типы кумулятивных кривых отвечают осадкам различных стратиграфических уровней отложений, выполняющих карстовые депрессии, можно говорить о смене соответствующих фациальных обстановок седиментации в процессе заполнения карста.

Анализ кумулятивных кривых также подтверждает положение о слабо проявленной гидродинамической сепарации терригенного материала. Характер кривых R- и T-типов свидетельствует о слабой сортировке характеризуемого осадка.

(-0,003) — (+0,001)	-0,001	M	S	Полевое определение	Классы пород по Б.Л. Рухину
11,4	36,0	0,01	6,1	Серая алевроитовая глина	Суглинки алевроитовые
3,7	14,0	0,3	2,9	серая глина	То же
4,5	19,6	0,5	13,3	Глина песчанистая	Глинисто-алевроитовый песок
16,0	48,2	0,03	1,6	Глина алевроитовая	Алевроитовая глина
13,0	37,2	0,01	4,2	Аргиллит	Глинистые алевроиты
14,8	38,0	0,01	7,1	Аргиллиты	Суглинки песчаные
4,1	22,0	0,5	10,9	Бурый песчаник	Песок глинистый
6,0	25,7	0,3	14,3	То же	Суглинки песчаные
3,1	8,6	1,0	0,7	"	Пески
9,8	22,5	0,06	0,06	Алевролит	Суглинки песчаные
1,1	24,8	0,1	1,1	Аргиллит	То же
8,5	27,2	0,1	13,6	Алевролит	"
5,9	30,5	0,4	1,0	Песчаник	Пески глинисто-алевроитовые
9,5	16,6	0,1	7,7	Песчаник	Суглинки песчаные
13,2	36,3	0,01	12,1	Аргиллит	То же
6,4	26,8	0,02	5,5	Алевроит	"
3,6	21,0	0,4	5	Песчаник	Глинисто-алевроитовые пески
11,3	23,3	0,03	4,5	То же	Алевроитовый суглинок
3,5	25,2	0,1	3,5	"	Глинисто-алевроитовый песок
4,4	16,2	0,1	8,7	"	То же
4,1	26,8	0,1	4,8	"	"
1,7	0,1	0,06	2,4	"	Алевроитовый песок
9,2	18,4	0,05	6,4	"	Песчаный суглинок
7,5	6,05	0,2	4,9	"	Глинисто-алевроитовый песок

Для решения вопроса об условиях накопления заполняющих карстовые воронки отложений нами была использована генетическая диаграмма Пассеги [87] (рис. 37). Фигуративные точки на этой диаграмме наносятся до двум параметрам: М — медианному размеру частиц и С — наиболее крупнозернистой части осадка, мерой которой является 1% квантиль С (т.е. такой размер, относительно которого более крупные зерна составляют 1% веса породы). Медианный размер снимается с кумулятивных кривых, построенных на логарифмической шкале, а параметр С определяется по кумулятивным кривым, построенным на вероятностной шкале.

На диаграмме СМ Пассеги значительное количество точек образует поле выше пелагической суспензии (см. рис. 37). Для осадков, характеризуемых этими точками, свойственны низкие значения медианного размера и в то же время высокие размеры частиц однопроцентного квантиля, т.е. мы имеем 1% крупнопсаммитовых частиц. Такие

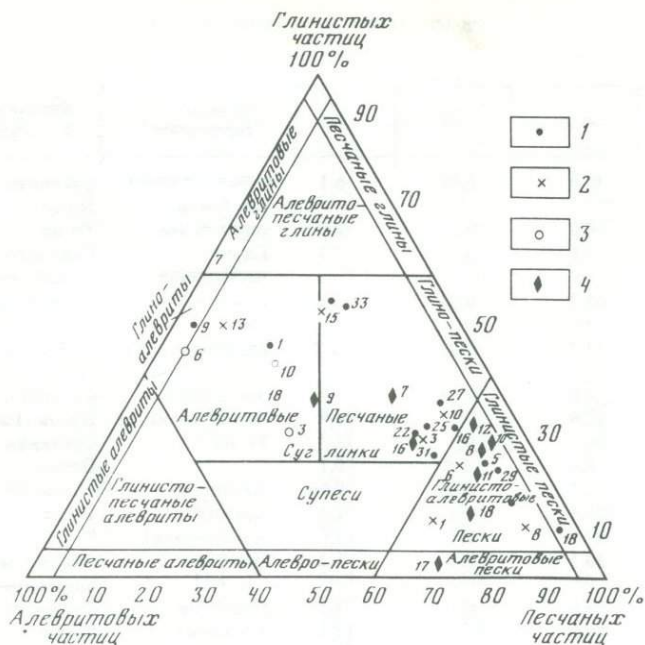


Рис. 34. Положение точек гранулометрических составов карстывполняющих отложений, по классификационной диаграмме Б.Л. Рухина [61]

1—3 — составы отложений де пресси A: 1 — разрез 9; 2 — разрез 1, 3 — разрез 3, 4 — состав отложений депресси B

соотношения вероятны для озерных фаций, в которых происходит медленное осаждение тонкозернистых осадков, нарушаемое заносом крупнопсаммитовых частиц.

Второе крупное поле фигуративных точек расположено на уровне и в пределах поля диаграммы СМ Пассеги (см. рис. 37), которое отвечает осадкам, выпадавшим из градационной суспензии, образующейся в нижних частях потоков, непосредственно у дна. В нашем случае это, вероятно, осадки отлагавшиеся из временных водотоков небольших логов, поставляющих пролювиальный материал в карстовые воронки.

Небольшое число фигуративных точек находится в пределах или на уровне поля SR. В нашем случае таким условиям, по-видимому, могли отвечать обстановке прибрежных частей озерных водоемов и участкам придонных областей временных водотоков.

Таким образом, генетические данные, полученные с диаграммы СМ Пассеги, подтверждают наличие следующих основных генетических групп отложений и обусловивших их палеофациальных обстановок: 1) застойные и проточные озера, 2) временные водотоки логов.

Гранулометрический состав палеогеновых и неогеновых отложений изучался по той же методике, что и при исследовании карстывполняющих отложений нижнего мела. На основании полученных в результате рассева процентного соотношения гранулометрических фракций

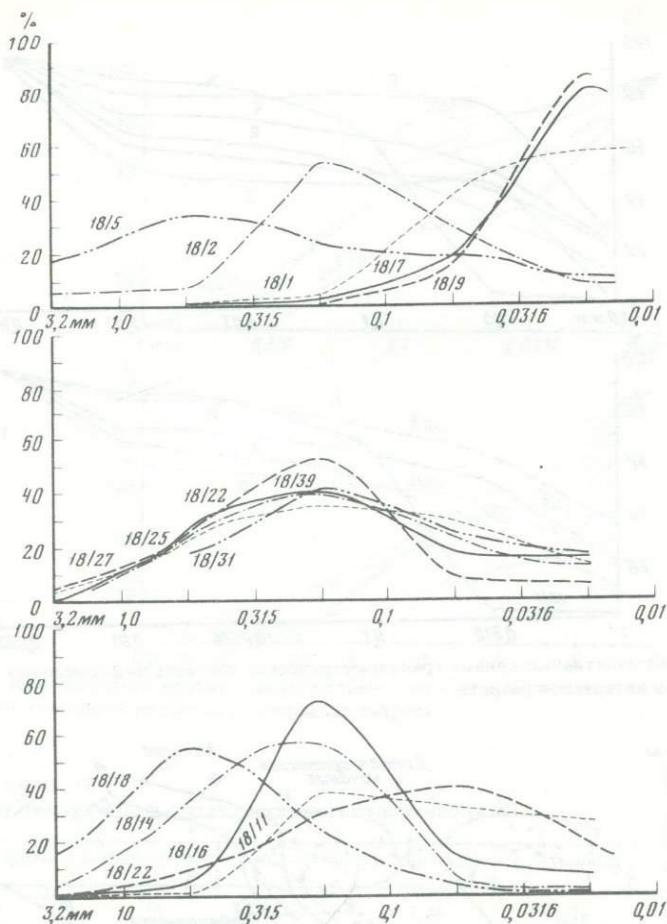


Рис. 35. Кривые распределения гранулометрических фракций карстыполняющих отложений различных интервалов разреза

строились кумулятивные кривые грансоставов, по которым проводилось определение обстановок переноса и накопления терригенного материала.

Состав алевро-псаммитовой фракции из палеогеновых отложений представлен в виде кумулятивных кривых (рис. 38,а). Характерной особенностью гранулометрического спектра этих отложений является обогащение фракцией 0,1—0,315 мм. Фракции крупнее и мельче указанной играют значительно меньшую роль, т.е. рассматриваемые отложения прошли определенную гидродинамическую сепарацию, в результате которой произошло разделение песчаной и алевролитовой фракции. Сопоставление построенных кумулятивных кривых с эталонными кривыми Д.Дугласа [87] показывает, что они относятся к R- и S- типам. Такое сочетание дает основание отнести эти образо-

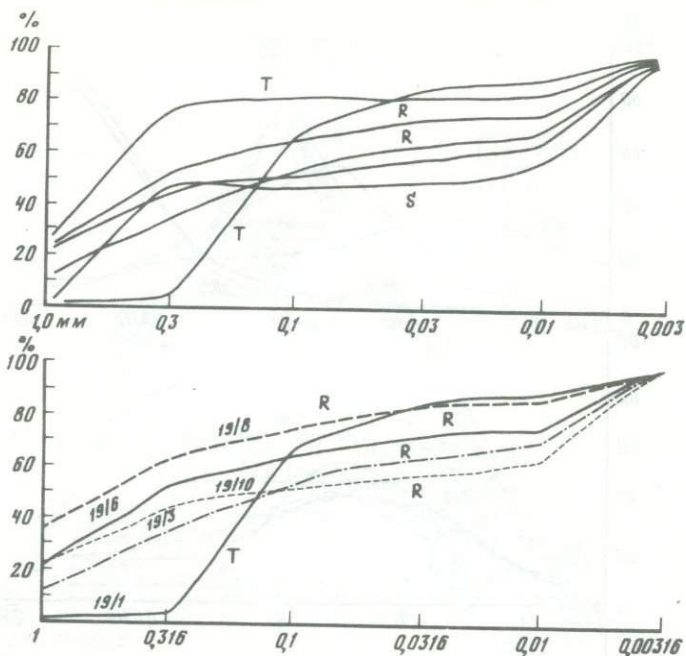


Рис. 36. Кумулятивные кривые гранулометрических составов нижнемеловых отложений различных интервалов разреза

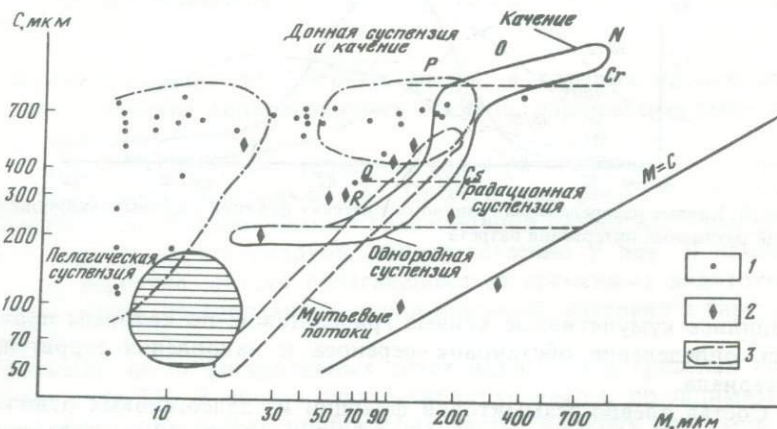


Рис. 37. Диаграмма С.М. Пассеги с гранулометрическими параметрами нижнемеловых отложений

1 — отложения депрессии А; 2 — отложения депрессии Б; 3 — поля фигуративных точек

вания к осадкам, накапливающимся как в полосе направленных водотоков, так и в их береговой зоне.

Положение описываемых осадков в разрезе карстовых депрессий, их взаимоотношения с подстилающими породами (эрозионные вложения), особенности гранулометрической сепарации позволяют сделать

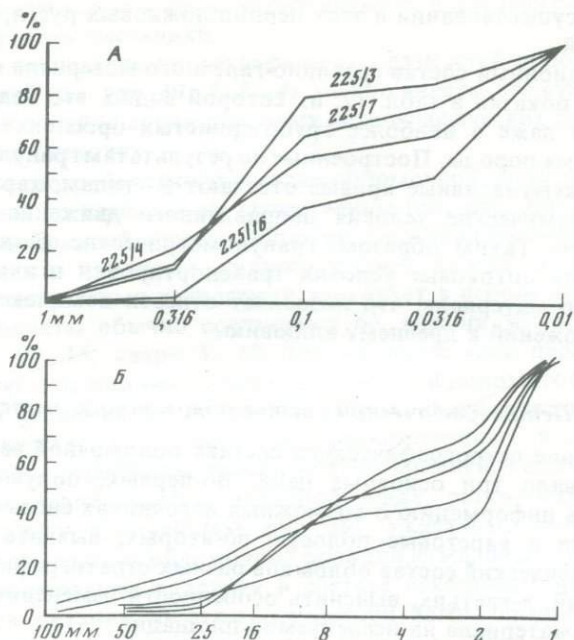


Рис. 38. Кумулятивные кривые гранулометрических составов палеогеновых (А) и неогеновых (Б) отложений различных интервалов разреза

Таблица 12

Гранулометрический состав неогеновых отложений (в %)

Номер пробы	(-200)—(+100)	(-100)—(+50)	(-50)—(+25)	(-25)—(+16)	(-16)—(+8)
20/3	1,33	3,09	7,46	7,76	10,62
40/3	—	0,55	1,80	2,96	6,83
61л/3	—	1,22	6,27	7,59	11,12
81л/4	—	0,40	1,75	3,66	13,00
81л/5	—	0,08	2,11	3,50	15,31
100/3	0,09	3,22	5,47	18,45	10,85
101/1	—	1,57	5,07	5,49	17,11
104л/9	—	0,55	4,55	6,41	17,07

Т а б л и ц а 12 (окончание)

Номер пробы	(-8)—(+4)	(-4)—(+2)	(-2)—(+1)	(-1)—(+0,5)	-0,5
20/3	16,21	5,54	5,33	12,26	29,54
40/3	9,73	7,66	4,55	4,14	62,51
61л/3	9,11	4,24	8,32	8,32	43,65
81л/4	19,20	17,30	13,20	11,20	20,30
81л/5	22,42	16,44	12,18	10,64	18,69
100/3	6,81	22,79	—	—	—
101/1	20,75	12,56	10,92	7,64	18,86
104л/9	20,24	18,30	14,30	13,02	5,56

вывод о существовании в этот период ложковых русел, формирующих пролувий.

Фракционный состав гравийно-галечного материала неогеновых отложений показан в табл. 12, из которой видно, что валунно-галечный материал даже в наиболее грубозернистых прослоях составляет 7—32% объема породы. Построенные по результатам гранулометрического анализа кумулятивные кривые отвечают R-типам, характеризующим гидродинамические условия направленного движения водной среды (рис. 38,б). Таким образом, гранулометрические данные прямо указывают на потоковые условия транспортировки и аккумуляции терригенного материала, что позволяет отнести комплекс рассматриваемых отложений к древнему аллювию.

### *Петрографический состав обломочного материала*

Изучение петрографического состава обломочной части отложений преследовало три основные цели. Во-первых, получить по составу обломков информацию о возможных источниках сноса продуктивного материала в карстовые полости, во-вторых, выявить типоморфный петрографический состав обломков разных стратиграфических уровней отложений, в-третьих, выяснить особенности изменения состава обломочного материала на исследуемой площади.

Подсчет состава обломочного материала проводится по трем основным фракциям галечной размерности (1,0—2,5, 2,5—5,0 и 5,0—10,0 см), в подсчет включалось 100—150 галек, состав крупногравийного материала определялся по фракции 0,8—1,6 см.

В результате проведенных исследований в составе обломочной части были выделены следующие петрографические разности: кремнистые породы, разнозернистые доломиты, окремненные доломиты, кварцитовидные песчаники, кварцевые песчаники, окислы и гидроокислы железа.

Рассмотрим распределение выделенных петрографических разностей обломков в разновозрастных отложениях, выполняющих карст, по разрезу и площади распространения (на рис. 39, 40). Как следует из гистограмм, во всех сопоставляемых случаях наиболее распространенными разностями пород в обломочном материале карстовых полостей являются доломиты (80%), кремни (20—40%), песчаники, гематит, гидроокислы железа. Эти разности являются ведущими в составе обломочной части карстывыполняющих отложений.

Количество обломков гематита, гидроокислов железа и песчаников различно в отложениях мела, выполняющих карстовые воронки, и в неогеновых отложениях карстово-эрозийных долин. В первом случае перечисленные разности встречаются в небольшом количестве или практически отсутствуют, во втором — представлены достаточно постоянно и широко. В то же время в меловых отложениях резко возрастает роль гальки кремней. В ряде воронок они составляют 60—70% обломочной части.

Таким образом, типоморфными разностями в петрографическом составе обломочной части меловых отложений являются кремнистые

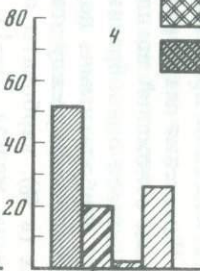
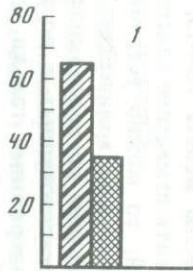
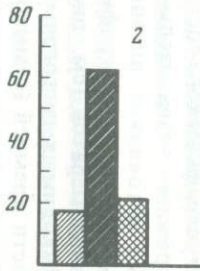
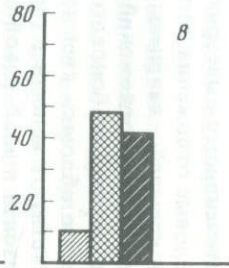
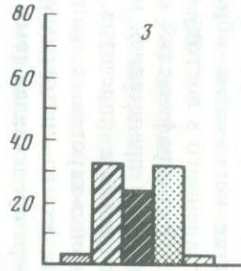
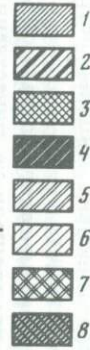
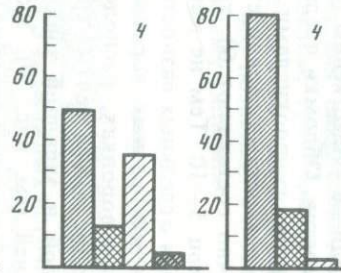
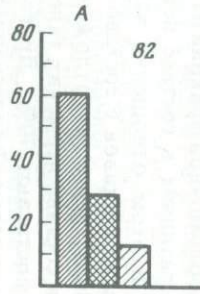
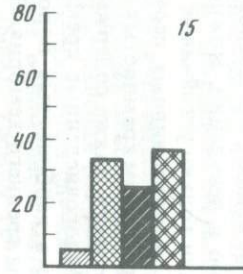
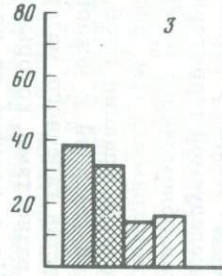
породы (в основном серые и темно-серые кремни), а для неогеновых — гематиты и кварцевые песчаники.

Исследуя распределение петрографических разностей обломков по разрезу отложений (см. рис. 39, А, 1—4), можно видеть, что существенных изменений в соотношениях основных петрографических разностей практически не происходит.

Изменения петрографического состава обломочной части нижнемеловых отложений по площади не существенны (см. рис. 28). Для них характерен однообразный состав. Обломки представлены кремнистыми, карбонатными породами гидроокислами железа и кварцем. Соотношение между этими разностями варьирует в небольших пределах (в %): карбонаты обычно составляют 60, кремни 30—40, гидроокислы железа 10—15, кварц 5—10. Тем не менее если проанализировать изменение содержания отдельных разностей доломитов и кремней, то можно установить для разных воронок существенные различия в их количестве. Так, в воронках, расположенных в центральной зоне, увеличено содержание гальки желтых кремней, а в депрессиях, локализованных в восточной и западной зонах, резко сокращается содержание гальки кремней (см. рис. 39). Указанные особенности петрографического состава обломочной фракции из меловых отложений отражают незначительные различия в составе исходных пород местных источников питания. В этом отношении важно сравнение рассмотренных петрографических составов с составом галек из прослоев конгломератов (см. рис. 40, А) пермских отложений. Как следует из приводимых гистограмм, в составе пермских галек преобладают разности кремней (суммарно достигают 70%). Другой распространенной породой являются зеленовато-серые туфопесчаники (до 25%), в небольших количествах присутствует галька порфиров, песчаников, кварца. Учитывая, что пермские отложения в предмеловое время подверглись интенсивному выветриванию и денудации, можно предполагать, что в меловые отложения попадали только устойчивые к выветриванию гальки кремней, кварцевых и кварцитовидных песчаников, кварца. Кроме пермских отложений, источником кремнистых пород могли быть конгломераты карбонового возраста, также содержащие в большом количестве обломки кремней. Многочисленные кремнистые стяжения присутствуют непосредственно в карбонатных породах силигирского горизонта и анабарской свиты среднего кембрия. Наконец, широкое развитие кремнистые образования имеют в отложениях рифея, распространенного к востоку от исследуемой территории.

Петрографический состав обломочного материала неогеновых отложений представлен на гистограммах (см. рис. 40, Б), составленных по данным подсчетов галечной фракции проб, отобранных из эрозивно-карстовых депрессий северной и южной частей района. Как следует из гистограмм, состав галечного материала в значительной мере представлен теми же разностями, которые были отмечены в нижнемеловых отложениях. Но в отличие от последних в неогеновых отложениях в значительно больших количествах распространена галька песчаников и гематита.

По разрезу данных отложений при сохранении основного состава



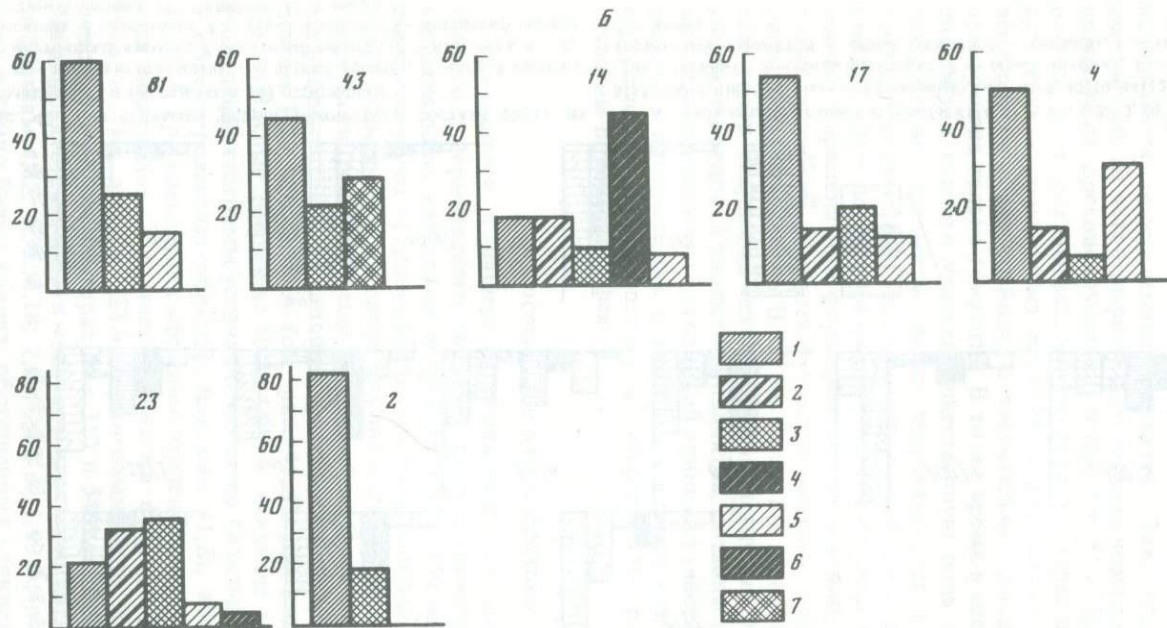


Рис. 39. Гистограмма петрографического состава гравийно-галечного материала из нижнемеловых отложений карстовых депрессий

А — Центральная зона: 1 — белый доломит, 2 — серый доломит, 3 — серый кремнь, 4 — желтый кремнь, 5 — желто-серый окремненный доломит, 6 — кварц, 7 — мергель, 8 — серый песчаник; Б — западная, восточная зоны: 1 — белый доломит, 2 — серый доломит, 3 — серый кремнь, 4 — желтый кремнь, 5 — кварц, 6 — песчаник, 7 — окремненный доломит

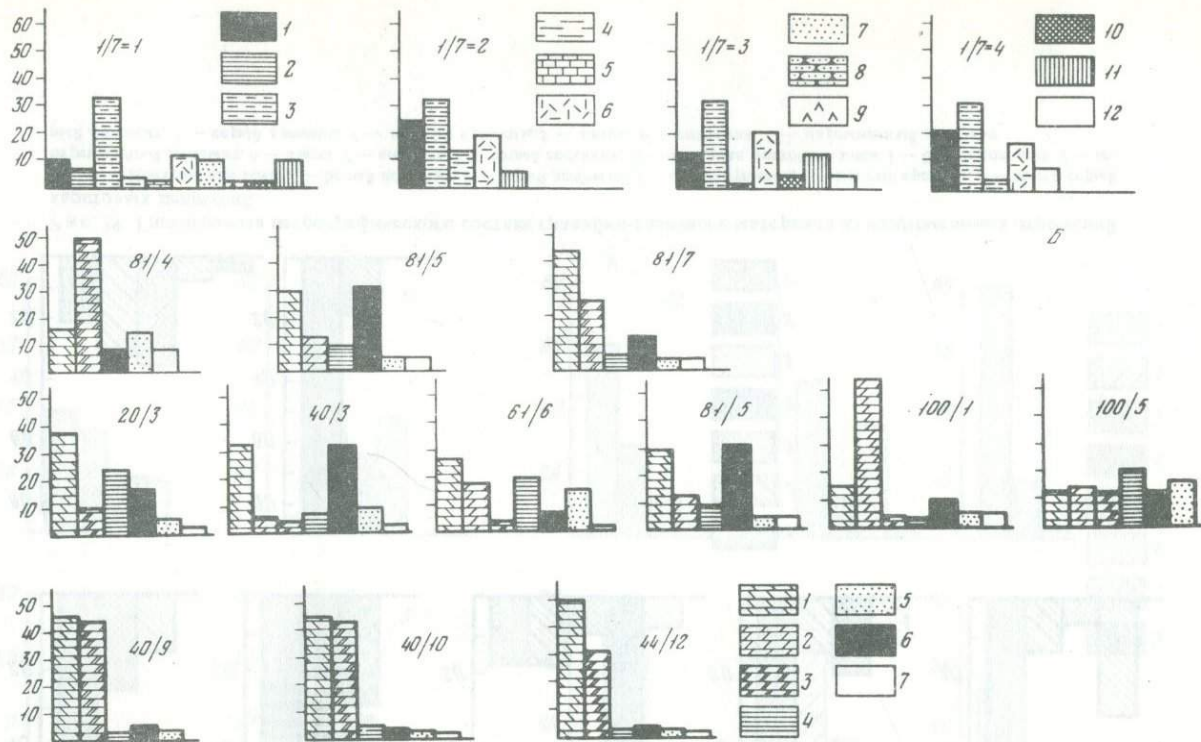


Рис. 40. Гистограммы петрографического состава галек из пермских (А) и неогеновых (Б) отложений

А — пермские отложения: 1 — черный кремнь, 2 — серый кремнь, 3 — желто-серый кремнь, 4 — розовый кремнь, 5 — известняк, 6 — туфопесчаник, 7 — песчаник, 8 — серый кварцит, 9 — кварцевый порфир, 10 — сиенит-порфир, 11 — кварцит, 12 — кварц;

Б — неогеновые отложения (пробы 81/4, 81/5, 81/7, 20/3, 40/3, 61/6, 81/5, 100/1, 100/5 — участок 1 (северный), обр. 40/9, 40/10, 44/12 — участок 2 (южный): 1 — белый доломит, 2 — серый доломит, 3 — желто-коричневый доломит, 4 — серый кремнь, 5 — песчаник, 6 — гематит, 7 — кварц

обломочной части отмечаются уровни, в которых резко увеличивается содержание гематитовой гальки, что придает породе вишнево-бурый оттенок.

Рассматривая изменение петрографического состава обломочного материала на площади распространения неогеновых отложений, устанавливаются определенные различия. Так, сравнение гистограмм (см. рис. 40, Б) петрографического состава неогеновых отложений, выполняющих древние русла на севере (N 81—100) и юге (N 40—44) района, ясно показывает, что во втором случае практически отсутствует галька темно-серых кремней, столь характерная для пород палеорула на севере района, в значительно меньшем количестве распространена галька гематита. В то же время в составе галечной фракции пород южного участка существенную роль играют желто-серые кавернозные доломиты, редко встречающиеся в крупнообломочной фракции отложений карстово-эрозионной палеодепрессии северного участка. Эти данные вновь подтверждают положение, что для неогенового времени при формировании отложений, заполняющих карстовые депрессии, принимали участие местные источники питания терригенным материалом. В то же время постоянное присутствие в составе галек кварцевых песчаников, аналогичных песчаникам томторской свиты венда Уджинского поднятия, позволяет считать, что в формировании неогеновых отложений принимал участие терригенный материал как местных, так и удаленных источников. Последние, вероятно, располагались к востоку от исследуемого района и были представлены породами рифея.

#### *Состав глинистой фракции*

Имеющиеся в нашем распоряжении результаты рентгеноструктурного и термического анализов глин и глинистой фракции пород, выполняющих карстовые депрессии (более 150 анализов), однозначно свидетельствуют об единообразии состава глинистых материалов. Наиболее распространенным среди них является каолинит, гораздо реже фиксируется гидрослюда и еще реже отмечается монтмориллонит (рис. 41). На дифрактограммах каолинит фиксируется по четким базальным рефлексам 7,2; 3,56; 2,38 Å (см. рис. 41, А), для гидрослюда характерны базальные рефлексы 10,3; 4,98 Å. Наличие монтмориллонита на ряде дифрактограмм устанавливается по базальному рефлексу 14,25 Å в ориентированных образцах (см. рис. 41, Б), который смещается до 17,67 Å при насыщении образцов этиленгликолем. Кроме перечисленных минералов, в составе глинистых фракций фиксируется гетит и сидерит. На кривых ДТА термограмм этим фазам соответствуют эндоэффекты при температурах 310 и 540° и экзоэффект 810 (рис. 42). На дифрактограммах эти минералы идентифицируются по интенсивным рефлексам 4,82; 4,35; 4,18; 2,80; 2,67 Å; 1,99 Å (рис. 43А). В двух случаях в темно-бурых глинах, обогащенных глинисто-сажистым веществом, зафиксирован галлуазит, который на термограмме фиксируется по наличию эндоэффектов при температурах 125, 530° и экзоэффекта при 950° (см. рис. 42).

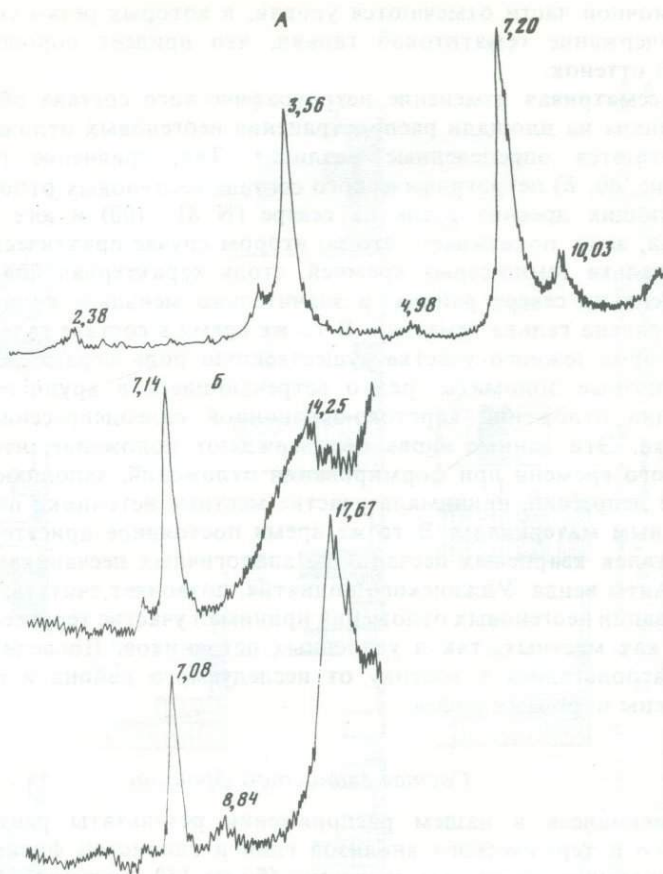


Рис. 41. Дифрактограммы глинистой фракции нижнемеловых песчаников  
 А — рефлексы каолинита (7,2; 3,56; 2,38 Å) и гидрослюда (10,03; 4,98 Å); Б — рефлексы монтмориллонита

Рассматривая поведение глинистых минералов по разрезу депрессий (см. рис. 31—33), приходим к выводу, что при общем постоянстве состава минеральных фаз (каолинит, гидрослюда), среди которых преобладает каолинит, имеют место изменения в содержании гидрослюда. Так, она преимущественно развита в верхней части разреза верхнем седиментационном цикле. В ряде депрессий гидрослюда равномерно распределена по всему разрезу.

Появление ее в верхней части разреза достаточно хорошо согласуется с изложенными выше представлениями о прерывистом характере осадконакопления в карстовых коллекторах. Поскольку верхний цикл знаменует собой начало нового этапа заполнения депрессий после периода субазальной седиментации, выраженного в накоплении горизонта оползневой брекчии, можно представить, что в этот этап эрозионно-денудационными процессами были вскрыты более глубокие

Рис. 42. Термограммы (ДТА) глинистой фракции аргиллитов (А), алевролитов (Б) и глин (В)

уровни коры выветривания (зоны дезинтеграции), содержащие менее зрелые продукты, представленные гидрослюдой.

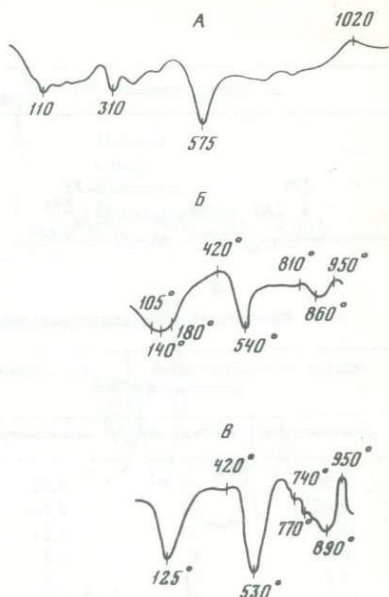
Как известно [1,2] показателями зрелости глинистых минералов являются следующие химические параметры: отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ ;  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  является показателем выветрелости продуктов кор выветривания [35]; отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  представляют показатели зрелости глинистых минералов терригенного происхождения.

Результаты химических анализов глинистой фракции исследуемых отложений и рассчитанные выше химические параметры представлены в табл. 13 и вынесены на соответствующие разрезы (рис. 44)

Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  позволяет выделить две части разреза. В нижней части отмечаются устойчивые значения этого параметра 1,20—1,30, а в верхней он колеблется от 0,80 до 1,30. Параметр  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  в отложениях нижнего цикла изменяется скачкообразно, но остается в пределах от 20 до 80—100, характеризую колебания климатических обстановок от гумидных до аридных. В верхнем цикле этот параметр имеет значения 40—60, которые отражают семиаридные климатические условия. Подобную же картину дает изменение отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ : в нижней части разреза этот параметр имеет значения от 600 до 800, а в верхней — снижается до 200—400. Почти так же изменяется параметр  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ .

Отношение В/Са, являющиеся показателем пресноводных и морских обстановок, имеет по всему разрезу значения от 0,5 до 3,0 и характеризует тем самым пресноводные условия седиментации. Из этих данных следует, что глинистые продукты, во-первых, характеризуются высокой и очень высокой зрелостью, во-вторых, указывают на гумидные обстановки их образования. Высказанное выше положение о поступлении в верхнем цикле заполнения карста менее зрелых продуктов находит свое подтверждение и в более низких значениях соответствующих параметров по сравнению с глинистым веществом нижнего цикла.

Анализ состава глинистой фракции карствыполняющих отложений по площади их распространения показывает, что он в целом характеризуется постоянством и представлен каолинитом с участием гидрослюды. Лишь в отношении монтмориллонита отмечается его приуро-



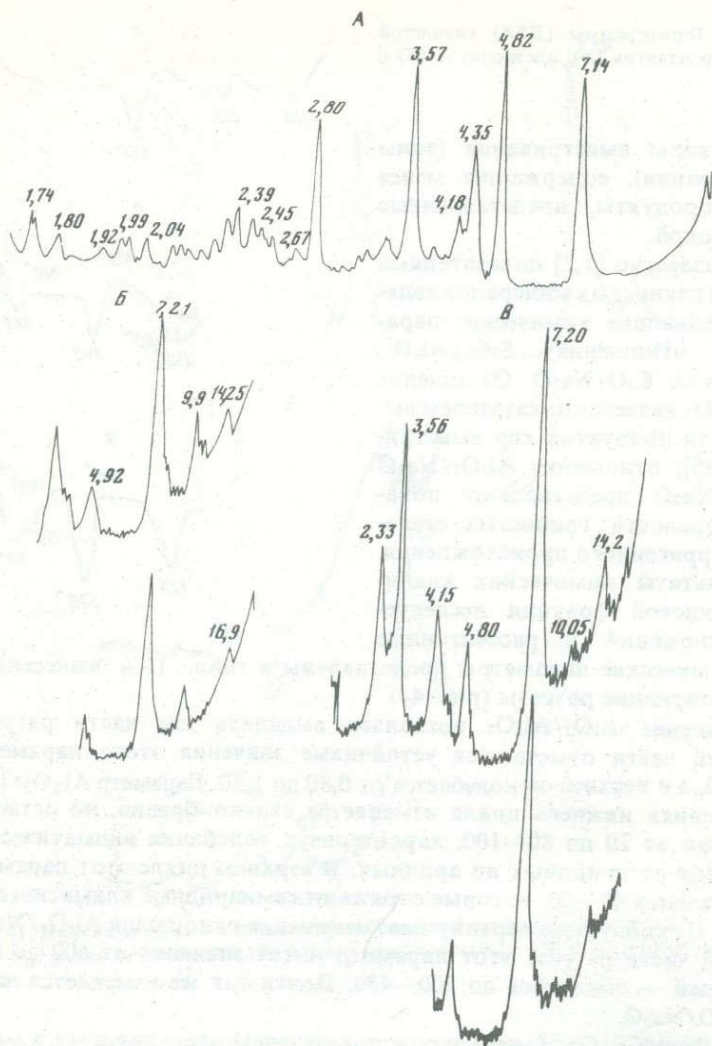


Рис. 43. Дифрактограммы глинистой фракции из нижнемеловых (А) и неогеновых (Б, В) отложений

А — аргиллиты, рефлексы каолинита (7,14; 3,57; 2,39; 1,74 Å) гиббсита (4,82; 4,35; 2,45; 1,99 Å) и сидерита (4,18; 2,80; 2,67 Å); Б — рефлексы монтмориллонита (16,9; 14,25; 7,21 Å) и гидрослюда (9,9; 4,92 Å). Вверху ориентированный препарат, внизу — насыщенный этиленгликолем; В — рефлексы каолинита (7,20; 3,56, Å), гидрослюда (10,05 Å) хлорита (14,2, Å). Вверху ориентированный препарат, внизу — насыщенный этиленгликолем

ченность к серо-зеленым глинам, залегающим в депрессиях, пространственно расположенных в районах развития тел траппов и представляющих продукты переотложения развитых на них кор выветривания.

Зная состав и степень зрелости глинистого материала из отложений карстовых депрессий, важным представляется его сравнение с

Таблица 13

Степень зрелости глинистого вещества

$Al_2O_3/Na_2O$	$K_2O/Na_2O$	Зрелость глинистого вещества
<30	<8	Низкая
30—60	8—15	Средняя
60—150	15—30	Высокая
>150	>30	Очень высокая

Таблица 14

Минеральный состав кор выветривания и карствыполняющих отложений

Минерал	Встречаемость по карстовым депрессиям		Встречаемость по точкам обнажений	
	число точек	встречаемость, %	число точек	встречаемость, %
Каолинит	92	50,8	30	38,9
Гидрослюда	63	34,8	23	29,8
Монтмориллонит	22	12,1	8	10,4
Гидрослюды железа	18	9,9	8	10,4
Хлорит	2	1,1	3	3,8
Гиббсит	2	1,1	5	6,5
Галлуазит	2	1,1	—	—

составом реликтов кор выветривания, которые сохранились на отдельных площадях исследуемой территории (табл. 14).

Как видно из табл. 14 и графиков (см. рис. 44), соотношения между основными компонентами кор выветривания и карствыполняющих отложений совпадают.

Для сравнения сопоставляемых продуктов по степени их зрелости и условиям формирования, соответствующие химические параметры этих образований нанесены на графики отношений  $Al_2O_3/Na_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$ . Рассматривая положение полей соответствующих фигуративных точек, убеждаемся в их полном совпадении.

Таким образом, проведенный нами анализ состава глинистого материала карствыполняющих отложений нижнемелового возраста приводит к выводу о поступлении его из местных источников питания.

Состав глинистой фракции, который изучался на участке карстово-эрозионной депрессии неогенового возраста (рис. 45), достаточно выдержан и в основном представлен каолинитом, в значительно меньшем количестве присутствует гидрослюда, отмечаются и другие глинистые фазы, хлорит, монтмориллонит и минералы примесей — гетит, гиббсит. Характерным является приуроченность хлорита к верхней части разреза отложений.

Наличие указанных глинистых фаз установлено данными рентгеноструктурного анализа. В качестве примера мы приводим две из серии подобных дифрактограмм (см. рис. 43, Б, В) Каолинит отчетливо идентифицируется по рефлексам 7,2; 3,56 Å (ориентированные и

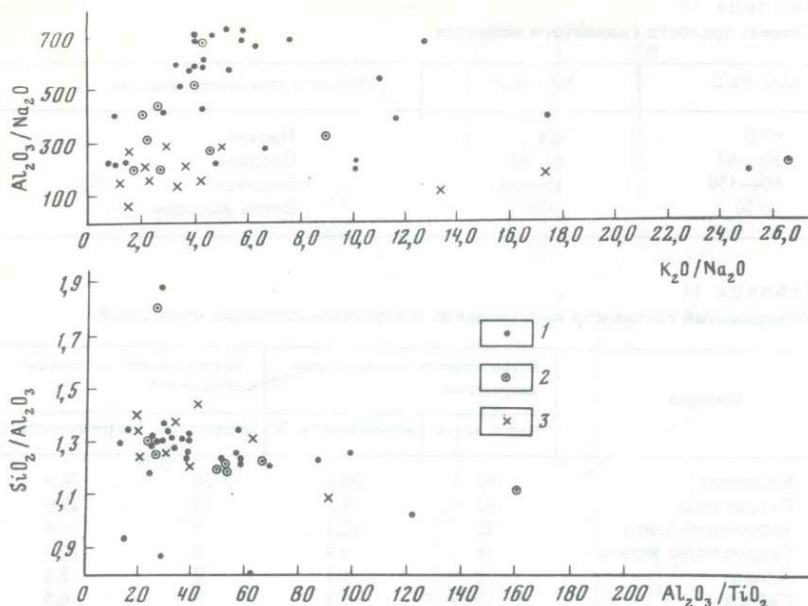


Рис. 44. Диаграммы  $Al_2O_3/Na_2O - K_2O/Na_2O$ ,  $SiO_2/Al_2O_3 - Al_2O_3/TiO_2$  по результатам химических анализов глинистой фракции нижнемеловых отложений и глин из кор выветривания

1—2 — нижнемеловых отложения: 1 — депрессия 8, 2 — депрессия 2, 3 — коры выветривания

насыщенные этиленгликолем препараты). Гидрослюдя в виде небольших количеств дает слабые базальные рефлексы  $10,05 \text{ \AA}$  и  $9,9$ . Хлорит фиксируется по базальным рефлексам  $14,2$ ;  $7,2 \text{ \AA}$  в ориентированных и насыщенных этиленгликолем препаратах. Монтмориллонит идентифицируется по слабым рефлексам  $14,25 \text{ \AA}$  в ориентированных препаратах, которые смещаются до  $16,9 \text{ \AA}$  при насыщении этиленгликолем. Присутствие гетита устанавливается по рефлексам  $4,15 \text{ \AA}$ . Наличие габбситовой фазы предполагается по присутствию рефлекса  $4,8 \text{ \AA}$ .

Сравнение состава глинистой фракции из нижнемеловых и неогеновых отложений (рис. 46) показывает, что при общем преобладании в обоих случаях каолинита и присутствии гидрослюдя состав примесных фаз в глинистом материале неогеновых отложений значительно более разнообразен. Поскольку глинистое вещество является очень чувствительным и в то же время консервативным индикатором вещественного состава продуктов выветривания источников питания, то можно говорить, что подпитка неогеновых осадков терригенным материалом происходила из иных источников, чем нижнемеловых отложений. Например, наличие хлорита в верхах разреза дает основание предполагать, что в заключительные этапы заполнения карстово-эрозионных форм неогеновыми осадками происходило поступление материала кор выветривания траппов.

Этот вывод подтверждается и данными детального рентгено-

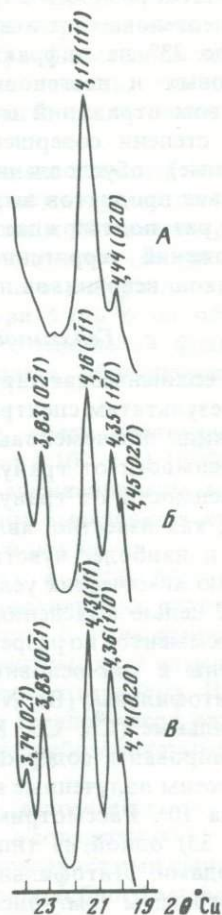
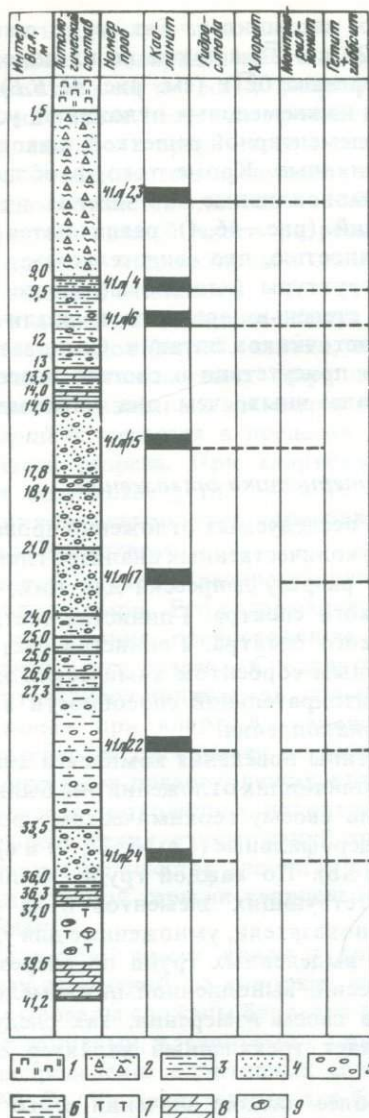


Рис. 45. Распределение глинистых минералов по разрезу неогеновых отложений

1—3 — четвертичные отложения: 1 — покровные илы, суглинки с слизами льда, 2 — четвертичные песок, глина со щебнем и дресвой карбонатных пород, 3 — суглинок; 4—6 — неогеновые отложения: 4 — песок, 5 — галечник, 6 — глина; 7 — доломитовая мука, 8 — доломиты, 9 — обломки доломитов

Рис. 46. Дифрактограмма глинистой фракции нижнемеловых (А) и неогеновых (Б, В) отложений. Положение рефлексов 021 и 021 каолинита

структурного исследования самих каолинитов. Так, судя по разрешению характерных рефлексов 021 и  $0\bar{2}1$ , а также по их положению (особенно более интенсивного рефлекса  $0\bar{2}1$ ); (см. рис. 46, Б, В) среди каолинитов из глинистой фракции нижнемеловых отложений, устанавливаются разности с триклинной элементарной решеткой, а каолиниты из неогеновых отложений моноклинные. Кроме того, в области от 19 до 23° на дифрактограммах моноклинные каолиниты из нижне меловых и неогеновых отложений (рис. 46, А) различаются количеством отражений и их интенсивностью, что свидетельствует о разной степени совершенства их структуры (неогеновые менее совершенные), обусловленной разной степенью зрелости и различием в составе продуктов выветривания источников питания. Следовательно, еще раз подтверждается вывод о присутствии в составе неогеновых отложений терригенного материала иных, чем для нижнемеловых осадков, источников питания.

### *Геохимическая характеристика отложений*

Геохимическая характеристика исследуемых отложений проводится по результатам спектральных полуколичественных анализов глинистой фракции нижнемеловых пород по разрезу депрессий для того, чтобы зависимости от гранулометрического спектра. Глинистая составляющая, как известно, является активным сорбентом химических элементов и наиболее чувствительна в избирательной способности к изменению химических условий осадконакопления.

С целью выяснения общей картины поведения комплекса химических элементов по разрезу карствыполняющих отложений они были объединены в три основные группы по своему геохимическому родству: а) литофильные (Be, Nb, Zr), б) сидерофильные (Cr, Ni, Ti, V) и в) халькофильные (Co, Cu, Mo, Pb, Zn, Sb). По каждой группе были просуммированы содержания соответствующих элементов и на разрез вынесены полученные аддитивные показатели, умноженные для удобства на  $10^4$ . Рассмотрим поведение выделенных групп по разрезу (см. рис. 33) одной из типовых депрессий, выполненной нижнемеловыми породами. Литофильная группа в своем измерении, как следует из литограммы (см. рис. 33), отражает трехчленный характер самого разреза.

В целом можно говорить о более низком значении этого показателя для верхней части разреза карствыполняющих отложений. С целью выяснения роли отдельных элементов в выявленной тенденции рассмотрим распределение каждого из них, а также элементов геохимически связанных с ними лантаноидов (Ce, U, Y). Как следует из литограммы, определяющим элементом литофильной группы является цирконий. Он, как известно [25], кроме самостоятельного минерала, может накапливаться в полевых шпатах, замещая Al; в титанистых минералах, замещая Ti, а в процессе выветривания сохраняется в глинистых минералах — каолините, монтмориллоните, гидрослюда. Содержание циркония в глинистых минералах составляет в среднем  $1 \cdot 10^{-2}\%$ , т.е. отвечает кларковому уровню, но может

достигать в каолините величины  $1 \cdot 10^{-1}\%$ , на порядок превышая кларк. Прослеживая распределение циркония по вертикали, устанавливаем, что практически по всему разрезу его содержание ниже кларковых. Лишь на уровне песчаных прослоев оно превышает кларк, что, безусловно, связано с присутствием реликтов первичного минерала. Важнейшей особенностью отмеченного распределения при значениях ниже кларковых является однозначное обогащение цирконием глинистой составляющей нижней части разреза, т.е. можно считать, что цирконий является индикаторным элементом нижнего цикла накопления заполняющих отложений.

В отличие от циркония четыре редкоземельных элемента из группы лантаноидов (церий, лантан, иттрий, иттербий) встречаются в количествах, превышающих кларк почти на порядок. Но характер распределения указанных элементов по разрезу неодинаков (см. рис. 33).

*Церий* встречается в пределах незначительного интервала в верхней части разреза. При кларковом содержании  $5 \cdot 10^{-3}\%$  он обнаружен в количестве  $3 \cdot 10^{-2}$  —  $4 \cdot 10^{-2}\%$  и связан с глинистой фракцией песчаников, алевролитов коричневатого-бурого цвета, обогащенных сажистым веществом.

*Иттрий* в своем распределении по разрезу почти повторяет поведение циркония. Его содержание колеблется от  $2 \cdot 10^{-3}$  до  $1 \cdot 10^{-2}\%$ , при этом содержания, превосходящие кларковые, зафиксированы только в нижней части разреза. Следовательно, элемент выступает в качестве контрастного индикатора отложений нижнего цикла.

*Лантан* при кларке в глинистых породах  $4 \cdot 10^{-3}\%$  достаточно равномерно распространен по разрезу карствыполняющих отложений в количествах, превосходящих кларк на порядок. В этом отношении он является проходящим, неконтрастным элементом, хотя намечается некоторое снижение содержаний от нижнего цикла к верхнему. Наиболее низкие количества элемента приурочены к средней части разреза, представленной серыми кварцевыми крупно- и грубозернистыми песчаниками.

*Иттербий* имеет кларк в глинах  $3 \cdot 10^{-4}$ , встречается по всему разрезу отложений, на коротких интервалах — в содержаниях  $1 \cdot 10^{-5}\%$ . Эти интервалы сложены буровато-серыми мелкозернистыми глинистыми песчаниками, алевролитами с примесью торфоподобного материала.

Распределение аддитивных содержаний сидерофильных элементов (Ti, Ni, Cr, V), характерных для базитовых пород, по разрезу депрессии образует контрастный перепад между нижней, средней и верхней частями, при этом значения в средней и нижней частях разреза близки, а в верхней — резко понижены. Намечается возрастание аддитивных содержаний элементов в пределах песчаных прослоев. Таким образом, максимумы в распределении аддитивных количеств сидерофильных элементов могут быть использованы для установления песчаных и гравийно-галечных прослоев, благоприятных для концентрации шлиховых минералов. Поведение отдельных элементов этой группы отражает следующую картину. *Хром, никель, титан* ведут себя идентично по всему разрезу. В нижнем цикле они имеют содержания, превышающие в 2—4 раза кларковые, затем происходит сни-

жение содержаний этих элементов в средней части разреза, отвечающей горизонту кварцевых светло-серых песчаников с каолиновым цементом, характеризующих переход от нижнего к верхнему циклу. Наиболее низкие значения содержаний указанных элементов отвечают отложениям верхнего цикла.

На примере распределения этой группы элементов можно сделать вывод об унаследованном характере геохимического фона отложений при смене осадочных циклов. В самом разрезе эта смена происходит достаточно контрастно, а геохимически этот горизонт унаследует элементарный спектр предыдущего цикла.

Распределение марганца интересно в том отношении, что им обогащены породы верхнего цикла при общем низком содержании (ниже кларкового —  $6,7 \cdot 10^{-2}\%$ ). Таким образом, марганец в исследуемых отложениях можно рассматривать в качестве индикаторного для верхнего цикла.

Распределение суммы халькофильных элементов (Cu, Ag, Pb, Bi, Zn, Co, Mo, Sb) по разрезу отложений достаточно однородно, резкие изменения имеют место лишь на уровне перехода основных этапов заполнения депрессии. Так, резкий скачок приурочен к базальной части переходного горизонта от нижнего цикла, где он представлен однородными кварцевыми песчаниками. Здесь отмечается скопление линз сажисто-углистого вещества, которые нередко сопровождаются выделениями марказита.

Отдельные халькофильные элементы дают следующую картину распределения.

*Кобальт, свинец* в своем поведении по разрезу повторяют картину распределения сидерофильных элементов. Они имеют содержания, в 2—3 раза превышающие кларковые в нижней части разреза, пониженные — в средней, отвечающие переходному горизонту песчаников, и снижаются до кларковых значений в верхней части разреза. Обращает на себя внимание связь максимумов содержания кобальта ( $1 \cdot 10^{-2}\%$ ) с песчанистыми прослоями.

*Медь* равномерно распространена по всему разрезу в содержаниях ниже кларковых.

*Молибден* спектральным полуколичественным анализом обнаружен только в отложениях нижнего цикла в количествах  $1 \cdot 10^{-3}\%$  при кларке  $2,6 \cdot 10^{-4}\%$ . Таким образом, он может служить в качестве элемента индикатора отложений нижнего цикла.

*Цинк* дает картину распределения, сходную с молибденом. В переходной и верхней части разреза содержания его практически постоянны и находятся в пределах  $2 \cdot 10^{-2}\%$ . В отложениях нижнего цикла Zn, как и молибден, может быть индикатором этих отложений.

Анализ распределения ряда химических элементов по разрезу карствыполняющих отложений приводит к следующим выводам.

Из комплекса установленных спектральных полуколичественным методом элементов можно выделить по характеру распределения четыре основные группы.

1. Элементы-индикаторы основных циклов заполнения карстовых депрессий. Для нижнего цикла: Y, Zn (в надкларковых содержаниях),

Zn, Mo (в содержаниях ниже кларковых). Для верхнего цикла: Mn (в содержаниях ниже кларковых).

2. Элементы с тенденцией накопления в отложениях нижнего цикла: Co, Pb, Cr, Ti, V, La.

3. Элементы, проходящие по всему разрезу исследуемых отложений, не проявляющие существенную дифференциацию в накоплении на отдельных его интервалах: Cu, Ba, Ga.

4. Элементы, маркирующие гравийно-песчаные горизонты: Zr, Co.

### Типоморфизм обломочного кварца

Наряду с традиционными приемами решения вопроса об источниках питания, основанными на изучении петрографического состава крупнообломочной фракции и минералов тяжелой фракции, мы провели детальное изучение обломочного кварца. Методика его изучения заключается в том, что с помощью таблицы специальных коэффициентов вероятно оценивается принадлежность отдельного зерна кварца (в шлифе, а в случае рыхлых пород — в искусственной монтировке) к одному из типов кварцматеринских пород: метаморфических древних гранитоидов, молодых (интрузивных) гранитоидов, жильных образований [68, 69].

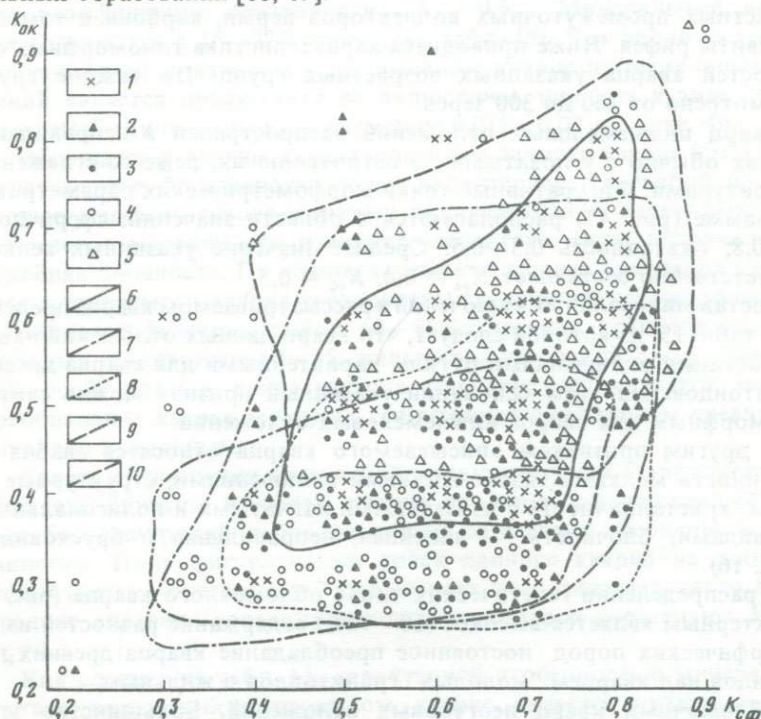


Рис. 47. Распределение кварцевых зерен из разновозрастных отложений в системе "окатанность—сферичность"

1—5 — возраст отложений: 1 — неоген, 2 — нижний мел, 3 — пермь, 4 — карбон, 5 — рифей; 6—10 — поля распределения фигуративных точек кварца разновозрастных отложений: 6 — неогена, 7 — нижнего мела, 8 — перми, 9 — каменного угля, 10 — рифея

Таблица 15

## Состав минеральных включений в зернах кварца песчаных пород

Номер пробы	Возраст отложений	Полевые шпаты	Биотит	Мусковит	Апатит
41л/15	N	2,0	2,0	2,0	4,0
41л/22	N	4,0	2,0	—	2,0
41л/24	N	2,0	4,0	2,0	6,0
18/4	K <sub>1</sub>	2,0	2,0	6,0	6,0
18/18	K <sub>1</sub>	2,0	4,0	—	2,0
18/22	K <sub>1</sub>	6,0	2,0	2,0	2,0
18/27	K <sub>1</sub>	8,0	2,0	4,0	2,0
83/13	P	2,0	2,0	4,0	4,0
1474/2	P	6,0	6,0	2,0	6,0
10873/3	P	4,0	2,0	2,0	2,0
81/1	C <sub>1</sub>	16,0	2,0	2,0	6,0
80/3	C <sub>1</sub>	8,0	2,0	4,0	2,0
86/3	R	8,0	2,0	2,0	4,0
86/5	R	4,0	4,0	2,0	6,0

Нами изучен кварц из карстывполняющих отложений двух основных возрастных уровней: нижнего мела и неогена, а также из разновозрастных промежуточных коллекторов перми, карбона и томторской свиты рифея. Ниже приводится характеристика типоморфных особенностей кварца указанных возрастных групп. По каждой группе просмотрено от 200 до 300 зерен.

**Кварц нижнемеловых отложений** распространен в неправильных формах обычно с угловатыми до остроугольными, реже со сглаженными контурами. Фигуративные точки морфометрических параметров на диаграмме (рис. 47) располагаются в области значений: сферичность 0,4—0,8; окатанность 0,3—0,5. Среднее значение указанных величин соответственно составляет  $K_{ок} = 0,4$ ,  $K_{сф} = 0,5$ .

Состав минеральных включений в рассматриваемом кварце представлен в табл. 15, из которой следует, что кварц данных отложений наиболее обогащен включениями рутила, характерными для кварца древних гранитоидов. На этом основании указанный признак можно считать типоморфным для кварца нижнемеловых отложений.

К другим признакам описываемого кварца относятся слабая насыщенность мелкими газовой-жидкими включениями; структурные дефекты: кристалличность с изрезанными лапчатыми и полигональными индивидами; блочность — линейная, неправильная и брусковидная (табл. 16).

В распределении генетических типов обломочного кварца (рис. 48) характерным является высокое (60—70%) содержание разностей из метаморфических пород, постоянное преобладание кварца древних гранитоидов над кварцем "молодых" гранитоидов и жильным.

**Обломочный кварц неогеновых отложений.** Большинство зерен кварца имеет изометричную, нередко приближающуюся к оваловидной форму со сглаженными округлыми очертаниями. Основное поле фигуративных точек морфометрических параметров рассматриваемых зерен на диаграмме "сферичность—окатанность" (см. рис. 47) распо-

Циркон	Рутил	Рудный	Амфибол	Встречаемость зерен с включениями, %
4,0	8	—	—	22,0
4,0	4,0	—	—	16,0
4,0	6,0	—	—	28,0
—	16,0	—	2	26,0
—	14,0	2,0	—	18,0
2,0	8,0	2,0	—	18,0
—	16,0	—	—	28,0
—	2,0	—	—	12,0
—	2,0	—	—	12,0
—	4,0	—	—	12,0
—	10,0	2	—	30,0
—	16,0	—	—	12,0
4,0	12,0	4	—	28,0
2,0	8,0	—	—	22,0

лагается в интервале значений  $K_{сф}=0,7-0,8$ ,  $K_{ок}=0,5-0,7$ , по Пауэрсу [86]. Средний коэффициент сферичности  $K_{сф}=0,75$ , среднее значение коэффициента окатанности  $K_{ок}=0,6$ . Минеральные включения содержатся в 16—22% зерен (см. табл. 15). Как видно из табл. 16, типоморфным признаком в обломочном кварце из неогеновых отложений является присутствие во включениях циркона в виде "чечевицевидных" единичных зерен размером 0,018—0,02 мм (рис. 49).

Обращаясь к другим характеристикам данного кварца (см. рис. 16), отметим, что большинство зерен характеризуется слабой насыщенностью мелкими газово-жидкими включениями; в единичных зернах отмечается мозаичность извилисто-лапчатого типа; неправильная и линейная блочность. По комплексу перечисленных признаков в составе рассматриваемого кварца установлены следующие типоморфные группы: метаморфических пород 68—80%; древних гранитоидов 8—10, молодых гранитоидов 10—15, жильных образований 2—7%. Характерной особенностью распределения (см. рис. 48) является заметное преобладание кварца молодых гранитоидов над кварцем древних гранитоидов и жильным.

**Кварц из пермских отложений** характеризуется морфологическим обликом, близким к зернам кварца из меловых отложений, но включает более широкий набор разностей по степени сферичности и окатанности. Поле фигуративных точек данного кварца на диаграмме "сферичность—окатанность" охватывает поле нижнемелового кварца. Средние значения соответствующих параметров составляют  $K_{ок}=0,5$ ;  $K_{сф}=0,6$ .

Как следует из табл. 15, характерной особенностью минерального состава включений в пермском кварце является низкая встречаемость зерен с рутилом, что рассматривается в качестве типоморфного признака. Морфологические особенности включений наиболее близки к включениям в кварце из нижнемеловых отложений. О распределении основных типов обломочного кварца в пермских отложе-

Таблица 16

Характеристика газовой-жидких включений (г.ж.вкл.) и структурных дефектов в кварце (в %)

Номер пробы	Возраст	Размер г.ж.вкл.		Насыщенность г.ж.вкл.		
		Мелкие	Мелкие и крупные	Слабая	Средняя	Высокая
41л/15	N	78	22	90	6	4
41л/22	N	84	16	94	4	2
41л/24	N	74	26	86	10	4
18/4	K <sub>1</sub>	80	20	74	20	6
18/18	K <sub>1</sub>	66	34	92	6	2
18/22	K <sub>1</sub>	68	32	88	10	2
18/27	K <sub>1</sub>	80	20	94	2	4
83/13	P	82	18	92	6	2
10873	P	96	4	94	4	2
1474	P	96	4	84	8	8
81/1	C <sub>1</sub>	70	30	86	6	8
80/2a	C <sub>1</sub>	90	10	94	2	6
86/3	R	60	40	86	14	—
86/5	R	80	20	88	—	12

Примечание. Принятые сокращения: милк — мозаичность с изрезанными лапчатыми контурами; мип — мозаичность изометрично-полигональная; мг — мозаичность грануляционная.

ниях можно сказать, что оно подобно таковому нижнемеловых отложений (см. рис. 48). Фиксируется лишь несколько более повышенное содержание метаморфического кварца и снижение роли кварца древних гранитоидов, но тенденция преобладания последнего над кварцем "молодых" гранитоидов и жильным остается.

Кварц нижнекаменноугольных отложений по своей морфологической характеристике обладает широким набором разновидностей. На диаграмме "сферичность—окатанность" поле фигуративных точек соответствующих коэффициентов достаточно обширно. Среднее значение коэффициента сферичности составляет 0,6, а коэффициента окатанности — 0,4. Зерна под микроскопом имеют в большинстве изометричную форму, хотя нередки и удлинённые фрагменты. Очертания угловатые, остроугольные, но отмечаются явно окатанные зерна со сглаженными даже округлыми контурами.

Как следует из табл. 16, типоморфными включениями для рассматриваемого кварца могут служить рутил и полевые шпаты. Этими минералами-узниками по сравнению с кварцем других возрастных групп из промежуточных коллекторов обогащен кварц нижнекаменноугольных отложений. Включения полевого шпата представлены мелкими и крупными табличками, зернами неправильной (рис. 50) и изометричной формы. Для включений рутила характерны следующие формы: удлинённые и короткие иголки (рис. 51) и тонкопризматические кристаллики (рис. 52).

Структурные дефекты									
кристалличность			блочность			угасание			пластические деформации
милк	мип	мг	неправильная	линейная	бруско-видная	облачное	фронтальное	прерывистое	
8	2	2	2	6	—	98	2	—	—
—	—	—	—	8	—	88	10	—	2
—	—	—	4	2	—	94	4	—	2
2	6	—	8	4	—	84	14	2	—
2	6	—	10	8	—	92	8	—	—
—	2	—	2	4	—	92	6	2	—
8	—	—	8	12	2	94	6	—	—
4	2	—	2	—	—	98	2	—	2
6	2	—	—	4	—	96	2	2	—
4	—	—	4	—	2	96	4	—	2
—	2	—	4	6	—	90	8	2	2
4	2	—	2	2	—	98	2	—	—
—	—	—	2	2	—	90	10	—	—
—	—	—	—	—	—	100	—	—	—

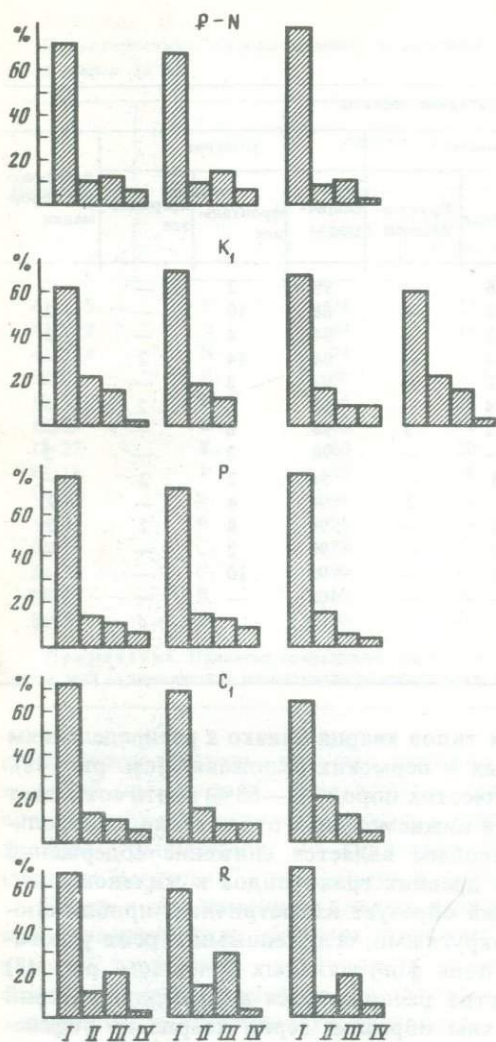
Распределение генетических типов кварца близко к распределениям кварцевых зерен нижнемеловых и пермских отложений (см. рис. 48). Содержание кварца метаморфических пород (64—68%) почти совпадает с содержанием этой разности в нижнемеловых отложениях и несколько ниже в пермских, характерным является снижение содержаний генетических типов кварца от древних гранитоидов к жильному.

Кварц рифейских отложений образует изометричные, приближающиеся к овальным формы с округлыми, сглаженными и реже угловатыми очертаниями. Граница поля фигуративных точек (см. рис. 48) морфометрических характеристик располагается в пределах значений  $K_{\text{сф}}=0,4-0,8$ ,  $K_{\text{ор}}=0,5-0,8$ . Таким образом, зерна кварца из рифейских отложений являются более сферичными и лучше окатанными по сравнению с кварцем из нижнекарбонных, нижнемеловых и пермских отложений. В составе минеральных включений обнаружены полевые шпаты, биотит, мусковит, апатит, циркон, рутил, рудный минерал.

Как следует из табл. 16, типоморфным минералом для кварца из рифейских толщ является циркон, в меньшей мере рутил. Циркон встречается в виде отдельных "чечевицевидных" зерен. Для рутила характерны волосовидные кристаллы, мелкие и крупные иголки, тонкопризматические кристаллы. Из других характеристик кварца обращает на себя внимание повышенная встречаемость крупных газово-жидких включений (20—40%), слабая степень насыщения этими включениями, линейная и неправильная блочность в единичных зернах.

Рис. 48. Распределение генетических типов кварца из разновозрастных отложений

I — кварц метаморфических пород;  
II — кварц древних гранитоидов; III — кварц "молодых" гранитоидов; IV — жильный кварц



Характерной особенностью в распределении генетических типов является относительно пониженное содержание метаморфического кварца (58—68%) и преобладание кварца "молодых" гранитоидов над кварцем древних гранитоидов и жильных (см. рис. 48). Это соотношение рассматривается одним из характеристических признаков кварца данных отложений.

Выяснив типоморфные особенности обломочного кварца для различных возрастных групп отложений, мы можем рассмотреть вопрос о роли обломочного кварца промежуточных коллекторов разного возраста в составе нижнемеловых и неогеновых отложений, выполняющих карстовые депрессии. Обращаясь к графику "окатанность—сферичность" можно отметить, что имеет место постепенное снижение

нижней границы полей (по уменьшению окатанности) разновозрастных групп обломочного кварца в следующем порядке: неогеновые отложения, рифейские, нижнекарбоновые, нижнемеловые, пермские. Наиболее окатаны зерна кварца из неогеновых и рифейских отложений; близки по степени окатанности зерна кварца из карбоновых, пермских и нижнемеловых отложений. На этом основании можно говорить, что в питании неогеновых отложений принимал участие материал рифейских источников, а в формировании нижнемеловых осадков участвовали продукты разрушения промежуточных коллекторов нижнекарбонового и пермского возраста. Это подтверждается и картиной распределения генетических типов изучаемого кварца. Для неогеновых и рифейских отложений характерно преобладание кварца молодых гранитоидов над кварцем древних гранитоидов и жильным.

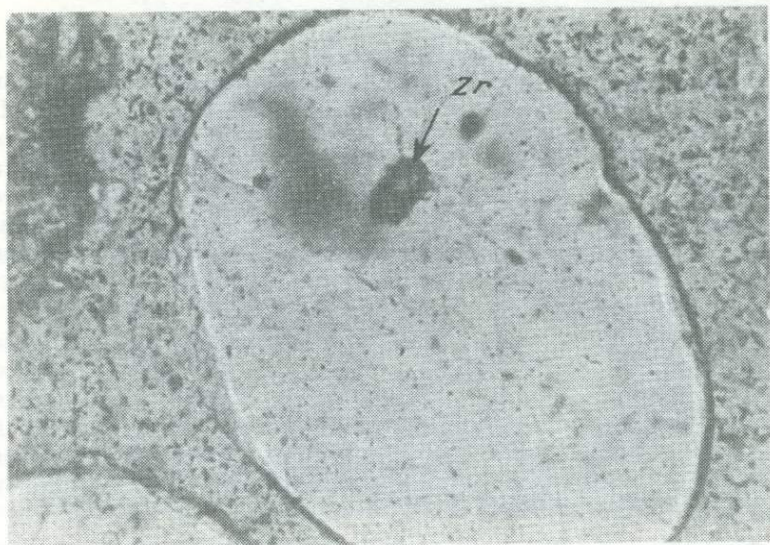


Рис. 49. Включение зерна циркона "чечевицевидной" формы в зерне кварца из неогеновых отложений. Без анализатора, ув. 200



Рис. 50. Включение полевого шпата (Пш) в зерне кварца из каменноугольных отложений. Без анализатора, ув. 200

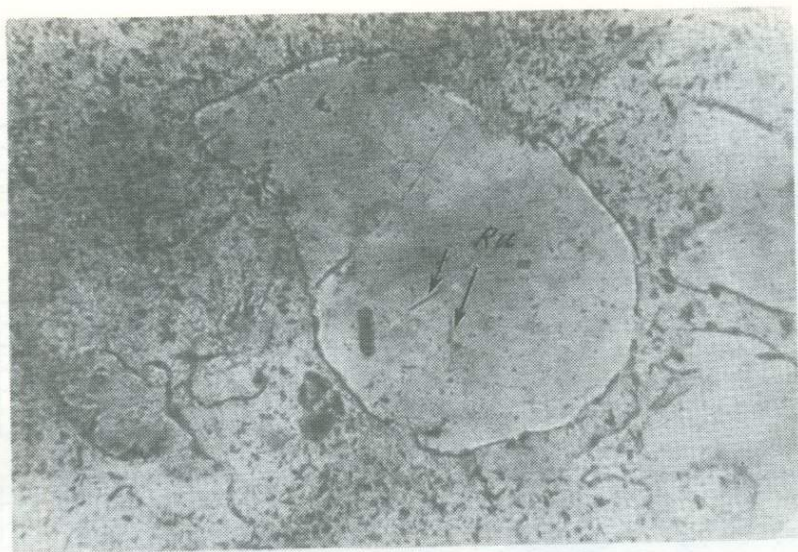


Рис. 51. Включения рутила (Ru) в виде иголок в зерне кварца из каменноугольных отложений. Без анализатора, ув. 200

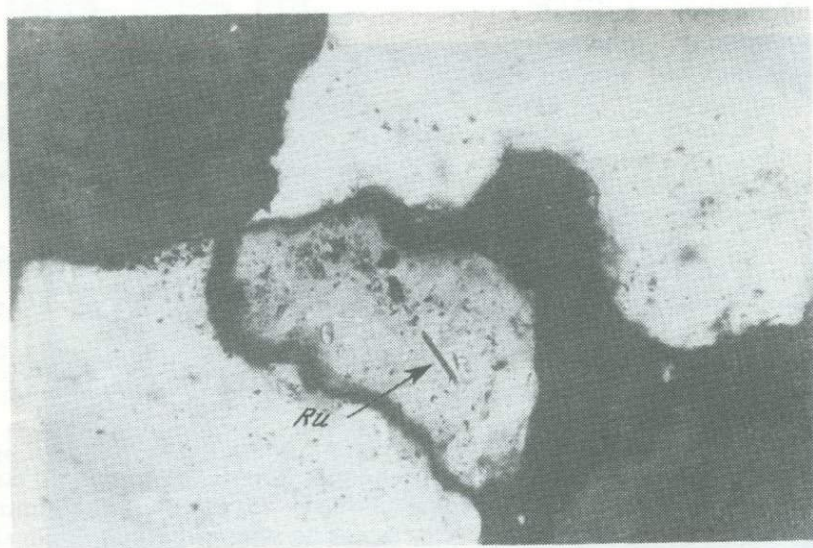


Рис. 52. Включение тонкопризматических кристалликов рутила (Ru) в зерне кварца из каменноугольных отложений. Без анализатора, ув. 200

Сходными распределениями генетических типов обломочного кварца характеризуются гistogramмы составов обломочного кварца из нижнекарбонových, нижнемеловых и пермских отложений (см. рис. 48). Во всех случаях имеет место преобладание кварца из древних гранитоидов над кварцем молодых гранитоидов и жильным.

Наконец, отмечается сходство типоморфных минералов-узников в кварце из разновозрастных отложений. Так, для кварца из неогеновых и рифейских отложений таким минералом является циркон. Для кварца из нижнемеловых и нижнекарбонатовых отложений типоморфный минерал представлен рутилом. Характерной особенностью кварца из пермских и нижнемеловых пород является практическое отсутствие во включениях циркона. Совпадают и основные морфометрические характеристики типоморфных минералов-узников в кварце из промежуточных коллекторов и рассматриваемых отложений (см. табл. 15).

Таким образом, проведенный анализ типоморфизма обломочного кварца из разновозрастных отложений, как и результаты изучения петрографического состава галек, указывают на то, что питание терригенным материалом нижнемеловых отложений происходило за счет продуктов разрушения промежуточных коллекторов пермского и нижнекарбонатового возраста, а в формировании палеоген-неогеновых осадков принимали участие терригенные породы рифея.

#### **Палеогеография времени осадконакопления карстыполняющих отложений**

В настоящем разделе особое внимание уделено реконструкции фациальных обстановок времени аккумуляции нижнемеловых и кайнозойских карстыполняющих осадков и определению путей сноса обломочного материала, поступающего в карстовые полости, т.е. таким палеогеографическим характеристикам, которые играют важную роль в формировании россыпей.

#### *Нижний мел*

При восстановлении фациальных обстановок нижнемелового времени нами использован комплекс литологических данных, изложенных в предыдущем разделе. Такой комплексный подход был необходим потому, что в рассматриваемых отложениях очень часто отсутствует слоистость — один из основных диагностических признаков, позволяющих выяснить фациальную принадлежность осадочных пород.

Среди отложений нижнего мела выделяются элювиально-делювиальные, коллювиальные, аллювиальные, пролювиальные, озерные, озерно-болотные и болотные образования.

Элювиально-делювиальные и делювиальные отложения, выстилающие днища и склоны карстовых западин, имеют ограниченное распространение и встречаются главным образом в основании разрезов нижнего мела. Представлены они серыми или коричневатобурными песчано-глинистыми породами, обогащенными дресвой и обломками доломитов, с включением обугленных растительных остатков. Породы плохо сортированы, текстура их пятнистая, беспорядочная. Это продукты выветривания и выщелачивания карбонатных пород, переработанные и перемещенные под действием делювиальных процессов в озерные водоемы.

К коллювиальным отложениям относится глыбово-щебнистый горизонт мощностью 10—15 м, залегающий в средней части нижнемелового разреза. От подстилающих и перекрывающих озерных осадков породы этого горизонта резко отличаются значительным участием плохосортированного обломочного материала, отсутствием растительных остатков, четкими контактами. Эти глыбово-щебнистые отложения относятся к фации наземных обвалов и оползней, которые полностью перекрывали поверхность осушенных водоемов, а при частичном обмелении озер замещались по простиранию (в наиболее глубоких частях воронок) глинисто-алевритовыми брекчиями (см. рис. 24). Их рассматривают как фации подводных оползней [22].

Следует отметить, что коллювиальные отложения наблюдаются в пределах депрессий на абсолютной высоте 100—130 м (см. рис. 20). Рассматриваемый горизонт фиксирует перерыв в накоплении озерных осадков и разделяет их на два крупных седиментационных цикла.

Аллювиальные отложения, приуроченные к карстово-эрозионным и эрозионным долинам, расположенным на южной окраине района, представлены песками и песчаниками с линзами конгломератов и гравелитов, для которых характерна косая, пологоволнистая или горизонтальная слоистость. Последняя подчеркивается изменением гранулометрического состава или появлением на плоскостях напластования обугленного растительного детрита. Угол наклона косых слоев от 2—5 до 20°, мощность серий 0,1—0,5 м. Сортировка осадков средняя ( $S_0 = 1,5—2,5$ ), медианный размер зерен колеблется от 0,15 до 0,5. Кумулятивные кривые песчаных пород имеют форму, типичную для аллювия [15]. Все перечисленные признаки позволяют относить данные осадки к фации аллювия равнинных рек.

Ведущее место в разрезе нижнего мела принадлежит пролювиально-озерным и озерным песчаным, песчано-глинистым и глинистым отложениям. Эти осадки накапливались в континентальных условиях, о чем свидетельствует постоянно низкое отношение  $V/Ga$ , характерное для пресноводных водоемов [2]. Этот вывод подтверждает также состав глинистой фракции рассматриваемых пород, в которой преобладает каолинит-типичный минерал континентального литогенеза. В зависимости от стадии развития озер и динамики среды аккумуляции, определяемой степенью подвижности, обводненности и проточности озерных водоемов, нами выделяются три фации. К фации проточных озерных водоемов и конусов выноса (пролювий) относятся преимущественно песчаные отложения, иногда с примесью гравия, линзами мелкогалечно-щебнистого материала. Пески часто обогащены растительной органикой, которая представлена в виде тонкого равномерно рассеянного углисто-сажистого или торфоподобного вещества, окрашивающего породы в коричневые или серо-черные тона. Встречаются скопления углистой крошки, обрывки растительных тканей, обугленная древесина. Горизонты, лишенные органики, имеют серую или белесо-серую окраску.

Фация застойных озерных водоемов сложена преимущественно глинисто-алевритовыми отложениями, также обогащенными растительным детритом.

Фация застойных озерно-болотных водоемов представлена тонкоплитчатыми черными углистыми глинами, алевролитами и аргиллитами. Во всех рассмотренных выше озерных осадках присутствуют минеральные включения: пирит, марказит, сидерит, окислы марганца и железа (кристаллики, хлопьевидные выделения, корочки, натеки и т.д.).

Общим для выделенных фаций является плохая сортировка терригенного материала, отсутствие слоистости, свойственной осадкам; накапливающимся в средах с устойчивой гравитационной сепарацией. Даже углистая крошка и растительный детрит располагаются в породе беспорядочно. Все эти признаки обусловлены, по-видимому, формированием осадков в мелких карстовых озерах, в которые периодически поступал более крупный материал (конуса выноса, делювиальные шлейфы). При близости областей сноса терригенный материал в процессе транспортировки не успевал приобрести упорядоченные текстурные и структурные признаки. Аккумуляция осадков была пульсирующей, неравномерной: в начальные этапы развития водоемов, когда в них существовал проточный режим, накапливался более грубозернистый материал, привносимый из ложков и оврагов, а также временных русел, соединяющих системы озерных котловин. Затем этот процесс затухал, в застойных водоемах накапливался более глинистый материал, богатый разложившейся органикой. Заболачивание с образованием углистых глин и алевролитов фиксировало последнюю стадию развития озерных водоемов и непосредственно предшествовало переходу их в торфяные болота. Динамические условия аккумуляции рассмотренных осадков отражаются в особенностях их гранулометрического состава. Как указывалось выше (см. рис. 36), кумулятивные кривые этих отложений подразделяются, по Д. Дугласу [87], на два типа, один из которых (тип R) характерен для подвижных, а другой (тип T) — для застойных условий водной среды. Подобная же картина отображена на генетической диаграмме Пассеги (см. рис. 37), где выделяются два поля фигуративных точек, отвечающих медленному осаждению тонкозернистых осадков в озерных условиях или свойственных текучим водам (в нашем случае — ложковые системы, межозерные протоки).

Собственно болотные осадки, к которым относятся тонкие линзы и прослои углей, имеют ограниченное развитие. На их присутствие в областях сноса указывает углистая крошка, встречающаяся в виде многочисленных включений в озерных песках и глинах. По-видимому, в небольших болотах не происходил интенсивный рост торфяников и не формировались мощные угольные пласты.

После выделения различных фаций рассмотрим как эти фации и связанные с ними обстановки осадконакопления менялись во времени (по вертикали) и в пространстве (на площади).

Изменение фациальных обстановок во времени было, с одной стороны, повторяющимся, с другой — имело направленный характер. Поскольку смена господствующих на данной территории обстановок седиментации запечатлена в ритмично построенных разрезах нижнего мела, рассмотрим их с позиций фациальной принадлежности.

Каждой фации обычно отвечает один из элементов ритма, комплексы фаций — отдельные ритмы, сочетание определенных фациальных комп-

лексов, отражающих закономерное изменение обстановок аккумуляции, характеризуют седиментационные циклы.

В разрезе нижнемеловых отложений выделяются два пролювиально-озерно-болотных цикла, разделенных континентальным перерывом, скрытым или выраженным субэдральными обвально-оползневыми фациями. Об относительной длительности этого перерыва можно судить по тому, что описанный выше коллювиальный горизонт несет следы глубокого гипергенного преобразования (ожелезнение, выветривание). Об его абсолютной продолжительности, как и о возрасте выделенных циклов, дают представление результаты спорово-пыльцевого анализа, на основании которого нижний цикл датируется берриас-валанжином, верхний — апт-альбом.

Каждый из пролювиально-озерно-болотных циклов состоит из серии ритмов (комплекс фаций), строение и мощность которых зависит от особенностей их формирования. Наиболее часто встречаются двучленные ритмы, нижняя часть которых представлена фациями проточных озер и конусов выноса мелких логов, а верхняя — фациями застойных озер (см. рис. 31—33). Реже встречаются трехчленные ритмы, в верхней части которых, кроме упомянутых, присутствуют озерно-болотные фации. Иногда они непосредственно перекрывают отложения проточных озер, фиксируя резкий переход от проточных условий к озерно-болотной обстановке. По соотношению фаций выделяются симметричные и несимметричные ритмы. В первых мощность каждого элемента ритма или каждой фации одинакова, во вторых — растянута то нижняя (пролювиально-озерная), то верхняя (озерно-болотная) часть ритма.

Фациальный состав и мощность отдельных ритмов и их элементов закономерно изменяется по вертикали. В основании пролювиально-озерно-болотных циклов располагаются ритмы, в которых господствующее место занимают более крупнозернистые песчаные фации проточных озер и пролювиальных конусов выноса мелких логов (см. рис. 31—33). Выше по разрезу происходит наращивание мощностей более тонкозернистых осадков фации застойных озер. Важно отметить, что только в самых верхних горизонтах каждого цикла возрастает угленасыщенность терригенных пород и появляются озерно-болотные фации (см. рис. 31—33). Одновременно сокращается мощность каждого ритма.

После формирования кровли нижнего цикла происходит резкое изменение среды аккумуляции: в результате осушения озерных водоемов субаквальные условия сменяются субэдральными, в карстовых депрессиях формируется коллювиальный горизонт. Затем снова наступает озерная эпоха, формируется верхний цикл, который, как и нижний, начинается с базального, относительно грубообломочного горизонта, только более мощного, чем в нижнем цикле.

Микроритмичность разреза нижнемеловых отложений, предопределенная пульсационным поступлением обломочного материала в карстовые депрессии, обусловлена, вероятно, климатическими причинами: колебания в количестве осадков определяли деятельность временных водотоков, обводненность и проточность водоемов. Направленность фациальных превращений внутри циклов связана с измене-

ниями как климата, так и тектонического режима, которые сказались на ландшафтных особенностях водосборных и седиментационных областей. В заключение отметим, что накопление нижнемеловых озерных отложений происходило очень медленно. Именно поэтому в вертикальном разрезе карстовых депрессий запечатлен столь продолжительный этап геологической истории, начавшийся в берриасе и закончившийся в альбе.

Для решения вопроса об изменениях фациальных обстановок в пространстве нами проведено площадное картирование палеодепрессий, отложения которых относятся к одному из следующих литотипов: песчаному, глинисто-песчаному и глинистому. В результате была установлена латеральная зональность в размещении указанных литотипов и соответствующих им фаций и выделены три крупные фациально-динамических зоны (см. рис. 28).

В центральной и восточной частях района преобладают депрессии, осадки которых относятся преимущественно к песчаному и глинисто-песчаному литотипу. По преобладающему развитию в них песков и песчаников, образование которых связано с мелкими логами и проточными озерами, область распространения данных литотипов отнесена нами к фациально-динамической зоне проточных озерных водоемов и логов (см. рис. 29).

К западу и востоку от центральной зоны расположены карстовые депрессии, выполнение преимущественно глинистыми отложениями (глинистый литотип). Их размеры монотонны, ритмичность выражена слабо. Накопление этих осадков связано с зонами застойных озерных водоемов. Данные зоны характеризуются устойчивыми условиями среды аккумуляции.

На юге рассматриваемого района расположена зона речных долин, выполненных фациями песчаного аллювия.

Особенности фациально-динамической обстановки выделенных зон связаны со спецификой тектонического развития изученной территории: зоны проточных озер совпадают с наиболее приподнятыми и подвижными тектоническими блоками, зонам застойных озер отвечают относительно опущенные блоки, входящие как составные части в общую структуру Эбеляхского блокового поднятия. Тектонически предопределено не только расположение и пространственная ориентировка рассмотренных зон, но также и их границы, часто совпадающие с меридиональными глубинными разломами, активизированными в нижнем мелу.

Исходя из этого, фациально-литологические схемы могут быть использованы при реконструкции палеотектоники нижнемелового времени. Их сравнение с морфоструктурной схемой района (см. рис. 21) показывает, что Эбеляхское сводово-блоковое поднятие, не оказавшее заметного влияния на формирование фациальных зон, по-видимому, не было контрастно выражено в нижнем мелу. Зато Эбеляхский блок в целом, как и его южная граница, был выражен четко. На это указывает расположение зоны карстово-эрозионных долин, которая примыкает к Эбеляхскому блоку, как бы окаймляя его с юга. В самом Эбеляхском блоке аллювиальные фации нижнего мела достоверно не установлены,

хотя и предполагались [15]. В его пределах на приподнятом плато широкое развитие получили карстовые озера, приуроченные к прибортовым частям поверхностей выравнивания, расчлененных мелким ложками и оврагами [рис. 23]. В отложениях карстовых воронок здесь отсутствуют слоистые текстуры, характерные для речных образований, в понижениях древнего погребенного рельефа депрессии часто выполнены более тонкозернистым материалом, чем воронки, расположенные на водоразделах. Таким образом, пока не существует ни палеогеоморфологических, ни литолого-фациальных признаков, указывающих на распространение нижнемеловых долин в пределах Эбеляхского блока, который вследствие своего приподнятого положения служил барьером для распространения на север речных долин.

Подчеркивая роль тектонического фактора в образовании выделенных фациальных зон, необходимо отметить, что упомянутые блоки, проявившиеся в период нижнемелового осадконакопления, имели древние заложение и уже в кембрии контролировали состав и размещение карбонатных пород, а позднее оказали заметное влияние на развитие домеловых карстовых форм, определив их размеры и глубину.

Таким образом, блоковая структура района, проявившаяся в нижнемеловое время в возникновении фациально-динамических зон с разным режимом осадконакопления, имеет длительное унаследованное развитие.

Решение вопроса об областях сноса терригенного материала карстовых воронок основывается на следующих данных: общей палеогеографии мела Анабаро-Уджинского междуречья, палеофациальных обстановок заполнения карстовых депрессий нижнемеловыми осадками, петрографического состава крупнообломочного материала, минералогии тяжелой и глинистой фракций, типоморфизма обломочного кварца псаммитовой размерности.

Как следует из общих палеогеографических построений, (см. ниже) большую часть рассматриваемой территории представляло приподнятое денудационное закарстованное плато. Отсюда общее региональное направление сноса терригенного материала могло происходить только с этого плато в сторону окружающих его равнин. Поскольку карстовые депрессии развивались в пределах плато, то, исходя из сказанного выше, следует, что заполнение карстовых форм могло происходить только за счет продуктов разрушения пород, слагающих само плато.

Выясняя вопрос о локальных источниках питания карстовых депрессий, расположенных в пределах плато, мы должны исходить из рассмотренных выше реконструкций палеофациальных обстановок, существовавших на плато. Как было показано, на территории денудационного закарстованного плато существовали фациально-динамические зоны (рис. 53) двух типов: зона развития застойных озерно-болотных водоемов и зона проточных озерных водоемов и ложных русел. Эти зоны, как следует из палеофациальной схемы, приурочены к меридиональным блокам, занимавшим различные гипсометрические положения. Поэтому в пределах плато локальный снос происходил, во-первых, с территории приподнятых блоков в на-

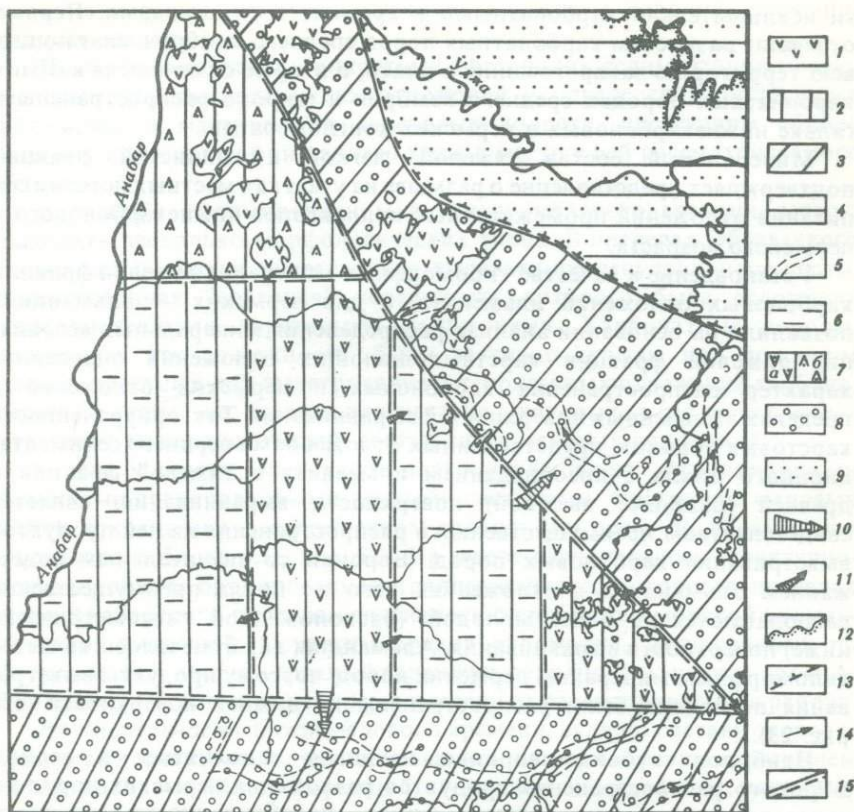


Рис. 53. Палеогеографическая схема нижнего мела Анабаро-Удзинского междуречья

1—5 — палеорельеф: 1 — структурно-денудационное трапповое плато, 2 — денудационное плато, 3 — эрозионно-денудационная равнина, 4 — аккумулятивная прибрежно-морская равнина, 5 — предполагаемые речные долины; 6—9 — фациально-динамические обстановки и 6 — зона застойных озерных водоемов и логов, 7 — зона проточных водоемов и логов (а — установленная, б — предполагаемая), 8 — зона речных долин, 9 — прибрежная зона морского бассейна; 10—11 — направление сноса обломочного материала: 10 — региональное, 11 — локальное; 12 — современные границы распространения морских отложений нижнего мела; 13 — предполагаемые границы распространения моря в нижнемеловой период; 14 — предполагаемое направление течения рек; 15 — основные разломы, контролирующие осадконакопление в нижнем мелу

правлении опущенных, занимающих более низкое гипсометрическое положение, во-первых, в пределах самих фациально-динамических зон снос терригенного материала осуществлялся с местных водораздельных пространств, представленных разновозрастными поверхностями выравнивания в участки понижений с карстовыми депрессиями и склоновыми ложбинами, являвшихся, по-видимому, эмбриональными формами позднее сформировавшихся эрозионных врезов.

Вещественный состав локальных источников питания определяется на основании петрографо-минералогических исследований обломочного материала карстовыполняющих отложений. Из анализа петрографического состава галечного материала следовало, что он представлен поч-

ти исключительно карбонатными и кремнистыми породами. Первые отвечают разностям карбонатных пород среднего кембрия, слагающих всю территорию закарстованного плато, а вторые отмечаются в самих карбонатных породах среднего кембрия и широко распространены в гальке нижнекарбонových и пермских конгломератов.

Минеральный состав тяжелой, легкой и глинистой фракций подтверждает представление о размыве на участках местных источников питания отложений промежуточных коллекторов нижнекарбонového и пермского возраста.

Установление в качестве типоморфных минералов тяжелой фракции карбонových отложений ильменита, а для пермских — альмандина позволило на основании анализа распределения минеральных ассоциаций тяжелой фракции карствыполняющих отложений определить характер распространения карбонových и пермских отложений в пределах выявленных поверхностей выравнивания. Так, приуроченность карстовых воронок, представленных отложениями верхнего седиментационного цикла с преобладанием ильменита в тяжелой фракции к древней (наиболее высокой) поверхности выравнивания, является свидетельством преимущественного распространения на ней продуктов выветривания карбонových пород. Воронки со значительным содержанием альмандина в отложениях того же цикла преимущественно располагаются на более молодой (расположенной гипсометрически ниже) поверхности выравнивания. Альмандин, как отмечалось, является типоморфным минералом пермских пород, поэтому продукты выветривания последних были распространены на нижней поверхности (см. рис. 23).

Наиболее глубокие воронки начинали заполняться в период широкого распространения продуктов разложения пермских пород на водоразделах, о чем свидетельствует преобладание альмандина в отложениях нижнего седиментационного цикла. В дальнейшем ко времени начала формирования второго цикла заполнения воронок продукты пермских пород были смыты, и на более древней поверхности выравнивания обнажались породы карбона, продукты разрушения которых и приняли участие во втором цикле заполнения воронок. На нижней (более молодой) поверхности выравнивания сохранились пермские образования.

О наличии карбонových и пермских промежуточных коллекторов на участках местных источников сноса свидетельствуют и результаты изучения типоморфизма обломочного кварца псаммитовой размерности. Сравнительный анализ кварцевых зерен из карствыполняющих отложений нижнего мела, пород карбона и перми показал, что они в статистических совокупностях сходны по морфометрическим характеристикам составу минеральных включений (распространен рутил, отсутствует циркон), распределению генетических типов обломочного кварца.

Полученный на основании изучения минерального и химического состава глинистой фракции отложений карстовых депрессий и продуктов кор выветривания, сохранившихся на древних поверхностях выветривания, вывод об их сходстве служит еще одним подтверждением

наличия местных источников питания карстовых воронок, сформировавшихся осадки.

После рассмотрения конкретных обстановок седиментации нижнемеловых карстыполняющих отложений и определения путей сноса обломочного материала в карстовые полости, представим общую картину палеогеографии раннего мела и место в ней рассматриваемого региона.

В *рельефе*, сформированном к началу мелового времени, можно выделить несколько морфологических типов. В пределах Эбеляхского блокового поднятия существовало выравненное денудационное плато, закарстованная "оспенная" поверхность которого была осложнена многочисленными карстовыми депрессиями. Карбонатные породы, слагающие эту поверхность, были частично скрыты под покровом разновозрастных кор выветривания и терригенных отложений карбона, перми и юры, на былое присутствие которых в областях сноса указывает минералогический состав нижнемеловых отложений.

С юга и севера Эбеляхское плато окаймлялось денудационными равнинами, дренированными речными системами. Фрагменты меловых долин сохранились в современном эрозионном срезе по обрамлению Эбеляхского блока (см. рис. 53). На севере располагалось структурно-денудационное, бронированное траппами плато, которое в пределах Лено-Анабарского прогиба сочленялось с прибрежно-морской аккумулятивной равниной. Остатки морских отложений, датированных по фауне как верхи юры—средний валанжин, сохранились, по данным Н.А. Борщевой [15], в настоящее время к северу от рассматриваемого района.

*Растительность* нижнемелового времени, судя по составу споропыльцевых спектров, характеризовалась широким распространением папоротниково-хвойных формаций с участием цикадофитов, характерных для влажных субтропиков.

Как известно, рассматриваемая флора достаточно четко делится на собственно нижнемеловую, типично мезозойскую по своему облику, в составе которой господствуют древние хвойные и апт-альбскую, которая характеризуется появлением хвойных более молодого облика и покрытосеменных растений.

*Климат* нижнемелового времени был равномерно теплым и влажным. На это указывает состав папоротников, присутствие в растительных ассоциациях различных видов елей и сфагновых мхов, а также угленосность нижнемеловых отложений. Избыточное увлажнение, обусловленное слабой испаряемостью осадков и большой облачностью, благоприятствовали созданию парникового эффекта [70]. Согласно палеоклиматическим реконструкциям, среднегодовые температуры апт-альба при амплитуде сезонных колебаний в 4—6° достигали +16—20°, а количество осадков равнялось 2000—2500 мм в год. Только в готерив—барреме климатические условия стали более аридными.

*Осадконакопление* определялось как конкретными фаціальными обстановками, существующими в пределах рассматриваемого района, так и общей палеогеографической ситуацией на сопредельных территориях: положением базиса эрозии, соотношением суши и моря, чередованием трансгрессий и регрессий.

Начальный этап формирования нижнемеловых карствыполняющих отложений связан с развитием в пределах Лено-Анабарского прогиба морской трансгрессии, которая началась в конце юры и продолжалась до середины валанжина [15]. Граница морского бассейна располагалась к северу от рассматриваемого района и проходила вдоль подножия "траппового берьера" (см.рис. 53). В пределах Эбеляхского плато, где сохранялся континентальный режим, в это время существовали сначала овражно-балочные и озерные, а потом озерно-болотные и болотные ландшафты, с которыми связано формирование в карстовых депрессиях осадков нижнего субаквального цикла. В начале при аккумуляции базального горизонта этого цикла динамика осадконакопления была еще достаточно активной для накопления песчаных пролювиальных и пролювиально-озерных отложений, по мере "старения" рельефа все большую роль в разрезах карствыполняющих отложений приобрели глинистые и углисто-глинистые отложения озерно-болотных водоемов.

Следующий этап, который начался во второй половине валанжина, и был вызван регрессией морского бассейна, привел к осушению озерных котловин, где стал формироваться комплекс субаэральных отложений, измененных процессами выветривания. Деградация озерных и озерно-болотных ландшафтов способствовала также произошедшая в готеривбарреме аридизация климата, которая отразилась в позднейшей перестройке растительности и появлении покрытосеменных растений [70]. Синхронные этому этапу осадки, фиксирующие перерыв в субаквальном осадконакоплении, сохранились в разрезах глубоких карстовых депрессий.

В завершающий апт-альбский этап, когда климат снова стал близким к современным влажным субтропикам, произошло возрождение озерных, а затем озерно-болотных и болотных ландшафтов, с которыми связано формирование второго субаквального цикла нижнемеловых карствыполняющих осадков.

Расположение различных литофациальных зон, выделенных и описанных выше в пределах Эбеляхского блокового поднятия, было предопределено наличием в его пределах разноприподнятых блоков, ограниченных меридиональными разломами.

Важно отметить, что хотя карстовые процессы в отдельные отрезки нижнемелового этапа оживлялись, в целом они развивались медленно. Интенсивность процессов карстообразования ослаблялась по мере накопления осадков. Большие мощности нижнемеловых отложений в карстовых полостях можно объяснить их накоплением по типу компенсационных впадин.

*Условия россытеобразования* рассматриваемого периода определялись конкретными обстановками седиментации в карстовых воронках. С позиции фациальной принадлежности, как указывалось выше, наиболее благоприятными для формирования россыпей и концентрации полезных минералов являются пролювиальные и пролювиально-озерные фации, особенно слагающие базальные горизонты субаквальных циклов и формирующиеся в условиях относительно активной динамики среды аккумуляции. К фациально-динамическим зонам,

наиболее благоприятным для россыпеобразования, относится зона развития проточных озер и овражно-балочных систем, поставляющих в карстовые полости более крупнозернистый продуктивный материал. Не в меньшей степени особенности формирования россыпей в карстовых воронках зависят от морфогенетических типов последних, а также от соотношения осадконакопления и карстообразования.

*Области сноса* определялись морфоструктурным положением Эбеляхского плато. Поскольку последнее на протяжении нижнего мела оставалось приподнятым над окружающими равнинами, обломочный материал мог поступать в карстовые озера только с близлежащих территорий, откуда транспортировались продукты разрушения кор выветривания, сформированных на карбонатных породах кембрия и терригенных отложениях карбонового, пермского и юрского возраста, содержащих полезные минералы.

*Условия карстования* в нижнем мелу были своеобразными. Основная особенность этого этапа—преобладание закрытого карста, когда одновременно с продолжавшимся формированием карстовых полостей, шло их активное заполнение терригенным материалом. На фоне относительной тектонической стабилизации этой эпохи (тонкозернистый состав озерных осадков) выделяются два периода оживления тектонической деятельности. Первый период относится к началу мела, когда накапливаются базальные слои нижнего цикла седиментации. Второй отвечает перерыву в субаквальном осадконакоплении и образованию коллювиальных отложений. На завершающей стадии подъема формируется базальный горизонт второго цикла седиментации (см. рис. 24).

Влажный субтропический климат этого времени в целом благоприятствовал процессам карстообразования, однако развитие карста было своеобразным. На опущенных блоках, где господствовали условия застойных озерно-болотных водоемов, тонкозернистые, в основном глинистые осадки ложились без размыва на доломитовую муку и "запечатывали" карстовые полости. На приподнятых блоках, где существовали проточные карстовые озера и овражно-балочные системы, создавались условия для выноса из карстовых полостей доломитовой муки и оживления процессов карстообразования, особенно активно протекающих в отмеченные выше периоды тектонических подвижек. Одновременно с оживлением карста шло заполнение полостей пролювиально-озерными осадками, которые ложились уже непосредственно на породы карбонатного цоколя.

### *Палеоген*

Если для восстановления палеогеографии нижнего мела в настоящее время имеется достаточный материал, то этого нельзя сказать про более поздний кайнозойский этап карстообразования, так как синхронные этому времени осадки в исследованном районе и на сопредельных территориях встречаются редко. Поэтому ниже мы ограничимся общими сведениями о палеогеографии этого возрастного интервала.

К началу формирования палеогеновых (олигоценых) карстыпол-

няющих осадков рельеф рассматриваемого района был предельно выравненным, поскольку этому времени предшествовала ярко выраженная и повсеместно проявленная дат-палеоценовая эпоха пенеplanation и корообразования. Сформированные ранее карстовые воронки, приуроченные к Эбеляхскому плато, были "запечатаны" осадками нижнего мела.

В составе растительности олигоцена присутствовали представители широколиственной тургайской листопадной флоры, куда входили буки, дубы, грабы, липы, ореховые, вязы, а из хвойных — секвойи, сосны, ели. Встречались также породы, характерные для субтропиков.

Наряду с этим в растительном покрове присутствовали такие холодостойкие породы, как ива, береза, ольха, тополь, появление которых объясняется географическим положением рассматриваемого района на севере Сибирской платформы. В целом тургайская флора была близкой к лесам, произрастающих ныне в Северном Китае, Корее и Японии.

Климат изученной территории, входящей в бореальную область, в олигоцене был теплым и влажным, но более умеренным, чем в мелу. Согласно палеоклиматической реконструкции зона распространения тургайской флоры обладала среднегодовой температурной +4° [70].

Характер осадконакопления определялся оживлением тектонических движений и активизацией процессов денудации. В это время началось расчленение сформированных ранее поверхностей выравнивания. Обсохшие карстовые озера размывались руслами временных водотоков, в результате палеогеновые осадки оказались вложенными в нижнемеловые отложения карстовых депрессий. Присутствие щебенки местных карбонатных пород, слабая окатанность и плохая сортировка палеогеновых осадков, значительная примесь грубозернистого песчаного материала, эрозионное вложение в нижнемеловые осадки — все эти признаки позволяют отнести их к фации ложкового пролювия.

Области сноса в палеогене по сравнению с нижним мелом существенно не изменились. На это указывает как петрографический и минералогический состав палеогеновых отложений, так и их принадлежность к ложковому пролювию. В период их формирования размывались местные карбонатные и терригенные породы, преобразованные процессами многократного выветривания, происходило ожелезнение рассматриваемых осадков, имеющих характерную ржаво-бурую окраску. Наряду с более древними терригенными породами в это время размывались и нижнемеловые осадки карстовых депрессий.

Условия карстообразования в целом по климатическим и тектоническим показателям были благоприятными. Однако интенсивному развитию карста мешал покров рыхлых отложений, перекрывающих карбонатные породы, поэтому новые карстовые воронки могли формироваться только на участках, где денудация вскрыла карбонатный доколь.

Условия россыпеобразования были также благоприятными. Широкое развитие кор выветривания, связанных с предшествующей эпохой выравнивания, усиление динамики среды аккумуляции, вызванное оживлением тектонических движений, теплый и равномерно влажный

климат — все это способствовало обогащению палеогеновых отложений полезными минералами, поступающими из промежуточных коллекторов карбона, перми и нижнего мела, а возможно, и из коренных источников.

### Неоген

Особенности палеогеографической обстановки неогена определялись прежде всего неотектонической активизацией, в результате которой сложился современный структурный план района (см. рис. 21). Отдельные положительные блоковые и сводово-блоковые структуры и разделяющие их впадины нашли отражение в *рельефе*. В это время началось энергичное расчленение поверхностей выравнивания. Под воздействием эрозии, наиболее активно развивающейся в пределах приподнятых блоков, русла рек, часто закладывающихся по древним карстовым депрессиям, достигали карбонатного цоколя. В результате карстово-эрозионных процессов формировались переуглубленные долины, в последующем унаследованные и частично размытые современными реками.

Под влиянием прогрессирующего похолодания в неогене, особенно в плиоцене, резко меняется состав *растительности*. На смену тургайской флоре, фрагменты которой еще сохранились в миоцене, пришли хвойные леса, широколиственные породы произрастали локально в понижениях.

*Похолодание климата* особенно сильно проявилось на севере. В результате к концу плиоцена здесь сформировалась растительность, близкая к перигляциальной, а в начале плейстоцена уже существовала вечная мерзлота.

*Осадконакопление* рассматриваемого периода тесно связано с формированием и заполнением галечным материалом карстово-эрозионных долин, характеризующихся сложным рельефом плотика и повышенной мощностью отложений. О принадлежности к аллювию свидетельствует присутствие в них окатанного галечного материала, дифференциация осадков по гранулометрии и удельному весу, отразившаяся в чередовании песчаных и гравийно-галечных слоев, обогащенных лимонитом, гранулометрический состав отложений, указывающий на активную динамику среды аккумуляции, залегание в эрозионных западинах или карстово-эрозионных долинах.

Среди аллювиальных отложений рассматриваемого стратиграфического уровня можно выделить две фации. К фации нормального руслового аллювия нами предположительно относятся ржавые галечники, вскрытые в погребенных эрозионных ложбинах. Эти ложбины заложены по древней карстовой депрессии, выполненной доломитовой мукой. Последняя является плотиком аллювиальных отложений и предохраняет карбонатное ложе от воздействия карстовых процессов. Указанные галечники характеризуются умеренной мощностью (8 м), для них свойственно приплотиковое обогащение тяжелыми минералами.

Фация карстового аллювия представлена галечниками переуглубленных карстово-эрозионных долин. Древние долины наследовали карстовые формы предшествующей генерации. Там, где экранирующая

толща доломитовой муки была частично или полностью смыта, начался новый этап интенсивного выщелачивания карбонатных пород. О синхронном развитии карста, эрозии и аллювиальной аккумуляции свидетельствуют аномально высокие мощности аллювия (40 м), проникновение обломочного материала по трещинам карбонатного плотика, присутствие на дне и склонах долины продуктов оползания и гравитационного обрушения (глыбы доломитов), наличие неровностей и западин в днище, причудливые очертания поперечного профиля (карнизы, ниши). Продуктивный пласт россыпей, приуроченный к рассматриваемому аллювию, не имеет обогащенного приплотикового горизонта.

Водные потоки, действующие в условиях активного карста на отдельных участках долин могли исчезнуть и превратиться в подземные реки. В этом случае должны были формироваться фации подземного карстового аллювия, расположенного на более глубоких горизонтах. Такие фации пока не известны в изученном районе, но их можно обнаружить при дальнейшем изучении отложений, приуроченных к подземным карстово-эрозионным долинам.

При определении *областей сноса* обломочного материала, поступающего в неогеновый аллювий, следует учитывать, что отложения, слагающие реликты карстово-эрозионных долин, отличаются по вещественному составу от более древних карствыполняющих осадков: а) в составе галечного материала увеличивается содержание "экзотической" гальки, среди которой встречена галька томторских песчаников, не обнаруженная в осадках нижнего мела и палеогена, а также обломки гидроокислов железа, поступающие как из местных кор выветривания, развитых на доломитах анабарской свиты, так, возможно, и из других пока неизвестных источников; б) в составе обломочного кварца псаммитовый размерности доминируют разности, которые по типоморфизму и характеру распределения генетических типов сходны с кварцем из песчаников томторской свиты рифея Уджинского поднятия; в) глинистая фракция более разнообразна по минеральному составу, чем в отложениях нижнего мела: наряду с преобладающими каолинитом и гидрослюдой распространены монтмориллонит и хлорит, гетит.

Все эти данные позволяют предполагать, что в формировании галечников наряду с местными породами принимали участие неизвестные источники ближнего и дальнего сноса. Это могли быть, в частности, коры выветривания на трапах, развитых по обрамлению Лено-Анабарского прогиба и отложения томторской свиты Уджинского поднятия, которое могло в прошлом дренироваться верховьями широко ориентированных палеодолин.

*Условия карстообразования* были благоприятными, но только там, где под действием эрозии вскрывались карбонатные породы и шло энергичное формирование карстово-эрозионных форм. Не менее благоприятными были *условия россыпеобразования*: высокая динамика среды аккумуляции определяла формирование обогащенных тяжелыми минералами галечников. Это было связано не только с особенностями гидродинамической сепарации, но и с тем, что в осадки данного

стратиграфического уровня полезные минералы поступали из всех более древних коллекторов.

Рассмотрим теперь вопрос об условиях сохранности древних карстовых форм и связанных с ними россыпей в современных морфоструктурах района. Поскольку все карстовые депрессии в настоящее время погребены под чехлом покровных кайнозойских осадков, они в очень слабой степени подвергаются современному денудационному разрушению. Основным фактором, определяющим сохранность карстовых полостей, является эрозионная деятельность рек. Современная интенсивность эрозионных процессов обусловлена не столько дифференцированным развитием отдельных морфоструктур, сколько последней тектонической активизацией и воздыманием Эбеляхского блока в целом, произошедшем в верхнем плейстоцене — голоцене [54]. В результате этих движений началась энергичная регрессивная эрозия, распространявшаяся от главного базиса — уреза р. Анабар вверх по его правобережным притокам. В результате развития данного процесса отчетливо проявилась зональность в строении этих долин. В нижних течениях рек, где эрозионная деятельность потоков была наибольшей, сформированы крутосклонные долины с относительно высокими падениями продольного профиля. В среднем течении, где интенсивность эрозионного врезания была меньшей, долины рек расширяются, их продольные профили выполаживаются. Наконец, в верховьях, не освоенных регрессивной эрозией, формируются пологосклонные слабо выраженные долины, падения продольного профиля здесь характеризуются минимальными величинами. В соответствии с особенностями развития эрозионной деятельности максимальная концентрация тяжелых минералов в современном аллювии происходит в среднем течении рассматриваемых долин, где энергия потоков достаточна для перемыва и обогащения аллювия полезным компонентом. Более низкими содержаниями характеризуются нижние отрезки долин, где вынос тяжелых минералов преобладает над его привносом и происходит разубоживание продуктивных отложений за счет поступления большого количества обломочного материала с крутых склонов. В верховьях долин содержания тяжелой фракции становятся минимальными, что обусловлено низкой россыпеобразующей деятельностью водотоков.

Развитие долин по типу регрессивного врезания определяет благоприятные условия для захоронения древних карстовых россыпей в верховьях долин или на водоразделах, незатронутых современным эрозионным расчленением. При этом в верховьях долин можно ожидать обнаружения более молодых (неогеновых?) карстово-эрозионных форм, выполненных аллювиальным материалом. Они расположены ныне ниже уреза рек, наследующих направлению древних долин.

Что касается более древних домеловых и нижнемеловых карстовых депрессий, выполненных озерными и пролювиальными осадками, образование которых было пространственно связано с поверхностями выравнивания и расчленяющими их ложковыми системами, то их следует искать в пределах приподнятых и слабо расчлененных реликтовых плато, хорошо сохранившихся на локальных участках

положительных морфоструктур, не затронутых современной эрозией и маркированных значительными мощностями перекрывающих их покровных кайнозойских осадков.

Какова примерная величина посленижнемелового среза карстовых воронок? Как указывалось выше, карстовые воронки, выполненные нижнемеловыми осадками, расположены на двух поверхностях выравнивания с высотой карбонатного цоколя 140—160 и 160—200 м. По присутствию сохранившихся на нижней из них "пятен" нижнемеловых отложений (вне пределов воронок) можно считать, что данные поверхности к началу нижнего мела уже были сформированы. В нижнем мелу, судя по фациальному составу одновозрастных осадков, эти поверхности не прорезались глубокими речными долинами. Они были заложены в эпоху неотектонической активизации, поэтому мы с определенной долей условности можем считать, что основной эрозионный срез карстывыполняющих отложений падает на посленижнемеловое время. Под днищами современных долин местами сохранились лишь корневые части наиболее глубоких воронок. В одной из них, вскрытой под руслом современной реки, установлены спорово-пыльцевые спектры, позволяющие относить выполняющие осадки к началу нижнего мела и связывать их с нижним седиментационным циклом. Днище этой депрессии находится на абсолютной отметке 70 м. Исходя из того, что кровля нижнемеловых отложений в пределах наиболее глубоких карстовых воронок, приуроченных к верхней поверхности выравнивания, находится на абсолютных отметках 170—175 м, можно считать, что величина посленижнемелового эрозионного среза этих воронок достигает примерно 100 м.

### Основные этапы развития карста

В истории геологического развития описываемого региона неоднократно существовали эпохи континентального режима, когда мог развиваться карст. Главные из них (нижнемеловая, палеогеновая и неогеновая) были рассмотрены выше. Палеогеографический и палеотектонический анализ позволяет выделить еще несколько этапов карстообразования.

Наиболее ранним этапом проявления карста на описываемой территории является **предкарбонный** (позднедевонский), в течение которого оказались размыты морские отложения ордовика, силура и нижнего-среднего девона. Об их былом присутствии свидетельствуют находки кораллов силура и среднего девона в терригенных толщах более молодого возраста. В конце девона район испытал общее поднятие, связанное с оживлением тектонических движений на платформе в целом. Это привело к расчленению территории, о чем можно судить по наличию грубообломочных осадков в базальных слоях нижнего карбона. Климат описываемой эпохи был аридным [70]. Поэтому можно предполагать, что на поверхности карбонатных пород в этих условиях мог развиваться "голый" (открытый) карст, который затем был выполнен морскими осадками раннего карбона. В результате последующей денудации эти воронки были полностью срезаны. При этом базальные конгломераты

оказались спроектированы на дневную поверхность, где и сохранились в виде отдельных глыб. Интенсивная литификация этих пород обусловлена, вероятно, аридностью климата. В подобной обстановке были образованы плотно сцементированные полиморфные третичные песчаники серии Калахари синеклизы Конго [29].

Морские осадки, которые заполняли уже существовавшие карстовые полости, практически не подвергались активной гидродинамической сепарации в условиях морских побережий, поэтому обломочный материал нижекарбонатовых отложений слабо окатан. Отсюда концентрация полезных компонентов полностью определялась их содержанием в первичных продуктах выветривания, т.е. отвечала распределению в россыпях ближнего сноса. Исключительно зрелый состав терригенных образований нижнего карбона свидетельствует о их формировании за счет продуктов кор глубокого химического выветривания, что, как известно, благоприятствует аккумуляции тяжелых минералов. В настоящее время сохранились лишь реликты этих отложений в виде отдельных крупных глыб конгломератов и гравелитов на поверхности карбонатных пород.

Следующим этапом карстообразования являлся предпермский (позднекарбонный), который, вероятно, продолжался и в перми. Он был менее длительным по времени, о чем можно судить по низкой степени зрелости и небольшой мощности допермских кор выветривания. Интенсивность движений в описываемый этап была небольшой, увеличиваясь в самом конце карбона, когда произошла регрессия морского бассейна. Климат эпохи был теплоумеренным и влажным [70].

Условия для карстообразования в целом являлись менее благоприятными, чем в предыдущую эпоху. Однако в линейной тектонической зоне восточного ограничения Эбеляхского поднятия, где карбонатные породы в связи с повышенной трещиноватостью были более проницаемы, могли закладываться карстовые полости. Озерно-аллювиальные отложения перми, по-видимому, маломощным чехлом перекрывали невысокую равнинную поверхность Эбеляхского поднятия, выполняя допермские карстовые впадины. На участках с выходами карбонатных пород, обнаженных в процессе денудации, могли закладываться новые формы карста.

Похолодание климата в пермский период [70] и сравнительно небольшое эрозионное расчленение (маломощные прослои мелко-обломочных галечников) позволяют предполагать, что карстообразование в это время не было интенсивным и глубоким. Аккумуляция тяжелых минералов могла происходить в базальных и межформационных прослоях грубозернистых пород.

Триасовый этап характеризуется резкой активизацией тектонических движений и интенсивным проявлением траппового магматизма. Это была эпоха устойчивого поднятия северо-востока Сибирской платформы, которая обусловила интенсивное расчленение территории и ее денудацию, в результате чего на поверхности обнажались породы карбонатного цоколя. Таким образом, были созданы предпосылки для развития карста. Осадков, синхронных описанному этапу, не сохранилось.

Юрский этап карстообразования характеризуется следующими особенностями. Дифференцированные тектонические движения, начавшиеся на рубеже позднего триаса—ранней юры, вызвали опускание Лено-Анабарского прогиба. С этим связаны неоднократные трансгрессии моря, которое, однако, не заходило в пределы описываемого района, поскольку на борту прогиба существовал "трапповый барьер". Здесь продолжал сохраняться устойчивый континентальный режим. О периодическом оживлении тектонических движений на континенте можно судить по чередованию трансгрессий и регрессий соседнего морского бассейна. Такие подвижки имели место в начале и конце средней (аален—бат) и в конце верхней юры. Незначительная мощность и преимущественно тонкозернистый состав песчано-угленосных континентальных отложений юры, сохранившихся в неглубоких западинах домелового рельефа, указывают на небольшие амплитуды и слабое расчленение поверхности. При каждом подъеме происходила денудация со вскрытием на отдельных участках карбонатного цоколя, слагающего слабоприподнятое плато. Климат юрского периода был тепловлажный.

Таким образом, условия карстообразования на рассматриваемой территории в целом оставались благоприятными. В это время, вероятно, закладывались карстовые формы, в днищах которых накапливались остаточные продукты выщелачивания доломитов (карстовый элювий) — доломитовая мука. На плоских водоразделенных пространствах, сложенных карбонатными породами, также формировалась доломитовая мука, которая при смещении могла целиком заполнять карстовые полости. Это была первая стадия выполнения карстовых воронок. Ей соответствует выделенный нами литотип — "доломитовая мука".

Основная особенность рассмотренного выше нижнемелового этапа — преобладание закрытого карста, когда одновременно с продолжавшимся формированием карстовых полостей шло их заполнение пролювиально-озерными осадками.

Выделяются три типа заполнения карстовых полостей: а) карстовая полость выполнена целиком доломитовой мукой; б) нижнемеловые отложения перекрывают доломитовую муку; в) нижнемеловые отложения ложатся непосредственно на карбонатный субстрат. Исходя из этого, эволюцию карстовых процессов описываемого этапа можно представить себе следующим образом. вслед за начальной (домеловой) стадией развития карста, сопровождавшейся накоплением доломитовой муки, следует вторая промежуточная стадия, когда происходило "пассивное" перекрытие доломитовой муки тонкозернистыми озерными осадками нижнего мела. В третью стадию имели место размыв и вынос доломитовой муки, возобновление карстового процесса и синхронное ему выполнение карстовой полости терригенным материалом.

В разрезе глубоких карстовых полостей, как уже отмечалось, выделяются два цикла седиментации. При формировании базальных горизонтов указанных циклов (пролювиальные фации) в результате гидродинамической дифференциации обломочного материала могла происходить концентрация полезных компонентов, поступающих в карстовые полости из вторичных коллекторов. Перекрывающие базальные горизонты более тонкие осадки (преимущественно озерные и

озерно-болотные) служили лишьместилищем полезного минерала. Таким образом, влияние карста на россыпеобразование в нижнем мелу было в основном пассивном и сказалось преимущественно в захоронении в карстовых депрессиях рыхлых отложений.

Следующий вертикальный этап карстообразования выделяется условно, поскольку осадки этого возраста в исследованном районе не известны. Этот этап реконструируется только по наличию регионального подъема, оживления тектонических движений и интенсивной денудации, в результате которой на изученной территории могли быть разрушены верхнемеловые осадки, а возможно, и сформированные в это время карстовые полости.

Палеогеновый (олигоценый) этап карстообразования связан с оживлением движений, в результате чего были сформированы пролювиальные осадки, вложенные в нижнемеловые отложения карстовых депрессий. Процессы карстования могли происходить только на участках, где эрозия вскрыла карбонатное ложе.

Завершающий неогеновый этап карстообразования был предопределен неотектонической активизацией, в результате которой были сформированы переуглубленные карстово-эрозионные долины, характеризующиеся сложным рельефом плотика и повышенной мощностью аллювия. Высокая динамика среды аккумуляции определяла формирование галечников.

Начиная с плиоцена климатические условия Восточной Сибири резко изменяются в сторону похолодания, формируется вечная мерзлота, рыхлые отложения сплошным чехлом перекрывают карбонатные породы и выработанные в них карстовые депрессии. Процессы карстообразования резко замедляются. Под действием денудации, наиболее активно развивавшейся в верхнем плейстоцене—голоцене, древние погребенные карстовые формы были частично разрушены, а вмещающие их продуктивные осадки переотложены в современные долины.

Рассмотренные этапы хорошо укладываются в региональные мегациклы карстообразования, выделенные С. С. Коржувым для Сибирской платформы [32, 33].

### Минеральный состав карствыполняющих отложений

Минералогические исследования проводились для определения источников сноса терригенного материала в карстовые депрессии, путей его миграции и для целей корреляции разрезов, расположенных на различных уровнях. Они проводились в следующих основных направлениях.

1. Изучение типоморфных минеральных ассоциаций тяжелой фракции терригенных комплексов возможных источников сноса: томторской свиты Уджинского поднятия, каменноугольных и пермских отложений восточного склона Анабарской антеклизы и обрамления Лено-Анабарского прогиба.

2. Изучение типоморфных особенностей минералов и минеральный состав тяжелой фракции отложений, выполняющих карстовые воронки.

Отложения *томторской свиты* верхнего протерозоя обнажаются примерно в 70 км восточнее границы исследуемой территории на Уджинском поднятии и характеризуются циркон-сидеритовой ассоциацией. Сидерит составляет 70—100% веса тяжелой фракции и образует ромбоздрические кристаллы, грани которых имеют пластинчатое строение и слегка искривлены. Цвет бурый за счет постепенного перехода в лимонит.

Циркон составляет 5—30% веса тяжелой фракции. Представлен бледно-розовыми, овальными, без следов кристаллографических форм, идеально окатанными зернами, слегка затронутыми процессами метамиктного распада. Поверхность их шероховатая, размер 0,2—0,5 мм. Среди других минералов, составляющих несколько процентов, следует отметить рутил и лейкоксен. В единичных знаках встречаются ильменит, альмандин, эпидот, магнетит, пирит. Б.Р. Шпунтом [93] в гравелитах и конгломератах томторской свиты Уджинского поднятия обнаружены единичные знаки циркона бледно-сиреневого цвета ( $N = 1,758-1,763$ ) хромдиопсид ( $Ng = 1,699, Nm = 1,684, Np = 1,680$ ), хромшпинелиды и десятки знаков пикроильменита округлой формы.

Из реликтов *каменноугольных* отложений, которые встречаются в виде отдельных глыб конгломератов и песчаников на правом берегу р. Анабар, проанализирована более 10 представительных протолок. Все они характеризуются циркон-ильменитовой ассоциацией тяжелой фракции, основную часть которой составляет ильменит (32—68%, в среднем 50% веса тяжелой фракции). Он представлен округлыми зернами, обломками неправильной формы и изометричными, несколько уплощенными кристаллами черного цвета. Размер зерен варьирует от 0,05 до 6 мм.

Содержание циркона варьирует в разных породах от 10 до 47%, (в среднем 20% веса тяжелой фракции). Он встречается как в виде целых кристаллов призматической и дипирамидальной формы, так и в виде окатанных шариков красновато-бурого, розоватого цвета, реже слабоокрашенных. Размер зерен колеблется в пределах 0,02—2 мм. На некоторых окатанных зернах изредка наблюдаются поликристаллические светлоокрашенные внешние оболочки, что говорит о пребывании их в условиях глубокого метаморфизма. Встречаются единичные зерна метамиктного (урансодержащего) циркона.

Содержание рутила в среднем составляет 7% (пределы колебаний от 0,7 до 9,7% веса тяжелой фракции). Он находится в виде угловатоокатанных зерен с характерной ямчатой и шероховатой поверхностью размером не более 0,3 мм красно-бурой и бледно-оранжевой окраски. Зерна часто лейкоксенизированы.

В долях и единичных процентах отмечены лейкоксен, ставролит, сфен, хромит, турмалин, шпинель, кианит. В единичных знаках присутствуют мелкие окатанные зерна зеленой шпинели и альмандин светло-розовой и светло-оранжевой окраски.

Тяжелая фракция *пермских отложений*, располагающихся на востоке по обрамлению Лено-Анабарского прогиба, характеризуется

альмандиновой минеральной ассоциацией с относительным постоянством состава: преобладанием основного шлихообразующего для этих отложений минерала — альмандина. Кроме альмандина, содержание которого колеблется от 30 до 70 вес. %, другими шлихообразующими минералами являются ставролит (2—18 вес. %), турмалин (1—10 вес. %), циркон (1—20 вес. %) и пирит (в среднем 20 вес. %). В количествах от знаков до первых процентов встречаются ильменит, рутил, эпидот, пироксен, роговая обманка, апатит, хромит, сфалерит, кианит. Количественные соотношения между минералами тяжелой фракции могут меняться в зависимости от района, что связано, очевидно, с поступлением в пермские отложения этих минералов из локальных источников.

Розовый и красный альмандин ( $N=1,78$ ) встречается в основном в виде угловатых обломков размером до 0,3 мм, реже в виде кристаллов. Отдельные обломки обладают черепитчатой поверхностью, свидетельствующей о пребывании их в корах выветривания.

К характерным морфологическим признакам минералов из пермских отложений относятся практически полное отсутствие следов окатанности минералов за исключением пирита и пикроильменита, разномзернистость состава (0,3—0,8 мм), наличие поверхностных скульптур, присутствие белых глиноподобных примазок в углублениях на поверхности минералов. Указанные признаки позволяют предполагать, что пермская минеральная ассоциация формировалась длительное время в условиях незначительного перемещения исходного материала.

#### *Минеральные ассоциации тяжелой фракции меловых и неогеновых карствыполняющих отложений*

Основными шлихообразующими минералами отложений нижнего мела являются ильменит (10—95%), альмандин (зн. —60%), циркон (ед. зн. —40%), рутил (ед. зн. —20%). В отдельных случаях тяжелая фракция рассматриваемых отложений на 90—100% состоит из минералов, генетически связанных с вмещающими породами и условиями осадконакопления: окислов и гидроокислов железа, железокarbonатного агрегата, сидерита, марказита, которые вытесняют основные шлихообразующие минералы. В шлихах с малым содержанием указанных выше аутигенных минералов в количествах от долей до нескольких процентов практически постоянно присутствуют кианит, ставролит, хромит, лейкоксен, эпидот. Шпинель, сфен, пироксен, роговая обманка, анатаз, монацит, хлоритоид встречаются в количестве единичных знаков, редко их содержание превышает 0,5%. Выход тяжелой фракции рассматриваемых отложений незначителен — 0,1—0,8 кг/м<sup>3</sup>. Размер зерен минералов тяжелой фракции варьирует от 0,02 до 2 мм. Преобладают мелкие зерна (0,05 мм). Наибольший выход тяжелой фракции обычно отмечается в классе — 0,2 + 0,5. Крупные размеры характерны для пироба, пикроильменита, циркона, хромита, дистена, иногда альмандина и для аутигенных минералов. В целом для минералов тяжелой фракции рассматриваемых отложений характерна слабая окатанность и наличие на поверхности серых налетов или пленок.

Циркон встречается в виде овальных зерен и их обломков с шероховатой поверхностью. Размеры их от 0,2 до 1 мм. Цвет розоватый, желтоватый, кремовый.

Хромшпинелиды обладают мелкими (менее 1 мм) размерами, обычно со слабыми признаками огранки и тонкоматированной поверхностью, сходные по облику с зернами пикроильменита и отличающиеся от последнего красноватыми отблесками на сколах.

Анализ состава минеральных ассоциаций тяжелой фракции карст-выполняющих отложений привел к выводу о том, что в формировании последних участвовали продукты разложения вмещающих карбонатных пород кембрия, каменноугольных и пермских осадков. Часть таких минералов как ильменит, пироксен, роговая обманка, эпидот могли поставлять тела долеритов мезозойского возраста, выявленные на территории развития карста. Присутствие в тяжелой фракции бледно-розового идеально окатанного циркона, аналогичного циркону из терригенных отложений томторской свиты верхнего протерозоя, развитой на Уджинском поднятии, свидетельствует о том, что они также поставляли материал в карствыполняющие отложения.

Особенности состава и количественных соотношений главных шлихообразующих минералов позволяют с определенной степенью достоверности реконструировать геологическую обстановку на разных этапах заполнения карстовых воронок. Как отмечалось выше, по данным литологических и палинологических исследований установлено два цикла их заполнения, разделенные горизонтом делювия. Этот вывод хорошо подтверждается результатами минералогического изучения состава тяжелой фракции (рис. 54, вкл.; 55).

Отложения верхнего цикла заполнения характеризуются циркон-ильменитовой ассоциацией при незначительном содержании альмандина, что свидетельствует о том, что в период их формирования размывались терригенные породы каменноугольного возраста, тяжелой фракции которых свойственна указанная ассоциация. Горизонт делювия хорошо отбивается по резкой смене минеральных ассоциаций и появлению значительных содержаний барита, связанного генетически с вмещающими карбонатными породами кембрия.

Отложения нижнего цикла заполнения, вскрытые в глубоких карстовых воронках, отличаются циркон-ильменит-альмандиновой ассоциацией тяжелой фракции. Значительное содержание минералов, свойственных типоморфной ассоциации пермских осадков и прежде всего альмандина, указывает на определяющую роль пермских пород в формировании нижней толщи карствыполняющих отложений.

На основании изложенного можно сделать вывод о том, что в период формирования нижней толщи карствыполняющих отложений (берриас—валанжин) размывались главным образом осадки пермского возраста, имевшие тогда значительно более широкое распространение. Позднее в результате подъема территории и денудации на поверхности обнажились породы каменноугольного возраста, которые явились основным источником питания верхней толщи нижнемеловых карствыполняющих отложений (апт—альб). Таким образом, даже при отсутствии палинологических данных минеральный состав тяжелой

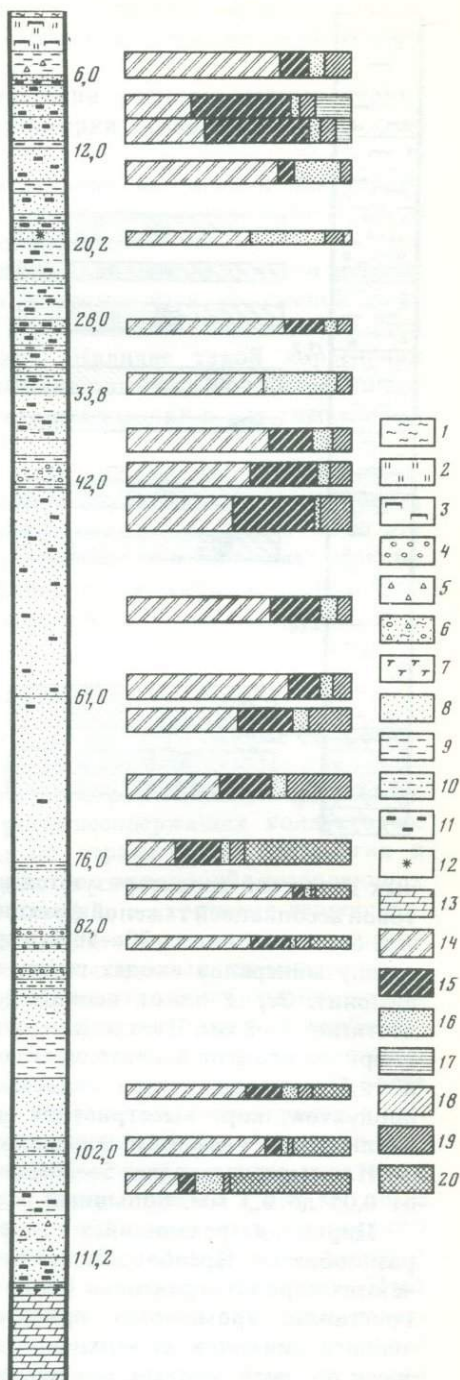
Рис. 55. Диаграмма минералогического состава тяжелой фракции нижне-меловых отложений

1 — покровные отложения, супеси; 2 — илы; 3 — лед; 4 — галечник; 5 — щебень; 6 — гравийно-галечни-песчаные отложения с примесью глины и щебенки доломитов; 7 — доломитовая мука; 8 — пески; 9 — глины; 10 — алевриты; 11 — линзы и скопления углисто-сажистого вещества; 12 — окислы и гидрокислы железа; 13 — доломиты; 14 — ильменит; 15 — алмазид; 16 — циркон и рутил; 17 — сидерит и железисто-карбонатный агрегат; 18 — окислы и гидрокислы железа; 19 — другие минералы тяжелой фракции (стаяролит, турмалин, кианит, пироксен, лейкоксен); 20 — марказит

фракции дает возможность относить карствыполняющие отложения к определенному возрастному уровню.

При наложении карты минеральных ассоциаций карствыполняющих отложений на схему погребенного карстового рельефа выявилась определенная закономерность. Карстовые воронки, в которых отложения верхнего цикла заполнения характеризуются циркон-ильменитовой ассоциацией, как правило, приурочены к наиболее древней поверхности выравнивания (отметки 160—190 м). Воронки, в отложениях которых резко преобладает алмазидовая ассоциация тяжелой фракции, попадают на нижнюю поверхность выравнивания (отметки 140—160 м) или склоновые участки.

Наличие в отложениях нижнего цикла значительных количеств алмазидов указывает на то, что наиболее глубокие воронки заполнялись в период широкого распространения пермских пород на водоразделах. В дальнейшем ко времени начала второго цикла



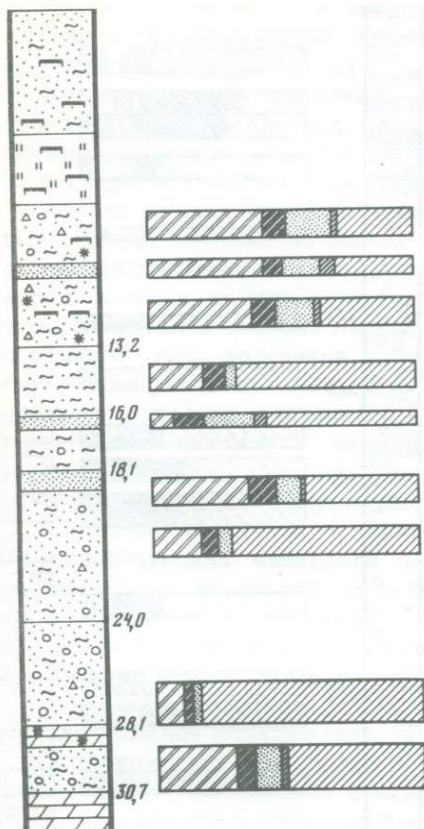


Рис. 56. Диаграмма минералогического состава тяжелой фракции неогеновых отложений

Условные обозначения те же, что и на рис. 55.

заполнения карстовых форм продукты разложения пермских пород были смыты на склоны и более низкие уровни, а на верхней поверхности выравнивания остались более древние породы каменноугольного возраста, которые и приняли участие во втором цикле заполнения карстовых воронок, располагавшихся на этих возвышенных участках древнего рельефа.

При этом общей закономерностью является приуроченность россыпеобразующих минералов к базальным частям указанных циклов, но в целом отмечается тенденция к повышению их содержания в отложениях верхнего цикла осадконакопления, характеризующихся циркон-ильмитовой ассоциацией тяжелой фракции.

Неогеновые галечно-щебнистые отложения карстово-эрозийных

депрессий характеризуются циркон-альмандин-ильменит-лимонитовой ассоциацией тяжелой фракции (рис. 56). Окислы и гидроокислы железа составляют здесь 30—80% (в среднем 50%) веса тяжелой фракции. В группу минералов входят гетит, гидрогетит, лепидокрокит, гематит, лимонит. Зерна их от неокатанных до хорошо окатанных. Размер достигает 4—8 мм. Цвет от желтого у лимонитов до темно-коричневого и черного у гетита. Значительное содержание минералов группы окислов и гидроокислов железа свидетельствует об интенсивном перемыве продуктов кор выветривания по доломитам, в которых нами наблюдались указанные минералы.

Ильменит составляет 5—30% веса тяжелой фракции. Размер его зерен от 0,05 до 0,3 мм, большими размерами отличается пикроильменит.

Циркон, встречающийся в галечниках неогенового возраста, весьма разнообразен. Преобладают неправильные угловатые обломки, встречаются хорошо ограненные бипирамидальные и длиннопризматические кристаллы, кроме того, присутствуют идеально окатанные зерна-аналоги цирконов из верхнепротерозойской томторской свиты. Цвет зерен розовый, желтый, бесцветный, размер 0,05—0,7 мм по длинной оси. Содержания от 1 до 5% веса тяжелой фракции.

В количестве до 4% встречается рутил. Магнетит, хромит, роговая

обманка, ставролит, турмалин, кианит и другие присутствуют в одиночных знаках и по облику сходны с теми же минералами нижнемеловых отложений.

Таким образом, изучение минерагении разновозрастных терригенных отложений описываемой территории позволило сделать следующие выводы.

1. Выделены типоморфные минеральные ассоциации для терригенных пород разного возраста и определена ведущая роль их в формировании карствыполняющих отложений.

2. Изменение минерального состава отложений нижнего мела по разрезу карстовых воронок четко коррелируется со сменой двух основных циклов осадконакопления и указывает на изменение областей сноса в период заполнения воронок. Наличие такой корреляции позволяет использовать минералогические признаки в качестве одного из критериев как для выделения самих циклов, так и для определения потенциально продуктивных уровней.

3. Установлена тенденция увеличения содержания полезных минералов в тяжелой фракции, сформировавшейся за счет продуктов перемиыва терригенных пород каменноугольного возраста. Наиболее четко эта тенденция проявлена в отложениях неогена. Это позволяет использовать присутствие указанной ассоциации в качестве поискового критерия на обнаружение древних россыпей.

### Россыпная минерагения

В предыдущих разделах подробно рассмотрены данные об особенностях строения карбонатного субстрата и морфоструктурах территории, определяющие закономерности пространственной локализации карстовых форм как возможных россыпесодержащих коллекторов. Кроме того, изложены материалы по стратиграфии, литологии и вещественному составу карствыполняющих отложений, позволяющих реконструировать условия осадконакопления в карстовых депрессиях. Ниже полученные результаты оцениваются с позиции возможной концентрации в карстовых формах полезных россыпных минералов.

На основании изучения формы и состава отложений, выполняющих депрессии, характера их напластования и взаимоотношения с карбонатным субстратом все выделенные на исследуемой территории карстовые депрессии можно отнести к четырем морфогенетическим группам, более подробно охарактеризованным ниже [41]: коррозийно-просадочные, коррозийно-провальные, коррозийно-суффозионные, эрозионно-коррозийные. В связи со спецификой процессов заполнения карстовых депрессий указанных типов по-разному осуществляется в них механизм сепарации терригенного материала, в том числе и продуктивного компонента. В этом аспекте большое значение приобретает выяснение соотношения между карстообразованием и осадконакоплением. Этот вопрос решается нами методом изучения условий залегания разновозрастных отложений, выполняющих карстовые депрессии. Подобное изучение возможно только в детально разбуренных воронках, где можно проследить все изменения в положении отдельных пластов по

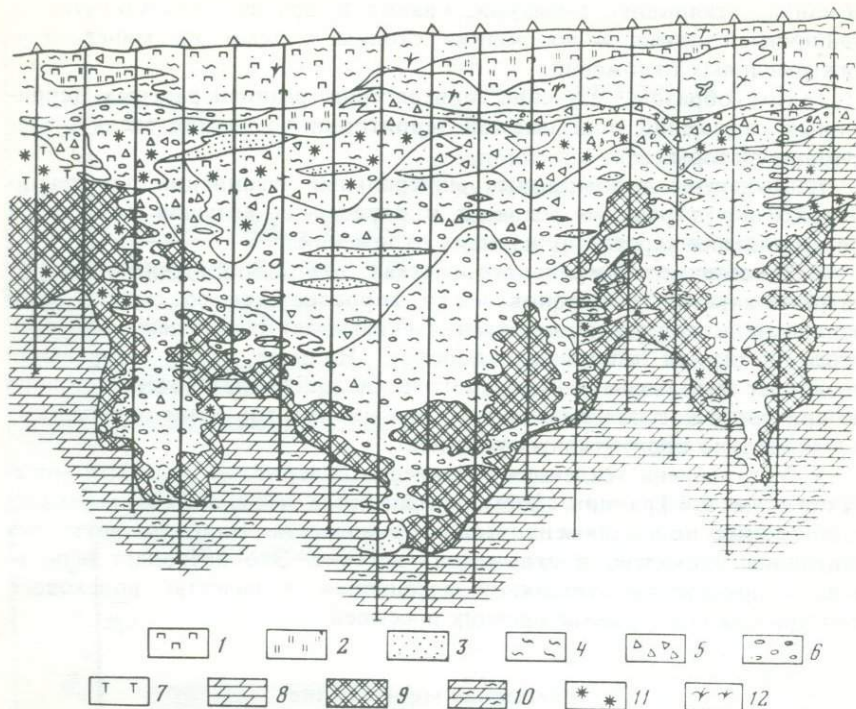


Рис. 57. Поперечный разрез карстово-эрозионной долины

1 — лед; 2 — ил, суглинок; 3 — песок; 4 — глина; 5 — щебенка, древесина карбонатных пород; 6 — гравийно-галечный материал; 7 — доломитовая мука; 8 — доломиты; 9 — выветрелые доломиты; 10 — карстовые доломиты; 11 — ожелезнение; 12 — растительные остатки

отношению к карстовой форме, которую они заполняли. Такие материалы имеются в настоящее время для некоторых глубоких депрессий, выполненных отложениями нижнего мела и неогена. Судя по этим данным, выделяются три варианта соотношений между карстообразованием и осадконакоплением.

Вариант "а": формирование карстовых форм происходило одновременно с их заполнением — напластование облекающее, повторяет рельеф воронки, возможны суффозионное заполнение трещин, гравитационное оползание или обрушение бортов. Этот вариант реализуется при формировании аллювия неогеновой карстово-эрозионной долины (рис. 57). О синхронном развитии карста, эрозии и аллювиальной аккумуляции свидетельствуют значительные мощности осадков (до 40 м), проникновение обломочного материала по трещинам в карбонатном плотике, присутствие на дне и склонах долины продуктов оползания и гравитационного обрушения (глыбы доломитов), наличие неровностей и западин в днище, причудливые очертания поперечного профиля (карнизы, ниши). Вариант "а" значительно слабее проявлен в карстовых депрессиях, выполненных осадками мела, где он выражен главным образом в пологом облекающем напластовании пород. Последнее относится в основном к нижнему циклу врезания, а сверху

разреза слои обычно залегают горизонтально. Указанные особенности связаны с малой интенсивностью карстового процесса, постепенно "затухающего" по мере заполнения воронок осадками. Как уже указывалось, энергичному развитию карста в нижнем мелу не благоприятствовал равнинный рельеф и глинистый состав осадков, коагулирующих карстовые полости.

Вариант "б" — формирование карстовых форм происходило после накоплений осадков — напластование по типу "косых слоев", несогласное с рельефом воронки или беспорядочное, нарушенное гравитационными процессами. В качестве примера можно привести депрессию, вскрытую под руслом современной реки (рис. 58). Здесь "косые слои" маркированы песчаными и углистыми прослоями, первоначальное горизонтальное залегание которых нарушено вследствие проседания в карстовую полость.

Вариант "в": формирование карстовых форм предшествовало накоплению осадков, напластование горизонтальное, не учитывает рельеф воронки. К этому типу относится большинство депрессий, выполненных нижним мелом, а также, вероятно, воронки, заполненные карбоновыми и пермскими отложениями. Ярким примером такого взаимоотношения между карстообразованием и осадконакоплением служит одна из депрессий, в которой происходила медленная аккумуляция ритмично-построенных озерных осадков, горизонтальное залегание которых подчеркивается углистыми прослоями, вскрытыми на одинаковом уровне в соседних скважинах (см. рис. 30).

Полученные выводы имеют большое значение для понимания особенностей формирования россыпей "карстового типа". Наиболее активное влияние на россыпеобразование карст оказывает при формировании карстовой полости и синхронном ее заполнении осадками, как это имеет место в карстово-эрозионной долине (вариант "а"). При вариантах "б" и "в" роль карста в образовании россыпей будет в основном пассивной. Его влияние скажется только в захоронении более ранних или позже образованных продуктивных пластов. При варианте "б" первичное залегание россыпи может быть полностью (разубоживание россыпи) или частично ("косые слои", известные на Урале) нарушено. При варианте "в" россыпи в карстовой полости сохраняются в своем первоначальном виде.

Рассмотрим далее роль различных стратиграфических уровней и генетических типов карствыполняющих отложений для определения их в качестве среды россыпеобразования.

Проведенные нами литолого-стратиграфические исследования позволили выделить среди карствыполняющих отложений изученного региона три возрастных и генетических типа, характеризующихся различными условиями формирования россыпных концентраций полезных компонентов: 1) неогеновые аллювиальные отложения, заполняющие переуглубленные карстово-эрозионные долины; 2) палеогеновые пролювиальные отложения, залегающие в верхней части ряд карстовых депрессий на нижнемеловых осадках; 3) нижнемеловые пролювиально-озерные и озерно-болотные отложения, заполняющие многочисленные коррозийные формы древнего рельефа.

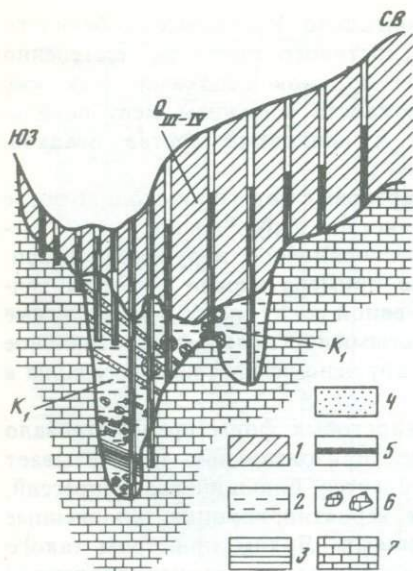
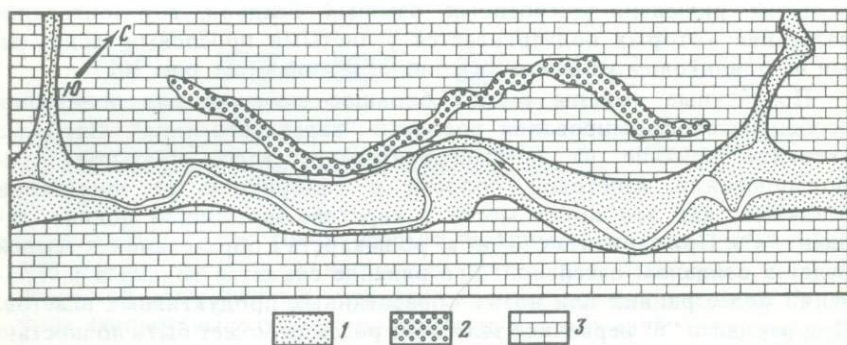


Рис. 58. Разрез карстовой депрессии с напластованием отложений по типу "косых слоев"

1 — четвертичные отложения; 2—6 — нижнемеловые отложения: 2 — глина, 3 — алевролит, 4 — песок, 5 — уголь, 6 — щебень, глыбы; 7 — известняк

Рис. 59. План карстово-эрозивной долины

1 — дно современной долины; 2 — фрагмент неогеновой карстово-эрозивной долины; 3 — доломиты



Неогеновые отложения наиболее благоприятны для россыпеобразования. Среди них по условиям формирования выделяются два подтипа. К первому относятся отложения, сформированные при синхронном развитии карста, эрозии и аллювиальной аккумуляции. Ко второму — отложения переуглубленных речных долин, наследующих ранее сформированные карстовые депрессии.

Примером первого типа служат потенциально продуктивные осадки, заполняющие одну из древних погребенных долин района. По своим морфогенетическим особенностям палеодепрессия представляет собой коррозионно-эрозивную форму карстового рельефа. Располагаясь на некотором удалении (от 20—25 до 100—300 м) от современного русла реки, депрессия имеет вид фрагмента речной долины, состоящей из двух небольших излучин (рис. 59). На продольном и поперечном профилях долины (рис. 57, 60) отчетливо видна ее в целом корытообразная форма и сложный характер тальвега, характеризующийся многочисленными

карманами и западинами. Глубина палеодолины меняется в сторону уменьшения от 40—60 м центральной части до 25—30 м к восточному и западному окончаниям.

Разрез выполняющих отложений на всем протяжении долины достаточно однообразен. Это преимущественно ржаво-бурые глинистые галечники. В разрезе наблюдается нечеткая параллельная слоистость, подчеркиваемая линзами и прослоями песка, гравия, галечника, сменой интервалов с разным оттенком окраски (осветленные и темные красновато-бурого цвета), степенью глинистости и обогащенности гравийно-галечным материалом. В большинстве разрезов галечники залегают непосредственно на трещиноватых, кавернозных и ожелезненных доломитах анабарской свиты, при этом наблюдается глубокое проникновение обломочного материала по трещинам карбонатного плотика. На отдельных участках плотиком служит доломитовая мука (мощностью 14—28 м), заполняющая реликты древних карстовых форм (см. рис. 60).

Неогеновые отложения потенциально продуктивны на всем протяжении погребенной долины и всему их разрезу. Здесь не наблюдается отчетливо выраженной приуроченности тяжелых минералов к базальному слою, столь характерной для аллювиальных россыпей эрозионных долин. Это может быть объяснено тем, что в данном случае накопление галечников происходило одновременно с процессами карстообразования, в результате чего формировалась толща значительной мощности, в которой не успевала осуществляться гравитационная сепарация. В то же время внутри галечников наблюдаются прослой с высоким выходом тяжелой фракции. Вес последней возрастает главным образом за счет резкого обогащения зернами гематита и гидроокислов железа, что подчеркивается в разрезе более интенсивной окраской. Следовательно цвет отложений может служить в качестве одного из косвенных признаков для выделения наиболее продуктивных участков.

Потенциально продуктивные отложения второго подтипа заполняют эрозионные ложбины, которые вложены в древние карстовые депрессии, выполненные доломитовой мукой. В вертикальном разрезе отложений намечается увеличение концентраций тяжелых минералов в базальных слоях. Анализ особенностей строения и залегания описываемых галечников показывает, что карст в данном случае не оказывал прямого воздействия на их формирование. Эрозионные ложбины лишь унаследовали карстовые впадины, выполненные доломитовой мукой, которая препятствовала дальнейшему развитию карста. Основную роль в накоплении аллювия играла эрозионная деятельность. Это сказалось в его меньшей мощности (4—8 м) и обогащении приплотикового слоя тяжелыми минералами по сравнению с первым подтипом, что свойственно типичным аллювиальным россыпям.

Минералого-петрографический состав неогеновых отложений свидетельствует о том, что в их формировании принимал участие терригенный материал не только местных, но и удаленных источников. Реперами — маркерами местных источников обломочного материала является галька доломитов, кремнистых доломитов и кремней, поступающих в неогеновый аллювий из подстилающих карбонатных пород анабарской

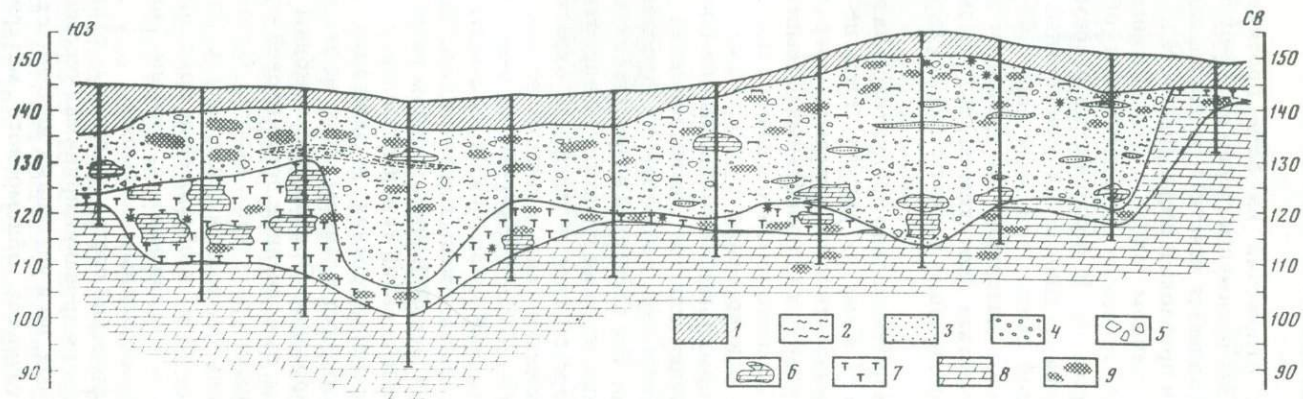


Рис. 60. Продольный профиль карстово-эрозивной долины  
 1 — покровные суглинки и илы; 2 — глины; 3 — песок; 4 — гравийно-

галечный материал; 5 — щебенка карбонатных пород; 6 — глыбы карбонатных пород; 7 — доломитовая мука; 8 — доломиты; 9 — ожелезнение

свиты среднего кембрия. С корами выветривания по карбонатным породам связано поступление в осадки карстово-эрозионных долин большого количества гидроокислов железа. Присутствие в них граната указывает на размыв пермских терригенных толщ, циркона и ильменита — карбонатных, юрских и нижнемеловых осадков. Эти промежуточные коллекторы расположены в непосредственной близости от описанных выше карстово-эрозионных долин.

Маркеры дальнего источника сноса в неогеновых аллювиальных осадках карстово-эрозионных долин представлены галькой розовых песчаников и своеобразным кварцем, аналогичным известному в томторской свите рифея Уджинского поднятия, расположенного в удалении от рассматриваемого района. Мы предполагаем, что с указанными промежуточными коллекторами ближнего и дальнего сноса может быть связано поступление в карстово-эрозионные долины продуктивного материала. Отсюда россыпеобразование в них должно протекать по типу модели 3 варианта "б" (см. табл. 1) — продуктивные отложения формируются за счет размыва промежуточных коллекторов, имеющих площадное распространение и расположенных вблизи или на некотором удалении от бассейна аккумуляции. При этом в условиях аллювиальной системы из промежуточного коллектора происходит постоянная подпитка и активная переработка материала. В итоге в аллювии возникают струйчатые концентрации тяжелых минералов.

Несколько менее перспективными следует считать отложения палеогена. Это обусловлено пролювиальным генезисом осадков (плохая сортировка обломочного материала и низкая степень гравитационной сепарации). Так как эти осадки формировались в руслах небольших временных водотоков, россыпеобразование в данном случае происходит по типу рассмотренной выше модели 3 варианта "б" с той разницей, что поступление терригенного материала и полезных минералов осуществляется с небольшой площади, а дифференциация его в руслах протекает менее интенсивно, чем в неогеновых карстово-эрозионных долинах.

Отложения нижнего мела еще менее перспективны для концентрации россыпных минералов, поскольку представлены пролювиально-озерными или озерно-болотными фациями. Только в прослоях относительно грубообломочных пород, приуроченных к базальным горизонтам седиментационных циклов (фации проточных озер или конусов выноса), может происходить накопление полезных компонентов. В отличие от неогеновых осадков при аккумуляции нижнемеловых отложений обломочный материал поступал только за счет разрушения местных источников сноса — карбонатных пород анабарской свиты среднего кембрия (доломиты, кремнистые доломиты, кремни) и рядом расположенных промежуточных коллекторов карбонатного, пермского и юрского возраста (присутствие в тяжелой фракции граната, ильменита, циркона). Россыпеобразование может происходить по типу модели 3 варианта "а", когда в коррозионные формы карста терригенный материал и полезные минералы транспортируются из расположенных поблизости промежуточных коллекторов, а богатство россыпей будет целиком определяться богатством источников питания.

## Критерии прогноза карста и связанных с ним россыпей

В результате проведенных комплексных исследований состава и строения карбонатного субстрата, морфологии и генезиса карстовых форм, литологии и фациального состава карствыполняющих отложений изученной территории нами была разработана группа критериев для прогнозирования новых площадей развития карста и поисков россыпей в погребенных депрессиях.

### *Критерии прогноза новых площадей развития карста*

Прогнозирование площадей развития карста проводится на основании литолого-геохимического и морфоструктурного критериев.

**Литолого-геохимический критерий.** Одним из важнейших условий карстования является наличие отложений, обладающих повышенной способностью к растворению. К таким отложениям на исследованной территории относятся литологически однородные с массивной текстурой химически чистые доломиты и особенно доломиты с повышенной магнизальностью анабарской свиты майского яруса. Именно в этих породах развиваются наиболее глубокие и крупные по размерам карстовые депрессии.

Для выделения областей развития подобных пород на более широких территориях следует руководствоваться положением рифовых систем в карбонатных толщах нижнего палеозоя Сибирской платформы [57]. Площади, сложенные доломитами, благоприятные для карстообразования, обычно располагаются во внутренней зоне этих систем.

**Морфоструктурный критерий.** Поскольку интенсивность карстового процесса зависит от гипсометрического положения поверхности, сложенной карбонатными породами, над базисом карстования и степени раздробленности этих пород, определяющей проницаемость и скорость их растворения, морфоструктурный критерий, контролирующий размещение и развитие карстовых форм, может быть сформулирован следующим образом:

а) в пределах области распространения доломитов анабарской свиты наиболее благоприятны для карстообразования положительные морфоструктуры, интенсивно раздробленные дизъюнктивными нарушениями. К таким структурам относятся Эбеляхское сводово-блоковое и Маяг-Маспакынское блоковое поднятия;

б) к линейным морфоструктурам, благоприятным для карстования, относятся зоны сгущения разломов или отдельные долгоживущие глубинные разломы. К ним принадлежит широтная зона, сопряженная с Анабаро-Оленекским разломом, в пределах которой сосредоточено максимальное количество воронок (в том числе наиболее глубокие из них). Учитывая, что скрытые глубинные разломы часто реализуются в осадочном чехле в виде зон повышенной трещиноватости, благоприятными для карстообразования являются площади, характеризующиеся плотностью трещиноватости выше  $8 \text{ км/км}^2$ .

К категории критериев прогноза россыпей в древнем карсте относятся стратиграфический и литолого-фациальный.

**Стратиграфический критерий** в исследованном районе используется при расчленении продуктивных отложений по возрасту, при корреляции продуктивных пластов на площади и выделении эпох россыпеобразования в карсте. Выделено несколько стратиграфических уровней карст-выполняющих отложений, которые по степени благоприятности для россыпеобразования располагаются в следующем порядке: неогеновые, палеогеновые, нижнемеловые. В последних датированы два седиментационных цикла, в базальных более глубокообломочных горизонтах которых в основном и концентрируются полезные компоненты.

**Литолого-фациальный критерий** базируется на разной роли реконструируемых фациальных обстановок в формировании россыпных концентраций полезных минералов. Среди них наиболее благоприятен для образования россыпей неогеновый аллювий карстово-эрозионных долин, формировавшихся в условиях энергичного воздействия эрозионного и карстового процессов. К категории благоприятных относятся щебнисто-песчаные пролювиальные отложения палеогена, накопление которых происходило при некотором оживлении эрозионных процессов и расчленении древних поверхностей выравнивания. К категории менее благоприятных для концентрации полезных минералов относятся нижнемеловые глинисто-песчаные осадки. Среди них наибольший интерес для поисков россыпей представляют ложковые фации. Поскольку последние наиболее распространены в пределах фациально-динамических зон проточных озерных водоемов и логов, расположенных на приподнятых блоках карбонатного основания, выделение и наличие таких зон является необходимым звеном в прогнозировании площадей для поисков россыпей рассматриваемого типа.

К группе критериев локального прогноза, позволяющих сузить области поиска и оценки россыпей до отдельных карстовых депрессий и в пределах последних до отдельных стратиграфических уровней и горизонтов, относятся морфогенетический, литологический и минералогический.

**Морфогенетический критерий** определяется предложенной типизацией карстовых депрессий и разной ролью выделенных типов для процессов россыпеобразования. Наиболее благоприятны для концентрации полезных минералов коррозионно-эрозионные депрессии, выполненные аллювиальными осадками. Потенциальная продуктивность отложений, выполняющих коррозионные воронки (просадочные, провальные, суффозионные), где карстовая полость может служить лишь "пассивным" вместилищем продуктивного материала, целиком зависит от богатства питающего источника.

**Литологический критерий** основан на анализе литотипов карст-выполняющих отложений и динамики накопления осадков. Выделенные по преобладающим литологическим разностям пород литотипы разрезов различаются главным образом по роли участия в каждой из них крупнозернистых осадков, с которыми могла происходить транспортировка и аккумуляция россыпных минералов. На основании этого

признака по степени благоприятности для россыпеобразования литотипы располагаются в следующем порядке: щебнисто-песчаный, песчаный, глинисто-песчаный, глинистый. Первый, наиболее перспективный на россыпи литотип, принадлежит аллювию карстово-эрозийных долин, остальные приурочены к пролювиальным и озерно-болотным осадкам, выполняющим карстовые формы.

Литологический критерий используется также при выделении продуктивных горизонтов в пределах отдельных карстовых воронок, для чего учитывается ритмика выполнения осадками карстовых форм. В разрезах глубоких карстовых депрессий выделяются крупные циклы, а в их пределах базальные или внутрiformационные грубозернистые ритмы, в которых могут накапливаться полезные минералы.

**Минералогический критерий** основан на выявленной тенденции приуроченности полезных минералов к циркон-альмандин-ильменитовой ассоциации, образовавшейся за счет продуктов разрушения промежуточных коллекторов каменноугольного возраста. Таким образом, по распространению данной ассоциации, во-первых, можно выделять отдельные перспективные депрессии, где она наиболее распространена, во-вторых, в пределах самих депрессий устанавливать уровни развития этой ассоциации, наконец, по содержанию россыпеобразующих минералов выделять в пределах благоприятных уровней отдельные наиболее перспективные горизонты.

Разработанные критерии, которые необходимо учитывать при прогнозировании и поисках россыпей в карсте, целесообразно отображать на соответствующих картах. В рациональный комплект таких карт входит литолого-геохимическая карта карбонатных пород области развития древнего погребенного карста, морфоструктурная схема, литолого-фациальная схема карстыполняющих отложений (отдельно для каждого возрастного уровня), карта минерального состава отложений, выполняющих карстовые полости.

Результирующим документом, отражающим применение в определенной последовательности рассмотренных критериев, является прогнозная карта на россыпи, связанные с карстом. На этой карте области, площади и отдельные депрессии, в пределах которых происходит "наложение" разнообразных благоприятных критериев, выделяются как наиболее перспективные для поисков россыпей. Прогнозная карта составляется в следующей последовательности. На основе литолого-структурного критерия выделяется область развития пород, благоприятных для карстования, расположенная во внутренней зоне рифовых систем. В ее пределах развиты наиболее литологически однородные доломиты с повышенной магниальностью. Таким образом, на представляемой карте вырисовывается основной литолого-геохимический фон области распространения пород, благоприятных для развития карста и области со средами, препятствующими процессам карстообразования. Последующая локализация площадей возможного развития карста осуществляется с использованием морфоструктурного критерия. С его помощью выделяются границы положительных морфоструктур, характеризующихся длительным унаследованным развитием. Именно такие структуры, испытывающие устойчивую

тенденцию к подъему, отличаются широко разветвленной сетью разломов, сопровождающихся разноориентированной трещиноватостью. Далее на прогнозной карте на основании анализа литологии карстывыполняющих отложений выделяются благоприятные для россыпеобразования литолого-фациальные зоны. В их пределах на основе морфогенетического и литологического критерия производится разбивка карстовых воронок по степени их рудоносности и в наиболее перспективных с использованием литологического и минералогического критериев выделяются продуктивные горизонты.

Содержащаяся в картах информация позволяет установить очередность проведения поисков, а также наметить конкретные виды и объемы геологоразведочных работ.

## **ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РОССЫПНОЙ МИНЕРАГЕНИИ ДРЕВНЕГО КАРСТА**

Все изложенное выше дает возможность определить основные особенности формирования древнего карста складчатых и платформенных областей и его минерагении, предложить классификацию россыпей "карстового типа".

### **Специфика древнего карста складчатых и платформенных областей**

Проведенный анализ позволил выявить латеральную и вертикальную зональность в развитии древнего карста на территории складчатых и платформенных областей.

**Латеральная зональность.** Характерной особенностью древнего карста складчатых областей, изученных на примере Урала, является линейная зональность, которая выражается как в расположении карстовых провинций и областей, так и в размещении отдельных карстовых форм, что связано с особенностями условий залегания карбонатных пород. По соотношению с тектоническими структурами разных порядков можно выделить макро-, мезо- и микрizonaльность.

Макрizonaльность проявляется в приуроченности карстовых провинций (областей) к крупным антиклинориям и синклинориям, определяющим их ориентировку, общие контуры и интенсивность карстовых процессов. На Урале, например, все известные карстовые провинции связаны с антиклинориями и синклинориями и вытянуты в субмеридиональном направлении. Наиболее интенсивно древний карст развивался в пределах синклинориев, где линейные складки осложнены разрывными нарушениями (см. табл. 2).

Мезizonaльность выражена в отчетливой приуроченности древнего карста к продольным, т.е. согласным с простиранием складчатости

структурно-эрозионным депрессиями, протяженностью в несколько сот километров. Эти депрессии заложены в зонах сочленения крупных складчатых структур по глубинным разломам и выработаны в неустойчивых к денудации преимущественно карбонатных и терригенно-карбонатных породах. Помимо структурного и эрозионного факторов, большую роль в разработке указанных депрессий играли и карстовые процессы. Эта закономерность, отчетливо проявленная на Урале, имеет место также в описанных выше складчатых сооружениях юга Сибири. Например, на Енисейском кряже древний карст, вмещающий россыпи, связан с грабенами и грабен-синклиналиями. Линейная форма депрессий нашла свое выражение и в удлинненно-вытянутой в плане (иногда до нескольких километров) форме карстовых пустот. В современном рельефе древних складчатых областей (Урал, юг Сибири) контролируемые карст крупные депрессии выражены по-разному. На участках наибольшего воздымания (горные районы) они проявлены понижениями, а в предгорьях часто погребены под более молодыми осадками (см. рис. 5).

Микрозональность заключается в том, что морфология карстовых полостей (их поперечный профиль) определяется приуроченностью к участкам с разными условиями залегания карбонатных пород (моноклиналь, ядро антиклинали или синклинали и т.д. (см.рис. 7).

Главной особенностью в размещении древнего карста платформенных областей является его площадное развитие, связанное с субгоризонтальным залеганием карбонатных пород осадочного чехла.

Макрозональность, установленная Г.М. Максимовичем [42], Р.А. Цыкиным [82] и др., для современного карста платформенных областей, может быть распространена и на древний карст. Она заключается в преимущественном распространении карстовых форм на антеклизах и краевых частях синеклиз, в пределах которых карбонатные породы неоднократно выходили на дневную поверхность и подвергались гипергенным изменениям.

Мезозональность определяется приуроченностью карста к положительным структурам второго и более высоких порядков. Подтверждение этому мы находим на севере Сибирской платформы, где древний карст наиболее интенсивно развит в пределах Эбеляхского блока, который на протяжении геологической истории неоднократно испытывал поднятия.

Рассматривая положение карста в рельефе платформенных областей, следует указать, что как современный, так и древний карст приурочены главным образом к высоким плато. "В этом отношении Сибирская платформа является едва ли не самым наглядным и ярким примером среди других платформ земного шара" [32, с. 70]. Такие плато были связаны с подвижками отдельных блоков воздымающихся сводов. При изучении древнего карста Анабаро-Уджинского междуречья палеогеоморфологические реконструкции помогли установить фрагменты платообразных возвышенностей, борта которых эродировались системой логов, а на поверхности развивались карстовые формы (см. рис. 23).

**Вертикальная зональность** в размещении карста наиболее отчетливо выражена в складчатых областях. В областях молодой альпийской складчатости (Восточная Азия в пределах Тихоокеанского складчатого

пояса), где амплитуды новейших движений наиболее значительны, древний карст встречается на абсолютных отметках до 2600 м. Здесь, как указывалось выше, отмечается четкая ярусность в его размещении. Так, на территории Северного Вьетнама верхний ярус развития карста расположен на абсолютных отметках 800—1000 м, а нижний — на 500—600 м. На основании описаний древнего карста, приведенного для указанного региона [23], можно заключить, что морфология карстовых форм также зависит от вертикальной зональности. На верхнем уровне развиты карстовые воронки, котловины, цирки, на нижнем присутствуют пещеры, пустоты, подземные галереи и карстовые долины четковидной формы.

В древних складчатых сооружениях (Урал, юг Сибири) карст наблюдается в средне- и низкогорных зонах на абсолютных отметках до 1000 м [82]. Так, на Урале в зоне приподнятых горных массивов древний карст встречен на уровне 300—500 м, а в обрамляющих его предгорьях на высоте с абсолютными отметками 200—250 м (см. рис. 5). На более высоком уровне среди погребенных форм встречаются лишь карстовые воронки, ниже в предгорьях распространены воронки, котловины, колодцы, депрессии типа полейев и другие формы (см. табл. 2).

В платформенных областях в связи со значительно более низкой суммарной амплитудой положительных движений вертикальная зональность в развитии карста проявлена гораздо слабее.

В изученном нами регионе Анабаро-Уджинского междуречья выделяются два уровня древнего карста, приуроченные к погребенным поверхностям выравнивания с абсолютными отметками соответственно 160—190 и 140—160 м, при этом на нижней поверхности выравнивания развиты преимущественно мелкие карстовые формы, а на верхней — глубокие (до 100 м и более).

Таким образом, в распространении и формировании древнего карста складчатых и платформенных областей существует определенная специфика, вместе с тем основные предпосылки развития карстовых процессов остаются общими. Наиболее важные из них следующие: литологический состав карбонатного субстрата (наличие химически чистых разностей); интенсивная трещиноватость, обеспечивающая свободную циркуляцию грунтовых вод; мягкие климатические условия; тектоническая подвижность регионов с преобладанием движений положительного знака, обеспечивающая низкое положение базиса карстования.

### Особенности россыпной минерализации

Россыпи, связанные с древним карстом, сосредоточены главным образом в складчатых областях, где карбонатные породы часто сопряжены или непосредственно вмещают рудоносные источники.

Распространение, генетические типы и морфология россыпей подчиняются той же зональности, которая контролирует развитие карста и особенности его морфологии. Линейная зональность в распространении карста определяет локализацию россыпей в продольных депрессиях, что особенно ярко проявлено на Урале, где к древнему

карсту этих структур приурочено абсолютное большинство россыпных месторождений благородных металлов [65].

Морфология расположенных в пределах указанных депрессий карстовых полостей оказывает влияние и на форму приуроченных к ним россыпных тел. Сложность их поперечного профиля зависит от очертаний карстовых полостей, заложенных в карбонатных породах с различными условиями залегания. В плане — это обычно удлиненные (до 2—3 км) узкие полосы.

С вертикальной зональностью в развитии карста могут быть связаны определенные генетические типы карствыполняющих продуктивных отложений. Например, в Южном Китае в уникальном по запасам россыпного олова районе Гэцзю на верхних частях нагорья (абсолютные отметки 1300—2600 м) располагаются элювиальные и делювиальные россыпи, а у подножий — коллювиальные и озерные. В пределах Салаирского кряжа на закарстованном склоне одной из сопкок гипсометрически ниже коренного месторождения обнаружены многочисленные неогеновые ложковые россыпи золота. Ниже на плато в древнем карсте встречаются неоген-нижнечетвертичные аллювиально-делювиальные золотоносные отложения. На Урале, где линейные продольные депрессии на протяжении нескольких этапов разрабатывались речными системами, сосредоточены главным образом аллювиальные россыпи.

Большую роль карст играет не только в определении морфологии и генетического типа, но и в сохранности древних россыпей в складчатых областях. Здесь россыпи сохраняются в древних карстовых полостях и других понижениях рельефа, потому что за пределами последних активная денудация приводит к уничтожению рыхлых отложений. Сохранности древних россыпей способствует и нередко наблюдаемая унаследованность в развитии самого карста. Так, на Урале при периодическом возобновлении тектонических движений оживали карстовые процессы и впадины нового цикла обычно наследовали отложения карстовых впадин предыдущего цикла. Это обеспечивало вертикальную миграцию устойчивых минералов и сохранность их в пределах данной карстовой провинции на протяжении нескольких эпох.

На платформах россыпи, связанные с древним карстом, имеют меньшее распространение и меньше изучены, поэтому сформулировать их специфические черты можно лишь с известной долей условности.

Так же как и развитие древнего карста, распространение связанных с ними россыпей имеет площадной характер. На Африкано-Аравийской платформе, например, известные россыпные месторождения описываемого типа сосредоточены на площади развития карстующихся карбонатных пород в 4000 км<sup>2</sup> (район Лихтенбург — Вентерсдорп).

Вертикальная зональность в развитии карста, проявленная здесь слабо, играет в формировании россыпей меньшую роль, чем в складчатых областях. Однако и здесь она отражается в фациальном типе карствыполняющих отложений, благоприятных для концентрации полезных минералов. Так, в изученном нами районе Анабаро-Удпинского междуречья на плато, расположенном в пределах приподнятого блока, в нижнем мелу формировались более грубозер-

нистые фации, связанные с ложковыми системами и проточными озерами, а на окружающих плато низких равнинах (опущенные блоки) накапливались в основном тонкозернистые озерно-болотные фации (см. рис. 28).

Вне зависимости от связи с крупными геоструктурными элементами для всех россыпей в древнем карсте характерны черты сходства, обусловленные общими особенностями процесса россыпеобразования. Главными из них являются следующие.

Практически все известные россыпи, связанные с карстом, приурочены главным образом к мезо-кайнозою. Этот возрастной интервал был повсеместно наиболее благоприятным для карсто- и россыпеобразования, что связано с существованием юрско-мелового глобального пенеплена, который в дальнейшем подвергался денудационным преобразованиям [53]. Кроме мезо-кайнозойского этапа условия благоприятные для образования карста и россыпей, имели место и в палеозое. Присутствие карста этого возраста установлено, но в отношении сыпной минерации он совершенно не изучен.

Отмечается отчетливая связь россыпей с эпохами корообразования. С этими эпохами связано и развитие древнего карста. Запляющий карстовые полости материал, представленный продуктами переотложения кор выветривания, характеризуется повышенной глинистостью и плохой сортировкой.

Рассматривая россыпную минерацию древнего карста, нельзя обойти стороной вопрос о ее взаимоотношении с коренными источниками. Здесь важно подчеркнуть, что для описываемых россыпей типична близость источников полезных минералов (как первичных — коренных, так и вторичных — промежуточных коллекторов), конкретные условия их взаимосвязи определяли генетические типы россыпей, среди которых известны элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерные и переходные между ними разновидности. Рудная специализация коренных источников находит отражение в наборе полезных минералов россыпных месторождений. Так, на Урале алмазные карстыполняющие отложения сформированы за счет размытия развитых на его западном склоне алмазосодержащих терригенных пород такатинской свиты среднего девона. Платиновые россыпи в карсте связаны с разрушением массивов основных и ультраосновных пород платиноносной формации. Источниками золотоносных россыпей служат кварцевые и кварцево-сульфидные жилы и минерализованные образования, связанные с интрузиями гранодиоритового состава и т.д. Интересно отметить, что присутствие в рудной формации сульфидов резко активизирует карстовые процессы. В этом случае над сульфидными залежами в карбонатных породах могут образоваться элювиальные россыпи в карстовых воронках (Восточный Саян, Южный Китай).

Подытоживая изложенное, отметим своеобразие россыпей, связанных с древним карстом. Это своеобразие связано с тремя основными аспектами россыпеобразования: 1) характером поступления обломочного материала; 2) формой карстовой полости; 3) особенностями аккумуляции терригенного материала и полезных компонентов.

В условиях карста процесс поступления терригенного материала (элювиальный, делювиальный, пролювиальный, аллювиальный и др.) трансформируются. Нарушенность карбонатного субстрата обуславливает поступление в карстовые полости не только транзитного, но и местного, плохо сортированного, механически не обработанного, с высоким содержанием глинистого компонента терригенного материала, отвечающего собственно карстовым отложениям. На процесс россыпеобразования влияет сама форма карстовой полости, которая нарушает нормальные гидродинамические процессы осадконакопления и россыпеобразования. Это связано с наличием многочисленных неровностей, карманов, подземных галерей, ниш, карнизов и т.д. В связи с этим накопление и сепарация обломочного материала и полезного компонента также происходит специфически. При наличии больших глубин происходит разгрузка материала, формируются отложения повышенной мощности со слабой сепарацией полезного компонента и растянутым по вертикали пластом. В зависимости от соотношения продуктивного и непродуктивного материала, поступающего от близлежащего источника, этот пласт будет или разубоженным или исключительно обогащенным. В этом случае возникают уникальные по богатству россыпи. В условиях карстово-эрозионных долин происходит наиболее интенсивная аккумуляция полезного компонента в карстовых ловушках.

### **Морфогенетические типы карстовых депрессий**

Карстовые формы различаются по морфологии, условиям образования и заполнения. Для них предложены разнообразные классификации [72, 43, 82]. При оценке роли карста как коллектора россыпей наиболее целесообразно пользоваться типизацией карстовых форм на морфогенетической основе. При этом учитывается литологический состав выполняющих отложений, характер их стратификации, тип слоистости, форма депрессий. На основе этих признаков Г.А. Максимовичем [43] выделены следующие типы карстовых форм: коррозионно-просадочные, коррозионно-провальные, коррозионно-суффозионные и коррозионно-эрозионные. Отметим, что первые три типа депрессий образуются в результате растворения карбонатных пород и выноса растворенных продуктов. В формировании четвертого типа принимают участие как процессы растворения, так и разрушения карбонатных пород течением водотоков.

Признаки коррозионно-просадочных форм (рис. 61) следующие. Выполняющие их отложения залегают слоями в нижней части примерно параллельно рельефу депрессии. Это указывает на постепенное проседание заполняющих осадков по мере углубления воронки. В верхней части слои выполаживаются и меньше отражают рельеф депрессий. Накопление осадков (особенно в нижних горизонтах) обычно синхронно образованию карстовой полости.

В коррозионно-провальных воронках стенки обрывистые, со следами обрушения вмещающих пород. По границе депрессий устанавливаются тектонические нарушения, выраженные карбонатной "мукой". Наличие провала фиксируется по нагромождению суглинка, карбонатной глины,

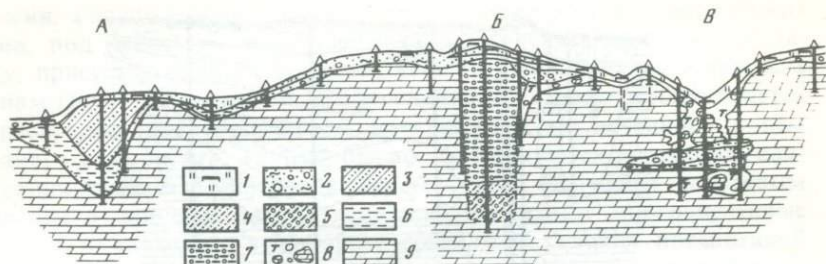


Рис. 61. Генетические типы карстовых депрессий, выполненных нижнемеловыми отложениями

*А* — коррозионно-просадочный; *Б* — коррозионно-провальный; *В* — коррозионно-суффозионный. 1 — покровные илы, линзы льда; 2 — пески, глины с рассеянной галькой; 3 — слабо литифицированные песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — алеволиты; 6 — глины; 7 — глины с рассеянной галькой; 8 — доломитовая мука; 9 — доломиты

глыб карбонатных пород. Проявление обвалных смещений после заполнения карстовой воронки фиксируется наклонным положением слоев песчано-глинистых пород депрессии (см. рис. 58). Горизонтальное залегание выполняющих отложений, с резким несогласием упирающихся в крутые почти отвесные стенки воронки, указывает, что накопление происходило в ранее существующие полости.

Коррозионно-суффозионные воронки (воронки "просасывания") образуются не только путем поверхностного смыва и выноса рыхлых продуктов выщелачивания карстующихся пород, но в значительной мере за счет подземного вымывания и выноса этих же продуктов (рис. 62). В образовании подобных воронок выделяются две стадии развития. В первой стадии преобладает механический вынос водою рыхлого материала. Он обусловлен наличием в днище воронки поноры (щели), в которую осуществляется сток воды и рыхлых продуктов. В этот период на дне воронки и в ее краевых частях откладывается песок, галечник и глина с галькой. Во вторую стадию вынос материала и проникновение его в понору прекращается из-за того, что щели закупориваются глинистыми продуктами. В воронке происходит аккумуляция осадков водоомерзавшего типа (глины, алевриты, примесь песка). Слой приобретает положение, близкое к горизонтальному.

Коррозионно-эрозионные депрессии связаны с эрозионной деятельностью водотоков. Своим образованием они обязаны двум процессам: выщелачиванию и эрозии и приурочены к долинам рек или временных водотоков, протекающих по карстующимся породам. В плане они всегда имеют вытянутую форму, а поперечные сечения характеризуются корыто- и V-образными профилями. Заполняющие их отложения имеют полифациальный генезис. Наряду с продуктами карстования (щебенка, глыбы, глинистый материал) они содержат пролювиальные и аллювиальные (песчано-галечные) образования.

Рассмотренная систематика карстовых форм позволяет выделить палеодепрессии, различающиеся по условиям концентрации полезных минералов.

При образовании коррозионно-просадочных форм карстовая деп-

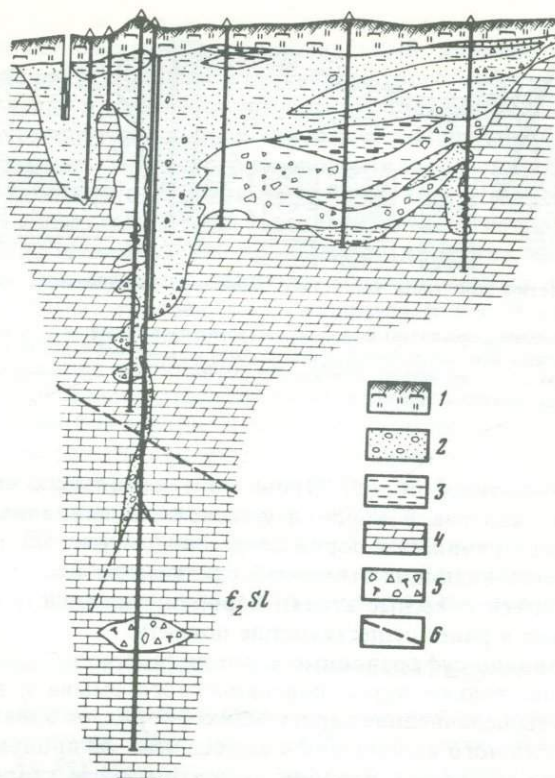


Рис. 62. Карстовая депрессия коррозионно-суффозионного типа, выполненная нижне-меловыми отложениями

1 — покровные илы, суглинки, линзы льда; 2 — пески, слабо литифицированные песчаники с галькой; 3 — глины; 4 — доломиты; 5 — щебень, дрова карбонатных пород; 6 — тектонические нарушения

рессия углубляется по мере накопления осадков, формирующихся в застойных или слабо проточных водоемах (озерах, болотах). При этом сколько-нибудь значительной сепарации обломочного материала и обогащения его полезными минералами происходить не может. Таким образом, данный тип карстовых депрессий выступает как пассивный вместитель продуктивного материала.

При формировании коррозионно-суффозионных воронок, когда существует еще открытая пнора, происходит направленный сток воды и перемещение рыхлых осадков, заключающих зерна полезных минералов. В этих условиях возможна гидродинамическая сепарация обломочного материала и россыпеобразование. После закупоривания поноры глинистыми продуктами в коррозионно-суффозионных воронках продолжают накапливаться осадки, но их обогащения полезным компонентом не происходит — условия россыпеобразования аналогичны описанным для коррозионно-просадочных форм.

По совершенно иной схеме развиваются коррозионно-эрозионные

депрессии. Ведущая роль в механизме их формирования принадлежит эрозии, под действием движущейся водной среды создающей обстановку, присущую речным долинам. И в этих условиях по известным законам гидродинамической дифференциации активно осуществляется перераспределение терригенного материала и заключенного в нем полезного компонента. Таким образом, формируются россыпные концентрации тяжелых минералов. Кроме того, благодаря карстовым процессам в днище и бортах депрессий возникают многочисленные западины и карманы, в которых создаются условия повышенной турбулентности водной среды, ведущие к сепарации полезных частиц.

Таким образом, наиболее благоприятными для россыпеобразования являются коррозивно-эрозионные депрессии. Менее благоприятны для образования россыпей коррозийные типы палеодепрессий.

### Классификация россыпей, связанных с карстом

В известных классификациях полезных ископаемых (9, 55, 60) разнообразие проявления россыпей в карсте не находят должного отражения. Все они объединяются обычно под общим названием "карстовые россыпи", при выделении которых учитывается главным образом их морфологический облик. Между тем комплексное изучение карста и приуроченных к нему россыпей, а также анализ обширного материала по данному вопросу для различных регионов СССР и зарубежных стран показывает, как многообразны по форме и генезису карстовые формы, как сложны по строению выполняющие их полифациальные осадки, в которых могут концентрироваться россыпные полезные минералы. Учитывая это, мы сочли целесообразным предложить более полную систематику россыпей, связанных с карстом (см. табл. 17), используя при этом принципе, заложенные в классификации Н.А. Шилов [91]. Так же как в работе Н.А. Шилов, за высший таксономический ранг принимается характер процесса, определившего образование россыпей. Поэтому наиболее крупным таксоном нашей систематики является группа россыпей, связанных с карстом.

Поскольку выделение всех членов генетического ряда основывается на классификации континентальных отложений, исходя из систематики карстовых форм, предложенной Г.А. Максимовичем [43], мы в качестве следующего таксона вводим "тип" и выделяем россыпи, связанные с коррозийными и коррозийно-эрозионными формами карста. Россыпи коррозийных форм по механизму заполнения осадками разделяются на следующие подтипы: россыпи коррозийно-просадочных, коррозийно-провальных и коррозийно-суффозионных полостей. В этой единице для россыпей эрозионно-коррозийных депрессий нами выделяются осадки, связанные с наземными и подземными карстовыми полостями.

Следующей таксономической единицей в генетическом ряду классификации является "вид" карстывыполняющих отложений. Введение этого таксона обусловлено полифациальностью последних и цикличностью в процессе их накопления, так как аккумуляция осадков и, следовательно, образование приуроченных к ним россыпных накоп-

Таблица 17

## Классификация россыпей, связанных с карстом

Генетический ряд				Морфологический ряд—подвиды россыпей, выделенные по следующим признакам					
Группа	Тип	Подтип	Вид	Форма	Размер	Крупность минералов			
Россыпи, связанные с карстом	Россыпи, связанные с коррозионно-эрозийными формами карста	Наземные формы	Карстово-аллювиально-стречневые.	Гнездовые Изометричные	Большие, средние	Крупные Мелкие, средние			
			Карстово-аллювиально-пристречневые	Изометричные			Средние, мелкие Средние, мелкие	Мелкие, средние	
	Россыпи, связанные с коррозионными формами карста	Подземные формы (пещеры, камеры, каналы)	Карстово-озерные	Карстово-аллювиальные	Гнездовые, изометричные	Большие, средние мелкие	Крупные, средние мелкие		
				Карстово-озерные	Пластовые, линзовидные			Мелкие	Весьма мелкие, мелкие
		Коррозионно-просадочные формы	Карстово-озерные	Карстово-делювиальные	Гнездовые, неправильной формы	Разного размера	Различного класса крупности		
				Карстово-озерные	Пластовые, линзовидные			Мелкие	Весьма мелкие, мелкие
		Коррозионно-провальные формы	Карстово-делювиальные	Карстово-озерные	Карстово-делювиальные	Гнездовые, неправильной формы	Разного размера	Различного класса крупности	
					Карстово-элювиальные	Гнездовые, неправильной формы			Разного размера
			Коррозионно-суффозионные формы	Карстово-делювиальные	Карстово-элювиальные	Карстово-делювиальные	Гнездовые, неправильной формы	Мелкие, средние	Различного класса крупности
						Карстово-элювиальные	Гнездовые, неправильной формы		

лений в основном связано со следующими обстановками: элювиальными, делювиальными, аллювиально-пролювиальными и озерными. Изучение аккумуляции терригенного материала в условиях различного сочетания этих обстановок показало, что имеются депрессии, заключающие монофациальные отложения, чаще распространены карстовые формы с разрезами отложений, в которых устанавливаются несколько циклов седиментации, представляющих закономерную смену бассейновых обстановок осадконакопления периодами полного осушения с развитием оползнево-обвальных накоплений. Естественно, в каждом указанном типе отложений процессы россыпенакопления будут различны. Поэтому таксономическое подразделение "вид" означает принадлежность россыпей к определенному фациально-генетическому типу карстывыполняющих отложений.

В морфологическом ряду классификации нами приняты те же таксономические градации, что и для россыпей разных генетических типов в классификации Н.А. Шило. Поскольку каждому из них свойствен свой характер россыпенакопления, морфологические особенности и параметры пространственной локализации россыпных концентраций будут различны. Выделенные по формам и размерам концентрации полезных минералов "подвиды" россыпей дают возможность судить об их промышленной значимости. Наибольшее промышленное значение будут иметь россыпи, связанные с аллювиально-карстовыми образованиями. Масштабы россыпей, локализованных в элювиально-делювиальных отложениях, заполняющих коррозионные формы карста, определяются богатством полезных компонентов в близкорасположенных первоисточниках.

Различия гидродинамических условий при формировании разнофациальных карстывыполняющих отложений отражаются на размерах россыпеобразующих компонентов. В условиях низкой гидродинамической активности водной среды озерных бассейнов в тонкозернистых осадках накапливаются весьма мелкие и мелкие минералы. При менее совершенной гравитационной сепарации в делювиально-элювиальных накоплениях размер зерен полезного компонента определяется размерами их в коренном источнике и может характеризоваться достаточно широким гранулометрическим спектром. Наоборот, в условиях карстово-аллювиальных накоплений, характеризующихся активной гидродинамикой водной среды, сепарация частиц способна привести к концентрации крупных зерен полезных минералов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на длительную историю исследования процессов карста, осадконакопления и россыпеобразования в типовых условиях континентального и литорального литогенеза, совместное проявление обоих процессов оказалось мало изученной областью геологических знаний.

Рассмотрение данной проблемы убедительно показывает, что карстовые полости (коллектора) являются исключительно благоприятными для аккумуляции полифациальных терригенных отложений и заключенного в них продуктивного вещества. При этом сам процесс седиментации и распределения полезного компонента имеет специфические черты. Особенности проявляются прежде всего в характере поступления самого материала, выполняющего карстовые емкости. Это большая масса плохо сортированных, механически слабо обработанных, обогащенных глинистой составляющей продуктов, поступающих непосредственно с бортов карстовых полостей. Форма, размеры, рельеф дниц и бортов карстовых депрессий оказывают большое влияние как на характер аккумуляции выполняющих отложений, так и на распределение заключенных в них россыпеобразующих минералов. При наличии больших глубин происходит быстрая разгрузка материала, формируются отложения большой мощности со слабой сепарацией полезного компонента и растянутым по вертикали продуктивным пластом. При близрасположенном богатом коренном источнике в этом случае возможно образование уникальных по богатству россыпей. В условиях карстово-эрозионных долин за счет многочисленных неровностей в днище и бортах депрессий, являющихся естественными ловушками для концентрации продуктивного вещества, резко возрастает сепарация россыпеобразующих компонентов и возникают россыпи с гнездообразным строением пластов.

Процессы россыпеобразования в карстовых полостях имеют общепланетарное значение, так как происходят в пределах основных структурно-тектонических зон земной коры — в складчатых и платформенных областях. Общим для указанных геоструктурных элементов является проявление латеральной и вертикальной зональности в развитии древнего карста, практически единый временной интервал накопления россыпесодержащих карстывыполняющих отложений, отвечающий мезо-кайнозой, отчетливая связь древнего карста и россыпеобразования с эпохами корообразования, теснейшая связь минеральных типов россыпей в древнем карсте с рудоносными источниками, наконец, специфические особенности поступления, переноса, аккумуляции терригенного материала и продуктивного вещества,

связанные со своеобразием гидродинамических условий седиментации в карсте, о которых говорилось выше.

Рассмотренные в работе теоретические модели взаимоотношения карста и россыпеобразования, закономерности данного процесса, выявленные на конкретном материале, находят подтверждение в многочисленных примерах, приведенных в работе по россыпям различных минералов в карстовых коллекторах ряда районов СССР и мира. Эти данные свидетельствуют о широком масштабе развития таких россыпей.

Установленные особенности россыпной минерагении в карсте позволили разработать рациональный комплекс критериев для прогнозирования рассматриваемых объектов. К ним относятся, во-первых, критерии выделения площадей, благоприятных для развития древнего карста: литолого-геохимический и структурный; во-вторых, критерии прогноза россыпей в карстовых депрессиях: стратиграфический, литофациальный. Критериями прогноза данных россыпей являются морфогенетический, литологический и минералогический. Последовательное применение этих критериев позволяет сужать сферу поиска исследуемых объектов от области и площади до отдельных карстовых депрессий, а в их пределах — до конкретных продуктивных горизонтов.

В работе приводится типизация как самих форм древнего карста, так и классификация связанных с ними россыпей. При этом используется морфогенетическая классификация древнего карста, в которой выделяются коррозионно-эрозионные и коррозионные (собственно карстовые) депрессии. Это выделение основано на учете морфологии карстовых полостей, характера залегания и литологического состава карствыполняющих отложений, их текстурных особенностей, временного соотношения между возникновением полостей и их заполнением. В предлагаемой классификации россыпей, связанных с карстом, учитываются характер россыпеобразующего процесса, фациальная принадлежность карствыполняющих отложений, морфологические особенности продуктивных пластов.

Подчеркнув главные положения настоящего исследования, мы в то же время отдаем себе полный отчет в том, что существует целый ряд еще не решенных вопросов данной проблемы. Более глубокой и детальной разработки требует сам механизм накопления терригенного материала в карсте и в связи с этим характер соотношения карсто- и россыпеобразования на различных этапах эволюции карстового седиментогенеза. Крайне скудными являются сведения о россыпеобразовании в карсте домезозойского времени. Вместе с тем признаки домезозойского карста отмечаются на многих площадях [72]. Поэтому необходимость исследований в этом направлении очевидна.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Акульшина Е.П.* Вещественный состав глинистой части пород палеозоя Сибирской и Русской платформ и его эволюция. Новосибирск: Наука, 1971. 150 с.
2. *Акульшина Е.П.* Методика определения условий выветривания, осадконакопления и постседиментационных образований по глинистым минералам. — В кн.: Глинистые минералы как показатель условий литогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 19—25.
3. *Александров А.И.* Влияние карста на морфологию древних россыпей Урала. — В кн.: Материалы по геоморфологии Урала. М.: Недра, 1971, вып. 2, с. 149—156.
4. *Асташкин В.А., Бакин В.Е., Овчаренко А.В., Савицкий В.Е.* Рифовые формации древних платформ и перспективы нефтегазоносности карбонатных отложений кембрия Западной Якутии. — Геология и геофизика, 1979, № 6, с. 3—7.
5. *Асташкин В.А., Савицкий В.Е.* Рифовые системы кембрия и перспективы нефтегазоносности Западной Якутии. — В кн.: Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск: СНИИГ ГИМС, 1977, с. 58—68.
6. *Баранова Ю.П., Биске С.Ф., Кулькова И.А.* Основные этапы истории развития рельефа и растительности Северо-Востока СССР в палеогене и неогене. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеоздат, 1970, с. 457—466.
7. *Баранников А.Г.* Классификация мезозойских золото-платиновых россыпей Урала. — Тр. Свердлов. горн. ин-та, 1966, вып. 48, с. 192—199.
8. *Баранников А.Г.* Древние россыпи золота восточного склона Южного Урала. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан: СВКНИИ, 1970, с. 235—240.
9. *Баранников А.Г.* Основные промышленные типы золото-платиновых россыпей Урала. — В кн.: Материалы по геоморфологии Урала. М.: Недра, 1971, вып. 2, с. 131—137.
10. *Баранников А.Г.* О "косых пластах" в древних россыпях золота на Южном Урале. — Геоморфология, 1975, № 2, с. 58—63.
11. *Билибин Ю.А.* Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 463 с.
12. *Бобров Е.Т.* Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 123 с.
13. *Боголепов К.В.* Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. — В кн.: Статиграфия и основы формационного расчленения. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 35—48.
14. *Бондаренко Н.М.* Результаты палинологических исследований нижнемеловых отложений центральной части Енисейско-Ленского прогиба. — Учен. зап. НИИГА. Палеонтология и биостратиграфия, 1963, вып. 3, с. 83—97.
15. *Борщева Н.А.* К вопросу об унаследованности древних меловых долин современной гидросетью на северо-востоке Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, Регион. геология, 1967, вып. 10, с. 44—52.
16. *Бурков В.В., Потемкин К.В., Пятнов В.И.* Новые данные о месторождениях кор выветривания и россыпях тантала за рубежом. М.: Наука, 1972. 75 с.
17. *Вологодский Г.М.* Карст Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1975. 124 с.
18. *Галабала Р.О.* Мезозойские и кайнозойские континентальные перерывы восточной части Сибирской платформы и связанные с ними коры выветривания. — Тр. СНИИГГИМС, 1971, вып. 126, с. 98—102.
19. *Гвоздецкий Н.А.* Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 392 с.
20. Геологические критерии поисков россыпей. М.: Недра, 1981. 254 с.
21. Геология месторождений олова зарубежных стран. М.: Недра, 1969. 328 с.

22. Голубева Л.В. О плотности карстовых воронок в различных геоморфологических условиях. — Докл. АН СССР, 1953, 90, N 1, с. 79—81.

23. Грамберг И.С. Стратиграфия и литология пермских отложений северо-восточного края Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1958, т. 84, с. 216.

24. Гурвич С.И. Закономерности размещения редкометалльных оловоносных россыпей. М.: Недра, 1978, 227 с.

25. Дегенхардт Х.О. О геохимическом распределении циркония в литосфере. — В кн.: Геохимия редких элементов. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 157—208.

26. Докембрийские алмазоносные формации мира. М.: Недра, 1976, 134 с.

27. Дружинин Л.Н. Карстовые россыпи куранахского типа (Южная Якутия). — В кн.: Континентальные россыпи Востока СССР: Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Благовещенск: Упрполиграфиздат, 1982, часть II, с. 78—79.

28. Жуков В.В., Горина И.Ф., Пинчук Л.Я. Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленекского междуречья. Л.: Недра, 1968, 143 с.

29. Казакевич Ю.П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота. М.: Недра, 1972, 216 с.

30. Кара-Мурза Э.Н. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя северной части Центральной Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1951, 26 с.

31. Казн Л. Геология Бельгийского Конго. 1958, 537 с.

32. Ковальская В.Т., Михалев Г.П. О меловых отложениях в низовьях р. Эбелях (Северная Якутия). — В кн.: Палинологическая характеристика палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР; М.: 1971, с. 68—74.

33. Коржуев С.С. Древний карст и циклы карстообразования Сибирской платформы. — В кн.: Карст в карбонатных породах. М.: Изд-во МГУ, 1972, с. 141—145.

34. Коржуев С.С. Карст. — В кн.: Экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1976, с. 289—350.

35. Косолобов Н.И. Коэффициент выветрелости как одна из методик выделения осадочных серий. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 37—40.

36. Костарев В.П. О промышленном значении полезных ископаемых карстовых полостей и впадин Урала и Приуралья. —

В кн.: Итоговая науч. конф. Казан. ун-та. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1962, с. 7—13.

37. Лантеева И.И. Влияние орографического фактора на размещение карстовых форм в бассейне р. Ировка (МАССР). — В кн.: Итоговая науч. конф. Казан. ун-та. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1962, с. 36—39.

38. Левин В.И., Константиновский А.А., Прокопчук Б.И. Изучение обломочного кварца для палеогеологических реконструкций (на примере рифейских толщ Севера Сибири). — Литология и полез. ископаемые, 1979, N 2, с. 83—89.

39. Ли Л.В. Особенности строения и размещения древних россыпей золота на Енисейском кряже. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1970, вып. 7, с. 71—77.

40. Ли Л.В., Круглов Г.П., Цыкин Р.А. Древние россыпи золота Средней Сибири, связанные с формацией коры выветривания. — Литология и полез. ископаемые, 1978, N 5, с. 90—95.

41. Лунев Б.С., Сычкин Г.Н. О взаимосвязи неотектоники, карстопроявлений и литологии алмазоносных отложений Западного Урала. — В кн.: Палеогеоморфология и структурная геоморфология Урала и Приуралья. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1979, с. 57—63.

42. Максимович Г.А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. — В кн.: Общие вопросы карстования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 45—54.

43. Максимович Г.А., Голубева Л.В. Генетическая классификация карстовых воронок. — Учен. зап. Перм. ун-та, 1955, 9, вып. 1, с. 27—37.

44. Максимович Г.А., Горбунова К.А. Типы карста Урала. — В кн.: Типы карста СССР. М.: Наука, 1965, с. 33—41.

45. Максимович Г.А., Костарев В.П. Карстовые районы Урала и Приуралья. — Учен. зап. Перм. ун-та, 1973, 308, с. 166—176.

46. Максимович Г.А., Костарев В.П., Быков В.Н. Полезные ископаемые впадин и полостей карстовых провинций Урала и Приуралья. — В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1974, вып. 4, с. 49—55.

47. Метекина М.П., Прокопчук Б.И., Суходольская О.В. и др. Геологические предпосылки алмазоносности докембрий-

- ских терригенных формаций Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1975, N 12, с. 82—89.
48. *Мещеряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
49. *Нестеренко Г.В.* Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука, 1977. 311 с.
50. *Павлов В.В.* Палинологическое обоснование возраста отложений, слагающих возвышенность Собо-Хайа в устье р. Вилюй (Ленский угленосный район). — Тр. НИИГА. Палеонтология и биогеография, 1958, вып. 12, с. 74—77.
51. *Павлов В.В.* К вопросу о палинологическом обосновании границы верхнеюрских и нижнемеловых морских отложений бассейна р. Хеты (Хатангская впадина). — Учен. зап. НИИГА, 1969, вып. 25, с. 5—8.
52. *Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А.* Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Л.: Недра, 1975. 195 с.
53. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР/Под ред. И.П. Герасимова, А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1974. 443 с.
54. *Прокопчук Б.И.* Об условиях, необходимых для образования богатых аллювиальных россыпей алмазов в Западной Якутии. — Докл. АН СССР, 1969, 189, N 6, с. 1137—1139.
55. *Прокопчук Б.И.* Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1979. 248 с.
56. *Прокопчук Б.И.* Каменноугольные отложения северо-восточной окраины Анабарского поднятия (север Сибирской платформы). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, N 2, с. 72—79.
57. *Прокопчук Б.И., Левин В.И.* Особенности карбонатного осадконакопления на северо-востоке Сибирской платформы в связи с проблемой карста. — Докл. АН СССР, 1981, 261, N 1, с. 173—176.
58. *Прокопчук Б.И., Сочнева Э.Г., Скосырев В.А.* Первая находка реликтов отложений карбонового возраста в бассейне р. Анабар (Западная Якутия). — Докл. АН СССР, 1970, 193, N 5, с. 1137—1139.
59. *Рагозин Л.А.* История формирования погребенных россыпей золота Дюбкошского грабена Енисейского кряжа. — В кн.: Континентальные россыпи Востока СССР: Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Благовещенск: Упр.полиграфиздат, 1982, ч. II, с. 105—106.
60. *Рожков И.С.* Условия формирования и типы золотоносных россыпей. — Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 149—169.
61. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.
62. *Савинова Г.М.* О мнитоценовом возрасте перетолженных продуктов выветривания бассейна верхнего течения р. Уджи. — В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 161—162.
63. *Сигов А.П.* О возрасте и происхождении продольных депрессий Урала. — В кн.: Вопросы географии. М.: Географиздат, 1952, с. 93—107.
64. *Сигов А.П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М.: Недра, 1969. 296 с.
65. *Сигов А.П.* Условия образования полезных ископаемых и металлогенические эпохи мезозоя и кайнозоя Урала. — В кн.: Материалы по геоморфологии Урала. М.: Недра, 1971, вып. 2, с. 117—126.
66. *Сигов А.П., Ломаев В.А., Сигов В.А.* и др. Россыпи Урала, условия их образования, размещения и элементы геоморфологического прогноза. — Геоморфология, 1971, N 1, с. 28—38.
67. *Сигов А.П., Шуб В.С.* Геоморфологическое районирование Урала. — В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1972, с. 44—51.
68. *Симанович И.М.* Определение первичных источников сноса по обломочному кварцу. — Литология и полез. ископаемые, 1976, N 3, с. 50—59.
69. *Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1978. 155 с.
70. *Синицын В.М.* Палеогеография Азии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 268 с.
71. *Соболев В.С.* Геология месторождений алмазов Африки, Австралии, о-ва Борнео и Северной Америки. М.: Госгеолтехиздат, 1951. 127 с.
72. *Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
73. *Степанов И.С.* Роль карста в формировании россыпей (на примере западного склона Среднего и Северного Урала). — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1974, т. 106, вып. 3, с. 242—245.
74. *Стороженко Л.Е., Халимбаджа И.Г., Чалов В.Е.* О природе магнитных аномалий алмазоносных площадей Северного Урала. — Разведка и охрана недр, 1970, N 3, с. 45—51.

75. Тимофеев П. П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 462 с.

76. Трофимова В. С. Крупнейшая мировая алмазоносная площадь Бакванга в республике Конго. М.: ВИЭМС, 1969. 326 с.

77. Федорович Б. А. О роли карста в рельефе пустынь. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 49, с. 149.

78. Фельдбарг Н. Е., Захарова Е. М. Некоторые типы погребенных россыпей золота и оценка их перспективности (на примере северной части Енисейского края). — Геология и разведка, 1976, N 3, с. 81—88.

79. Фрадкина А. Ф. Спорново-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии. Л.: Недра, 1967. 230 с.

80. Хазагаров А. М. Мезозойские и третичные золотоносные россыпи Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау. — В кн.: Геология россыпей. М.: Наука, 1965, с. 188—198.

81. Хлонова А. Палинологическая характеристика меловых отложений Сибири и Дальнего Востока. — В кн.: К третьей Междунар. палинол. конф. М.: Наука, 1971, с. 143—151.

82. Цыкин Р. А. Распространение карста в Сибири. — Сов. геология, 1980, N 6, с. 114—124.

83. Цыкин Р. А., Цыкина Ж. Л. Современный и древний карст Сибири. — В кн.: Карст Дальнего Востока и Сибири. Владивосток: ДВНЦ, 1980, с. 53—57.

84. Чикишев А. Г. Географические условия развития карста. М.: Изд-во МГУ, 1975. 114 с.

85. Шамшина Э. А., Шпунт Б. Р. Эпохи корообразования на территории Якутии. — В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 3—29.

86. Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 275 с.

87. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. М.: Недра, 1969. 248 с.

88. Шер А. В., Гутерман Р. Е., Киселев С. В., Зажигин В. С. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, N 5, с. 69—83.

89. Шило Н. А. Некоторые принципы классификации россыпных проявлений. Магадан, 1958. 21 с.

90. Шило Н. А. Россыпеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан: СВКНИИ, 1970, с. 12—24.

91. Шило Н. А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1981. 383 с.

92. Шофман И. Л. Строение мезозойских россыпей в северо-восточной части Патомского нагорья (Ленский золотоносный район). — В кн.: Древние и погребенные россыпи СССР. Киев: Наук. думка, 1977, с. 78—102.

93. Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А., Шаповалова И. Г. и др. Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья. Новосибирск: Наука, 1976. 151 с.

94. Шуб В. С. Палеогеоморфология и металлогения раннемезозойского этапа рельефообразования на Урале. — В кн.: Палеогеоморфология и структурная геоморфология Урала и Приуралья. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1979, с. 14—21.

95. Шуб Я. Л., Шуб В. С. Закономерности размещения карстовых форм в рельефе Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969, с. 100—103.

96. Bardet M. G. Gisement de diamants d'Afrique. Geologie du diamant. - Mem. B.R.G.M. 1974, vol. 2, N. 83, p. 173.

97. Beetz W. Progresses of concentration in alluvial alplied diamond placers of South-West Central and S. Africa. — In: Congress Intern. d. Mines etc., 6 ses., Liege, Juin, 1930, p. 49—68.

98. Du Toit A. L. The Diamondiferous gravels of Lichthenburg. — South Africa Geol. Surv., 1951. Memoir N 44, 58—89 p.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (Н.А. Шило) .....	3
Введение (Б.И. Прокочук) .....	4
Современное состояние проблемы россыпной минерализации древнего карста (Б.И. Прокочук, В.И. Левин, М.П. Метелкина, И.Л. Шофман) .....	6
Некоторые общие вопросы теории карстообразования .....	6
Теоретические предпосылки россыпеобразования в карсте .....	10
Обзор россыпной минерализации древнего карста .....	15
<b>Древний карст и россыпная минерализация складчатых областей на примере Урала (Б.И. Прокочук, В.И. Левин, М.П. Метелкина, И.Л. Шофман) .....</b>	<b>26</b>
Условия образования древнего карста .....	28
Тектоно-климатические этапы мезо-кайнозоя, эпохи формирования древнего карста и россыпей .....	31
Россыпная минерализация .....	35
Критерии прогноза россыпей .....	42
<b>Древний карст и россыпная минерализация платформенных областей (Б.И. Прокочук, В.И. Левин, М.П. Метелкина, И.Л. Шофман) .....</b>	<b>43</b>
Африкано-Аравийская платформа (Б.И. Прокочук, М.П. Метелкина) .....	43
Север Сибирской платформы .....	49
Основные черты геологического строения (М.П. Метелкина, М.Н. Васильева, В.М. Подчасов) .....	49
Предпосылки карстообразования .....	54
Литолого-структурные и геохимические особенности карбонатного субстрата (Б.И. Прокочук, М.П. Метелкина, В.И. Левин) .....	54
Морфоструктуры и их роль в формировании и размещении карстовых форм (Б.И. Прокочук, И.Л. Шофман) .....	66
Связь карстовых форм с погребенным рельефом (М.П. Метелкина, И.Л. Шофман) .....	71
Стратиграфия карствыполняющих отложений (И.Л. Шофман, А.Д. Петрова) .....	73
Палеозой .....	74
Мезозой .....	75
Кайнозой .....	79
Литология карствыполняющих отложений .....	82
Основные литотипы (В.И. Левин, В.М. Подчасов, Т.И. Колесникова, Б.М. Куницкий) .....	82
Гранулометрический состав (В.И. Левин, В.А. Скосырев) .....	93
Петрографический состав обломочного материала (В.И. Левин) .....	100
Состав глинистой фракции (В.И. Левин) .....	105
Геохимическая характеристика отложений (В.И. Левин, Т.И. Колесникова) .....	112
Типоморфизм обломочного кварца (В.И. Левин) .....	115
Палеогеография времени осадконакопления карствыполняющих отложений (В.И. Левин, И.Л. Шофман) .....	123
Нижний мел .....	123

Палеоген .....	133
Неоген .....	135
Основные этапы развития карста (В.И. Левин, М.П. Метелкина, И.Л. Шофман) .....	138
Минеральный состав карстывполняющих отложений (Б.И. Прокопчук, С.К. Колесников, М.П. Метелкина, В.М. Куницкий) .....	141
Минеральные ассоциации тяжелой фракции меловых и неогеновых карстывполняющих отложений .....	142
Россыпная минерация (Б.И. Прокопчук, В.И. Левин, М.П. Метелкина, И.Л. Шофман, В.Ф. Кривонос, В.М. Подчасов, М.Н. Васильева, В.М. Куницкий) .....	147
Критерии прогноза карста и связанных с ним россыпей (Б.И. Прокопчук, В.И. Левин, М.П. Метелкина, И.Л. Шофман, В.Ф. Кривонос, В.М. Подчасов) .....	154
Критерии прогноза новых площадей развития карста .....	154
Критерии прогноза россыпей в карстовых депрессиях .....	155
<b>Общие закономерности россыпной минерации древнего карста (Б.И. Прокопчук, В.И. Левин, М.П. Метелкина, И.Л. Шофман) .....</b>	<b>157</b>
Специфика древнего карста складчатых и платформенных областей .....	157
Особенности россыпной минерации .....	159
Морфогенетические типы карстовых депрессий .....	162
Классификация россыпей, связанных с карстом .....	165
<b>Заключение (Б.И. Прокопчук) .....</b>	<b>168</b>
<b>Литература .....</b>	<b>170</b>

Богдан Иванович Прокочук  
Валерий Исаакович Левин  
Маргарита Павловна Мстелкина  
Ира Леопольдовна Шофман

**ДРЕВНИЙ КАРСТ  
И ЕГО РОССЫПНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ**

*Утверждено к печати  
Северо-Восточным комплексным  
научно-исследовательским институтом*

Редактор *О.А. Харнас*  
Художник *Б.К. Шановалов*  
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *Н.М. Бузова*  
Корректоры *О.А. Разуменко,*  
*Е.Н. Сафронникова*

Набор выполнен в издательстве  
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 29226

Подписано к печати 11.01.85. Т – 00805  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 11,0 + 1,4 вкл. Усл.кр.-отт. 12,6  
Уч.-изд.л. 14,8. Тираж 750 экз.  
Тип. зак. 2149. Цена 2р. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство "Наука", 117864 ГСП-7  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2р. 20 к.

4311