

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

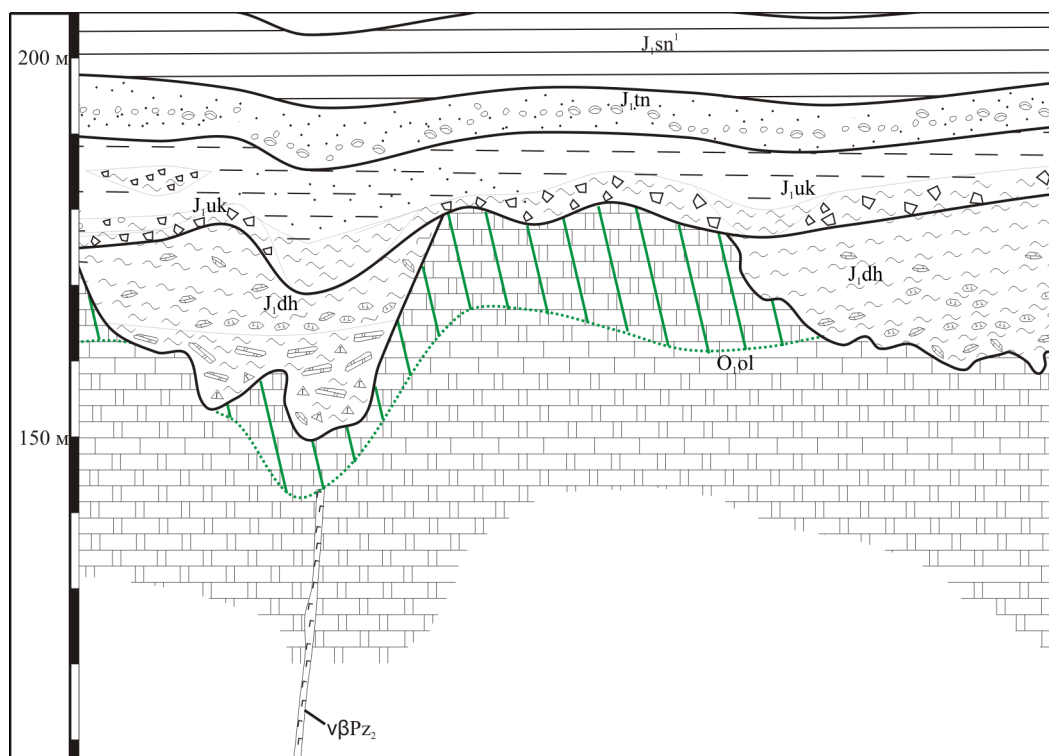
ТРУДЫ

Издаются с 2001 года

56

И.И. Никулин, А.Д. Савко

**ЛИТОЛОГИЯ
АЛМАЗОНОСНЫХ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ
(ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)**



Воронеж, 2009

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ГОСУДАРСТВЕННОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«ВОРОНЕЖСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ТРУДЫ

Издаются с 2001 года

ВЫПУСК 56

И.И. Никулин, А.Д. Савко

**ЛИТОЛОГИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
НАКЫНСКОГО КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ
(ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)**

Воронеж, 2009

553.068.5 (571.56)

Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Вып. 56. Никулин И.И., Савко А.Д. Литология алмазоносных нижнеюрских отложений Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2009. - 134 с.: ил. 40, табл. 6, библиогр. назв. 147, фонд. матер. 9.

ISSN 1608-5833

Книга посвящена проблеме использования результатов изучения глинистых минералов как продуктов разрушения кимберлитов для решения ряда вопросов в алмазной геологии. Рассматриваются кристаллическое строение и диагностические признаки глинистых минералов. В связи с поисками коренных и россыпных источников алмаза на закрытых территориях особое внимание уделено изменению и преобразованию глинистых минералов в осадочных породах в постседиментационную стадию.

На основе полученных данных излагается значение глинистых минералов для палеогеографических реконструкций, расчленения и корреляции разрезов, выделения особых свойств коллекторов алмаза.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и литологов, занимающихся изучением осадочных пород.

553.068.5 (571.56)

Proceedings of the Science-and Research Institute of Geology of the Voronezh state university. Issue 56. **Nikulin I.I., Savko A.D.** Lithology of the diamonds earlyjurassic adjournments on the Nakynsky kimberlitic fields (the Western Yakutia) – Voronezh: Voronezh state university, 2009. – 134 p.: 40 fig., 6 tables, 156 references.

ISSN 1608-5833

The book is devoted a problem of use of results of studying of clay minerals as destruction products kimberlites for some question decision in diamond geology.

The crystal structure and diagnostic signs of clay minerals are considered. The special attention is given change and transformation of clay minerals in sedimentary breeds in postsedimentary stage.

On the basis of the received data value of clay minerals for paleogeographic reconstruction, a partition and correlation of cuts, allocation of special properties of collectors of diamond is stated.

The book is calculated on a wide range of geologists and litologists, sedimentary breeds engaged in studying.

Научный редактор –
д-р геол.-мин. наук проф. Г.В. Холмовой

Воронежский государственный
университет, 2009

ISSN 1608-5833

Воронеж 2009

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	5
1. Обзор литологических исследований в алмазоносных районах Западной Якутии	7
2. Методика исследований алмазоносных нижнеюрских отложений	12
2.1. Методика полевых работ	12
2.2. Методика лабораторных работ	13
2.3. Обработка и интерпретация результатов	17
3. Геологическое строение территории исследований	19
3.1. Стратиграфия	19
3.2. Магматизм	30
3.3. Тектоника	32
4. Вещественный состав доюрских кор выветривания - основных источников сноса глинистого материала	37
5. Литология и фациальные особенности алмазоносных отложений дяхтарской толщи	43
5.1. Характеристика карстозаполняющих глинистых пород	45
5.2. Характеристика делювиальных отложений	64
6. Литология и фациальные особенности алмазоносных отложений укугутской свиты	73
6.1. Грубообломочные осадки временных водотоков	73
6.2. Особенности глинистой составляющей базальных горизонтов	81
6.3. Эволюция и постседиментационные преобразования отложений укугутской свиты	101
7. Характер распределения индикаторных глинистых минералов в разрезе и литолого-фациальных комплексах нижнеюрских отложений	107
Заключение	121
Литература	123

ВВЕДЕНИЕ

Переход геолого-поисковых и разведочных работ на алмазы с открытых на закрытые территории влечёт за собой усложнение методического обеспечения поисков алмазов. Это особенно актуально там, где кимберлитовые тела перекрыты мощными толщами осадочных отложений, особенно юрских. Соответственно, значительно увеличивается себестоимость конечной продукции. Ситуация к тому же усугубляется петрографическими вариациями самих кимберлитовых пород, что требует привлечения новых методических приемов.

В этой связи комплексное изучение и сравнительный анализ вещественно-индикационных параметров переотложенных продуктов разрушения кимберлитовых диатрем способствует повышению эффективности прогнозных работ на обнаружение алмазов. В осадочных породах заключена информация не только об аксессуарных, но и о других минералах, которую можно успешно использовать для поисковых и разведочных целей. Важную роль играют палеогеографические и палеогеоморфологические реконструкции для определения направлений сноса кимберлитового материала. Выявление связи вещественного состава пород с их алмазоносностью и выполнение соответствующих построений на фациальных картах и схемах позволяют выделять поля с вероятным проявлением кимберлитового магматизма.

Объектом исследований послужили нижнеюрские континентальные отложения и их глинистые минералы Накынского кимберлитового поля Западной Якутии.

Целью настоящей работы является установление новых признаков, усиливающих поисковые критерии, применяемые для обнаружения коренных источников алмазов. Для достижения указанной цели было необходимо решить следующие задачи:

1. Определить типы и минеральный состав глинистых пород карстовых депрессий и склоновых образований, а также особенности их распределения в отложениях дяхтарской толщи.
2. Провести фациальный анализ грубообломочных осадков временных водотоков и исследовать минеральный состав глинистого цемента пород укугутской свиты.
3. Выявить особенности распределения глинистых минералов алмазоносных нижнеюрских отложений на площади Накынского кимберлитового поля.
4. Обосновать возможности использования глинистых минералов в качестве индикаторных для прогнозирования и поисков коренных и россыпных источников алмазов в пределах Накынского кимберлитового поля.

В процессе работ собран, проанализирован и обработан большой фактический и аналитический материал по Накынскому кимберлитовому полю. Изучено 31100 метров керна, собрано и исследовано с помощью различных методов 564 образца из осадочных пород Накынского кимберлитового поля. Проведено и интерпретировано более 500 рентгенографических, 300 термических анализов, 100 анализов ИКС и изучено 130 растровых электронно-микроскопических снимков, хранящихся в электронном банке данных ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА».

В процессе работы над монографией авторы пользовались ценными советами и консультациями И.И. Антипина, Е.Н. Белова, Я.Я. Беизайса, Е.И. Бориса, А.В. Герасимчука, Р.В. Еремеева, А.В. Жабина, В.М. Жандалинова, А.В. Забелина, Н.Н. Зинчука, П.А. Игнатова, О.Е. Ковальчука, И.Г. Коробкова, Л.В. Лисковой, С.В. Овчинникова, С.М. Пилюгина, А.Я. Ротмана, Г.А. Сидоренко, А.В. Толстова, за что выражают им сердечную благодарность.

1. ОБЗОР ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

За полувековую историю геологического изучения и промышленного освоения алмазных месторождений (на Урале россыпи алмазов разрабатываются с 1941, а в Якутии – с 1956 г.) вопросам литологии посвящено большое количество публикаций. Однако они имеют в основном описательный характер, а теоретические и практические аспекты затронуты в единичных работах. Тематика опубликованных работ в основном затрагивала россыпеобразование коллекторов алмазов и их спутников, а также освещала некоторые аспекты корообразования в пределах Западной Якутии в целом и, особенно, выветривания кимберлитов в частности.

Последовательное геологическое изучение Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов началось в начале пятидесятых годов в связи с открытием в среднем течении р. Вилкой первых россыпей алмазов. Среди исследований следует отметить работы, выполненные под руководством Н.В. Кинд (1953-1956 гг.), Г.Х. Файнштейна (1960-1963 гг.), И.С. Рожкова (1963-1967 гг.), М.И. Плотниковой (1967-1971 гг.), Ю.В. Давыдова (1972 г.), И.Б. Рубенчика (1973 г.), В.М. Мишнина (1974 г.), а также другими исследователями. В результате этого были выделены поверхности выравнивания рельефа и высказаны первые идеи о корях выветривания, как возможных источниках глиноземного сырья. Делались также попытки связать их с образованием россыпей. Было, кроме того, установлено, что на территории Малоботуобинского и Далдыно-Алакитского районов основными факторами, определяющими формирование россыпей, являлись два континентальных перерыва, сопровождавшихся корообразовательными процессами в позднем девоне - раннем карбоне и среднем - позднем триасе. При этом М.И. Плотниковой с сотрудниками было показано, что все указанные эпохи корообразования характеризуются близостью палеогеографических обстановок. В свою очередь, ряд исследователей (Г.Х. Файнштейн, М.М. Одинцова, И.Б. Рубенчик, З.В. Осипова, В.А. Хмелевский и др.) установили, что отложения иреляхской свиты верхнего триаса - нижней юры являются типичными образованиями формации перемыва и переотложения вещества кор выветривания. Эта точка зрения разделялась также Ю.В. Давыдовым и В.М. Мишниным (1972 г.), выделившими вслед за Ю.П. Казанским (1969 г.) и В.П. Казариновым с сотрудниками (1969 г.) формацию кор выветривания, включающую в себя как коры выветривания, так и продукты их ближнего переотложения. Проводимая в ряде случаев при таких исследованиях с различной степенью детальности диагностика глинистых минералов позволила определить в общих чертах тип выветривания исходных пород.

В ранний период (1954-1960г.г.) выполнялись производственно-тематические исследования сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством М.И. Плотниковой на левобережье среднего течения р. Мархи. Они касались всестороннего изучения мезозойских и кайнозойских осадочных коллекторов алмазов на обширной площади Марха-Тюнгского междуречья.

В тот же период (1952-1959 гг.) в горизонте алмазоносных галечников подошвы позднего плинсбаха М.М. Одинцовой выявлены переотложенные споры и пыльца верхнего палеозоя. Это свидетельствовало об интенсивном размыве пермских отложений мезозойскими реками, стекавшими из района Анабарского массива. Такая впервые высказанная гипотеза пролила определённый свет на многие проблемные вопросы условий формирования мезозойских осадочных коллекторов северо-западного обрамления Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба.

Рядом исследователей проводилось также изучение геологического строения и вещественного состава кор выветривания кимберлитовых пород. Так, работами, выполненными под руководством И.С. Рожкова (1967-1970 гг.) установлено, что кора выветривания зачастую размыва и продукты ее ближнего переотложения могут являться источниками образования вторичных россыпей различных генетических типов, а сохранившиеся от размыва выветрелые образования представляют собой коллекторы элювиальных россыпей [79, 81]. Кроме того, исследования кор выветривания на кимберлитовых породах многих трубок Якутии проведены Э.А. Шамшиной (1970-1978 гг.), сделавшей вывод о наличии на большинстве кимберлитовых тел лишь «корней» древних кор выветривания, а также о неравномерности переработки кимберлитов по площади трубок [119]. В свою очередь, А.Д. Харьков и Ю.М. Мельник (1969-1970 гг.) показали, что наибольшей сохранностью от размыва характеризуется кора выветривания трубки Им. XXIII съезда КПСС, перекрытая нижнеюрскими осадочными толщами [113]. Этими авторами установлено частичное растворение пиропса и замещение флогопита хлоритом и вермикулитом, окисление магнитных минералов и устойчивость в гипергенных условиях пикроильменита и хромшпинелидов.

Верхнепалеозойские и мезозойские отложения в различные годы исследовали сотрудники ВСЕГЕИ, алмазной лаборатории ЦНИГРИ и Львовского университета. Группа сотрудников ВСЕГЕИ (М.И. Плотникова, О.Г. Салтыков, В.А. Липатова и др.) кроме изучения генезиса алмазоносных россыпей разработала методику палеогеографических исследований, составила минерагенические и прогнозные карты россыпной алмазоносности. Совместными исследованиями сотрудников Алмазной лаборатории ЦНИГРИ (З.В. Осипова, Е.И. Борис, Н.Н. Зинчук, И.Б. Рубенчик и др.) и Львовского университета (В.А. Хмелевский, Р.А. Затхей и др.) в 1970-1973 гг. обобщён имеющийся геологический материал и изучен вещественный

состав верхнепалеозойских и мезозойских отложений, что дало новые сведения об условиях их образования и перспективах алмазоносности. З.В. Осипова рекомендовала использовать для расчленения и корреляции разрезов ассоциации терригенных минералов: для иреляхской свиты – ильменитовую с кианитом; для нижней и средней подсвит укугутской свиты – ильменит- эпидот-амфиболовую; для верхней подсвиты укугутской свиты – эпидотовую; для верхнего плинсбаха – эпидот- ильменит- амфиболовую; для тоарских отложений – эпидот-ильменитовую [123].

Под руководством З.В. Осиповой вначале 70-х гг. проводилось изучение литологии древних алмазоносных толщ центральной части Западной Якутии с целью выявления коренных источников алмазов и палеогеографических условий образования россыпных месторождений алмазов в пермо-карбоновое и нижнеюрское время [83]. В это же время развернуты работы по изучению древних кор выветривания (Ю.В. Давыдов и В.М. Мишнин (ИГ ЯФ СО АН СССР) [18], И.Б. Рубенчик и Н.Н. Зинчук (Алмазная лаборатория ЦНИГРИ)). В эти годы установлено, что породы иреляхской свиты являются типичными образованиями формации перемыва и переотложения древних кор выветривания, и с ними связываются перспективы россыпной алмазоносности района. Для иреляхских пород отмечены гипергенные изменения с образованием неозювия, а также сидеритизация, обусловленная гипергенными процессами. Изучением условий формирования продуктивных нижнеюрских отложений и разновозрастных россыпей алмазов занимались сотрудники ЦНИГРИ (Б.И. Прокопчук и др.).

В период 70-х – 80-х гг. различными коллективами исследователей (Е.И. Борис, Ю.А. Дукарт, Н.Н. Зинчук, Ю.М. Мельник, С.Д. Черный, В.М. Рукавишников и др.) проведен комплекс исследований древних кор выветривания и продуктов их переотложения на территории Якутии [23, 32, 66, 111, 114, 115] для выяснения закономерностей формирования россыпных месторождений (особенно погребенного типа) и, как следствие этого, повышения эффективности поисковых работ. С этой целью при диагностике продуктов переотложения кор выветривания использовалась методика сравнительного анализа истории изменения первичных минералов в процессе их гипергенного изменения, а также типоморфных особенностей реликтовых минералов с одной стороны, а с другой - элювиальных продуктов, возникающих на определенных типах пород. Впоследствии Н.Н. Зинчуком обобщены результаты многолетних исследований постмагматических особенностей изменения кимберлитов, данные сравнительных анализов гипергенного изменения кимберлитовых и других магматических пород основных алмазоносных районов [27]. Освещены также процессы вторичного минералообразования в кимберлитах и факторы, приведшие к изменению исходных пород

[28]. Дана оценка роли продуктов выветривания различных типов пород в алмазоносных верхнепалеозойских и мезозойских отложениях Якутии.

Под руководством Ю.А. Дукарта в 1980 г. разработана схема расчленения верхнепалеозойских и мезозойских отложений Малоботуобинского района. В этих работах разработаны критерии прогнозирования погребенных месторождений алмазов на основе установления закономерностей размещения, как кимберлитовых тел, так и продуктов их разрушения, сосредоточенных в посткимберлитовых терригенных образованиях. В тот же период Г.Х. Файнштейном разработана стратиграфическая схема, которая в окончательном виде составлена геологами Амакинской ГРЭ и используется при расчленении верхнепалеозойских осадочных толщ Далдыно-Алакитского района.

В 1993-2000 гг. детально изучены разрезы мезозойских осадочных коллекторов алмазов, прикимберлитовых карстовых полостей и пород нижнепалеозойского цоколя (В.И. Шаталов, Е.Н. Белов, В.Т. Подвысоцкий и др.). В тоже время различными геологическими методами намечены границы прогнозируемого Накынского кимберлитового поля, обосновываю высокие перспективы обнаружения погребенных россыпных месторождений алмазов мезозойского возраста вблизи известных трубок Нюрбинская и Ботуобинская. Проведена классификация и уточнены возрастные взаимоотношения трапповой и кимберлитовой формаций (Ю.Д. Молчанов, В.И. Шаталов и др.). На основании анализа распределения кимберлитовых минералов в мезозойской толще определены стратиграфические уровни наиболее информативных в поисковом отношении мезозойских коллекторов алмазов - это дяхтарская толща; оруктахская, тюнгская и сунтарская свиты нижней юры. Исследованы процессы корообразования на породах нижнего палеозоя, кимберлитах, долеритах, а также процессы карстообразования.

В последние годы проведено литолого-фациальное изучение разрезов Накынского кимберлитового поля (В.И. Шаталов и др.). Уточнено геологическое строение осадочного чехла междуречья Ханья - Накын, строение и вещественный состав россыпных месторождений алмазов, закономерности размещения и условия формирования мезозойских коллекторов алмазов и типоморфные признаки кимберлитовых минералов из мезозойских отложений. Исследованы спорово-пыльцевые спектры юрских отложений.

Геохимические методы поисков алмазных месторождений разрабатывались группой специалистов (В.А. Тимченко, Б.С. Ягнышев, Р.А. Затхей и др.) [24, 103, 104, 124].

В последнее десятилетие геологические работы имеют в основном производственный характер. Большая часть публикаций по этим работам выделяется только огромным массивом данных. Обобщающие работы по геологии, прогнозированию, методике поисков, оценке

и разведке коренных и россыпных месторождений алмазов, которые могли бы служить надёжным методическим пособием, представлены единичными монографиями.

При современной ситуации, свидетельствующей о сокращении количества открываемых месторождений алмазного сырья в последнее десятилетие, геологи-исследователи всё меньше значения придают изучению перекрывающих кимберлитовые диатремы осадочных толщ. Всё реже решаются вопросы механизма распределения кимберлитового материала в кластике, и всё меньше уделяется внимания изучению аномальных концентраций в порой обычных, с первого взгляда на керн, породах. Поэтому постановка новых исследований с учетом накопленного опыта по изучению толщ-коллекторов алмаза для выявления источников сноса представляется необходимой.

2. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ АЛМАЗОНОСНЫХ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Несмотря на некоторый прогресс в использовании вторичных продуктов изменения кимберлитовых пород при поисках алмазоносных диатрем в Якутии, по этому вопросу до сих пор никто не предложил чёткой прикладной схемы ведения таких работ. В настоящей монографии изложена методика диагностики тонкодисперсного переотложенного кимберлитового материала для применения полученных данных при геолого-поисковых работах в пределах алмазоносных районов. Она предполагает изучение основных ассоциаций глинистых минералов, а также продуктов их замещения при гипергенном преобразовании. Предлагаемый комплекс исследований обеспечит получение наиболее полных сведений для геологической интерпретации результатов, включая различные проблемы практического использования. Здесь же стоит подчеркнуть особо важное прикладное значение выявления типоморфных особенностей глинистых минералов при разделении фаций в различных зонах формирования осадков, где аккумулируются определённые разновидности минералов, в зависимости от гидродинамических условий, климата и иных параметров.

В настоящее время раннеюрские отложения пробурены сотнями поисковых и разведочных скважин в пределах северо-западной части Уолбинской депрессии. В основу работы положено комплексное изучение кернового материала по разведочным (86), поисковым (более 400) и параметрическим скважинам (15), охватывающим различные структурно – фациальные зоны междуречья Ханья - Накын. Использовались фондовые источники и данные текущих буровых поисково-разведочных работ Ботуобинской ГРЭ (АК «АЛРОСА»), а также данные комплекса лабораторных исследований ЯНИГП ЦНИГРИ (АК «АЛРОСА»).

Литологические исследования описываемых отложений проводились в два этапа: полевой и лабораторный с интерпретацией полученных результатов исследований. В течение полевого периода собран каменный материал преимущественно из керна скважин, реже из карьеров, шахт и шурфов. Аналитические работы производились в лабораториях ЯНИГП ЦНИГРИ, Центральной аналитической лаборатории БГРЭ и Воронежского государственного университета.

2.1. Методика полевых работ

Полевые работы заключались в изучении, описании и опробовании керна скважин, обнажений в карьерах и искусственных выработках. При этом, выполняя теми или иными подходами работу и полевую интерпретацию, руководствовались широко известными руководствами [55, 56, 94] и собственными наработками. Образцы отбирались на участках, благоприятных для обнаружения

спутников алмазов, повышенное внимание при опробовании уделялось базальным горизонтам, а также интервалам внутриформационных перерывов, обогащенных грубой фракцией и представленных, как правило, несортированными породами «мусорного типа».

После выделения необходимой толщи проводилось описание керна и отбор образцов. Сначала описывались все характерные особенности, в первую очередь текстурные, которые хорошо заметны на сглаженной верхней поверхности керна. Затем велось макроскопическое послыйное описание керна с совместным точечным опробованием. Перед тем, как отбить образец, по необходимости выделялась часть керна, которая должна быть сохранена. Нередко керна механически разделялся вдоль продольной оси на две части, и только из одной половины отбирались образцы. Если прослой были маломощными, то брался всего один образец из средней части; из мощных прослоев отбиралось три образца (из середины, подошвы и кровли слоя). Иногда, при необходимости, отбор образцов в мощном слое производился через определенные интервалы (50 либо 100 см).

Уделялось внимание к особенному подходу как в аккуратности (во избежание засорения – заражения посторонним материалом), так и в получении наибольшей представительности (информативности) образцов, как минимум два образца на 50 см. Что особенно важно в чистоте проведения отбора проб при работе с глинами. Материал для исследований полностью соответствовал породе, к которой он относится (при анализе извлекаемого образца из скважин керна необходимо тщательно следить за тем, чтобы исключалось загрязнение его глинистым материалом из промывочного бурового раствора).

Основные образцы для литологических исследований, содержащие преимущественно грубообломочный материал, упаковывались в исходном своём состоянии (неразрушенные) весом до 1500 г в специализированные полиэтиленовые мешочки. Специфические пробы с визуальным преобладанием глинистого материала весом до 100 г собирались в геохимические полиэтиленовые мешочки меньших размеров. Осторожность и тщательная аккуратность при упаковке соблюдались для того, чтобы избежать засорённости и «заражения» посторонним материалом.

2.2. Методика лабораторных исследований

Микроскопически изучались строение и состав пород в прозрачных шлифах под микроскопами (NIKON Microphot FX-A и Leica Wild MPS52) и бинокляром (NIKON SMZ-U). Вначале исследовалась недезинтегрированная порода для выяснения характера цемента и взаимоотношений основной тонкодисперсной массы с обломочным материалом алевропесчаного размера и с аутигенными образованиями. Затем, изучались отдельно взятые фракции, в особенности тонкая, мельче 0,01 мм. Всё сводилось к выявлению минерального состава

фракций путём применения органических красителей (метиленовым голубым, 0,01 % - ный раствором; бесцветным насыщенным раствором солянокислого бензидина) и иммерсионных препаратов. Оптические данные постоянно контролировались фазовым анализом.

Минералогическим исследованиям предшествовали подготовительные работы: наладка, настройка, запуск оборудования, подбор материала для исследований. В лабораторный период осуществлено разноплановое изучение каменного материала. При этом был использован комплекс лабораторных исследований. Большинство образцов осадочных пород подвергалось фракционному разделению со сбором тонких (мельче 0,01 мм и 0,001 мм) фракций.

В первую очередь, исследуемая проба проходила разделение в полиэтиленовом сите диаметром 0,5 мм. Далее проводилось отмучивание полученной фракции мельче 0,5 мм в химической полиэтиленовой либо кварцевой посуде с использованием дистиллированной воды. Полученная фракция мельче 0,001 мм (либо мельче 0,01 мм) в необходимом количестве вместо воздушной сушки проходила центрифугирование в прозрачных полиэтиленовых колбах. При высокоскоростном центрифугировании достигается максимальная скорость коагуляции слоистых силикатов без применения дополнительных средств воздействия на суспензию, в том числе, что очень значимо, химических. Этот экспресс-метод получения тонкодисперсных фракций (мельче 0,01 мм), позволяет экономить значительное количество времени, что учитывается при больших объемах такого рода работ. В лабораторных условиях выполнялось разделение на 11 фракций оставшейся пробы из посуды и отложенной фракции крупнее 0,5 мм. Применялась методика, изложенная в руководствах [49, 79, 84] для сопоставления минерального и количественного содержания глинистой составляющей в разных типах пород. Применение гранулометрического анализа позволило получить представление как, в общем, о размерах частиц, так и об особенностях распределения терригенного материала в зависимости от класса крупности.

При изучении пород главное внимание было обращено на вещественный состав, цвет, структуры, текстуры, степень сортированности обломочного материала, формы и сохранность обломочных зёрен, строение, состав и количество цемента, поскольку все эти признаки в различной степени могут быть использованы в качестве дополнительных критериев при решении поставленных задач. В значительной степени интересовал характер обломочной части пород, её генезис, так как она практически развита повсеместно, но неравномерно.

Для расшифровки минерального состава тонкая фракция (мельче 0,001 мм) исследовалась рядом широко известных методов [1, 59, 68, 70, 89, 93]: рентгено-дифрактометрическим, спектральным, термографическим и электронно-микроскопическим:

Рентгено-дифрактометрический анализ проводился на приборах ДРОН – 2 (отечест-

венного производства, модифицированный, с двумя независимыми гониометрическими приставками Гур-5 и Гур-9) и дифрактометре DMAX 2400 (японской фирмы «Rigaku»). Этим методом выполнялись в основном идентификация и полуколичественный подсчет содержания минерала в составе различных горных пород по серии рефлексов и поведению их при различных обработках (насыщению глицерином, прокаливанию) [58, 137]. При этом в исследовании учитывалось, что без знания количественного содержания того или иного минерала становится невозможным даже приближенное решение конкретных генетических вопросов [131]. Однако, по мнению ряда исследователей [11, 73], можно воспользоваться полуколичественным методом подсчета глинистых минералов, основанным на соотношении площадей пиков дифрактограмм соответствующих минералов. Такое упрощение в определении глинистых минералов в пробе осадков вполне оправдано, так как в данном случае важно знать не абсолютные значения содержания того или иного минерала, а направление изменения содержания каждого из них. К тому же, проводились работы по определению структурных характеристик исследуемых объектов.

Перед диагностикой обычно избавлялись от налагаемых шумов, второстепенных минералов. Так карбонаты удалялись 10%-ной муравьиной кислотой, гипс и ангидрит – нагретой до 40° С дистиллированной водой. При необходимости карбонаты и свободные оксиды железа и алюминия удалялись 1,0 % холодной HCl. При изучении смесей глинистых минералов рентгеновская съёмка велась в обязательном порядке для четырёх препаратов (необработанный образец (разориентированный); ориентированный; обработанный этиленгликолем или глицерином; прогретый в течение часа при 550° С). В отдельных случаях применялся метод внутреннего стандарта [10, 69], когда необходимо было уточнить процентное соотношение минералов в смеси. Кроме того, по данным рентгенографических исследований методами, предложенными Г. А. Сидоренко [13, 89, 90], определялось содержание минералов в смесях.

Термографический анализ (Derivatograph-C венгерской фирмы «МOM» и японской Shimadzu DTG-60AH). Диагностирование минералов и их природных смесей осуществлялось по дифференциальной термической кривой (ДТА) путём сравнения с имеющимися литературными эталонами [99]. За эталонную ДТА принималась термическая кривая, полученная для чистого минерала, имеющего химическую, кристаллооптическую, рентгеновскую и другие характеристики, подтверждающие принадлежность данного вещества именно к этому минеральному виду [134]. В основном привлечение термического анализа давало возможность получить дополнительные данные, характеризующие образец.

Особое внимание уделялось вопросам пробоподготовки. Так в результате сухого растирания ряда минералов происходит уменьшение степени совершенства или разрушение их

структуры и появляется аморфный компонент. Структура минералов, не содержащих конституционную воду, при истирании не изменяется (кварц, галит и др.). В связи с этим при исследовании минералов, в состав которых не входит конституционная вода или легко окисляющиеся элементы, например Fe^{2+} , Mn^{2+} и т. п., подготовка материала сводится к истиранию пробы «до пудры» (0,0043 мм). Если же известно, что в состав образца входит большое количество железа, марганца или других элементов, при истирании переходящих из низшей валентности в более высокую, то проба измельчалась очень осторожно и недлительно. Поэтому в процессе работы старались избегать длительного измельчения содержащих конституционную воду минералов группы каолинита, слюд, серпентина, хлоритов, сульфатов (гипс) и др., так как даже без нагревания их можно дегидратировать, частично или полностью разрушить кристаллическую решётку, а, следовательно, изменить структуру и физико-химические свойства.

Метод анализа в области инфракрасного спектра излучения (ИК-спектрометр Vertex70 германской фирмы «Bruker» и российский ИК Фурье – спектрофотометр ФСМ 1201). Применялась преимущественно методика прессования с порошком KBr в качестве материала матрицы. При изучении осадочных пород, парагенезисов минералов, использовалось свойство аддитивности ИК-спектра [68]. Последовательность в интерпретации спектров заключалась в следующем. Идентификация неизвестного минерала начиналась с отождествления самой интенсивной полосы поглощения – валентных колебаний сложных ионов в области 1500-800 см^{-1} . Следующим этапом являлось отождествление полос, если они наблюдаются в области 3800-3000 см^{-1} , типичных для валентных колебаний ОН-групп, воды или других групп или молекул. И только после отнесения возможно большего числа полос спектра к определенным видам колебаний уже судили о присутствии того или иного минерала, о симметрии слагающих его ионных групп, степени их связанности, упорядоченности кристаллической структуры и координационных числах катионов.

ИК-спектры использовались в основном в качестве экспресс-метода определения глинистой составляющей в породе перед проведением рентгенографического анализа [9], а также как дополнительный источник информации об исследуемых минеральных (по молекулярным связям) фазах в веществе. Аналитические работы основывались на каталогах эталонных спектров (EINLEITUNG. MINERALSPEKTREN II. Bearbeitet von Dr. rer. nat. habil. HORST MOENKE и Atlas of infrared Spectroscopy of Clay Minerals and their Admixtures. H. W. van der Marel and H. Beutelspacher).

Электронномикроскопический анализ. Использовался для изучения морфологии глинистых частиц и их микроагрегатов (сканирующий электронный микроскоп JEOL JSM-

6380LV) с РЭМ-приставкой рентгеновского микроанализатора для проведения локального электронно-зондового химического анализа образцов (INCAx-sight 7582 фирмы OXFORD INSTRUMENTS).

Исследовались размеры, формы и характер срастания зёрен минералов [75, 109], а также производился дополнительный сравнительный подсчёт химического состава тонкой фракции с привязкой к определённым точкам (скоплениям минералов). Диагностика минералов часто затруднялась в тех случаях, когда исследуемый образец был представлен промежуточными (переходными) минеральными образованиями. В них типичные морфологические особенности исходного минерального вида уже утрачены, а нового ещё не приобретены.

2.3. Обработка и интерпретация результатов

В камеральный период проводилась систематизация полученных данных с использованием геоинформационных систем. Обработка аналитических данных выражалась в определении ассоциаций глинистых минералов, предполагаемых источников их сноса, построении различных схем и графиков для выяснения особенностей минерального состава глин. Для пересчёта данных зондовых анализов, составления графиков и диаграмм, использовалась программа «Microsoft Excel». Фациальные карты, карты фактического материала строились и редактировались в графической среде «Corel Draw».

Литолого-фациальные исследования, проведенные нами, являются основным наиболее надёжным методом [101] для изучения физико-географических условий накопления осадков, состава и источников материала, мобилизуемого при осадконакоплении, изменений этого материала при транспортировке и отложении. В работе использовался метод детального литолого-фациального анализа, разработанный в трудах Ю.А. Жемчужникова и развитый работами П.П. Тимофеева. Он основан на выделении в составе отложений генетических типов осадков и изучении их взаимоотношений между собой. Проведение анализа начиналось с выделения в составе отложений литологических типов пород со всем комплексом первичных (седиментационно-диагенетических) и вторичных (постдиагенетических) признаков.

Анализ первичных признаков дает возможность установить те или иные *генетические типы осадков*, под которыми понимается один или несколько литологических (гранулометрических) типов осадков, обладающих совокупностью родственных первичных признаков, отражающих общность их накопления [100, 101]. Изучение взаимоотношений генетических типов осадков, проводимое с помощью построения литолого-фациальных профилей и схем, позволяет судить о физико-географических условиях их накопления. Автор присоединяется к определению фации в понимании П.П. Тимофеева, по которому под *фацией* понимается “не только совокупность физико-географических условий среды осадконакопления, в ре-

зультате существования которых сформировались один или несколько генетических типов, но и сами осадки, обладающие соответствующим определенным комплексом первичных признаков (условия + осадок)". И в конечном итоге - выстраивание некой универсальной фациальной модели, определённой Р. Уолкером [143], которая должна действовать в дальнейших геологических поисково-разведочных работах как норма для сравнения в варьирующих условиях седиментации; основа будущих наблюдений на новых объектах; прогноз в новых геологических ситуациях, когда по обнаруженным фрагментам происходит поиск недостающих деталей; интегральная основа для интерпретации условий формирования осадочной системы - механизмов и обстановок седиментации.

Главной задачей этого плана, которая решалась составлением карт и разрезов, – выявление источников, площадей сбора, вариаций состава глинистого вещества, поступавшего в бассейны седиментации, с целью проследить закономерности его распределения в процессе транспортировки. Основой графических работ были геологические данные, полученные при бурении, любезно предоставленные в рамках совместных работ с Ботубинской ГРЭ. Установлению фациальных обстановок осадконакопления предшествовало выделение литогенетических типов пород в разрезе с учётом минерального состава, структурно-текстурных признаков, характера биогенных остатков, различных включений.

С целью выявления возможных зависимостей распределения ассоциаций глинистых минералов от источника сноса составлены схематические карты на литого-фациальной основе. Фациальные разрезы строились заведомо через известные коренные источники, взятые за основу как предполагаемые источники сноса продуктов их разрушения.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Среднемархинский алмазоносный район располагается в центральной части Якутской алмазоносной провинции (рис. 3.1). В пределах этого района на междуречье Ханья – Накын находится Накынское кимберлитовое поле (рис. 3.2), которое имеет площадь около 600 км² и охватывает месторождения кимберлитовых трубок Ботуобинская и Нюрбинская. Начиная с 1994 года, момента открытия кимберлитовой трубки Ботуобинская, геологическое строение поля детально изучено и описано на разных стадиях проведения геологоразведочных работ до глубины 1200 метров.

В составе осадочного чехла общей мощностью 3,5–4,0 км на территории исследований гидрогеологическими, разведочными и поисковыми скважинами геологоразведочных партий вскрыты верхнекембрийские, нижнеордовикские, юрские и четвертичные отложения, а также среднепалеозойские магматические образования трапповой и кимберлитовой формаций. Расчленение осадочных пород данного района произведено согласно легенде, принятой и широко используемой Ботуобинской ГРЭ АК «АЛРОСА».

3.1. Стратиграфия

Кембрийская система

Кембрийская система, представленная верхним отделом, сложена породами моркокинской свиты. По схеме В.В. Гаусман, применяемой в практике нефтяной геологии, её отложения расчленяется на бордонскую, джуктинскую и чаргольскую свиты.

Бордонская свита (Є₃bd) разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита (Є₃bd¹) мощностью 0–130 м сложена мергелями и аргиллитами красно-бурыми и голубовато-серыми с прослоями глинистых зеленовато-серых доломитов и розового гипса.

Верхняя подсвита (Є₃bd²) мощностью 120–150 м сложена переслаивающимися серыми, буровато-серыми глинистыми и алевроитистыми доломитами и алевролитами, красно-бурыми и пестрой окраски доломитовыми мергелями и аргиллитами, встречаются тонкие прослои розового гипса и доломитов с водорослевыми текстурами; характерна также слабая битуминозность пород.

Джуктинская свита (Є₃dk) – алевроитоглинистая известковая толща мощностью 466 м, сложенная фациями открытого морского бассейна.

Чаргольская свита (Є₃ĉg) представлена карбонатными толщами общей мощностью 604 м, согласно залегающими на породах джуктинской свиты.

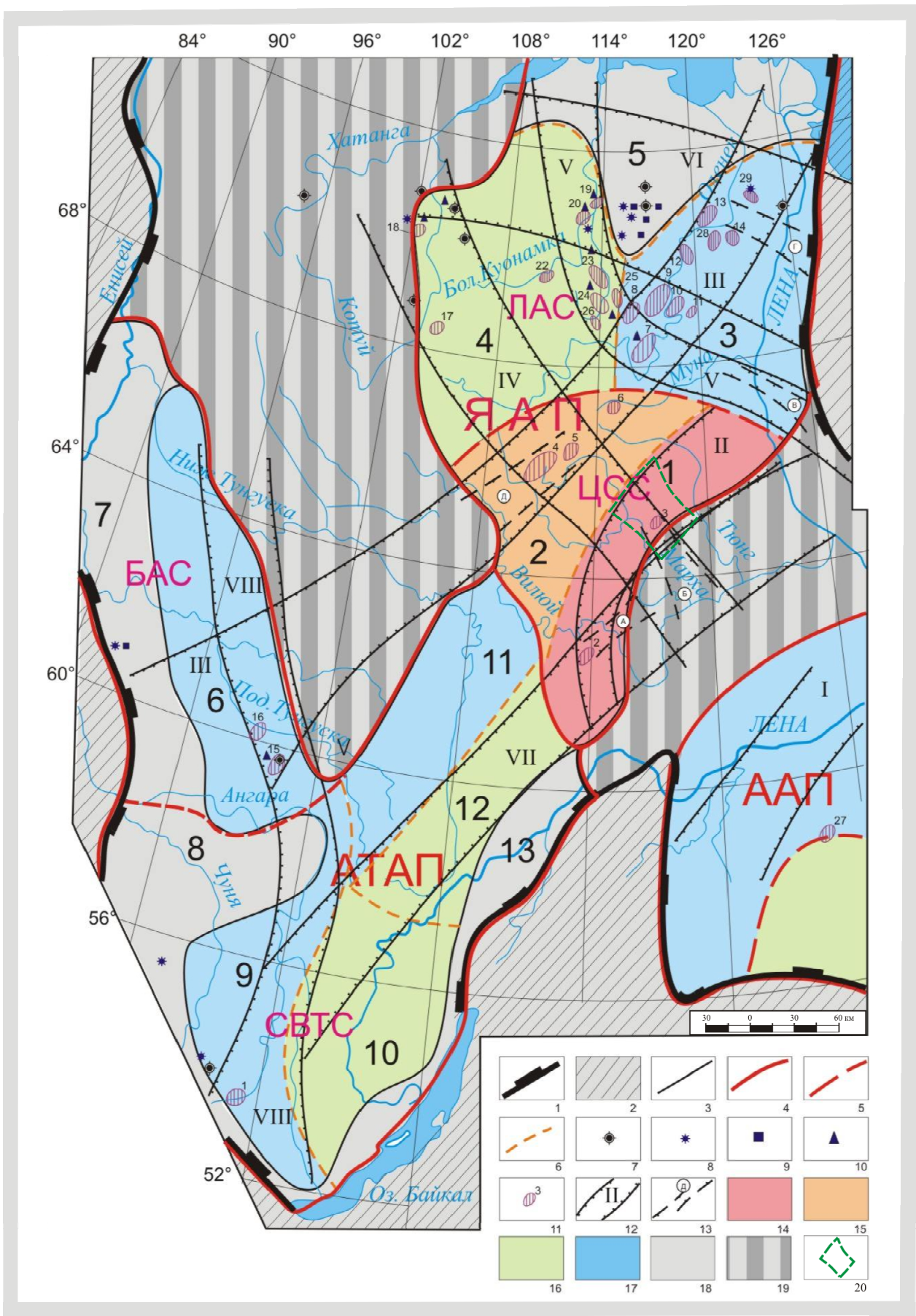


Рис. 3.1. Схема районирования Сибирской платформы на коренную алмазоносность (по Н.И. Гореву, [14]).

Примечания. 1 - современная граница Сибирской платформы; 2 – складчатое обрамление платформы; 3 - граница между подвижными структурами и стабильными блоками платформы; 4 - граница алмазоносных провинций и их названия: ЯАП – Якутская, ААП – Алданская, АТАП – Ангаро-Тунгусская; 5 – граница между алмазоносными субпровинциями и их названия: ЛАС – Лено-Анабарская, ЦСС – Центрально-Сибирская, БАС – Нижнетунгусская; СВТС – Присаяно-Верхнетунгусская; 6 – граница между алмазоносными областями, их названия: 1 - Вилюйско-Мархинская, 2 - Верхневиллюйская, 3 - Анабаро-Куонамская, 4 - Оленекская, 5 - Анабаро-Приверхойанская, 6 - Байкитская, 7 - Енисейская, 8 -Заангарская, 9 - Окино-Вихоревская, 10 - Верхнеленская, 11 - Илимпейско-Апкинская, 12 - Непско-Чонская, 13 - Предпатомская; 7-11 - магматические комплексы: 7 - массивы щелочного, щелочно-ультраосновного состава; 8-10 - трубки взрыва, жилы, штоки: 8 - щелочные и субщелочные базальтоиды; 9 - пикритовые порфириты; 10 - карбонатиты; 11 - кимберлитовые поля, их названия и возраст: рифейские: 1 - Ингаишское; среднепалеозойские: 2 - Мирнинское, 3 - Накынское, 4 - Алакит-Мархинское, 5 - Далдынское, 6 – Верхне-Мунское, 7 - Чомурдахское, 8 - Западно-Укукитское, 9 - Восточно-Укукитское, 10 - Огоньерское, 11 - Моторчунское, 12 - Мерчимденское, 13 - Куойкское, 14 - Толуопское; раннемезозойские: 15 - Чадобецкое, 16 - Тайгикун-Нембинское, 17 - Харамайское, 18 - Котуйское, 19 - Орто-Баргинское, 20 - Старореченское, 21 - Ары-Мастахское, 22 - Верхне-Куонапское, 23 - Дюкенское, 24 - Лучаканское, 25 - Куранахское, 26 - Усть-Силигирское, 27 - Чомполинское; средне-позднемезозойские: 28 - Молодо-Куойкское, 29 - Хорбусуонское. 12 – кимберлитовмещающие зоны и их названия: I - Чаро-Синская, II – Вилюйско-Мархинская, III – Далдыно-Оленекская, IV - Вилюйско-Котуйская V - Восточно-Анабарская, VI - Молодо-Попигайская, VII - Ангаро-Вилюйская, VIII - Ковино-Кординская; 13 – рифтоподобные структуры, контролирующие кимберлитовый магматизм и их названия: а - Укугутская, б - Среднемархинская, в - Собопольская, г - Кютюнджинская, д - Оленек-Моркокинская (Алакит-Моркокинская); 14-19 - районирование Сибирской платформы по уровню алмазоносности коренных источников: 14-17 - стабильные блоки, перспективные на алмазоносные кимберлиты: 14 - области с высокоалмазоносными кимберлитовыми полями; 15 – области с высоким и средним потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей; 16 – области с низким потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей (или без известных кимберлитовых полей), с предполагаемыми кимберлитовыми полями со средним и высоким уровнем алмазоносности; 17 - области с низким потенциалом алмазоносности кимберлитовых полей (или без известных кимберлитовых полей), с предполагаемыми отдельными средне- и низкоалмазоносными коренными источниками. 18-19 – подвижные структуры: 18 – с предполагаемыми коренными источниками некимберлитового генезиса; 19 – бесперспективные в отношении коренных источников алмазов; 20 - Среднемархинсий алмазоносный район

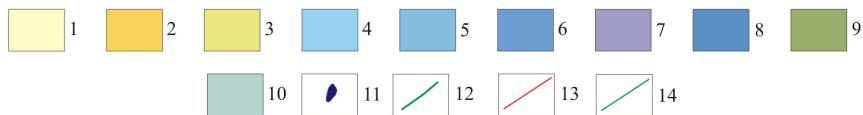
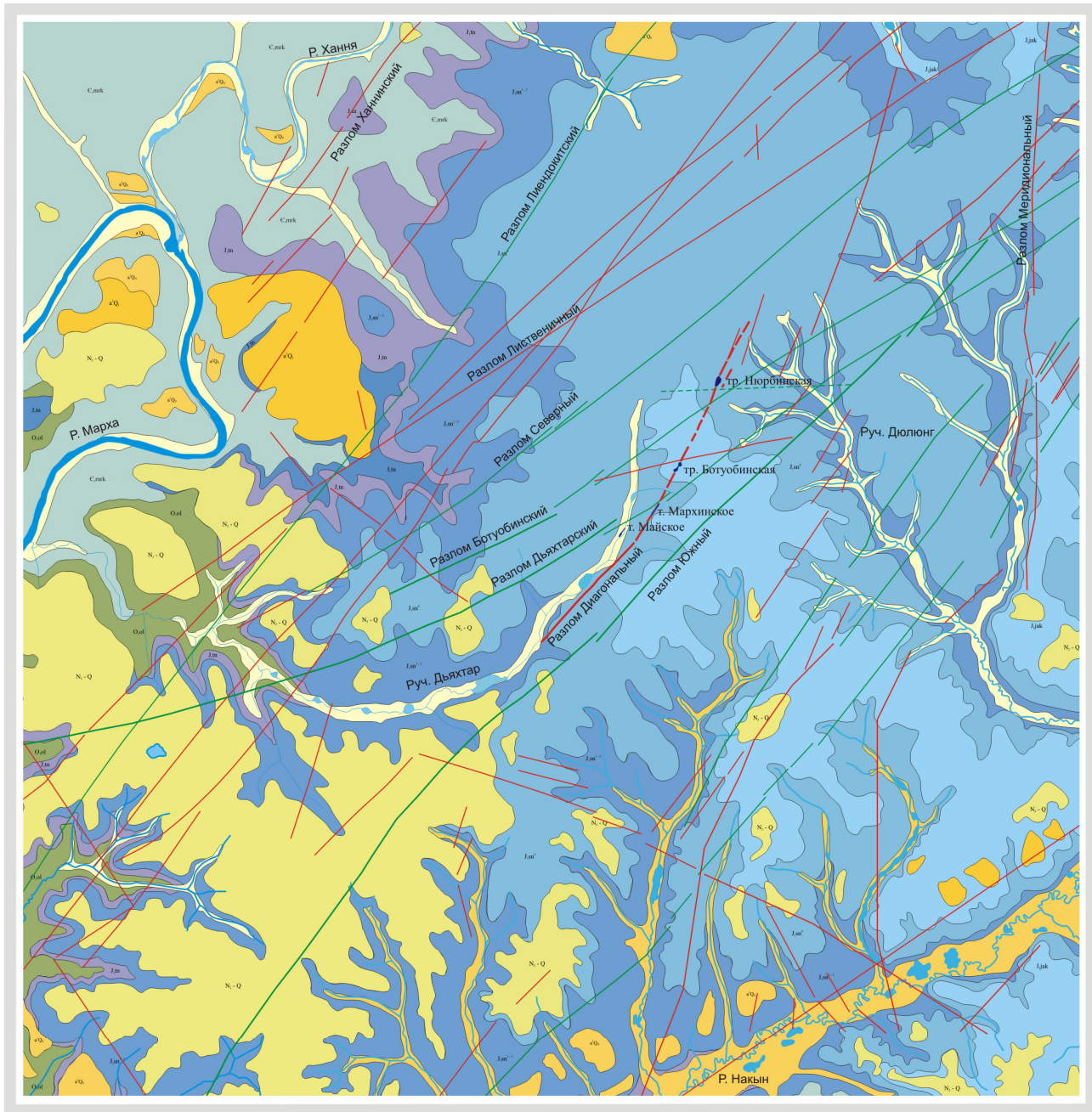


Рис. 3.2. Геологическая карта Накынского кимберлитового поля. Масштаб 1:200000.

Примечания. Стратиграфия: 1 - четвертичные отложения (QIV); 2 - аллювиальные четвертичные (a2QII и a3QI); 3 - неоген-четвертичные (N2-Q); 4 - якутская свита (J2jak); 5 - сунтарская свита, верхняя пачка (J1sn4); 6 - сунтарская свита, нижние пачки (J1sn1-3); 7 - тюнгская свита (J1tn); 8 - укугутская свита (J1uk); 9 - олдондинская свита (O1ol); 10 - моркокинская свита (C3mrk). Среднепалеозойские интрузивные образования: 11 - кимберлитовые тела (iPZ2); 12 - дайковые тела основного состава (vBPz2). Прочее: 13 - разрывные нарушения; 14 - разломы, выполненные дайками основных пород
 Составлена В. И. Шаталовым [151], с дополнениями

Ордовикская система

Ордовикские отложения на Накынском кимберлитовом поле представлены нижним и средним отделами. Нижнеордовикские отложения подразделяются на олдондинскую (O_{1ol}) и сохсолохскую (O_{1ss}) свиты. Среднеордовикские отложения, сохранившиеся в узких грабенах, представлены станской свитой (O_{2st}).

Олдондинская свита (O_{1ol}) выходит на дневную поверхность в долине р. Марха; от устья руч. Дяхтар до устья р. Накын. На подстилающей свите залегает согласно. Свита разделяется на три литологические пачки [152].

Нижняя пачка (O_{1ol}^1) представлена доломитово-известковистыми породами. Она характеризуется переслаиванием оолитовых, сгустковых, водорослевых и обломочно-оолитовых известняков (мощностью 5-8 м) с подчиненными прослоями тонкослоистых доломитово-известковых зеленовато-серых алевролитов. Мощность нижней пачки олдондинской свиты составляет 62,5-65,0 м. В подошве пачки повсеместно вскрывается пласт известняков водорослевых, оолитовых и внутриформационных конгломератов. В отложениях свиты были обнаружены моноплакофлора, брахиоподы – *Obolus sp. indet*, *Thysanobolus sp.*, граптолиты – *Calloqraptus sp.*, *Dendroqraptus sp.* В известняках, залегающих в подошве первой пачки олдондинской свиты, выявлена фауна, характеризующая основание мансийского горизонта нижнего ордовика (определение А.Г. Ядренкиной).

Вторая пачка (O_{1ol}^2) представлена существенно доломитовым составом пород, повышенной глинистостью пород, многочисленными прослоями доломитовых песчаников, содержащих примесь глауконита. Она имеет мощность 158,3 м. В основании пачки доломитовые алевролиты мощностью 12-14 м имеют голубовато-серую окраску. Выше по разрезу прослеживается переслаивание доломитовых песчаников, сгустковых доломитов с примесью глауконита, оолитовых доломитов и в различной степени глинистых доломитов. Разрез характеризуется значительной изменчивостью по латерали: глинистые прослои часто выпадают из разреза, замещаясь на песчанистые и сгустковые доломиты. Породы трещиноватые, кавернозные. В отложениях пачки обнаружены граптолиты *Calloqraptus sp.*

Третья пачка (O_{1ol}^3), сложенная доломитами светлой окраски и голубовато-серыми доломитово-известковыми алевролитами, в среднем имеет мощность около 240 м. Отличие от нижележащих пачек: преимущественное развитие доломитово-известковых песчаников и голубовато-серых доломитовых алевролитов, исчезновение из разреза оолитовых разностей. Встречаются редкие прослои водорослевых доломитов. Прослои песчаников с глауконитом редки и маломощны. В низах пачки часто отмечаются прослои сгустковых и сгустково ком-

коватых известняков. В кровле пачки на всей изученной площади прослеживается слой доломитовых аргиллитов.

Сохсолохская свита (O_{1ss}) имеет монотонный литологический состав, представленный доломитово-кварцевыми песчаниками, реже оолитовыми разностями слабо глинистых доломитов. На нижележащей олдондинской свите залегает согласно, граница между ними условная и проводится по кровле верхнего прослоя доломитовых аргиллитов третьей пачки олдондинской свиты. Мощность свиты на исследуемой площади составляет 71,0 м. В отложениях сохсолохской свиты найдены конодонты: *Acontiodus staufferi* (Furn.) *Drepanoistodus forceps* (Lind.) *Gluptoconus quadraplicatus* Br. et. M., *Oneothodus gracilis* (Furn.) *Oneothodus* sp. По заключению ведущего геолога ГУП ЯПСЭ В.П. Тарабукина представленный комплекс является типичным для кимайского горизонта, что соответствует верхней половине аренигского яруса нижнего ордовика. Возраст отложений устанавливается на основании определений фауны: граптолитов *Calloqraptus* sp., *Dendroqraptus* sp., брахиопод *Thysanabolus* sp., конодонтов *Acontiodus mardolensis* Lec., *Acodus oneotensis* Furn., и других, выполненных Ф.Г. Ядренкиной, Г.П. Абаимовой и А.С. Тимохиным, сотрудниками СНИИГ и МСА.

В стратиграфическом отношении олдондинская и сохсолохская свиты сопоставляются с балыктахской свитой Ботубинской серии листов.

Станская свита (O_{2st}), имеющая максимальную мощность 40 м, на дневную поверхность на Накынском поле не выходит. Отложения свиты вскрыты на юге площади и в узком грабене северо-восточного простирания, образованного Накынской ветвью Вилуйско-Мархинской зоны разломов. Залегают отложения свиты с размывом на породах сохсолохской свиты нижнего ордовика. В неполных разрезах, встреченных на данной площади, выделяются две пачки.

Нижняя пачка (O_{2st}^1) сложена пестроцветными мергелями, аргиллитами. В подошве свиты имеются прослои органогенно-обломочных известняков мощностью первые метры, здесь же часто отмечаются прослои плоскогалечных конгломератов карбонатных пород и светло-серых известняков. Пачка глинисто-карбонатных пород имеет мощность до 16 м.

Верхняя пачка (O_{2st}^2) также сложена пестроцветными мергелями и доломитовыми алевролитами. В подошве пачки повсеместно прослеживается прослой доломитово-кварцевых песчаников часто по простиранию переходящий в гравелиты карбонатных пород на песчано-глинистом цементе. Вскрытая буровыми скважинами Ботубинской ГРЭ мощность пачки составляет 20–25 м.

Возраст отложений установлен на основании определений фауны брахиопод: *Evenkina anabarensis* Andr., *Platumena amara* (Andr.), остракод: *Soanella maslovi* V. Jvan., *Eqorovella de-*

fecta V. Jvan., *Scutunella caliqiosa Run.*, *Sibiritella rara V. Jvan.* и других, выполненных А.Г. Ядренкиной и А.В. Каныгиным (Институт геологии нефти и газа). Комплекс фауны характерен для волгинского горизонта лландейлского яруса среднего ордовика.

Вышележащие породы харьялахской (O₃hr), меикской (S₁mk) и харьюрхской свит (D₂hr), развитых на юго-западе, в долине р. Марха, в пределах исследуемого поля размыты. О былом их развитии здесь свидетельствуют находки датированных ксенолитов осадочных пород в кимберлитах трубок Ботуобинская и Нюрбинская. Мощность эродированных пород нижнего и среднего палеозоя в районе трубок составляет 350-400 м [156].

Триасовая система

Представлена корами выветривания (T₂₋₃). В среднем-позднем триасе на глубоко эродированной поверхности осадочных и магматических пород нижнего-среднего палеозоя сформировался гипергенный покров (кора выветривания), перекрытый позднее раннеюрскими терригенными отложениями. Погребенные коры выветривания представлены элювиальной и карстовой формациями. Образования карстовой формации стратифицированы и рассматриваются ниже в составе дяхтарской толщи. Образования элювиальной формации имеют пятнисто-площадное и линейное распространение. Формированию их способствовали интенсивная раздробленность пород нижнепалеозойского цоколя и широкое проявление процессов карстообразования в поле развития карбонатных пород раннего ордовика. Коры выветривания максимально развиты под отложениями укугутской свиты. Под морскими образованиями тюнгской свиты элювий маломощен или отсутствует вовсе, вероятно, из-за интенсивного размыва трансгрессирующим морем. По керну многочисленных скважин коры выветривания установлены как на терригенно-карбонатных породах ордовика, так и на изверженных породах основного и ультраосновного составов средне-палеозойского возраста.

Юрская система

Представлена, в основном, отложениями нижнего отдела: дяхтарской толщей, укугутской, тюнгской и сунтарской свитами. В меньшей степени присутствуют в разрезе среднеюрские осадочные породы якутской свиты.

Дяхтарская толща (J₁dh) (геттанг-синемюр) как литостратиграфическое подразделение в составе мезозойских формаций северо-западного борта Вилуйской синеклизы выделена в пределах данного района в 1997 г. [156]. Отложения дяхтарской толщи с размывом залегают на нижнепалеозойских осадочных и среднепалеозойских интрузивных образованиях, и также

с размывом перекрываются образованиями укугутской, реже тюнгской свит. Рассматриваемая толща представлена смещенными и повторно литифицированными продуктами кор выветривания: пестроцветными алевритово-глинистыми породами со щебнем окремнелых доломитов и известняков, брекчиями, лигнитовыми аргиллитами, железистыми конгломератами, песчаниками, обрушенными глыбами и блоками терригенно-карбонатных пород, выполняющими карстовые и эрозионно-карстовые депрессии и образующие элювиально-делювиальные, делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы на поверхности нижнепалеозойского цоколя. Помимо наземных воронок и депрессий отложения толщи выполняли подземные карстовые полости позднего триаса и кольматировали многочисленные тектонические трещины.

Характерные особенности и признаки дяhtarской толщи: пестроцветная окраска пород, провальное-оползневое залегание, нередко со смещением нескольких литологических разностей; широкое проявление в породах следов сплывов, гравитационного скольжения, перемещения и пластических деформаций; отсутствие четких границ слоев и пачек; наличие в средней части некоторых разрезов крупных линзовидных тел углистых и угленосных отложений озерного и озерно-болотного генезиса с переотложенными спорами и пылью позднего триаса; присутствие горизонтов щебнистых конгломератов, гравелитов, галечно-песчаных обособлений с хорошей и идеальной окатанностью и полировкой части грубообломочного материала, привнесенного, по-видимому, из более древнего осадочного коллектора; преобладание в разрезах щебнистых, алевритово-глинистых неслоистых пород (алевролитов, мергелеподобных аргиллитов), иногда с включениями галек и гравия; постоянные и многочисленные включения щебнистых обломков интенсивно выветрелых и окремнелых доломитов и оолитовых известняков ордовика мучнисто-белой окраски; широкое развитие ожелезненных и железистых пород, включений бобовин, оолитов и пизолитов гетита и магнетита; присутствие пород с тонкой слоистостью озерного типа; постоянное наличие горизонтов провальное-карстовых брекчий и брекчий обвалов, осыпей и селевых потоков. Мощность отложений дяhtarской толщи варьирует от первых метров в делювиальных шлейфах до 65 м в карстовых депрессиях. В данном типе образований выявлен раннеюрский спорово-пыльцевой спектр с преобладанием разнообразных спор рода *Stereisporites* (до 51 %) и обилием пылицы, в составе которой наряду с древними хвойными большой процент (до 18,4 %) составляют зерна хвойных молодого (юрского) облика.

Отложения *укугутской свиты* (J_{1uk}) (ранний плинсбах) в районе выполняют Уолбинскую палеодепрессию юго-восточной ориентировки. В наиболее прогнутой ее части мощность свиты составляет 45 м. Свита с размывом перекрывает образования дяhtarской толщи,

коры выветривания триаса, осадочные и интрузивные породы нижнего-среднего палеозоя. Представлена она континентальными отложениями прибрежной (приморской) равнины: алевролитами, песчаниками, аргиллитами и конгломератами. В Среднемархинском алмазодобном районе подстилающие грубообломочные горизонты свиты являются основным коллектором алмазов площадного развития. В составе свиты всюду преобладают алевритовые, глинистые, часто смешанные глинисто-алевритовые (алевритово-глинистые) типы пород, насыщенные углефицированными растительными остатками. Пески и песчаники присутствуют в разрезах в виде прослоев и линз, мощностью от 0,1 до 5 м, обуславливая мелко- и крупноритмическое строение разрезов. Конгломераты, гравелиты и песчано-галечные отложения в разрезах свиты образуют от одного до трёх горизонтов мощностью 0,1-4 м, редко до 10 м.

Более выдержан базальный горизонт конгломератов и гравелитов, обладающих следующими особенностями и признаками: светлая, реже зеленовато-серая, синевато-зеленая окраска пород, брекчиевидная текстура, наличие включений щебня и угловато-окатанных обломков, доминирование обломков местных пород из кор выветривания на породах нижнего палеозоя, реже на кимберлитах (доля привнесенных обломков кварцево-кремнистого состава не превышает 5-10 %); алевритово-глинистый, реже песчано-алевритовый состав связующей массы, полное отсутствие галек магматических пород основного состава при изобилии долеритового ильменита, наличие включений обугленной древесины и хорошо окатанных галек и гравия, переотложенных из более древнего промежуточного коллектора; высокая насыщенность продуктами размыва коры выветривания на кимберлитах в надтрубочном и околотрубочном пространстве. Самой большой группой в споровой части укугутских отложений являются споры с “ареа” *Stereisporites spp* (определения Г.В. Касаткиной). В сумме их количество может быть от 9 до 35%. Видовой состав этих спор типично нижнеюрский. В основном, это *Stereisporites congregatus (Bolch.) Schulz* и *S. compactus (Bolch.) Schulz*, хотя встречены и *Stereisporites bujargiensis (Bolch.) Schulz* и *S. incertus (Bolch.) Sem.*, и *S. psilatus (Ross) Pflug.* и *S. seebergensis Schulz* и *Leiotriletes sp.*, *Osmundacidites sp.* 2-10%, причем количество их увеличивается снизу вверх по разрезу.

Осадочные породы *тунгской свиты* (J₁tn) (поздний плинсбах) площадного развития залегают с неглубоким внутриформационным размывом на породах укугутской свиты и трансгрессивно с размывом на породах нижнего палеозоя и трапповых интрузиях. Разрезы свиты, вскрытые многочисленными скважинами, характеризуются удивительным единообразием литофациального состава и выдержанной, но малой мощностью – 5-7 м. Обычно они сложены однотонной пачкой тонкозернистых песчаников (алевропесчаников) с рассеянной

галькой и крупными (до 7,0 см) раковинами пелеципод. Обычно присутствие крупных фрагментов обугленной, часто пиритизированной древесины. Мощность свиты составляет 5-7 м. Отложения охарактеризованы фауной позднего плинсбаха: *Harpax laeviqatus Orb.*, *Tancredia kuznetsovi Kosch.*, *Aquilerella tiunqensis Kosch.*, *Myophoria linqonensis Dunk.*, *Panopea liussica Kosch.*, *Modiolus sp.*, *Velata viliqaensis Polub.*, *Siunqiudella orbiculata Lut.*, *Pleuromia sp.*, (определение О.А. Лутикова).

Сунтарская свита (J_1sn) выделяется в объеме тоарского яруса нижней юры. Её отложения залегают на подстилающих породах тюнгской свиты с резким контактом, иногда с признаками неглубокого размыва. По особенностям литолого-фациального состава, геофизических характеристик и изменению состава групп фауны в трансгрессивно-регрессивных разрезах сунтарской свиты уверенно выделяются четыре литопачки, разделенные незначительными внутриформационными размывами.

Первая пачка (J_1sn^1) представлена в основном аргиллитами с тонкими прослоями алевролитов. Имеет региональное маркирующее значение в составе мезозойской толщи Виллойской синеклизы. На поверхностях таблитчатых отдельностей в алевролитах нередко отмечаются скопления чешуек и зубов рыб, крыльев насекомых и других неопределимых органических остатков, не встречающихся выше, по разрезу свиты. Глинистые отложения относятся к наиболее глубоководным фациям тоарского морского бассейна. Мощность пачки варьирует в пределах 7-15 м. По всему разрезу породы содержат фауну нижнего тоара: *Dacryomya inflata (Ziet)*, *Modiolus nitidula (Dunk)* *Meleagrinnella cf. subtriata (Muenst)*, *Homomya sp.* (определения О.А. Лутикова).

Вторая пачка (J_1sn^2) залегает согласно или с неглубоким внутриформационным размывом на аргиллитах первой пачки. В ее основании обычно имеются крупнозернистые алевролиты с включениями мелкой гальки кремней и подстилающих аргиллитов. В целом разрезы пачки представлены довольно однообразными породами смешанного глинисто-алевритового состава с незначительной примесью мелкозернистой песчаной фракции. Наиболее характерной особенностью пород является высокая насыщенность всего разреза фауной и значительное ее разнообразие: пелециподы, белемниты, гастроподы, реже брахиоподы. Раковины пелеципод и гастропод нередко образуют линзовидные тела ракушняка. Ростры белемнитов крупных, реже мелких размеров, чаще встречаются в нижней половине разреза. Исчезновение массовых скоплений мелких пелеципод - один из признаков определения верхней границы пачки. Во многих литологических пробах в составе тяжелой фракции доминируют пирит и гидроокислы железа. Отложения этой пачки сформировались в обстановках открытого морского бассейна. Мощность их составляет 15-20 м. По всему разрезу они содержат много-

численную фауну нижнего тоара: *Dacryomia inflata* (Ziet), *Dactilioceras* sp., *Tancredia stubendorfi doffi* Sch., *Meleagrinnella subtriata* (Muenst.), *Pseudomitiloides mytileformis*, Polub. В кровельной части появляются редкие формы перекрывающей пачки: *Pseudomitiloides marchaensis* (Petr.), *Meleagrinnella marchaensis* (Petr.) (определения О.А. Лутикова).

Третья пачка (J_1sn^3) сунтарской свиты представлена крупнозернистыми алевролитами, в которых примерно равное соотношение алевритового и тонкозернистого песчаного материала. Они выходят на поверхность только в долине руч. Дюльонг-Оту и залегают с неглубоким внутриформационным размывом на породах второй пачки. Часто размыв носит скрытый характер. Мощность пород третьей всюду небольшая и составляет 10-13 м. Песчано-алевритовые отложения пачки, возможно, относятся к фациям регрессирующего морского бассейна, бедного фаунистическими остатками. Коллекция относительно однообразной фауны верхнего тоара: *Meleagrinnella marchaensis* (Petr.) (много), *Meleagrinnella similis*, *Modiolus numismalis* Opp., *Pseudomitiloides marchaensis* (Petr.), *Oxytomyia kirinae* Velikzh., (определения О.А. Лутикова).

Отложения четвертой пачки (J_1sn^4) широко развиты на поверхности современного среза. На подстилающих породах они залегают согласно, либо с неглубоким внутриформационным размывом. Нижняя граница резкая по всем основным геолого-геофизическим характеристикам. Породы представлены алевролитовыми мелкозернистыми песчаниками. Во многих разрезах в ее основании (0,5 м) отмечается повышенное (до 5-10 %) содержание гальки и гравия кремней, реже подстилающих алевролитов. В кровле пачки нередко залегают пласт сильно глинистых пород мощностью 2-5 м с высокими значениями радиоактивности. Мощность четвертой пачки не превышает 20 м. Формирование отложений происходило в обстановках регрессирующего морского бассейна. Редкие фаунистические остатки представлены пелециподами и морскими звездами. В некоторых участках исследуемой площади в породах пачки определена фауна позднего тоара: *Arctotis marchaensis* (Petr.), *Modiolus numismalis* (Opp.), *Tancredia* sp. ind., *Dacryomya* sp. ind., *Nuculana* sp. ind., *Meleagrinnella* sp. ind. (определения В.Г. Князева, О.А. Лутикова).

Общая мощность сунтарской свиты достигает 60 м. Отложения третьей и четвертой пачек отвечают верхнесунтарским и лохаинским слоям унифицированной стратиграфической схемы. Позднетоарский возраст их обоснован дополнительными сборами и определениями фауны (по Князеву и др., 1991).

Якутская свита (J_2jak) на междуречье Ханья – Накын впервые выделена в рамках геологоразведочных работ Ботубинской ГРЭ [154]. При ГГС-50 [153] они рассматривались в составе сунтарской свиты ниже-среднеюрского возраста. Отложения пользуются ограни-

ченным распространением на водоразделе ручьёв Дяхтар и Дюлюнг. Здесь от размыва сохранилась только нижняя часть якутской свиты, представленная песками, слабо литифицированными песчаниками с линзовидными прослоями конгломератов, гравелитов и алевролитов. Нижняя граница в большинстве разрезов очень резкая, с размывом подстилающих пород четвёртой пачки сунтарской свиты. Мощность отложений якутской свиты не превышает 5 м.

Неогеновая и четвертичная системы

В пределах Накынского кимберлитового поля выделяются плиоцен-нижнечетвертичные отложения озерно-аллювиальной равнины, аллювий пяти надпойменных террас и современные отложения.

Плиоцен–нижнечетвертичные отложения (N_2-Q_1) – аллювий аккумулятивной равнины, отложения которого залегают на поверхностях выравнивания с абсолютными отметками 210-245 м. Русловые фации мощностью от 0,5 до 13,0 м состоят из галечников и песков, пойменные (2-10м) – из алевролитов и илистых осадков. В изолированных понижениях рельефа развиты озерные и аллювиально-озерные алевролитовые осадки мощностью до 32,8м.

Аллювий V надпойменной террасы ($a^3 Q_1$) высотой 60-70м и общей мощностью 15,3м, развит в долине р. Марха. Пойменные фации (0-10,8м) сложены илами, супесями и суглинками, русловые (1-15,3м) - галечниками и песками с галькой.

Аллювий II надпойменной террасы ($a^2 Q_{II}$) высотой до 30-40м и общей мощностью до 13,7 м. Распространен ограниченно. Мощность пойменных отложений (супеси, илы) – 0-7,2м, русловых (галечники, пески) – 1-10,9м.

Четвертичные отложения (Q_{IV}) представлены современными отложениями элювиально-делювиального, делювиального и пролювиального генезиса. Водораздельные элювиально-делювиальные образования и склоновые фации мощностью от 0,5 до 2,7 м имеют плащеобразное распространение на терригенных отложениях юры. Они сложены довольно однообразными суглинками, реже супесями грязно-серой, коричневой и бурой окраски. Нередко содержат гравий и мелкую гальку кремней. На заболоченных поверхностях выравнивания иногда развиты озерно-болотные илистые, мощностью 1,3-3,0 м.

3.2. Магматизм

Магматическая деятельность в районе пространственно приурочена к осевой части Вилюйско-Мархинской зоны и связана с формированием в среднем палеозое Вилюйской палеорифтовой системы. Это проявилось в неоднократной смене режима напряжений с преобладающего режима растяжения на локальный режим сжатия. Результатом магматической ак-

тивности явилось широкое проявление гипабиссальных интрузий, трубок взрыва и жил кимберлитов.

Магматические образования района сложены породами трапповой и кимберлитовой формаций, а также своеобразными породами, приуроченными к краевым частям тел щелочных базитов – «эксплозивными брекчиями». Трапповая формация среднепалеозойского возраста, представлена интрузивными образованиями, входящими в состав известного Вилюйско-Мархинского дайкового пояса межрегионального развития и контролируемая одноименной зоной глубинных разломов. Кимберлитовая формация (возраст трубки Нюрбинская $399,6 \pm 4,6$ млн. лет [85] по ранним данным имеет возраст 364 ± 5 млн лет, а тр. Ботуобинской 344-365 млн лет), представлена трубками взрыва и интрузивными телами неясной морфологии и входит в состав Накынского кимберлитового поля.

Временные взаимоотношения кимберлитового и базитового магматизма достаточно сложные. Щелочные базиты инъецируют как кимберлиты трубки Нюрбинская, так и габбро-долериты; и сами же в свою очередь составляют значительную долю обломочного материала в эксплозивных брекчиях. Таким образом, предполагается следующая последовательность магматических образований: долериты > габбро-долериты > кимберлиты > щелочные базиты > эксплозивные брекчии [154].

В пределах поля преимущественным распространением пользуются секущие тела основного состава дайковой ассоциации, незначительную часть интрузий в единичных случаях представляют силлы и хонолиты. Хонолитовое тело на площади в единственном виде представляет Лиендокитский интрузив, состоящий из крутопадающей дайки, которая в верхней части обнажения расширяется и переходит в хонолит. Пластовые тела (силлы) в пределах участка были вскрыты разведочной скважиной 28/159 пробуренной по трубке Нюрбинская в интервалах глубин 948,0-948,8 м и 992,0-994,0 м. В виду своей малой мощности тела слабо раскристаллизованы и внешне представлены афанитовыми, темно-серыми долеритами миндалекаменного облика с зеленоватым оттенком (хлоритизация). В петрохимическом отношении магматиты площади в большей степени относятся к нормальным в отношении щелочей и субщелочным сериям толеит-базальтового расплава, исключение составляют щелочные (ультракалиевые) базиты, установленные в районе трубки Нюрбинская в непосредственном контакте с кимберлитами [105].

Долериты и габбро-долериты являются самыми распространенными магматитами площади. Породы этой группы на площади представлены секущими дайковыми интрузиями и вскрыты многочисленными поисковыми скважинами - по Северному и Южному разломам. К этой же группе тел можно отнести дайку разбуренную скважиной 564/437 приуроченную к

Ботуобинскому разлому. Дайку, либо ее маломощные неправильной формы апофизы, интрузирует секущее тело щелочных базитов [82]. Мощность даек по результатам бурения не установлена, а согласно имеющимся обнажениям в борту р. Мархи близка к 30-35 м. Щелочные базиты установлены пока лишь в пределах Накынского кимберлитового поля. В большинстве своем это тела плохо раскристаллизованных, недифференцированных щелочных базитов, сложенных тонкозернистыми разностями пород миндалекаменного облика. Форма и протяженность тел щелочных базитов достоверно не определена, можно лишь говорить, что это локальные интрузии секущего характера.

Эксплозивные брекчии – породы, которые относятся к завершающей флюидно-взрывной фазе магматической деятельности на Накыском кимберлитовом поле. Термин «эксплозивные брекчии» применяется здесь для того, чтобы подчеркнуть текстурные особенности пород и явно выраженную флюидно-магматическую природу и их возможную генетическую связь с кимберлитами. В настоящее время достоверно установлено, что exploзивные брекчии связаны исключительно со становлением интрузий щелочных базитов и образуются по их дезинтегрированным породам, возникшим в приконтактных зонах вследствие взрывной дегазации [82]. Эксплозивные брекчии могут быть преимущественно базитового, базит-карбонатного либо преимущественно карбонатного состава. Ширина зон дробления чаще всего составляет первые метры реже больше.

Кимберлитовые тела, образующие в верховьях руч. Дяхтар (левый приток р. Марха) линейный куст (расстояние между телами в среднем 2,2 км), локализованы в пределах тектономагматического блока, ограниченного по-разному ориентированными разломами Вилуйско-Мархинской и Среднемархинской тектонических зон, залеченными дайками основного состава.

В настоящее время в районе известно две трубки (Ботуобинская и Нюрбинская), тела даечного типа Мархинское и Майское и жилы кимберлитов, вскрытые одиночными скважинами. Расположение трубок осложняется рудовмещающим разломом Диагональный северо-восточного простирания. Кимберлитовые трубки прорывают карбонатные породы кембрия и ордовика и перекрываются 50-95-ти метровой толщиной нижнеюрских отложений.

3.3. Тектоника

В современном структурном плане территория объекта располагается на северо-западном борту Вилуйской синеклизы. Глубина залегания фундамента на площади работ изменяется от 2,8 до 4,0 км. В целом, поверхность фундамента погружается к юго-востоку, в сторону Вилуйской синеклизы (рис. 3.3). Осложняющими фундамент элементами являются

грабенообразные депрессии северо-западного простирания, выходящие со стороны Ыгыатинской и Линденской впадин. К одной из этих депрессий (Митюхин, 1997) пространственно приурочено Накынское кимберлитовое поле и рассматриваемая площадь.

Кристаллический фундамент по данным нефтепоисковых скважин представлен древними метаморфическими образованиями архея и протерозоя - гранитогнейсами с прослоями биотитовых гнейсов и амфиболитов. Тектоническое строение фундамента и схемы его районирования опираются на геофизические данные. По ранним данным район расположен в пределах Тюнгского ортокротона, граничащего южнее участка с Байкало-Виллюйским раннепротерозойским подвижным поясом. Объект находится в юго-западной части Виллюйско-Мархинской зоны позднеархейского - раннепротерозойского ультраметаморфизма.

Платформенный чехол. На исследуемой территории выделяются геологические образования (мегакомплексы), соответствующие четырем тектономагматическим этапам формирования платформенного чехла Сибирской платформы: байкальского (PR_2^{1-3}), каледонского (PR_2^4-S), раннегерцинского (D-C₁) и альпийского (J-Q).

Байкальский мегакомплекс. Рифейские отложения представлены конгломератовой и доломитовой пачками. Осадки этого возраста выполняют грабенообразные прогибы и впадины, осложняющие фундамент.

Каледонский мегакомплекс. Согласно общепринятым схемам тектонического развития Сибирской платформы в каледонский мегакомплекс включены осадочные толщи от венда до силура включительно. На рассматриваемой территории осадки венда залегают на размытой поверхности кристаллического фундамента, частично на рифейских образованиях и имеют повсеместное распространение. Непосредственно на площади изучения отложения силура отсутствуют (размыты).

Нижнегерцинский мегакомплекс. Образования нижнегерцинского мегакомплекса представлены кимберлитовыми телами Накынского поля и магматическими породами базальт-долеритовой формации в составе Виллюйско-Мархинского комплекса, к которому относятся крутопадающие дайкообразные тела, пространственно и генетически связанные с ними субпластовые залежи (силлы) долеритов в отложениях ордовика и кембрия, а также эксплозивные брекчии.

Альпийский мегакомплекс. Его образования слагают северо-западный борт Виллюйской синеклизы. Они повсеместно распространены на исследуемой площади, постепенно выклиниваясь к ее северной границе. Основание мегакомплекса представлено отложениями нижней юры, которые со стратиграфическим несогласием перекрывают отложения ордовика и верхнего кембрия.

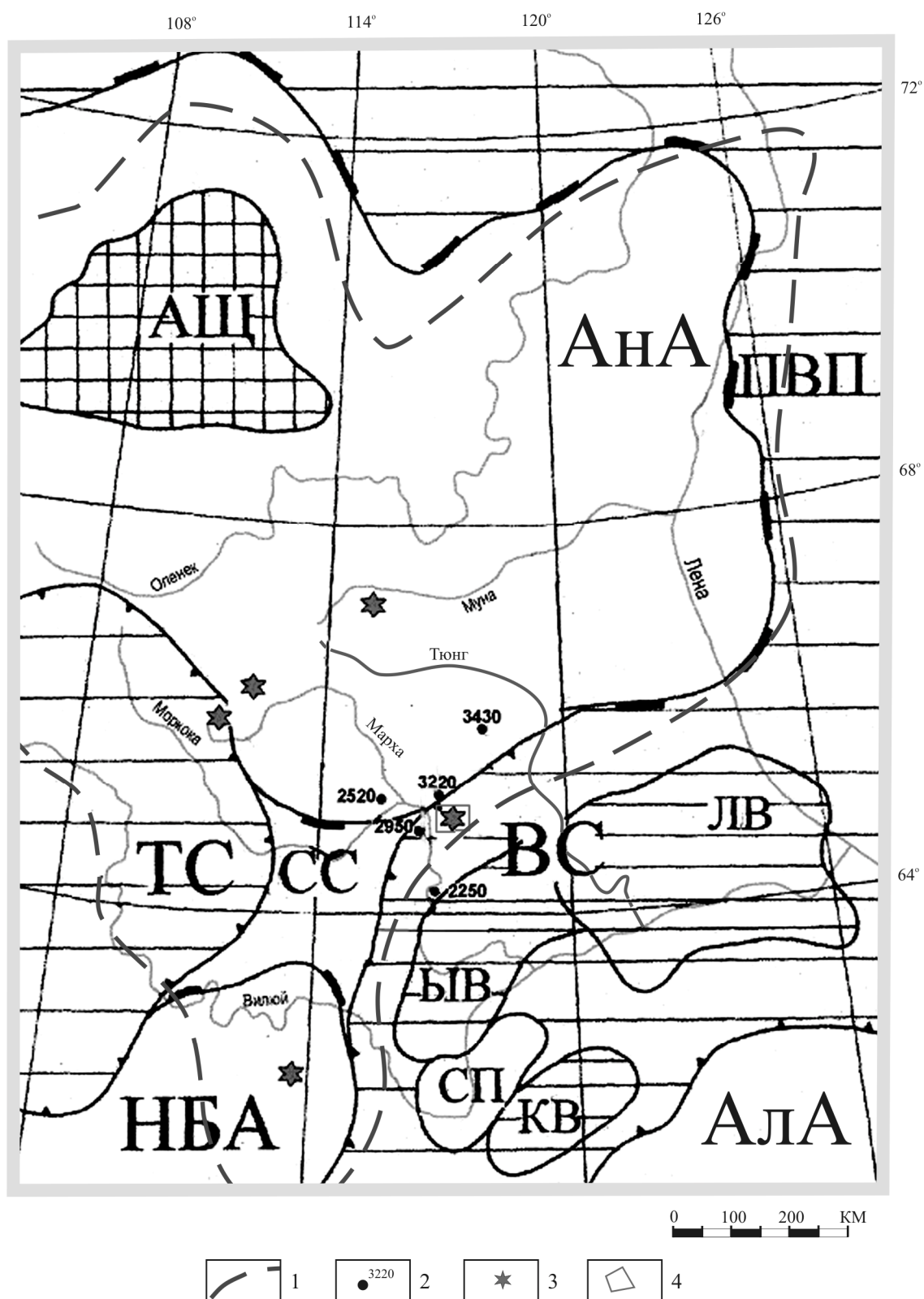


Рис. 3.3. Структурно-тектоническая схема (по В. П. Волошину и др., [148]) (упрощённая) Якутской алмазоносной провинции (по Н. И. Гореву, [14]).

Примечания: 1 - граница Якутской алмазоносной провинции; 2 - глубина залегания фундамента; 3 - кимберлитовые поля; 4 - площадь исследований. Структуры: НБА - Непско-Ботуобинская антеклиза; ТС - Тунгусская синеклиза; ВС - Вилюйская синеклиза; АИЦ - Анабарский щит; АЛА - Анабарская антеклиза; АНА - Алданская антеклиза; ПВП - Предверхоаянский прогиб; СС - Сюгджерская седловина; ЛВ - Линденская впадина; БВ - Ыгыатинская впадина; СП - Сунтарское поднятие; КВ - Кемпендяйская впадина

Структуры осадочного чехла. В современном структурном плане исследуемая площадь занимает фрагмент структур I порядка Сибирской платформы. Площадь расположена на северо-западном борту Вилуйской синеклизы, наложенной на юго-восточный склон Анабарской антеклизы [61]. Весь разрез осадочного чехла подразделяется на два структурно-литологических этажа – венд-нижнепалеозойский и мезозойский. Оба этажа имеют повсеместное распространение.

Венд-нижнепалеозойский структурно-литологический этаж включает относительно спокойно залегающие терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные породы венда, кембрия, ордовика и силура мощностью около 3,5-3,8 км. По фациальным особенностям ниже-среднекембрийских отложений район входит в состав Анабаро-Синской рифогенной структурно-фациальной области, разграничивающей солеродную Непско-Ботуобинскую и нормально морскую Юдомо-Оленекскую структурно-фациальные области. На стадии инверсионного развития структур в конце среднего палеозоя произошел основной денудационный срез, в процессе которого в районе Накынского поля были полностью смыты отложения среднепалеозойского структурно-литологического этажа и значительная часть пород венд - нижнепалеозойского.

Мезозойский структурно-литологический этаж представлен терригенными юрскими отложениями, которые с резким стратиграфическим несогласием залегают на различных горизонтах нижнего ордовика, перекрывая их в виде плаща различной мощности. Для мезозойского яруса характерно, в основном, горизонтальное залегание. Очень слабое падение к юго-востоку, не превышающее 10° , фиксируется лишь по смене залегающих на нижнепалеозойском цоколе древних отложений более молодыми образованиями в направлении с юго-востока на северо-запад. Абсолютные отметки плотика в пределах Уолбинской депрессии плавно понижаются с северо-запада на юго-восток от 220 м в районе устья р. Ханья до 80 м в долине р. Накын. Проведенный литолого-фациальный анализ и построенные на его базе геологические разрезы позволяют говорить о том, что данная депрессия унаследовала крупное понижение карбонатного цоколя, открывающееся в сторону Вилуйской синеклизы.

Разрывные нарушения. В пределах Среднемархинского алмазоносного района, куда относится и характеризуемая площадь, к системе наиболее древних (доплатформенных) относятся ряд региональных разломов, пересекающих всю территорию района. Эта система объединяет в себе две серии - северо-западную, состоящую из Жиганского, Мунского, Среднемархинского разломов и северо-восточную, включающую Мерчимденский (Катанга-Вилуйский) и Джекиндинский разломы.

Другая система разрывных нарушений также имеет относительно глубинный характер. Выделение и трассирование этих разломов основывалось на материалах региональных сейсморазведочных работ. Разломы фиксируются на разных сейсмических горизонтах, большинство из них пересекают весь осадочный чехол в объеме рифейской и венд-нижнепалеозойской толщи. Падение разломов вертикальное и субвертикальное. Анализ пространственного распределения разломов показывает, что они являются составной частью системы выделяемых здесь по данным обработки результатов сейсморазведки протяженных линейных депрессий грабен-синклиналей и структурных желобов, располагаясь вдоль их бортов или вблизи их центральных (осевых) линий. Севернее и северо-восточнее площади работ в кровле пород верхнего кембрия эта система, вероятно, приурочивается к трем линейно вытянутым депрессиям, имеющим северо-западное направление и ориентированным по азимутам 320–335°.

Тектоническая зона системно включает в себя две серии (ветви). Севернее площади прослеживается Лиендокитская зона разломов, выполненная дайками долеритов, относящихся к Накын-Линденской ветви разрывных нарушений. Данная ветвь в региональном плане выражена сближенными наиболее протяженными прямолинейными дайками с общим азимутом простирания 40-45°. К южной половине площади, в пределах которой проводилось бурение поисковых скважин, приурочены нарушения Ханья-Накынской зоны, представляющие собой прямолинейные зоны разломов, имеющие общий азимут простирания 60-70°. В рамках площади данные нарушения, включают Северный, Нюрбинский, Ботуобинский, Дяхтарский и Южный разломы.

4. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ДОЮРСКИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ - ОСНОВНЫХ ИСТОЧНИКОВ СНОСА ГЛИНИСТОГО МАТЕРИАЛА

Региональные исследования кор выветривания на территории Западной Якутии Э.А. Шамшиной [119], Н.Н.Зинчука [27, 28], Н.Н.Зинчука и Д.Д. Котельникова [29, 30] и других свидетельствуют о весьма длительном развитии процессов денудационного выравнивания и глубоком денудационном срезе. В доюрское время особо выделяются своей продолжительностью и широким развитием по площади позднепротерозойский (дорифейский), средне-позднепалеозойский (поздний девон – ранний карбон) и раннемезозойский (средне-позднетриасовый) этапы выравнивания рельефа и эпохи коробразования. Учитывая средне-палеозойский возраст кимберлитовых диатрем региона, последние две эпохи являлись решающими для формирования древних россыпей алмазов. На Накынском кимберлитовом поле сохранились от размыва только средние и нижние горизонты средне-позднетриасовых кор выветривания.

Средне-позднетриасовая кора выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя развита на территории Якутии повсеместно, но значительные по размерам и мощности поля ее распространения сохранились от размыва в основном в центральной части Среднемархинского алмазоносного района. Здесь мощность коры выветривания составляет обычно 10-15 м, достигая иногда 30-40 м в наиболее полных профилях. На остальной площади развития терригенно-карбонатных пород (в пределах центральной части Ангаро-Вилюйского прогиба — северная и южная впадины) нижние горизонты этой коры выветривания с редкой мощностью больше 1 м вскрыты только в единичных скважинах [27].

На Накынском кимберлитовом поле в разрезах с сохранившимися неполными профилями кора выветривания (Т₂₋₃) обычно представлена карбонатными глинами и алевролитами, иногда комковатыми. Окраска их варьирует от желтовато-буровато-серого до зеленого, а иногда и ярко голубого цвета. В более полных профилях вверху залегают желтые, ржаво-желтые и красновато-бурые железненные глины мощностью до 5 м.

Главными минералами легкой фракции продуктов этой коры выветривания являются кварц (до 79 %) и полевые шпаты (до 29 %) [27]. Содержание кварца вверх по разрезам, как правило, увеличивается за счет разрушения полевых шпатов. В верхних горизонтах наиболее мощных профилей зерна кварца обычно сильно корродированы, трещиноваты и покрыты вторичными продуктами. Среди полевых шпатов преобладают микроклин и олигоклаз, а также единичные зерна альбита и санидина [100]. Характерны для легкой фракции доломит и кальцит. Из других минералов отмечаются в незначительном количестве зерна халцедона,

опала, чешуйки мусковита, а на севере района еще и желваковидные скопления алуниита и базальюминита.

В тонкодисперсной фракции (мельче 0,001 мм) выветрелых терригенно-карбонатных пород преобладает гидрослюда 1M со сравнительно высоким совершенством структуры и монтмориллонит-гидрослюдистое смешаннослойное образование (ССО) с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов [139]. Гидрослюда 1M ассоциирует с гидрослюдой 2M₁. Выше по разрезу (на глубине примерно 5 м) наблюдается некоторое увеличение в структуре смешаннослойной фазы количества разбухающих пакетов со свойственной им, как и в других разрезах (особенно в их низах), тенденцией к упорядоченному чередованию со слюдоподобными слоями. В верхах разреза в зоне гидролиза появляется также примесь каолинита с полубеспорядочной структурой. Помимо этого, в пустотах и трещинах отложений ордовика, по которым развито химическое выветривание, встречаются глины с каолинит-монтмориллонитовым ССО (до 42 %) и прозрачными, светлыми слюдами.

По данным химических анализов [27], для образований доюрской (Т₂₋₃) коры выветривания характерна повышенная концентрация SiO₂ (63,84-76,75 %), Al₂O₃ (6,67-15,19 %) и Fe₂O₃ (2,21-7,34 %). При этом содержание оксидов железа обычно увеличивается вверх по разрезам. Процесс разрушения в гипергенных условиях монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослойного образования сопровождается выносом из его структуры калия, что подтверждается уменьшением его концентраций в продуктах выветривания (от 5,72 до 2,33 %) [27]. Все эти компоненты отнесены (по Н.Н. Зинчуку, [30]) к числу наиболее изменяющихся (количественно) в данных профилях выветривания. Остальные компоненты относительно инертны. Интенсивное накопление в некоторых горизонтах кремнезема связано с развитием здесь кремнистых образований (в виде линз, желваков и т. д.), возникших вследствие переотложения SiO₂, выносимого из структуры исходных минералов в процессе формирования за их счет нового минерала — каолинита. Колебания ряда коэффициентов выветривания (по Н.Н. Зинчуку, [30]): SiO₂:Al₂O₃ = 1,7-11,5; Al₂O₃:K₂O = 1,2-11,8; Al₂O₃:Na₂O = 18,4-146,0; K₂O:Na₂O = 8,4-43,6 свидетельствуют о довольно неравномерном проявлении по разрезам интенсивности преобразования пород и распределения глинистой составляющей. В целом доюрская кора выветривания, развитая по терригенно-карбонатным породам нижнего палеозоя, относится к щелочному типу.

Наиболее детально средне-позднетриасовая кора выветривания на магматических породах основного состава (трапповая формация) изучена на юго-восточной окраине Тунгусской синеклизы [32]. На Накынском кимберлитовом поле развитая по траппам площадная остаточная кора выветривания (Т₂₋₃) вместе с породами субстрата в раннеюрское время под-

верглась интенсивной денудации. Поэтому элювий сохранился здесь от размыва только в понижениях или опущенных отдельных блоках и распространен фрагментарно. Мощность уцелевшей коры составляет первые метры, но иногда достигает 20 м и более. Зачастую от размыва сохранилась лишь нижняя часть профиля коры, представленная щебнем долеритов.

Кроме площадной коры выветривания, на отдельных участках установлена линейная кора выветривания долеритов мощностью до 15-20 м, развитая вдоль тектонических нарушений. Большинство полей этой коры сохранилось на склонах мезозойских депрессий, где она перекрыта нижнеюрскими осадками.

В разрезе первичная структура долеритов интенсивно преобразована. Отмечается густая сеть трещин, выполненная вторичным кальцитом, гетитом, гематитом и другими новообразованиями. Большинство реликтовых минералов замещено глинистыми образованиями и гидроокислами железа. Тонкодисперсная фракция (мельче 0,001 мм) представлена вермикулитом ($d_{060}=1,543 \text{ \AA}$), ди-триоктаэдрическим ($d_{060}=1,503 \text{ \AA}$) и диоктаэдрическим ($d_{060}=1,488 \text{ \AA}$) монтмориллонитом. Образование в нижних горизонтах коры выветривания вермикулита связано преимущественно с изменением биотита [27]. Вынос в дальнейшей части Mg из структуры вермикулита и окисление подавляющей массы Fe^{2+} ведет к возникновению монтмориллонита, близкого ди-триоктаэдрическому. Монтмориллонит в межслоевых промежутках содержит в основном Mg и Na и сравнительно мало Ca [27].

Выше породы обычно приобретают желтовато-бурую окраску и становятся рыхловатыми. Структуры материнских пород еще различимы. Содержание вермикулита резко снижается, что сопровождается уменьшением d_{060} до $1,53 \text{ \AA}$ и образованием вермикулит-монтмориллонитового ССО. Наблюдается постепенное исчезновение Na- монтмориллонита. Сметиты приобретают более диоктаэдрический характер ($d_{060}\approx 1,50 \text{ \AA}$). Появляется незначительная примесь каолинита. В выветрелых породах Fe^{2+} распределено сравнительно равномерно [32]. Образовавшиеся в результате частичного разложения плагиоклазов пустоты нередко заполнены минералами-новообразованиями. Среди выветрелых пород трапповой формации встречается трубчатая разновидность глинистого минерала – галлуазит [6, 74]. По-видимому, эти находки связаны с выветриванием олигоклаза в трахибазальтах, которые в небольшом количестве развиты в районе.

Колебания ряда коэффициентов выветривания незначительны (по Н.Н. Зинчуку, [32]): $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,8-4,1$; $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O} = 0,2-6,5$; глинизация – $0,8-3,1$; аллитизация – $0,9-1,8$ и ферритизация – $0,1-5,8$. Более ярко варьируют коэффициенты: $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{K}_2\text{O} = 2,2-114,8$; $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{Na}_2\text{O} = 5,9-287,1$; выщелачивания – $6,3-112,3$; окисления – $0,2-91,0$ и разложения – $1,3-21,5$, что свидетельствует о довольно неравномерном развитии вторичного минералообразования. По-

следовательность изменения химического и минерального состава долеритов в процессе выветривания указывает на его щелочной тип.

В целом коры выветривания на долеритах, благодаря широкому распространению в районе исследований, являлись весьма важным местным источником терригенного материала для формирования юрских отложений.

Среди кимберлитовых трубок Западной Якутии известно довольно много перекрытых юрскими отложениями. Мощность коры была значительной, о чём свидетельствуют наблюдающиеся обнажения выветрелых пород мощностью до 20 м.

Почти на всех изученных трубках нет верхних горизонтов коры выветривания, а в разной степени сохранились её нижние горизонты или корни. Наибольший мощный разрез кимберлитов, подвергшихся выветриванию, изучен на тр. Им. XXIII съезда КПСС (Зинчук Н.Н. и др., 1975-1983). По минеральному признаку на брекчиевидных кимберлитах выделяются две зоны коры выветривания (И.С. Рожков, [80]):

1. Верхняя зона, где преобладают смектиты, имеет мощность до 10 м. Среди других минералов наблюдается гидроокислы железа, лейкоксен, керолит, сепиолит, арагонит, кальцит, доломит, серпентин, кварц, халцедон.

2. В нижней зоне, обычно мощностью 10 м, преобладают гидрослюды. Характерны серпентин, серпофир, кальцит, доломит, лейкоксен, смектиты. Ниже наблюдается дресва кимберлитов, постепенно переходящая в плотные разности. Иногда в кимберлитах керолит, сепиолит и монтмориллонит образуют крупные выделения.

Уцелевшую от размыва верхнюю часть трубки Ботуобинская можно сравнивать только с зоной дезинтеграции и начального выщелачивания, близких к кимберлитам ультраосновных пород [28]. Образовавшаяся в процессе взрыва брекчия здесь дезинтегрирована, а первоначальная цементирующая масса породы разрыхлена. Верхняя часть выветрелой породы выполнена главным образом хлоритом.

Верхняя часть трубки Нюрбинская, также как и трубки Ботуобинская, характеризуется большим количеством хлорита. Содержание смектитов, которые здесь представлены своими железистыми разновидностями [28], заметно увеличивается вниз по разрезу и на глубине 68 м достигает более 50 %. Порода по всему разрезу содержит в небольшом количестве (до 10 %) каолинит.

Так в тонкодисперсной фракции (мельче 0,01 мм) остаточной коры выветривания кимберлитового тела Майское, мощностью 8 м, выделено характерное повышенное содержание хлорита вверх по разрезу (до 30 %); присутствуют гидрослюда (15-20 %), характеризующаяся как иллит ($d_{010} \approx 9,88-10,1 \text{ \AA}$), каолинит (до 15 %), встречены проявления каолинит-

монтмориллонитового и иллит-монтмориллонитового смешанослойных образований. Химический состав глинистой составляющей варьирует снизу вверх по разрезу следующим образом (аналитик Лелюх И.Г., ЦАЛ Ботуобинской ГРЭ): SiO₂ от 41,96 до 51,51 %; Al₂O₃ от 2,53 до 17,06 %; MgO от 32,21 до 5,11 %; Fe₂O₃ от 7,06 до 10,14 %; K₂O от 0,16 до 2,12 %; Na₂O от 0,07 до 0,12 %.

В поверхностных зонах свежий флогопит – первичный минерал кимберлитов встречается редко. Округлые зерна флогопита обычно почти полностью превращены в хлорит или гидрослюда – вермикулит, и лишь в центральной части зерен редко наблюдаются реликты буровато-коричневого флогопита.

Серпентин в нижних горизонтах выветрелых кимберлитов характеризуется слоями структурного типа «А» и «В» [29, 44]. При этом для частиц новообразованного политипа «А» вначале характерна округлая глобулярная форма размером до 0,5 мкм в диаметре. Эти частицы иногда образуются на острых гранях других минералов. Вверх по разрезу наблюдаются укрупненные чешуи серпентина и их «гроздеобразные» сростки с некоторым проявлением псевдогексагональной огранки.

Среди других минералов в корях выветривания, развитых по кимберлитам, различными исследователями отмечаются галлуазит и минералы группы сепиолита-палыгорскита. Галлуазит в подчиненном количестве встречается во всех зонах коры выветривания [80]. Особо он характерен для трубок Зарница и Ленинградская. Минералы группы сепиолита-палыгорскита широко развиты в элювии трубки. Мир. Форма их типичная – волосовидные длинные частицы и их агрегаты.

На Накынском кимберлитовом поле в отложениях, перекрывающих кору выветривания кимберлитов, присутствуют обугленные остатки древесины, окисление которых продолжалось после их захоронения и происходит в настоящее время. Угольная кислота, выделяемая в процессе окисления, несомненно, влияет на минералообразование в отложениях и играет решающую роль в ходе постседиментационных изменений. Под влиянием углекислоты силикатные минералы ниже залегающей коры выветривания преобразуются в каолинит. В верхах коры выветривания тр. Ботуобинская каолинит выполняет довольно крупные (около 1 мм) чешуйки. Следовательно, определяющим фактором окончательного состояния экзогенных образований кимберлитовых трубок территории исследований являются растительные остатки, обусловившие изменение исходных породообразующих минералов.

В целом коры выветривания на кимберлитах в доюрское время имеют зональное строение и относятся к остаточным локальным типам, находящимся на стадии гидратации исходных минералов и выщелачивания наименее устойчивых компонентов. В них значительную

роль играют минералы гидрослюд при заметном развитии процессов монтмориллонитизации. На поверхности некоторых трубок накапливались продукты типа «желтой земли», состоящие из смеси глинистых минералов – хлорита, смектитов, гидрослюды, и различных окислов и гидроокислов железа, характерных для конечных продуктов выветривания кимберлитов Западной Якутии.

Таким образом, основными поставщиками аллотигенных глинистых минералов в нижнеюрские континентальные алмазоносные отложения Накынского кимберлитового поля служили средне-позднетриасовые коры выветривания, развитые по терригенно-карбонатным породам ордовика, образованиям трапповой формации и кимберлитам. Ближний снос продуктов выветривания в карстовые полости и накопление их главным образом в пресноводных континентальных водоемах определили слабое гидрохимическое воздействие среды на глинистые минералы. Особенности вещественного состава кор выветривания различных пород могут быть использованы при палеореконструкциях, в частности для определения источников сноса терригенного материала.

5. ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЯХТАРСКОЙ ТОЛЩИ

В современных представлениях [150] в доюрское время исследуемая территория представляла собой приподнятую холмистую равнину с умеренным климатом и сезонными атмосферными осадками. В позднем триасе сформировалась низменная аллювиальная аккумулятивная равнина с двумя радиально секущими сточными палеодепрессиями - Уолбинской и карстовой Дюллонг-Дяхтарской. Наземные и подземные карстовые полости с водотоками дали начало юрским осадочным образованиям. В начале юры имел место значительный размыв ранее образовавшихся кор выветривания [27]. Дезинтегрированный материал коренных пород из коры выветривания поступал в формирующиеся понижения доюрского рельефа. В континентальных отложениях в определённых условиях могли концентрироваться полезные компоненты, содержащиеся в материале размываемой коры. Большое количество находок алмазов и довольно широкое их распространение свидетельствуют о весьма заметном размыве доюрской коры выветривания.

Отложения дяхтарской толщи (J_{1dh}) (геттанг-синемюр) залегают с размывом на образованиях площадной коры выветривания (T_{2-3}) либо непосредственно на нижнепалеозойском кимберлитовмещающем цоколе (O_{1ol}) и перекрываются осадочными породами укугутской (J_{1uk}) и тюнгской свит (J_{1tn}). Породы дяхтарской толщи сложены делювиальными и делювиально-пролювиальными образованиями, которые также заполняют карстовые полости в совокупности с флювиальными, озёрно-болотными и инфлювиальными. Они представлены различными фациями (рис. 5.1): русловыми; склонов и их подножий; потоков конусов выноса; проточных и застойных вторичных водоёмов речных долин; подземных, внутрикарстовых временных водотоков; обвалов в карстующихся формах.

Флювиальные отложения дополняют разрез совокупностью трудно диагностируемых генетических типов, образование которых связано с деятельностью текучих вод, характеризующихся неоднородностью осадков. Часто из-за плоского палеорельефа сложно отделить по внешним признакам флювиальные фации от делювиальных. В своём объёме карстовые полости включают отложения фаций проточных озёр речных долин и застойных, часто зарастающих вторичных водоёмов пойм. Как таковые, собственно озёрно-болотные отложения редки. Они выделяются в сочетании с различными фациями по мере проседания карстующихся форм рельефа. Обнаруженные в депрессиях инфлювиальные отложения фаций внутриформационных временных водотоков заполняют грубообломочным слабо окатанным (чаще не окатанным) материалом пустоты, путем проникновения или втекания ручейков,

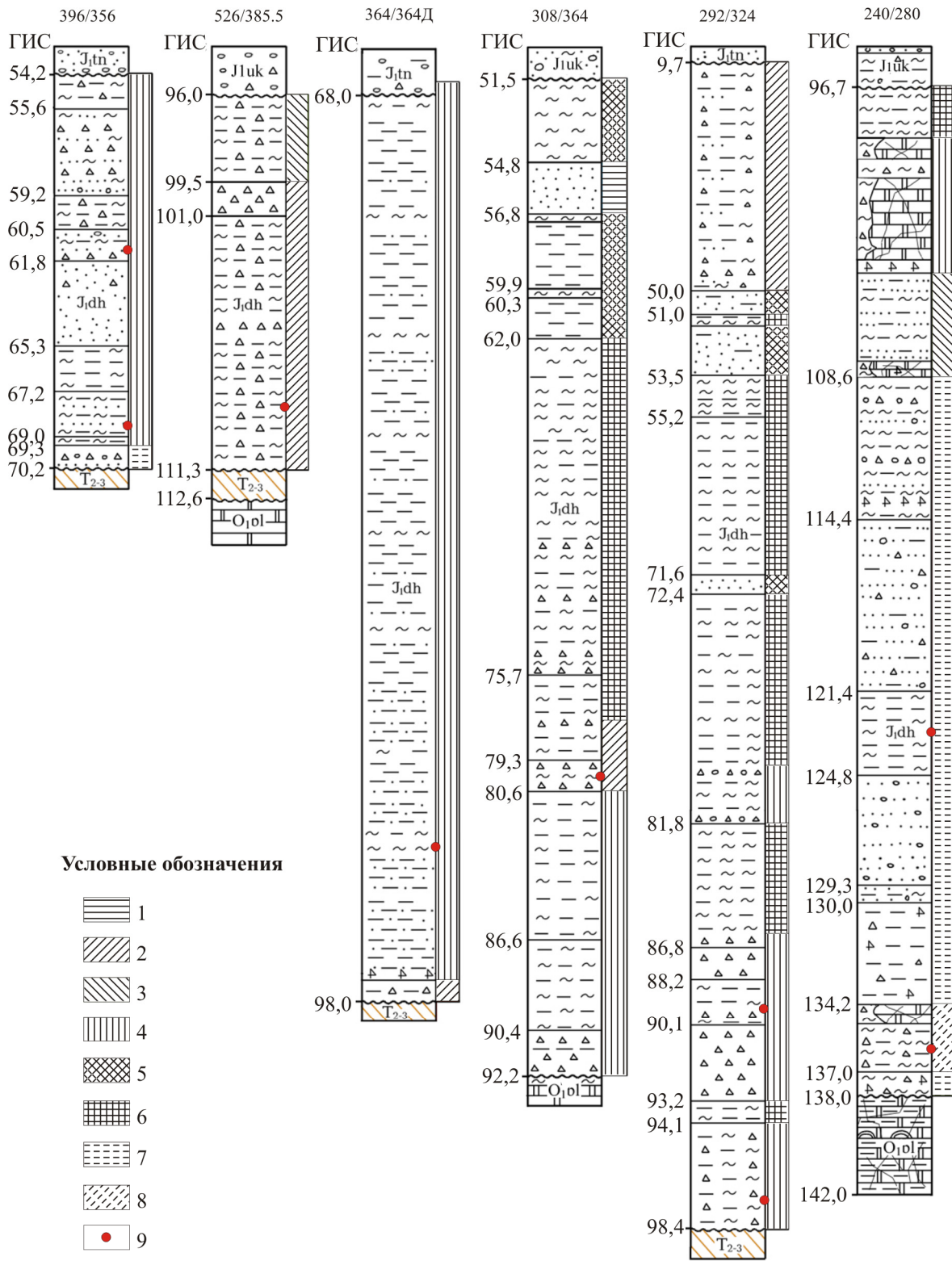


Рис. 5.1. Литолого-фациальные колонки отложений дяхтарской толщи.

Примечания. Фации: 1 - русловые; 2 - русел временных водотоков; 3 - склонов и их подножий; 4 - потоков конусов выноса; 5 - проточных озёр речных долин; 6 - застойных, часто зарастающих вторичных водоёмов поймы; 7 - внутрикарстовых временных водотоков; 8 - обвалов карстующихся форм. Прочее: 9 - точка отбора образца.

Составлено на основе поисково-разведочных работ Ботубунской ГРЭ (по данным С. М. Халитовой, 2007)

иногда большой мощности. В целом это довольно зрелые отложения, состоящие, в основном, из продуктов переотложения кор выветривания, развитых на терригенно-карбонатных породах нижнего ордовика. В морфоструктурном плане в пределах Дюлюнг-Дяхтарской палеодепрессии карстовые воронки образуют сложные ветвисто-линейные формы, отражающие сложную систему наземных и подземных карстовых рек с движением водных потоков в юго-западном направлении (рис. 5.2). Литолого-фациальные обстановки в тектонически предопределенных карстовых депрессиях неоднократно менялись, что запечатлено в смене фаций карстовыполняющих отложений. Наибольшее количество карстовых форм рельефа отмечается в районе известных кимберлитовых трубок Ботубинская и Нюрбинская, где их размещение контролируется Ботубинским, Дяхтарским и Диагональным разломами.

Наиболее широким площадным распространением пользуются делювиальные (элювиально-делювиальные) образования, представленные уплотненными бескарбонатными алевроитовыми глинами. В основном это слабо смещенные продукты коры выветривания на терригенно-карбонатных породах нижнего ордовика.

5.1. Характеристика карстозаполняющих глинистых пород

В дяхтарское время (геттанг-синемюр) в районе развития сильно раздробленных карбонатных пород нижнего ордовика в полосе шириной 5-6 км и протяженностью около 25 км между современными ручьями Дяхтар и Дюлюнг образовалось большое количество карстовых депрессий. Их формированию, как и на всей Сибирской платформе, предшествовала позднее-триасовая эпоха корообразования с интенсивным развитием карста. Примыкающие к кимберлитовым трубкам карстовые депрессии, вмещающие россыпи алмазов, представляют собой новый для Сибирской алмазоносной провинции промышленный тип россыпей [16]. Эти образования сыграли большую роль в становлении и сохранении мезозойских россыпей алмазов [72].

Карстовые формы, аккумулирующие осадочные породы дяхтарской толщи, разнообразны по морфологии, условиям образования и заполнения. При оценке общей геологической роли карста учитывался литологический состав выполняющих отложений, характер их стратификации, тип слоистости, форма депрессий.

В плане карстовые депрессии имеют изометричную, нередко вытянутую форму северо-восточного и северо-западного простирания, согласующуюся с направлением разломов Вилуйско-Мархинской и Средне-Мархинской зон. Глубина карстовых образований варьирует от 30-40 до 50-65 м. Борты депрессий, как правило, имеют крутые склоны.

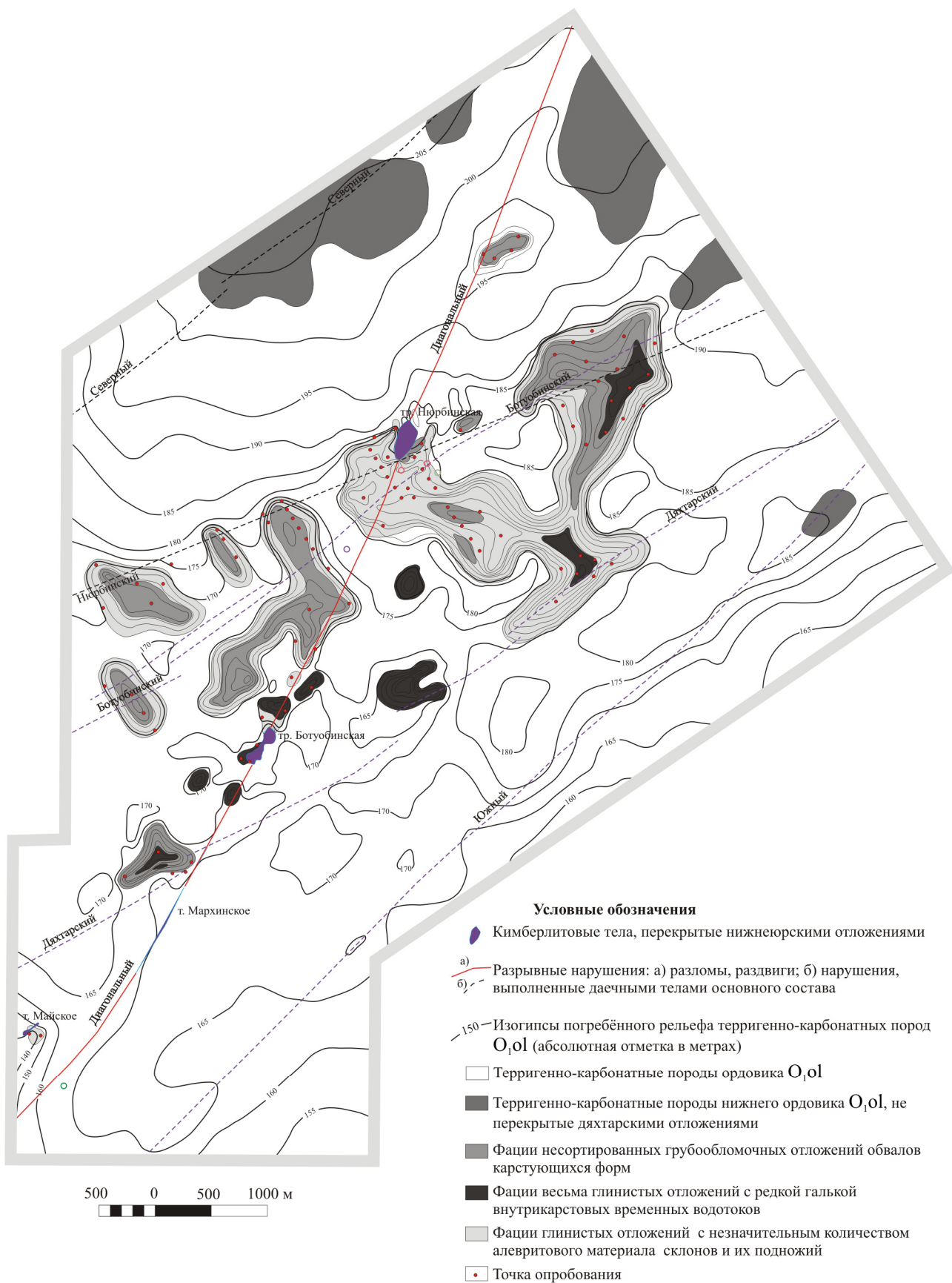


Рис. 5.2. Схематическая литолого-фациальная карта отложений дягдарской толщи в пределах известных кимберлитовых тел Накынского поля. Составлена на основе данных поисково-разведочных работ Ботуобинской ГРЭ [151]

Выявленные карстовые депрессии принадлежат в основном к открытому типу. Однако отдельными скважинами вскрыты и карсты подземного типа, например, на северо-восточном фланге трубки Ботуобинская. Отложения дяhtarской толщи, заполняющие карстовые депрессии, представлены продуктами перемыва и переотложения средне-позднетриасовой коры выветривания, развитой на породах нижнего ордовика (O₁o₁), интрузиях основного состава и на кимберлитах. Состав пёстрый и носит «мусорный» облик.

Среди них выделяются следующие литогенетические типы [151, 155]:

- 1) провальные и обвально-оползневые глыбовые брекчии (рис. 5.3а);
- 2) коллювиальные дресвяно-щебенчатые брекчии;
- 3) делювиальные разнообломочные апокимберлитовые брекчии;
- 4) щебенчатые алевролиты и аргиллиты пёстрой окраски обломочно-глинистых отложений делювиальных и делювиально-пролювиальных шлейфов (рис. 5.3б);
- 5) пестроцветные глинистые алевролиты со щебнем и галькой, разнообломочные брекчии с обособлениями песчано-галечного материала отложений грязекаменных селевых потоков;
- 6) железистые конгломераты, гравелиты, косослоистые песчаники аллювиальных отложений карстовых рек (рис. 5.3в);
- 7) пестроцветные алевролиты с редким щебнем и аргиллиты с линзами глинистых гравелитов, с включениями обугленной растительности, бобовин и оолитов гётита, магнетита, лимонита пролювиально-озёрных отложений;
- 8) углистые аргиллиты, отбеленные аргиллиты, линзы угля озёрных и озёрно-болотных отложений.

При чёткой привязке к известному коренному телу карстовые воронки являются алмазоносными во всём своём объёме [120, 121]. Наиболее изученными на Накынском поле являются карстовые депрессии, расположенные в непосредственной близости от трубок Ботуобинская и Нюрбинская. Геологическая позиция и фациальная характеристика отложений в таких карстах относительно других в целом имеет ряд заметных особенностей. Так в пределах тр. Ботуобинская продуктивные отложения дяhtarской толщи заполняют приконтактовую карстовую воронку размером от 150x70 м до 150x100 м и глубиной 57 м (рис. 5.4). В составе алмазоносных пород толщи выделяются несколько литогенетических групп (снизу вверх):

1. Карстовые провально-оползневые брекчии с гнёздами гравийно-песчаного материала. Мощность провально-оползневого обломочно-глыбового горизонта варьирует от 7 до 28 м.

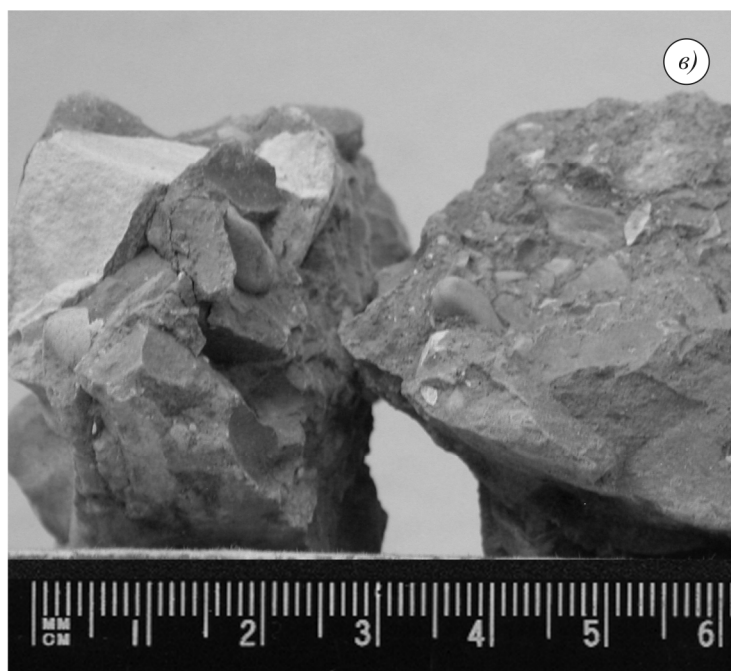


Рис. 5.3. Осадочные породы дяхтарской толщи, заполняющие карстовые полости.

*Примечание: а) фрагмент карста, скв. 584/400; б) щебенчатый алевролит, скв. 540/5 гл. 97,5 м; в) конгло-
гравелит с галькой, скв. 580/1 инт. 84,7-85,0 м*

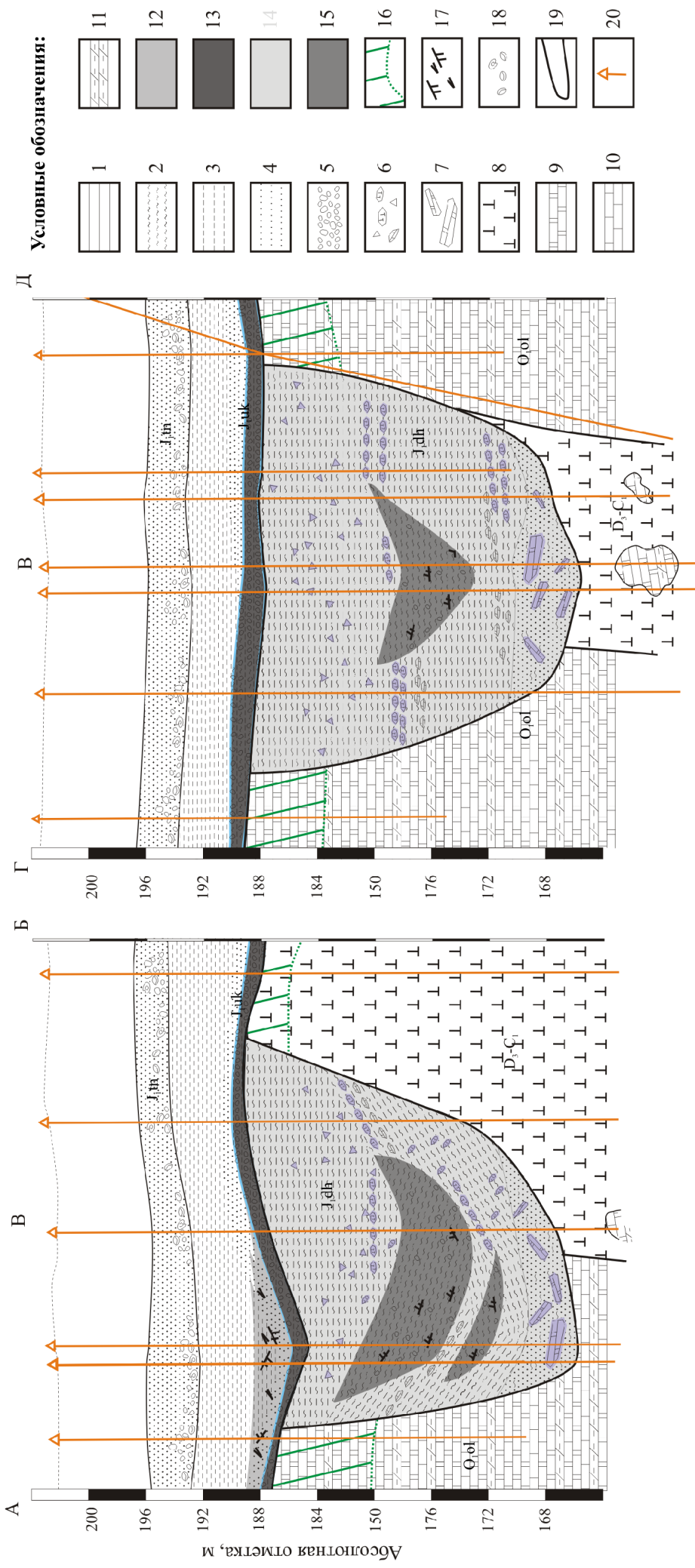
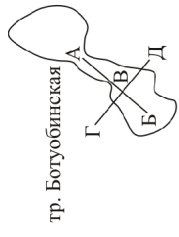


Рис. 5.4. Литоло-фациальный разрез нижнеюрских континентальных отложений через южную часть тр. Ботубинская. Горизонтальный масштаб 1:1000.
 Примечания. Литотипы пород: 1 - аргиллиты; 2 - глины; 3 - алевролиты; 4 - песчаники разномеристые; 5 - галечники; 6 - гравелиты и щебни; 7 - конгломераты и брекчи; 8 - кимберлиты; 9 - доломиты; 10 - известняки; 11 - мергели. Фаци: 12 - заболоченных речных долин; 13 - русел временных водотоков; 14 - обвалов карстуемых форм; 15 - застойных, часто зарастающих вторичных водоемов поймы. Прочее: 16 - кора выветривания; 17 - углифицированные остатки, детрит; 18 - ракушняк; 19 - стратиграфическая граница; 20 - ствол скважины.

В разрезах преобладают крупноглыбовые образования, в которых содержание псаммитового материала не превышает 20-30 %. Крупные обломки имеют размеры от 0,5-2 м до 5 м. В обрушенных и сползших глыбах терригенно-карбонатных пород тонкая горизонтальная слоистость ориентирована под углом 50–80° к горизонту.

В непрочном алевроито-глинистом цементе присутствуют примесь песчаных зёрен и включения редкого гравия кремней. Гравийно-песчаный материал выполняет пустоты выщелачивания и трещины в обломках, реже образует межблочные гнёзда мощностью до 0,5 м. Состав разнотельного песка кремнисто-кварцевый. Мелкие гальки хорошей окатанности представлены кремнями и окремнелыми карбонатными породами.

В отдельных гнёздах гравийно-песчаного материала обильно представлены визуально видимые продукты размыва кимберлитов: многочисленные зёрна пиропов, пакеты флогопита и мелкие (до 10 мм) обломки глубинных ксенолитов кимберлитов типа пироксенитов и гранатовых гнейсов. На дне карстовой воронки кимберлитовый материал локализован под глыбой (0,6 м) доломитов в горизонте гравелитов мощностью 0,5 м. Гравелиты из глинистых окатышей и обломков ксенолитов кимберлита расслаиваются косослоистыми песками и аргиллитами с ленточной слоистостью пролювиально-озёрного генезиса. В составе алевроито-глинистого материала с примесью песчаной фракции появляются редкие бобовины гидроксидов железа.

2. Просадочно-оползневой горизонт – пестроцветные глинисто-алевритовые и алевроито-глинистые со щебнем неслоистые «мусорные» породы со следами сплывов, гравитационного скольжения и пластических деформаций, с многочисленными бобовинами и оолитами гидроксидов железа, с подчинённой ролью линзовидных тел глинистых гравелитов и мелкообломочных брекчий.

Преобладающие в разрезах алевролиты со щебнем представляют собой сильно глинистые плотные неслоистые породы с кусковатой отдельностью, серой, кирпично- и вишнёво-красной, жёлтой, розовой и ярко-зелёной окраски. Основная масса представлена переотложенными глинисто-алевритовыми продуктами выщелачивания терригенно-карбонатных пород с постоянной примесью глинистого вещества с редкими включениями чешуек флогопита. Содержание щебнистых обломков белёсых окремнелых и маршаллитизированных пород размером 2-5 см составляет 10-30 %. В количестве до 5-15 % отмечаются оолиты и бобовины гидроксидов железа размером от 1-2 до 15 мм. В верхней части продуктивной залежи в 5 и 14 м ниже кровли в центральной части воронки залегают два линзовидных пласта так называемых вторичных кимберлитовых брекчий мощностью по 3,5- 4,0 м.

Это разнообломочные брекчии вишнёво-красной и лиловой окраски, содержащие до 10-12 % щебнистых обломков мучнистых желтовато-белых маршаллитизированных пород размером 1-4 см. Иногда встречаются крупные (до 30 см) обломки доломитовых алевролитов. Основная масса породы характеризуется мелкообломочной текстурой. Обломки кимберлита имеют вид глинистых окатышей. Много вишнёво-красных бобовин гидроксидов железа и белесых оолитов, высвобождённых при выщелачивании оолитовых известняков и доломитов. Горизонт щебенчатых глинисто-алевролитовых пород, мощностью от 15 до 47 м, в отдельных случаях составляет основную массу прослоя.

3. В центральной части полости в средней части продуктивной залежи залегает крупная прогнутая линза, мощностью до 17 м, пестроцветных аргиллитов и алевролитов с обилием обугленных растительных остатков. Она представлена озёрно-болотными и пролювиально-озёрными отложениями в просадочно-оползневом залегании. Протяжённость линзы 40-60 м, а ширина до 40 м. Озёрные фации представлены просевшими отложениями глинистых алевролитов и алевролитовых аргиллитов тёмно-серой, розовой, лиловой, бурой, коричневой и зеленоватой окрасок с признаками горизонтальной слоистости и постоянной примесью песчаного материала, глинистых окатышей и осыпного мелкого щебня выветрелых карбонатных пород (см. рис. 5.1). Характерно наличие большого количества древесных остатков, мелкой крошки обугленной растительности и тонких (до 5 см) линзочек бурых углей. Отчётливая тонкая слоистость в углистых аргиллитах ориентирована под углом 40-60° к горизонту (просадочно-оползневое залегание). Границы слоёв расплывчатые, с обилием поверхностей скольжения. Постоянны включения бобовин гидроксидов железа. В алевролитах примесь песчаного материала не превышает 10 %. Песчаный материал образует также небольшие гнездовые обособления с включениями глинистых окатышей и чешуек слюд. В верхней половине разреза среди углефицированных отложений отмечаются линзы глинистых гравелитов мощностью до 1,5 м (фации проточных озёр речных долин) (см. рис. 5.1).

В околотрубочном пространстве тр. Нюрбинская отложения дяхтарской толщи выполняют коррозионно-карстовые полости глубиной до 48 м в головной части, которая сформировалась в центральном сегменте грабена Ботубинского разлома. Дяхтарская толща здесь представлена осадочными образованиями смешанного (делювиального, делювиально-пролювиального, делювиально-коллювиального и аллювиально-пролювиального) генезиса: пестроокрашенными щебенчатыми алевролитами и аргиллитами, глинисто-алевролитистыми песчаниками с включениями слабо окатанной гальки и щебня выветрелых карбонатных и терригенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных пород, обвально-оползевыми брекчиями, реже щебенчатыми алевролитами с примесью галечно-гравийного материала (см. рис.

5.1). В составе отложений, выполняющих полость, выделяются делювиальные щебенчатые алевролиты и аргиллиты, вторичные кимберлитовые брекчии и глинисто-алевролитовые брекчии, обвально-оползневые брекчии и глинисто-алевролитовые породы с галькой и гравием селевых потоков. Щебенчатые пестроцветные алевролиты и аргиллиты (переотложенные карбонатные глины) характеризуются таблитчатой формой, наличием многочисленных следов сплывов и гравитационного скольжения, включений бобовин лимонита и гидрогётита. Содержание мелкого щебня выщелоченных белесых карбонатных пород варьирует от 1-2 % до 20 %.

Вторичные кимберлитовые брекчии зелёной, зеленовато-серой и буровато-серой окраски установлены в приконтактово-карстовых полостях вблизи тр. Ботуобинская и около примыкающей к ней на юге дайки кимберлитов в виде линз и пластов мощностью 2-21 м [120]. Содержание здесь обломков карбонатных пород размером до 0,5 м и кимберлитов размером до 0,2-0,5 м изменяются от 20 до 60 %. Иногда отмечаются включения галек и гравия карбонатных пород.

Брекчии из карбонатных пород обвально-оползневого происхождения светло- и зеленовато-серой окраски залегают в нижней части карстовых воронок и образуют линзы в телах щебенчатых алевролитов. Обломки и глыбы карбонатных и терригенно-карбонатных пород размером от 2 см до 2 м составляют 40-80 % общей массы. Цементом служит глинисто-алевритовый материал, в составе которого часто отмечается примесь сидерита.

Щебенчатые глинистые алевролиты с включениями галек и гравия селевых потоков распространены ограничено и обычно приурочены к кровле дяхтарской толщи. Мощность этих прослоев в пределах карстовой полости тр. Ботуобинская достигает 5–10 м. Содержание грубообломочного материала в них колеблется от 5 до 30 % при явном преобладании щебня карбонатных пород. Слоистость в породах отсутствует, отдельность кусковатая.

В железистых конгломератах и гравелитах аллювия карстовых рек гальки и гравий обычно сложены окремнелыми известняками, доломитами и доломитовыми алевролитами. В отдельных разрезах конгломераты содержат до 40 % оолитов и бобовин гидрогётита, иные разрезы – линзы сидерита.

В западной части Нюрбинской карстовой полости разрезы дяхтарской толщи в основании обычно сложены обвально-оползневыми глыбовыми брекчиями с небольшим количеством инфлювиального терригенного, преимущественно песчано-алевритового материала, а в верхней части – делювиальными щебенчатыми алеврито-глинистыми породами с линзами коллювиальных брекчий [154].

В целом цвет пород обычно различается степенью оттенков от оранжево-рыжих до ярко-зелёных. У бортов кимберлитовой трубки окраска отложений пятнистая (белёная, светло-серая) в общей тёмно-зелёной массе. Очевидно, что смена цветовых спектров обусловлена временными интервалами поступления различного по генезису материала. При наличии интрузии долеритов, отложения карста характеризуются прослоями светло-голубых, нередко тёмно-фиолетовых, глин.

Глинистый материал в карстовых депрессиях, слагающий цементирующую массу пород различного генезиса, имеет широкий спектр минералов (табл. 5.1). Повсеместно встречается иллит (до 30 %) и смешанослойное каолинит-монтмориллонитовое образование (до 65 %). Реже отмечаются каолинит (15-20 %), хлорит (15-25 %) и монтмориллонит (до 30 %).

Аномальные концентрации триоктаэдрических смектитов (до 45 %), хлоритов (смесь кристаллохимических разновидностей I_b ($\beta=90^\circ$) и II_b ($\beta=97^\circ$)) и серпентин имеются в карстах, сформированных в непосредственной близости к кимберлитовому телу (до 200-400 м), а смесь хлоритов I_b и I_a тяготеет к тектоническим нарушениям. Пестрота окрасок глин зависит от химического состава выветрелого субстрата [60]. Вариации содержаний элементов довольно широкие и меняются в зависимости от генезиса продуктов выветривания (рис. 5.5). Химический состав: SiO_2 – 23,5-57,1 %, Al_2O_3 – 2,53-31,0 %, MgO – 0,27-32,2 %, Fe_2O_3 – 3,07-16,58 %, K_2O – 0,05-4,58 %, Na_2O – 0,036-0,22 %, CaO – 0,27-2,57 %. Содержания малых элементов в тонкой фракции (мельче 0,001 мм) приведены в таблице 5.2.

Каолинит на дифрактометрических кривых характеризуется серией рефлексов, кратных 7,20 Å (7,20; 3,58 и 2,38 Å) (рис. 5.6, I). Базальные отражения d_{001} имеют значения часто больше 7,15-7,20 Å, достигая в ряде случаев 7,30 Å. Такое нарушение периода по оси c связано, по-видимому, с присутствием в структуре минерала, относящегося к неупорядоченной разновидности, небольшого количества межслоевой воды [45].

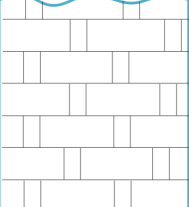
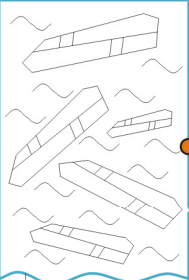
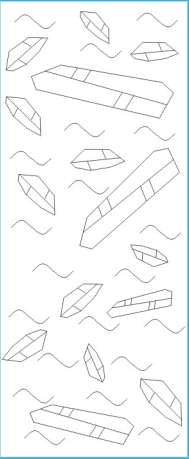
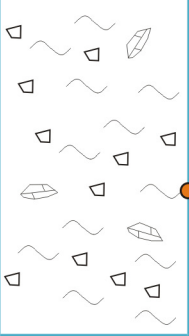
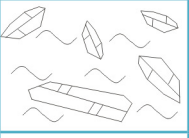
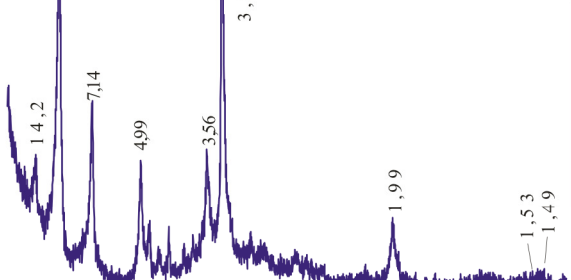
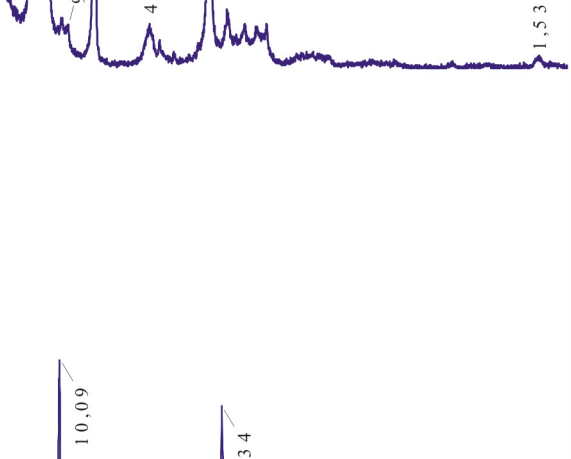
Диоктаэдрические гидрослюды на дифрактограммах диагностируются по базальным рефлексам ≈ 10 Å и ≈ 5 Å (рис. 5.6, I, II), не изменяющим положения линий после прокаливания и насыщения глицерином (рис. 5.6, Ia, Ib). В отдельных образцах значения пиков варьируют: первый в пределах 9,88-10,1 Å, второй 4,95-5,02 Å (см. рис. 5.6, II).

Хлорит проявляется по рефлексу $d_{060} \approx 1,542$ Å (параметр $b \approx 9,27$ Å), что характеризует его как Fe-Mg-тип [60]. Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании свидетельствует о дефектности его структуры [20]. Проявление рефлекса $d_{060} \approx 1,49$ Å указывает на присутствие в образцах неупорядоченного вермикулит-монтмориллонитового смешанослойного образования. Неупорядоченный характер этого ССО определяется также почти полной его аморфизацией при 570-600° (рис. 5.7б, в).

**Минеральные ассоциации в глинистых отложениях
дяхтарской толщи, скв. 571/422**

Мощность, см	Свига, ярус	Литологическая колонка и точка опробования	Рентгеновская дифрактограмма	Минералогия фракции <0,001 мм
84	укугутская			<p>Каолинит- монтмориллонитовое ССО, иллит</p>
157	дяхтарская			
270	дяхтарская			
115	дяхтарская			
215				<p>Монтмориллонит, хлорит, иллит</p>

продолжение таблицы 5.1

	2100	248	22	
<p>ОЛДОН-ДИНСКАЯ</p> 				
				
	<p>Каолинит, хлорит, гидрослюда, слюда</p>		<p>Хлорит, триоктаэдрический смектит, сепиолит</p>	

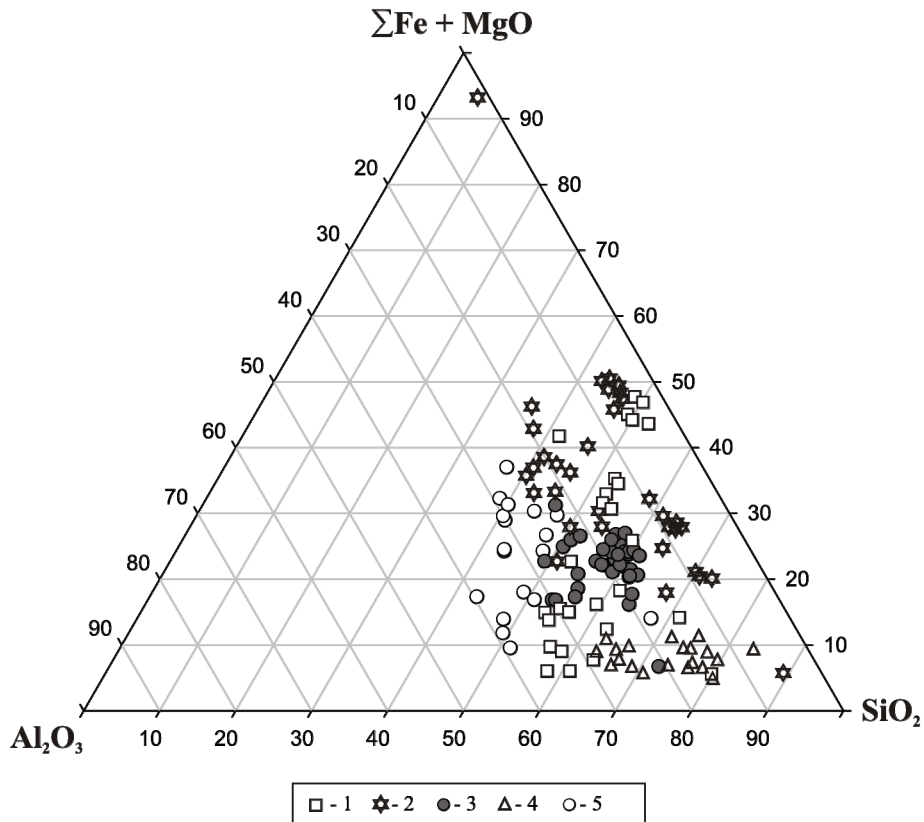


Рис. 5.5. Сравнительная диаграмма химического состава тонкой фракции дяхтарской толщи с продуктами выветривания различного генезиса.

Примечание: 1 – дяхтарская толща Накынского кимберлитового поля (28 анализов). Коры выветривания [27, 80]: 2 – по кимберлитам (40 анализов); 3 – по долеритам (36 анализов); 4 – по терригенно-карбонатным породам ордовика (20 анализов); 5 – по туфам и туфогенным породам (20 анализов)

Таблица 5.2

Содержание малых элементов в тонкой фракции (мельче 0,001 мм) дяхтарской толщи (%)

Элемент	Пределы	Среднее
V	0,0054-0,0541	0,024765
Cr	0,0032-0,0819	0,023031
Zr	0,0086-0,085	0,025439
Nb	0,00015-0,0075	0,002716
Ce	0,0003-0,0763	0,01189
Cu	0,0003-0,0427	0,012517
Li	0,0089-0,0463	0,021574
Ni	0,0026-0,339	0,052612
Pb	0,0002-0,00744	0,002764
Sc	0,0007-0,0058	0,002747
Be	0,00023-0,00095	0,000472
Zn	0,0004-0,1817	0,030722
Mo	0,00001-0,000346	0,000201
Ga	0,002-0,0066	0,003132

Аналитик И. Г. Лелюх (ЦАЛ Ботубинской ГРЭ)

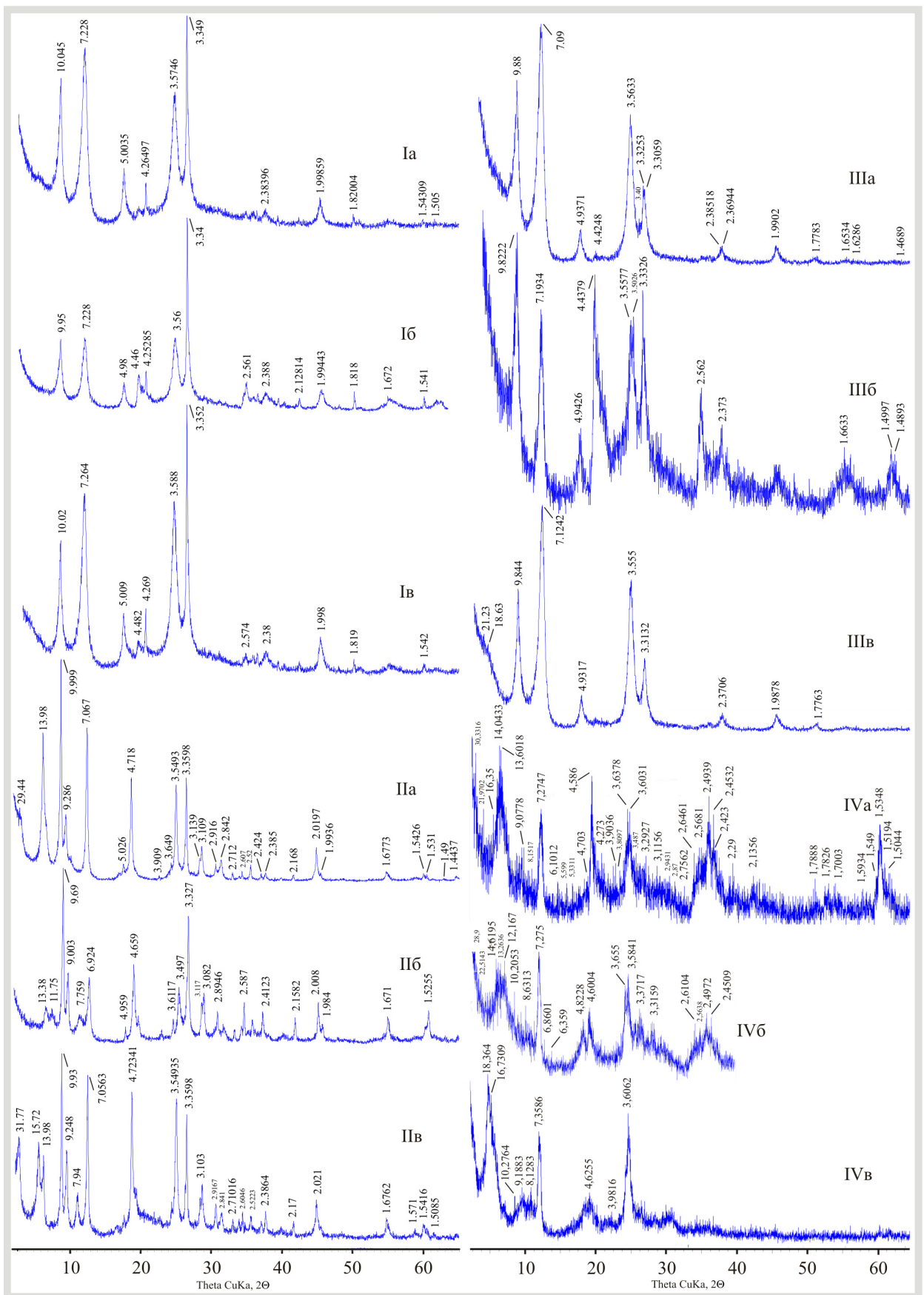


Рис. 5.6. Дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм из глинистых пород карстовых депрессий.

Примечание: I - скв. 540/5 гл. 97,4 м; II - скв. 598/439 гл. 71,0 м; III - скв. 559/439,5(1) гл. 85,3 м; IV - скв. м22 гл. 96,5 м; а) ориентированный; б) прокаленный при 550о С; в) насыщенный глициерином. Аналитик Л. В. Лисковская (ЯНИГП ЦНИГРИ)

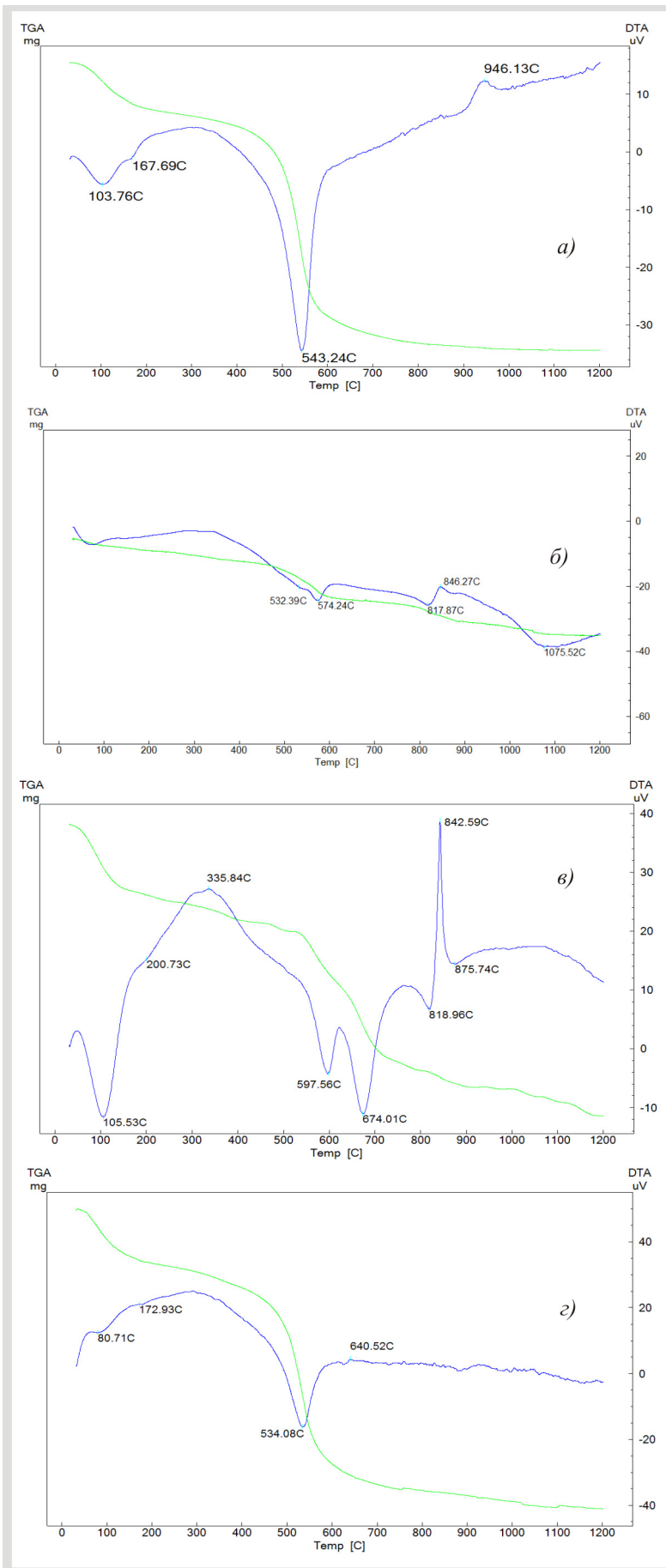


Рис. 5.7. Термограммы фракции мельче 0,001 мм из пород дяхтарской толщи, заполняющих карсты.
 Примечание: а) скв. 559/439,5 гл. 85,3 м; б) скв. 598/439 гл. 71,0 м; в) скв. м22 гл. 96,5 м; г) скв. 540/5 гл. 97,4 м

По данным рентгенографии хлорит характеризуется различной степенью упорядоченности (см. рис. 5.6, II, IV). В отдельных образцах, обычно приуроченных к переотложенным продуктам разрушения долеритов, наблюдается низкая степень упорядоченности структуры, а также сохранение после прокаливания при 550-600° всех основных рефлексов первичной дифракционной картины. Однако соотношение интенсивностей при этом изменяется, что характерно для вермикулита. Это дает основание рассматривать указанную разновидность 2:1:1 минерала как промежуточное образование между собственно хлоритом и вермикулитом.

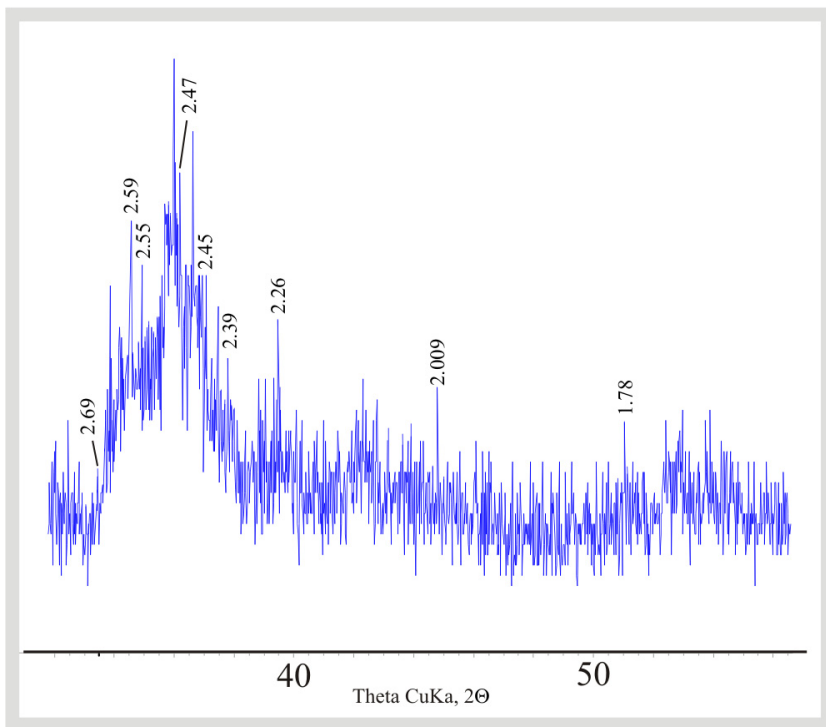
В переотложенных продуктах разрушения материнских пород различного генезиса наибольший интерес из смеси кристаллохимических разновидностей хлорита представляет тип Пб ($\beta=97^\circ$), так как его присутствие в осадочных отложениях, не прошедших стадию эпигенеза, может служить критерием его обломочного происхождения [20].

Хлорит Пб (по С.В. Бейли, [128]), генетически связанный с проявлением кимберлитового магматизма, характеризуется серией рефлексов с d от 2,7 до 2,0 Å с тремя максимумами 2,59, 2,26 и 2,01 Å (рис. 5.8). Единственную трудность при диагностике вызывает наличие в смеси 7 Å – слоистого силиката, но дополнительные химические обработки позволяют решать эту проблему. На термограммах хлорита проявляются два эндоэффекта (560-650° и около 810°).

Экзоэффект при $\approx 350^\circ$, связанный с окислением незначительного количества Fe^{2+} в структуре, указывает на присутствие в образцах, помимо магнезиальной, и железистой триоктаэдрической разновидности [106, 122]. Синхронное погребение выветрелого материала долеритов вместе с кимберлитовым в карстовых воронках расширяет спектр разновидностей глинистых минералов. Дифрактограммы таких глин характеризуются рефлексами смешанослойных образований типа хлорит-вермикулит и хлорит-сметит (см. рис. 5.6, II). На рентгеновских дифрактограммах отмечаются сильно разбухающие 29 Å фазы, а после насыщения глицерином разбухающие до 31,7 Å.

Минералы группы сметита уверенно идентифицируются на рентгеновских дифрактограммах по рефлексам $d_{060} \approx 1,53$ Å (параметр $b \approx 9,18$ Å) и d_{001} с межплоскостным расстоянием 14,0-14,8 Å, который при насыщении препарата глицерином смещается до 18,3 Å (см. рис. 5.6, IVa, в). Прокаливание образцов в течение 2 часов при 550° приводит к уменьшению значений диагностического рефлекса минерала до $\approx 9,5$ Å.

Термограммы сметитов после проявления первого эндоэффекта 100-150° характеризуются дополнительным перегибом около 170-200°, присущим магнезиальным разновидностям (см. рис. 5.7a, в, г).



**Значения интенсивностей
рефлексов хлорита**

$20\bar{1}$	2,66	1 Пб
$20\bar{2}$	2,59	8 Пб
201	2,55	5 Пб
202	2,51	2
$20\bar{3}$	2,47	4
$20\bar{3}$	2,45	4 Пб
202	2,39	4 Пб
$20\bar{4}$	2,26	5 Пб
204	2,01	6 Пб
206	1,78	3

Рис. 5.8. Диагностические рефлексы хлорита Пб ($\beta=97\text{o}$) (по Дрицу-Коссовской, [20]), скв. 563/441 гл. 98,2 м

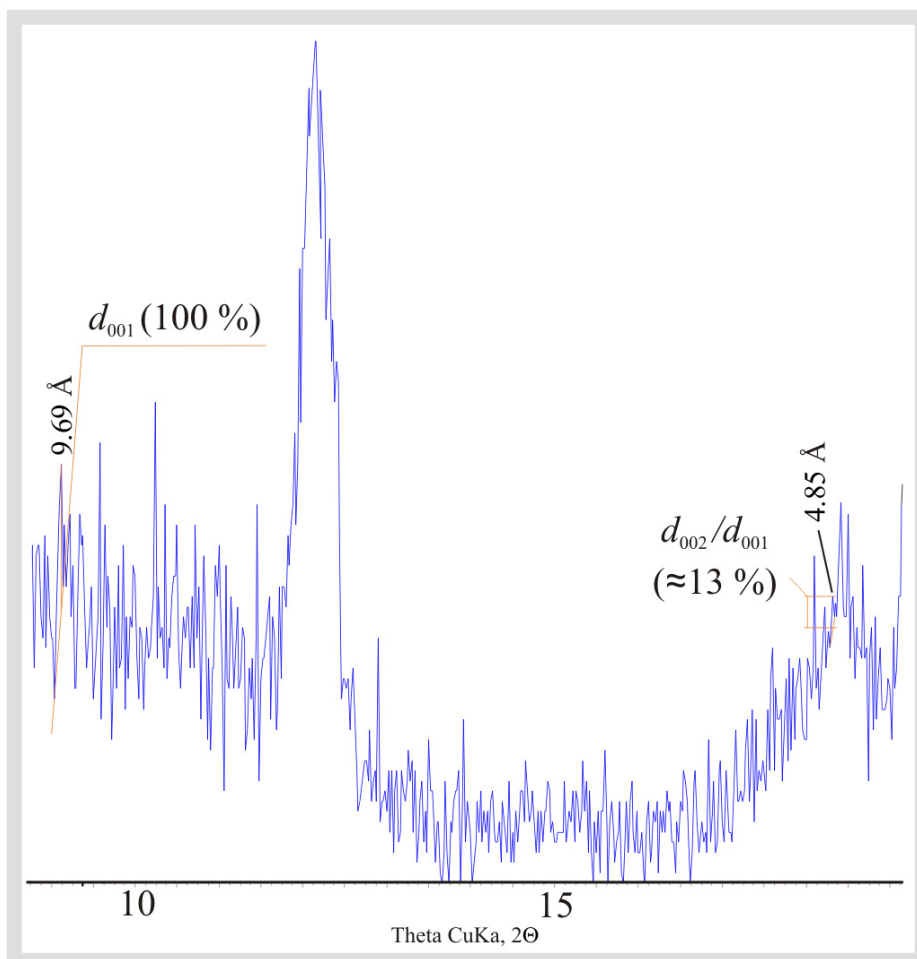


Рис. 5.9. Фрагмент дифрактограммы прокаленного образца (при 600o) сапонита из фракции мельче 0,001 мм глинистых отложений дяхтарской толщи, скв. м26 гл. 105, 0 м

Триоктаэдрическая разновидность регистрируется по наличию рефлексов $d_{001}=16,35 \text{ \AA}$ и $d_{060}=1,549 \text{ \AA}$ [21]. На предварительно прокаленных образцах (при $t=600^\circ$) в течение 2 часов, содержащих триоктаэдрический смектит, проявляется рефлекс d_{002} (рис. 5.9). Его интенсивность относительно d_{001} не превышает 15 отн. ед., что является диагностическим признаком триоктаэдрической разновидности смектитов – сапонита (по П.Ю. Жердеву, В.И. Левину и др., [152]).

Серпентин в исследуемых глинистых породах встречается в волокнистом виде в смеси с сепиолитом (эндотермический эффект ДТА 818° , см. рис. 5.7*в*) и со своей разновидностью – лизардитом [4]. Встреченная в глинистых породах ассоциация (смесь лизардита с сепиолитом (рис. 5.10*а*)) на основании некоторых литературных источников [99, 100] принята как сунгулит.

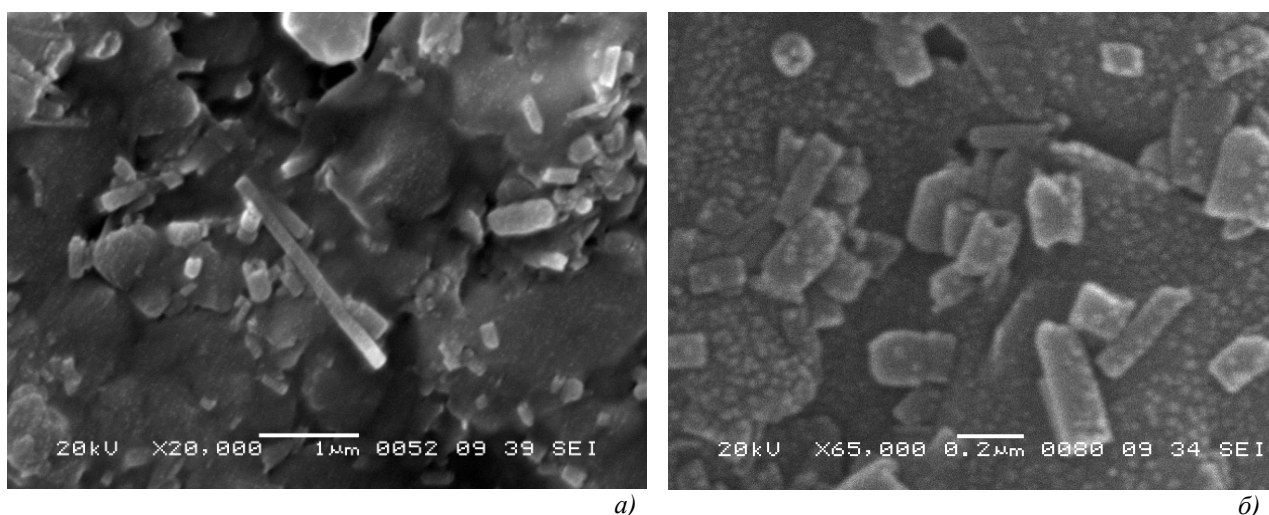


Рис. 5.10. Морфологические разновидности магниевых минералов из глинистых пород дяхтарской толщи

Кривая ДТА лизардита характеризуется эндотермическими эффектами при $\approx 100-120^\circ$ и при $660-680^\circ$ (интенсивный). Экзоэффект серпентинового минерала (ДТА $840-850^\circ$) накладывается на таковой сепиолита. Минералы группы серпентина представлены волокнистыми и чешуйчатыми разновидностями, реже пластинчатыми. Волокна серпентина могут достигать по длинной оси 2 мкм, а у пластинчатой разновидности длина не более 0,5 мкм. На кончиках некоторых кристаллов очевидны трубчатые формы (рис. 5.10*б*), похожие на галлуазитовые.

Помимо этого установлено, что даже в однородных глинистых породах встречаются буровато-коричневые реликты продуктов изменения флогопитовых слюд. По-видимому, это

связано с кратковременным захоронением выветрелой породы вместе с неизменными обломками при обвале в полость карстовой воронки.

Постседиментационные изменения пород, заполняющих карстовые полости, проявлены редко. В составе алеврито-глинистого материала с примесью песчаной фракции появляются редкие бобовины гидроксидов железа.

Из материалов исследования следует, что при оценке роли карста, как коллектора продуктов разрушения кимберлитов и, в частности, коллектора алмазов, наиболее целесообразно пользоваться типизацией карстовых форм на морфогенетической основе [37]. С учетом выше приведённых признаков выделены следующие морфогенетические типы карстовых форм (по Г.А. Максимовичу, [53, 54]): коррозионно-просадочные, коррозионно-провальные и коррозионно-эрозионные. Провальные воронки, или провалы первых двух типов депрессий образуются при обрушении сводов подземных полостей [12] в результате растворения карбонатных пород и выноса растворенных продуктов. Они выполнены отложениями, которые залегают слоями, в нижней части почти параллельно рельефу депрессии, что указывает на постепенное проседание заполняющих осадков по мере углубления воронки. В верхней части, где наблюдаются, по-видимому, более молодые породы, 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» [149].

Наличие провала фиксируется по нагромождению алевритовой глины, карбонатной глины, глыб карбонатных пород. Проявление обвальных смещений после заполнения карстовой полости фиксируется наклонным положением слоёв песчано-глинистых пород депрессии. Горизонтальное залегание выполняющих отложений, с резким несогласием упирающихся в крутые, почти отвесные стенки воронки, указывают, что накопление происходило в ранее существующих полостях. В формировании третьего типа принимают участие, как процессы растворения, так и разрушения карбонатных пород течением водотоков. Основные признаки выделенных карстовых форм следующие [63, 149]:

1. В коррозионно-просадочных формах выполняющие отложения залегают слоями, в нижней части примерно параллельно рельефу депрессии, это указывает на постепенное проседание заполняющих осадков по мере углубления воронки. В верхней части, где залегают более молодые осадки, слои выполаживаются и меньше отражают рельеф депрессий. Накопление осадков (особенно в нижних горизонтах) обычно синхронно образованию карстовой полости.

2. 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, глыб карбонатных пород. Проявление обвальных смещений после заполнения карстовой воронки выражается наклонным положением слоев песчано-глинистых пород депрессии. Горизонтальное залегание выполняющих отложений, с резким несогласием упирающихся в крутые, почти отвесные стенки воронки, указывает, что накопление происходило в ранее существующие полости.

3. Коррозионно-эрозионные депрессии связаны с эрозионной деятельностью водотоков. Своим образованием они обязаны двум процессам: выщелачиванию и эрозии. Основная приуроченность их к долинам рек или временных водотоков, протекающих по карстующимся породам. В плане они имеют вытянутую форму, а поперечные сечения характеризуются корыто- или V-образным профилем. Заполняющие их отложения имеют полифациальный генезис (см. рис. 5.1). Наряду с продуктами карстования (щебенка, глыбы, глинистый материал) развиты пролювиальные и аллювиальные (песчано-галечные) образования.

Из выше приведённого следует, что литолого-фациальные обстановки осадконакопления в карстовых депрессиях неоднократно менялись, что выражалось в формировании пород с различным потенциалом информативности о коренных источниках сноса. Литогенетические типы пород, слагающие карстовые формы, представляют собой переотложенные и повторно литифицированные продукты выветривания карбонатных пород ордовика, кимберлитов, реже магматических пород основного состава [149]. По многочисленным данным производственных отчётов в большинстве случаев минералы-индикаторы кимберлитов в данных отложениях не несут признаков износа. Высок процент зёрен пиропов с поверхностью гипергенного растворения, большая часть которых представлена осколками. В целом кимберлитовые минералы приконтактово-карстовых депрессий формируют эталонный образ ореолов ближнего сноса.

Карстовые депрессии на Накынском кимберлитовом поле являлись седиментационными ловушками, препятствующими площадной миграции кимберлитовых минералов, в особенности в карстовых полостях приконтактовых частей кимберлитовых тел. Последующее ингрессивное погребение в укугутское и тюнгское время карстозаполняющих отложений обеспечило их сохранность. Поэтому обнаружение продуктов разрушения в таких осадочных образованиях говорит о непосредственной близости коренного источника.

5.2. Характеристика делювиальных отложений

Делювиальные отложения дяхтарской толщи (рис. 5.11) были сформированы преимущественно на склонах интенсивно карстующегося рельефа территории в результате гравитационного смыва [12]. В пределах исследуемых участков они встречаются часто. Форма их, в зависимости от очертаний питающего источника и характера склона [57], плащевидная и шлейфовидная. Длина достигает первых километров, ширина – до первых сотен метров и мощность до 12 м. По петрографическому составу делювий отличается от подстилающих его коренных горных пород, обнаруживая связь с породами, выступающими на поверхность выше по склону и расположенных на вершинах возвышенностей. Продукты выветривания, образующих делювий, имеют разнообразный состав (от глин и песков до крупных валунов), и характеризуются слабой сортированностью. Преобладающими типами пород являются глинистые гравелиты и аргиллиты, реже песчаники, которые включают различное количество обломков пород:

1. Глинистые гравелиты - нередко плотные породы грязно-серой, зеленовато-серой и бурой окраски с включениями мелкой гальки (рис. 5.12а, б). Содержание грубообломочного материала составляет 30-50%. Представлен он, в основном, кремневыми и выветрелыми карбонатными породами. Преобладают обломки угловатой формы. В непосредственной близости от кимберлитовых тел в гравелитах иногда отмечаются глинистые окатыши основной массы кимберлитов, а также дресва кимберлитов.

2. Аргиллиты обычно слабо сцементированные (рис. 5.12в, г), но при размачивании разделяются на мелкие таблитчатые отдельности по цветовым разностям породы. Окраска аргиллитов светло-бурая, бурая и реже желтоватая и имеет при визуальном рассмотрении подобие налётов, но при свежем сколе определяется по всему интервалу. Обломочную часть аргиллитов составляет незначительное количество (до 10-15 %) алевритового материала с преобладанием тёмноцветных минералов.

Отмечается плохая сортировка материала, хотя иногда в кернах можно наблюдать слабо выраженную крупную косую пологую и горизонтальную слоистость, которая в какой-то мере подчёркивается различной размерностью зёрен. Часто в аргиллитах присутствуют прослои конгломератов и гравелитов, которые характерны для фаций глинистых осадков подножий склонов. Однако не исключено, что они могут отвечать и переходным формам между делювием и пролювием верховий конусов выноса. Осадки делювиального шлейфа представлены более отсортированным алевритоглинистым материалом, но уже плохо отличимым от пролювиального.

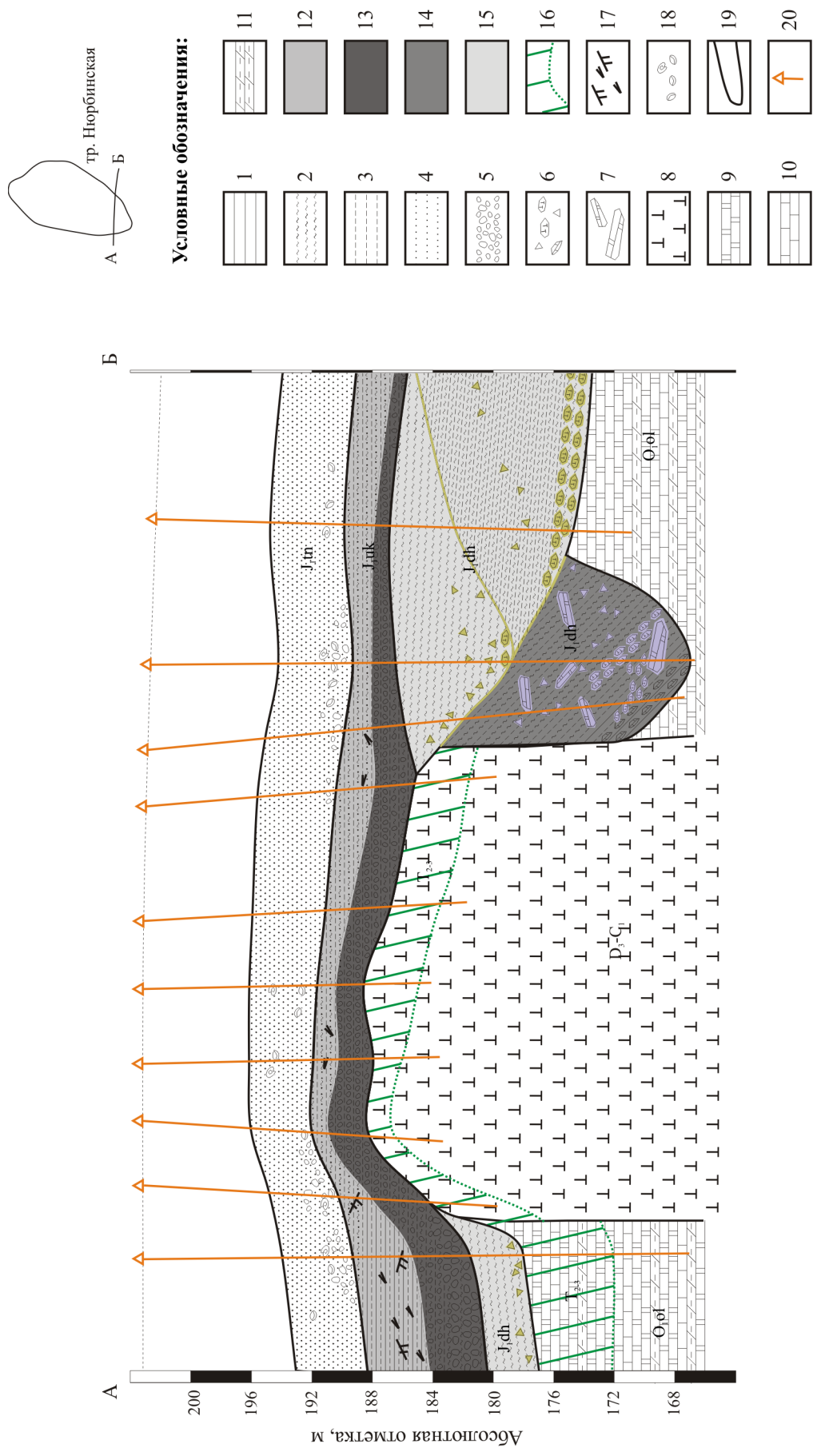


Рис. 5.11. Лито-фациальный разрез ниженюрских континентальных отложений через южную часть тр. Нюрбинская. Горизонтальный масштаб 1:1000.

Примечания. Литотипы пород: 1 - аргиллиты; 2 - глины; 3 - алевролиты; 4 - песчаники разнозернистые; 5 - галечники; 6 - гравелиты и щебни; 7 - конгломераты и брекчи; 8 - кимберлиты; 9 - доломиты; 10 - известняки; 11 - мергели. Фаци: 12 - заболоченных речных долин; 13 - русел временных водотоков; 14 - обвалов карстующихся форм; 15 - склонов и их подножий. Прочее: 16 - кора выветривания; 17 - углифицированные остатки, детрит; 18 - ракушки; 19 - стратиграфическая граница; 20 - ствол скважины.

Составлен на основе данных поисково-разведочных работ Ботубинской ГРЭ П1511

Различие окрасок отложений обусловлено обломочными частицами материнских пород (унаследованная) и степенью их выветрелости. Обычно характерны серые цвета с различной интенсивностью зелёных оттенков; вблизи даек основного состава они более тёмные, вплоть до фиолетовых (рис. 5.12в). Иногда наблюдается окраска, связанная с процессами окисления. Например, в относительной близости от трубки Нюрбинская в составе данного типа пород наблюдаются глинистые образования с желтовато-бурой окраской (рис. 5.12г). Эта жёлто-бурая алеврито-глинистая масса, которая наблюдается в виде неправильной формы пятен, зон, пропластков и полос, отличается повышенной ожелезнённостью материала. Контакты таких образований с остальными продуктами довольно резкие и отчётливые.

Текстура отложений своеобразна - беспорядочная и пятнистая за счёт включений зёрен тёмноцветных минералов и обломков пород различного генезиса. Иногда она перепутанная, осложнённая оползнями, неоднократным кратковременным перемывом и переотложением осадков. В силу специфических особенностей строения делювиального типа отложений в пределах исследуемой территории, их зачастую трудно по текстурным характеристикам отличить от других гравитационных (коллювиальных) отложений, и, прежде всего, от осадков обвалов и осыпей.

Цементирующая масса представлена глинистым материалом с незначительной примесью карбонатного материала (рис. 5.13). Состав глинистого материала несколько различен в зависимости от источника сноса: гидрослюда $2M_1$ (15-35 %), хлорит (10-35 %), в редких образцах встречается каолинит. Содержание каолинита может достигать 45 %. Встречаются минеральные проявления гипса и гётита (гидрогётита). Вынос выветрелого материала из магматических пород основного состава по палеосклону привносит свою специфическую минерализацию: появляются тальк (до 15 %) и диоктаэдрические смектиты (20-30 %), резко увеличивается содержание хлорита (до 50-60 %). В делювии дяхтарской толщи в значительном количестве присутствуют каолинит-смектитовые смешанослойные образования (20-55 %), которые часто приурочиваются к верхней части разреза.

Гидрослюды представлены двумя морфогенетическими разновидностями. Из них преобладают обломки удлиненнопластинчатых, в меньшей степени встречаются частицы псевдоизометрической формы. Значения базальных рефлексов гидрослюды характерны для её диоктаэдрической разновидности – иллита [45]. Он на дифрактограммах диагностируется по базальным рефлексам от 9,9 до 10,1 Å и 4,96 Å, не изменяющими положения линий после насыщения глицерином (рис. 5.14, II а, б). Более слабый рефлекс $d_{060} \approx 1,506-1,509$ Å (параметр $b \approx 9,04$) свидетельствует о том, что это Fe-иллит [33].

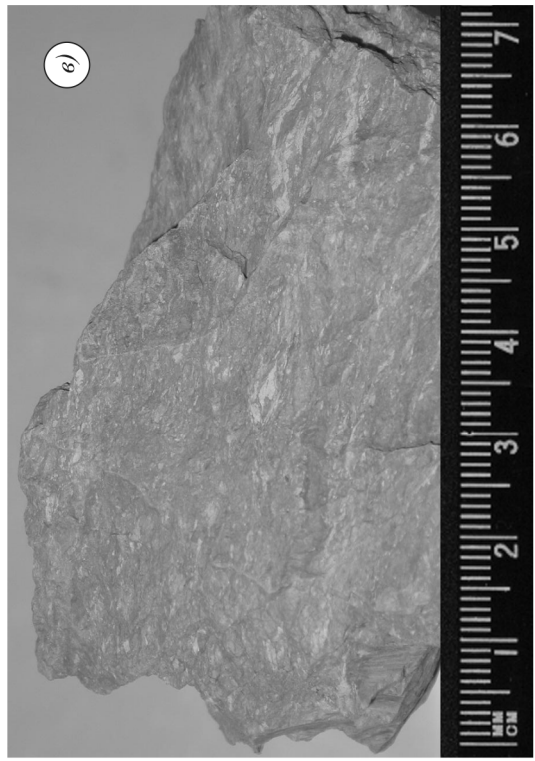
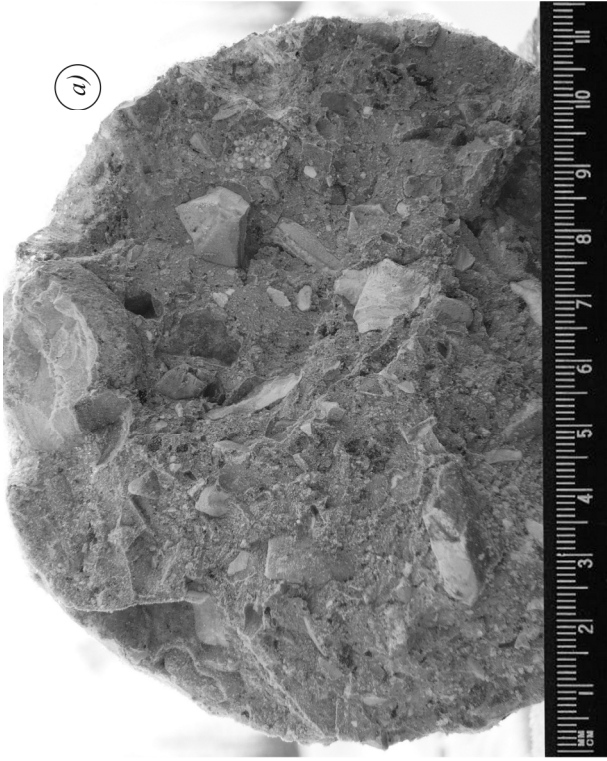
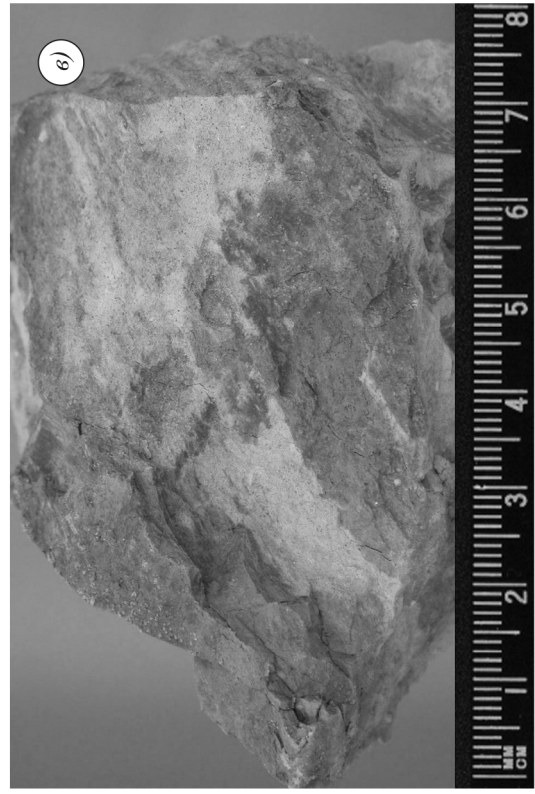
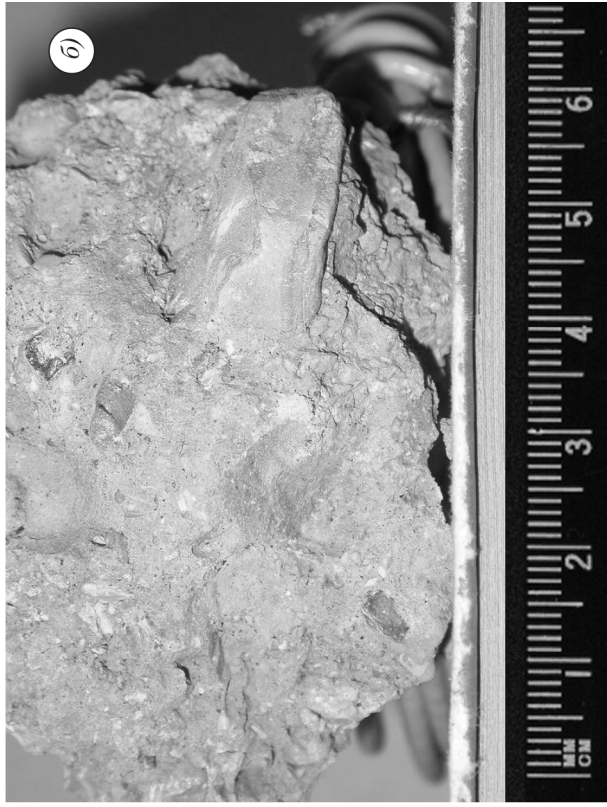


Рис. 5.12. Разновидности делювиальных и переходных отложений дяхтарской толщи.
Примечания: а) скв. 564/446 гл. 70,8 м; б) скв. 910/5 гл. 57,4 м; в) скв. 594/439 гл. 52,1 м; г) скв. (4)120/5 гл. 16,2-19,5 м

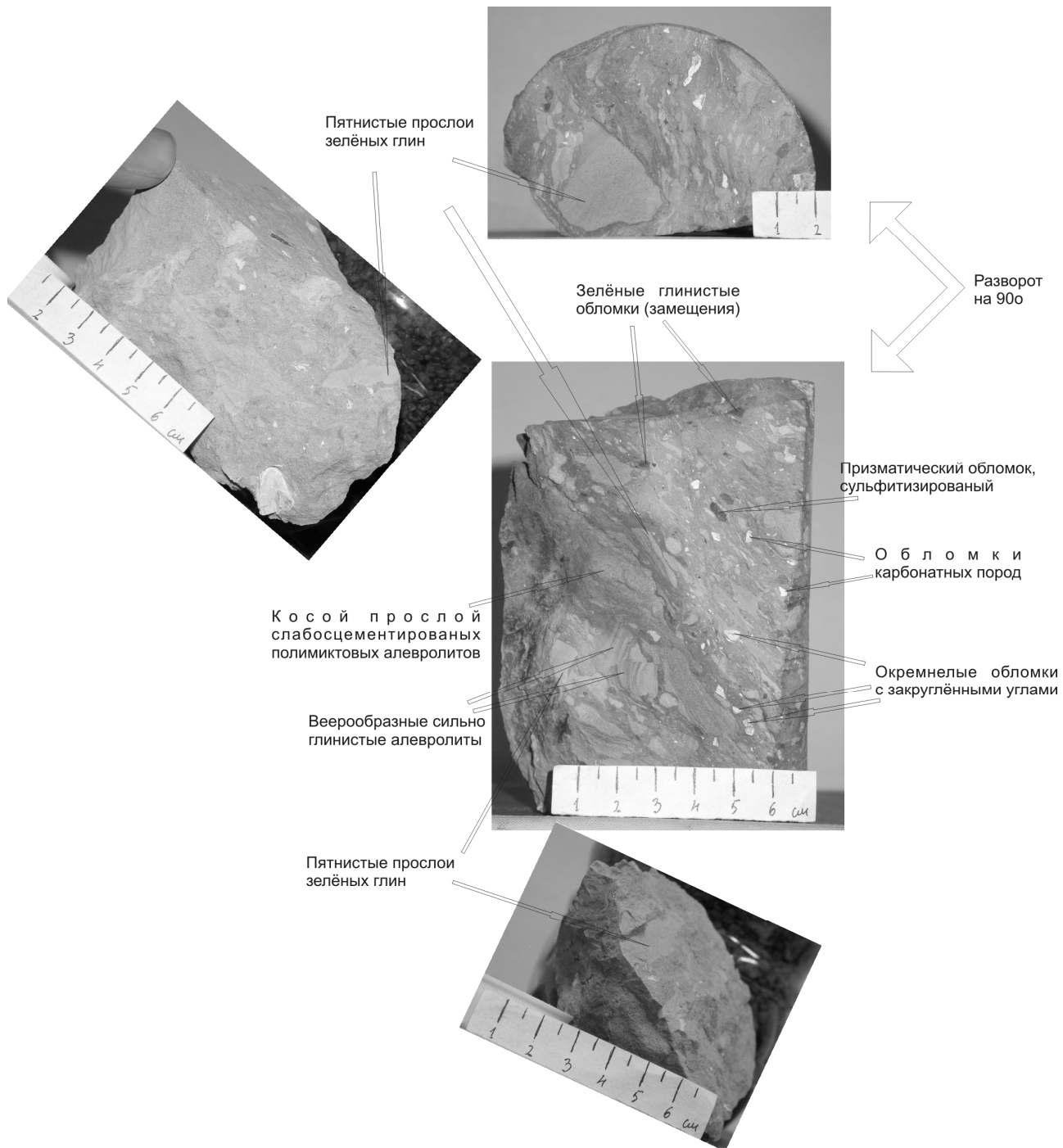


Рис. 5.13. Фрагмент керна скважины 5/1 из делювия тела Майское, глубина 103,1 м.
Примечание: образец сфотографирован с разных сторон под углом 90°

В делювиальных отложениях, образованных у борта кимберлитового тела, распределения соотношений минералов тонкой фракции имеет иной характер: заметное содержание гидрослюды $2M_1$ до 10-15 %, присутствует политип гидрослюды $1M$ 10-20 %, а также повышенное содержание хлорита 25-40 %.

Другой тип гидрослюды определяется по рефлексу $\sim 9,98 \text{ \AA}$, который сдвигается до $\sim 10,8 \text{ \AA}$ при насыщении образца глицерином. Такое поведение отражения d_{001} и слабо проявленный рефлекс d_{002} характерны для полиморфной модификации гидрослюды $1Md$, обычно содержащей в решетке монтмориллонитовые слои [86]. Политип гидрослюды $1M$ встречается довольно редко в данном типе отложений и наиболее эффективно регистрируется с помощью электронографии. Вероятно, что эта гидрослюда связана в основном с диоктаэдрической флогопита и наследует свойственный ему политип $1M$ [43]. На термограммах образцов, где гидрослюда преобладает, появляется низкотемпературный эндотермический эффект, первый - с максимумом $120-160^\circ$ и второй с максимумом $520-550^\circ$ (рис. 5.15з).

На дифрактометрических кривых ориентированных препаратов триоктаэдрический хлорит характеризуется [20, 132] серией базальных рефлексов, кратных $\sim 14,3 \text{ \AA}$ (14,3; 7,14; 4,74; 3,56 \AA). Хлорит в основном представлен своей Fe-Mg-разновидностью. Дифракционная картина его характеризуется интенсивностью нечётных порядков. Дегидроксиляция хлорита особенно явно протекает при разрушении бруситовой сетки, содержащей в основном Mg и Fe [99], которая происходит при нагревании до $550-700^\circ$ (рис. 5.15) и слабо выражается на термограммах. Кроме хорошо окристаллизованного хлорита, нередко встречается хлорит с дефектным бруситовым слоем [45]. После прокаливании при 550° C дефектных образований первое базальное отражение приближается к $13,9 \text{ \AA}$ (см. рис. 5.14, IVб). Ближе к кровле прослеживаются некоторые постдиагенетические преобразования, выражающиеся в потемнении собственно самих осадков и проявлениях различных минеральных выделений. Они имеют общую характеристику с ниже приведёнными осадочными породами.

Литологический тип пород делювия напрямую зависит от состава питающих пород, а также степени их выветривания, и меняется от дресвяно-алевритового до гравелитового с большим количеством глинистого материала. Сортировка обломочного материала отсутствует или грубая. Характер делювия, образованного в процессе разрушения кимберлитовых пород, от климатической зоны зависит слабо прямолинейно [71]. Состав делювия зависит от состава перемещенных выветрелых коренных образований и от состава пород самого склона. Среди делювиальных отложений выделяются две фации: 1) глинистых брекчий верхних частей склонов и 2) глинистых алевролитов подножий склонов [149].

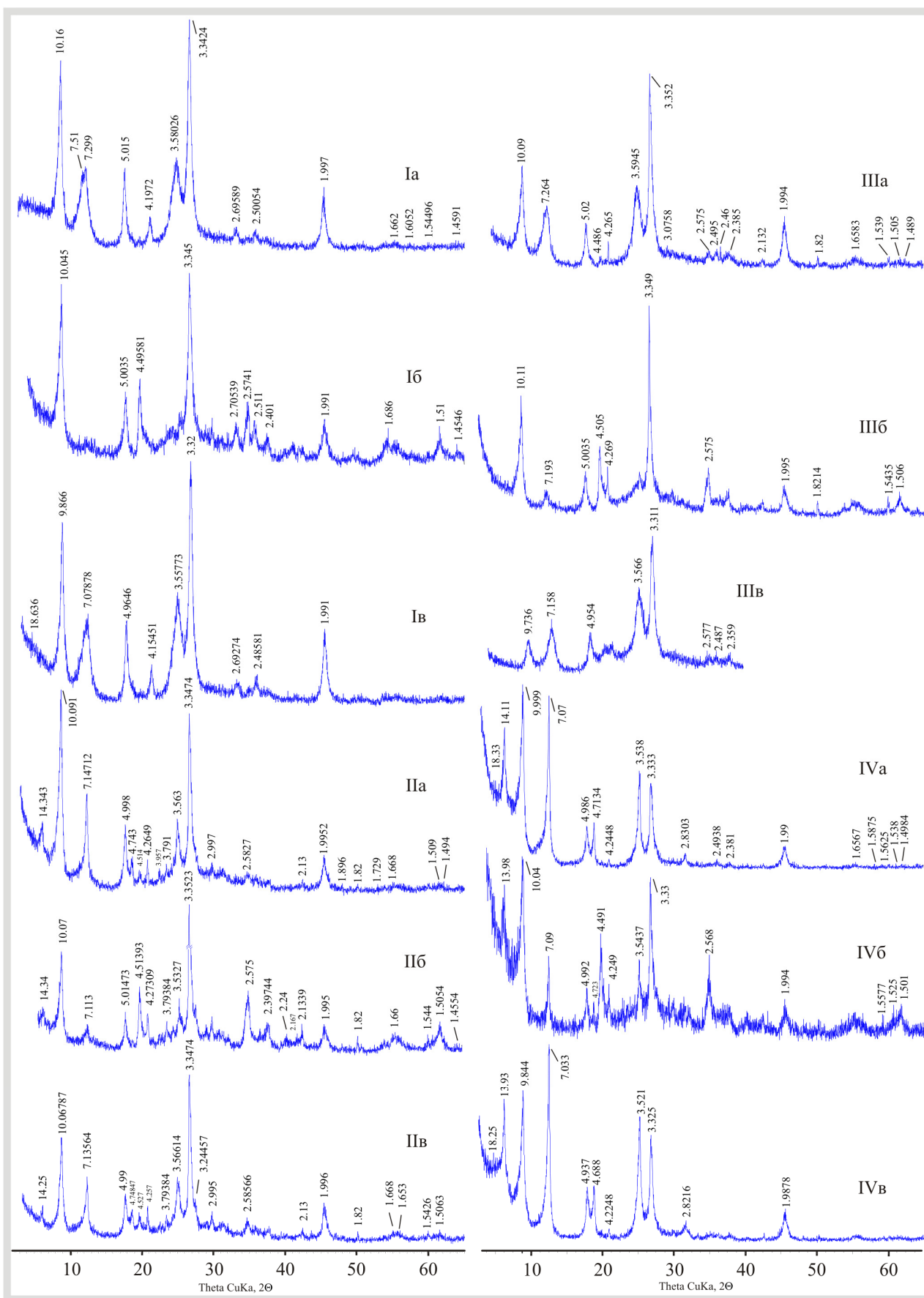


Рис. 5.14. Дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм из делювиальных отложений дяктарской толщи.
 Примечания: I - скв. (1)4/120(2) гл. 31,2-33,2 м; II - скв. 5/1 гл. 103,1 м; III - скв. (2)4/120(12) гл. 31,2 м; IV - скв. 580/388 гл. 101,5 м; а) ориентированный; б) прокаленный при 550о С; в) насыщенный глицирином. Аналитик Л. В. Лисковская (ЯНИГП ЦНИГРИ)

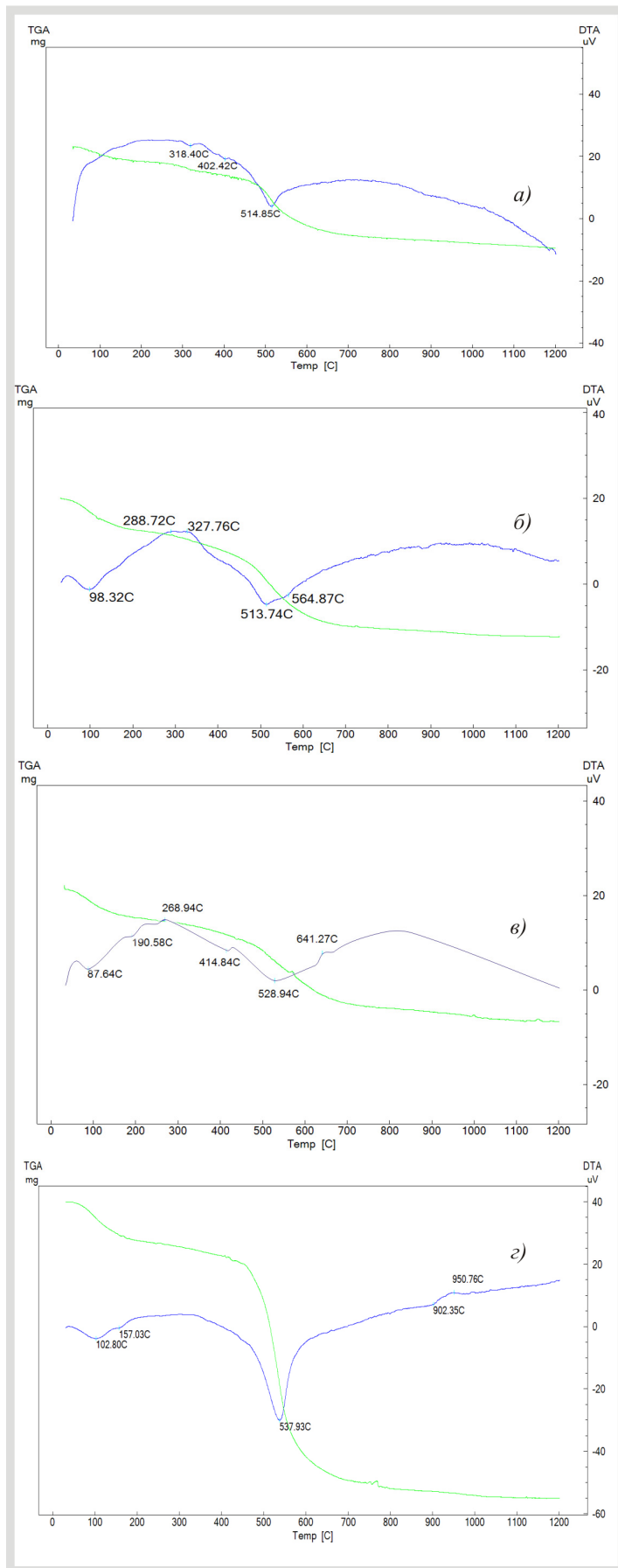


Рис. 5.15. Термограммы фракции мельче 0,001 мм из делювиальных отложений дяхтарской толщи.
 Примечание: а) скв. (1)4/120(2) гл. 31,2-33,2 м; б) скв. 580/388 гл. 101,5 м; в) скв. 5/1 гл. 103,1 м; г) скв. 559/437,5(2) гл. 78,5 м

Концентрация алмазов связана с увеличенным количеством глинистого и одновременно повышенным содержанием крупнообломочного материала. Наименее обогащен полезным компонентом при прочих равных условиях делювий, в котором преобладает алевропесчаный материал. Из этого следует, что наличие алмазов зависит от содержания глинистой и брекчиевой фракции, где крупнообломочный материал может служить естественным трафаретом, а глинистый - связующей массой, удерживающей выветрелый кимберлитовый материал при переносе делювия вниз по склону.

В целом минеральные ассоциации дяhtarской толщи зависят от непосредственного источника сноса. Химический состав тонкой фракции глинистых отложений дополняет общее представление (см. рис. 5.5). Из этого следует, что глинистые минералы указывают на вероятные материнские породы, расположенные в непосредственной близости. Проявления минерализации каолинит-монтмориллонитовых ССО в кровле глинистых пород дяhtarской толщи связаны, вероятно, с гипергенными процессами последующих эпох и «дозреванием» переотложенного осадка. Это способствовало интенсивной каолинизации перекрытых отложений с частичной утратой первичного состава, особенно выветрелого материала лёгкой фракции ультраосновных пород.

Таким образом, вещественный состав и литолого-фациальные особенности пород дяhtarской толщи свидетельствуют о том, что они сложены продуктами доюрских кор выветривания, переотложенными в карстовые депрессии либо только перемещёнными вниз по палеосклону.

6. ЛИТОЛОГИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКУГУТСКОЙ СВИТЫ

Отложения укугутской свиты (J_{1uk}) пользуются широким распространением в Западной Якутии [67]. Они характеризуются наличием в базальной части грубообломочных галечных и гравелитовых горизонтов небольшой мощности [61] (рис. 6.1). В центральной части Накынского кимберлитового поля базальные горизонты являются алмазоносными и характеризуют начальный этап осадконакопления, который знаменовал очередной этап разрушения коренных материнских пород. Для решения поставленных задач исследовались преимущественно алмазоносные подошвенные породы [62] укугутской свиты (рис. 6.2). Базальные горизонты представлены отложениями пролювиального типа осадконакопления. Они неоднородны по составу и строению, в плане образуют веерный шлейф конуса выноса с вершиной севернее тр. Нюрбинская. Эти прерывистые пласты грубообломочных пород прослеживаются на юго-запад в виде полосы шириной от 2 км.

6.1. Грубообломочные осадки временных водотоков

Пролювиальные фации базальных горизонтов представлены в основном песчанистыми мелко- крупнозернистыми гравелитами, глинистыми алевролитами со слабо окатанными обломками (галькой и гравием), реже глинистыми мелкогалечными конгломератами (по классификации Н.В. Логвиненко, [51]). Мощность отложений обычно составляет 0,4-1,2 м, редко увеличиваясь до 6,0 м (рис. 6.3). Слагающий породы материал, как правило, разнозернистый и слабо отсортированный. В отличие от этого, для пород периферических, а иногда и краевых частей конусов выноса, характерна средняя и даже хорошая сортировка. В целом, нижняя часть горизонта представлена наиболее грубозернистыми осадками, которые выше сменяются более тонкими.

Однако наблюдается и обратное распределение материала по степени его зернистости. Слоистые текстуры своеобразны. Для этих отложений характерна косая слабо наклонная, прямая, с клиновидными сериями крупная и мелкая слоистость, часто переходящая вниз по разрезу в горизонтальную. Иногда встречается линзовидная слоистость. Органические остатки представлены углефицированным детритом и обрывками растений, ориентированных беспорядочно (в отдельных случаях подчёркивающих слоистость). Описываемые породы выше по разрезу перекрываются озёрными отложениями, с которыми имеют как отчётливые контакты, так и постепенные переходы.

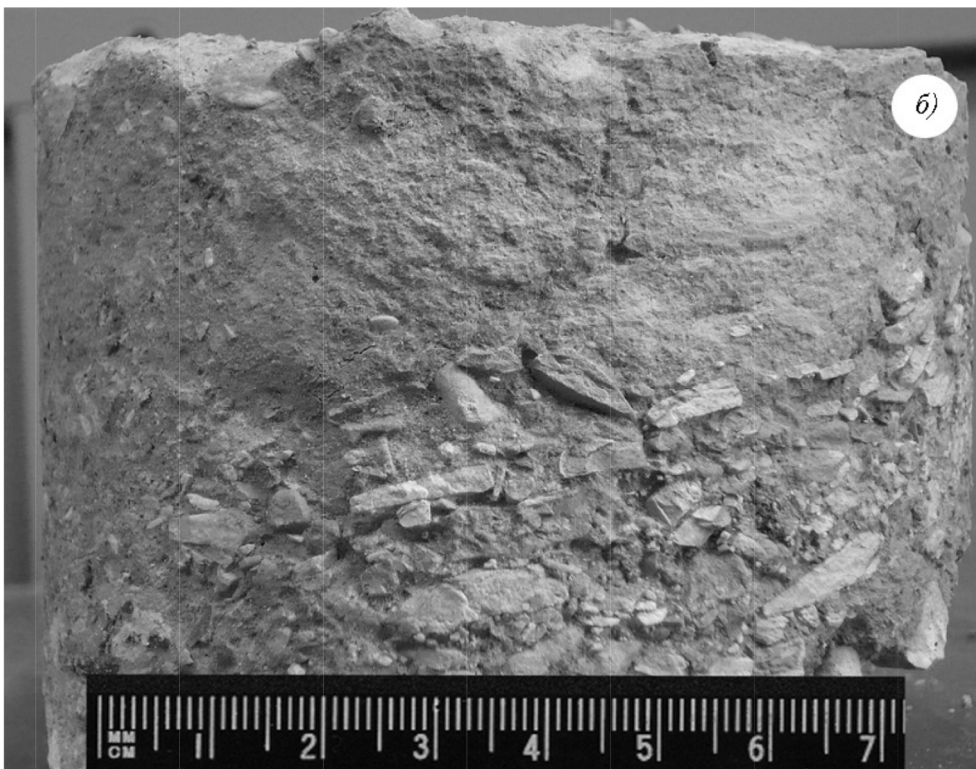
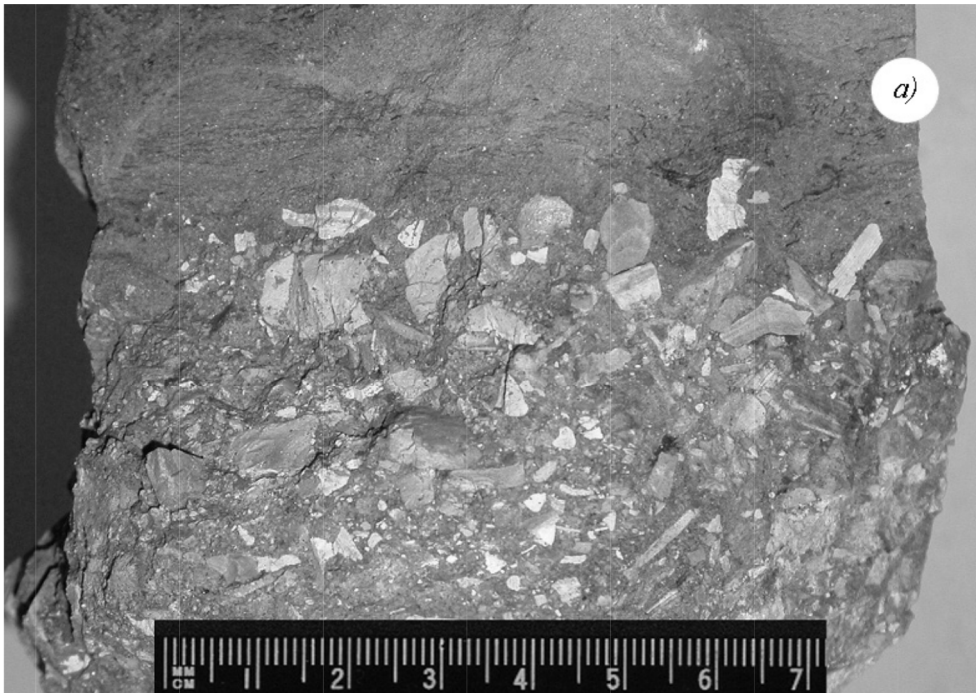


Рис. 6.1. Грубообломочные базальные горизонты укугутской свиты (J_{1uk}) Накынского кимберлитового поля.

Примечание: а) интервал контакта перекрывающих образований с верхней частью грубообломочного горизонта, скв. 200/5 гл. 83,0 м; б) подстилающий базальный горизонт с уплотнённым щебнем, ориентированным под $\sim 20^\circ$ относительно вертикальной оси керна, скв. 553/440 гл. 82,5 м

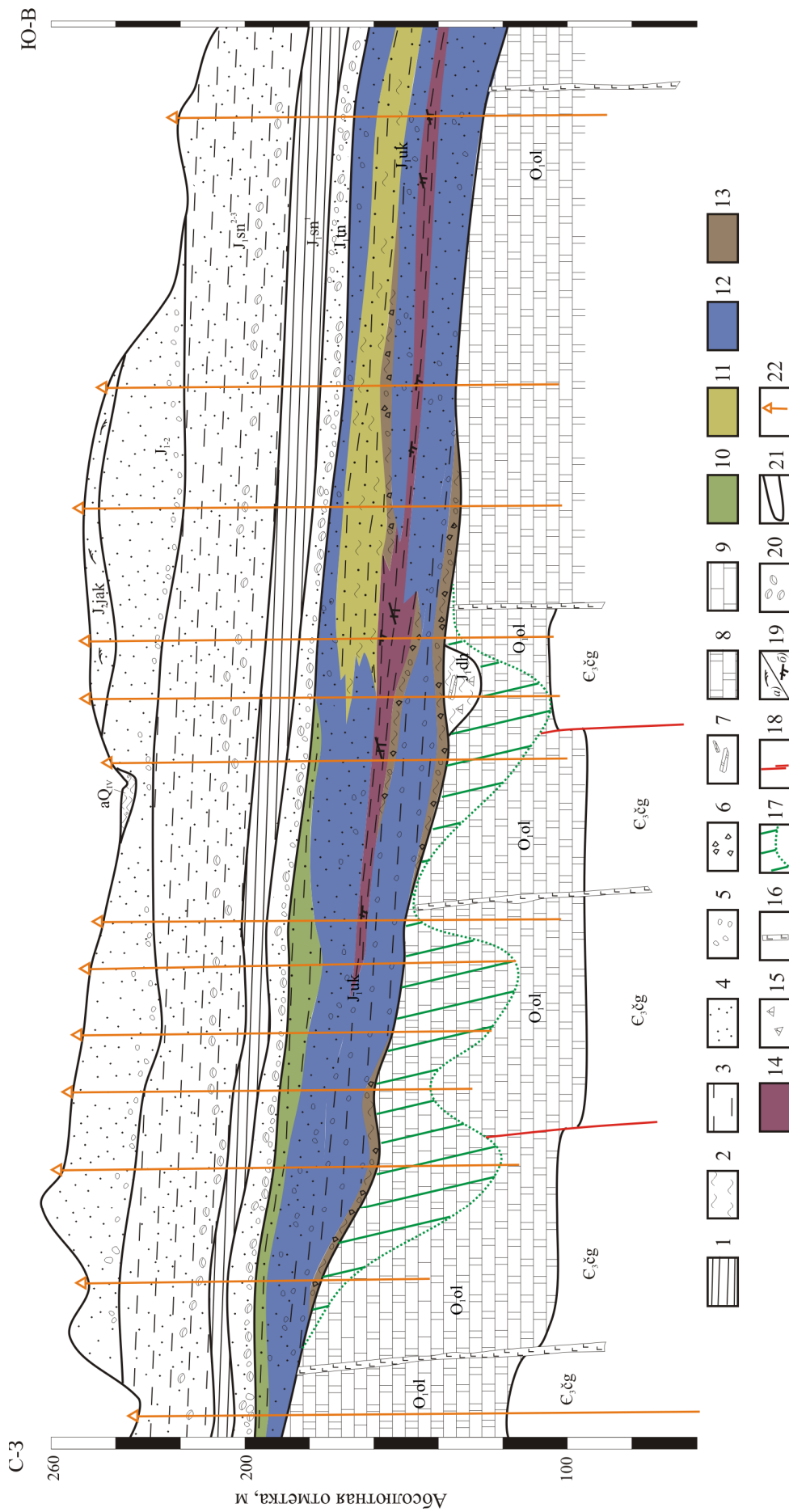


Рис. 6.2. Литолого-фациальный разрез отложений укугутской свиты. Горизонтальный масштаб 1:100000.
 Примечания. Литологии пород: 1 - аргиллиты; 2 - глины; 3 - алевролиты; 4 - пески разноразмеристые; 5 - галька; 6 - гравий и щебни; 7 - конгломераты и брекчи; 8 - доломиты; 9 - известняки. Фации: 10 - дельтовые; 11 - пойменные; 12 - аллювиальные; 13 - пролювиальные; 14 - застойных озёр и болот. Прочее: 15 - обломки базальтов; 16 - дайки основного состава; 17 - кора выветривания; 18 - тектонические нарушения (разломы); 19 - растительные остатки; 20 - ствол скважины; 21 - ископаемые стволы и ветви; 22 - стратиграфическая граница; 22 - ствол скважины.
 Составлен на основе данных поисково-разведочных работ Ботубдинской ГРЭ [150, 155, 156]

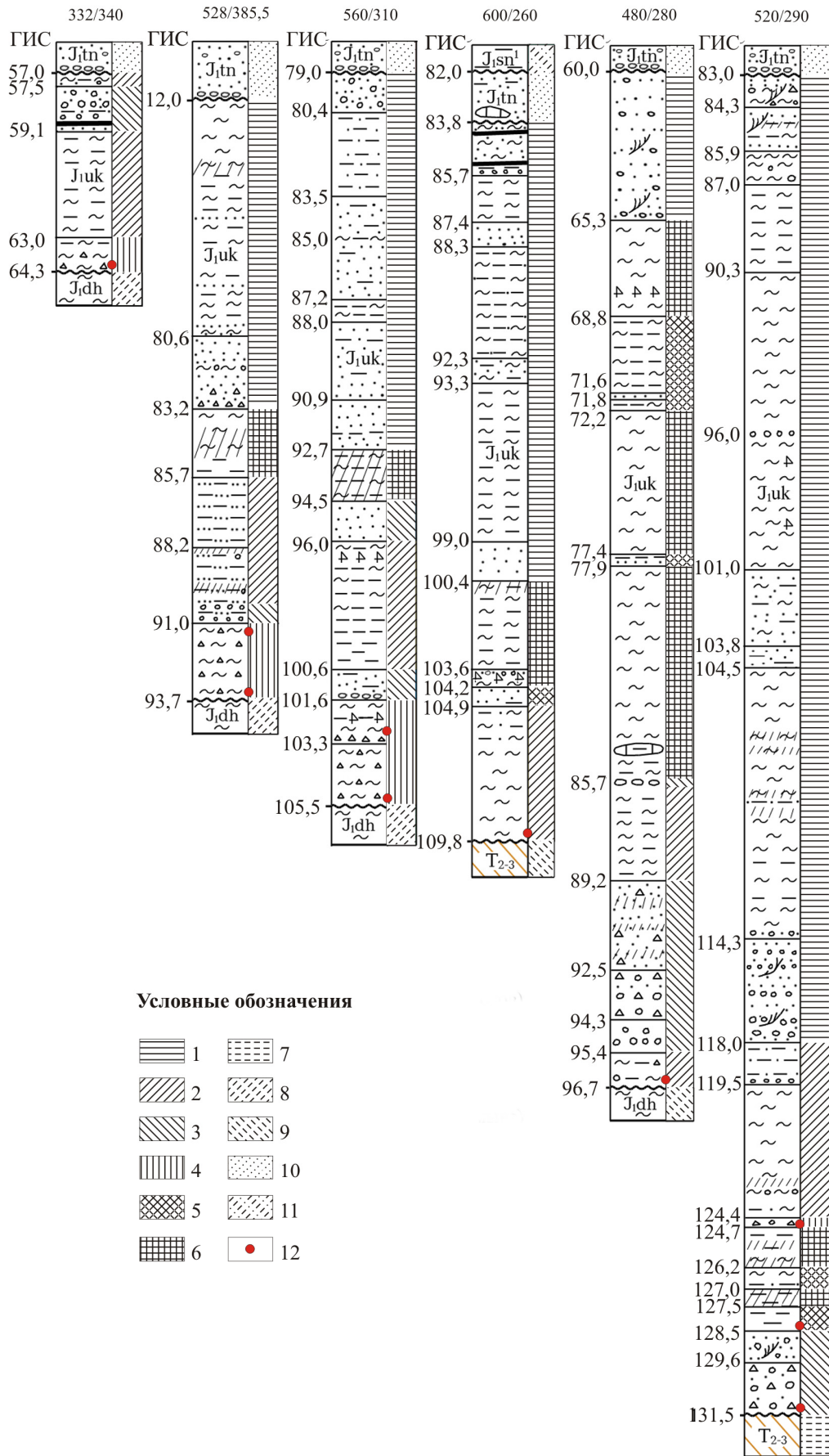


Рис. 6.3. Литолого-фациальные разрезы отложений укугутской свиты.

Примечания. Фации: 1 - дельтовых равнин; 2 - пойм речных долин; 3 - русловые; 4 - русел временных водотоков; 5 - проточных озёр речных долин; 6 - заболоченных речных долин; 7 - верховьев склонов; 8 - плоскостного смыва склонов; 9 - подножий склонов и верховьев конусов выноса; 10 - прибрежно-морских равнин; 11 - морского бассейна. Прочее: 12 - точка отбора образца.

Составлено на основе поисково-разведочных работ Ботубинской ГРЭ (по данным С. М. Халитовой, 2007)

Глинистые конгломераты встречаются довольно редко. Они неоднородны по строению и чередуются с многочисленными горизонтами и слоями песчано-гравийных пород мощностью до 1,2 м, состоят из слабо окатанных обломков размером 2-3 см угловатой формы с отчетливой брекчиевидной текстурой (рис. 6.4а). Основная масса наиболее грубообломочного материала, составляющая 20-30 % от общей массы породы, например обр. 4, 19 и 28 (рис. 6.5), представлена местными образованиями – кремневыми, выветрелыми и маршаллитизированными разновидностями карбонатных пород; нередко отмечаются угловатые обломки оолитовых светло-коричневых известняков. Хорошо окатанные обломки встречаются очень редко. Окатанные обломки относительно хрупки и обычно на разломе белой окраски.

Глинистые конгломераты из выделенных образований наиболее несортированы, что подтверждается содержанием различного количества разнозернистого обломочного материала. Конгломераты обладают довольно однообразной окраской – светло-серой, серой и темно-серой, которая определяется цветом исходного материала материнских пород и некоторой примесью обугленного растительного детрита. Количество цементирующего глинистого материала почти никогда не превышает количества грубообломочного. Песчаная и алевритовая части содержат ильменит, который не имеет признаков износа. Иногда отмечается сидеритизация.

Песчано-гравийные отложения развиты в разрезе и по площади кимберлитового поля неодинаково. Максимально зафиксированная мощность гравелитов достигает 1,4 м. Для этих образований наиболее характерен крупный гравий с большим количеством (до 30 %) песчаного материала (рис. 6.4б, в). Содержание собственно гравийного материала варьируется в пределах 35-55 % от общей массы породы. Хорошо окатанные обломки размером 1-2 см редки. В этих случаях они составляют не более 15 % от общей массы и представлены темно-коричневыми кремнями, кремневыми оолитовыми известняками, реже кварцем. Среди них отмечаются единичные гальки кремневых пород с полированной поверхностью. Вероятно, переходной формой можно считать резкое увеличение содержания мелкозернистого песчаного материала (до 40 %), превосходящего гравийную составляющую по общей массе.

Непрочный цемент пород представлен чаще всего зеленовато-серыми глинисто-алевролитовыми продуктами выветривания терригенно-карбонатных пород плотика с примесью (до 10-15 %) привнесённого песчаного материала с ильменитом трапповой формации. Реже цементирующая масса базального горизонта сложена алевритоглинистой массой коричневатой окраски с включениями обугленной растительности и гнездовыми скоплениями песчаного материала.

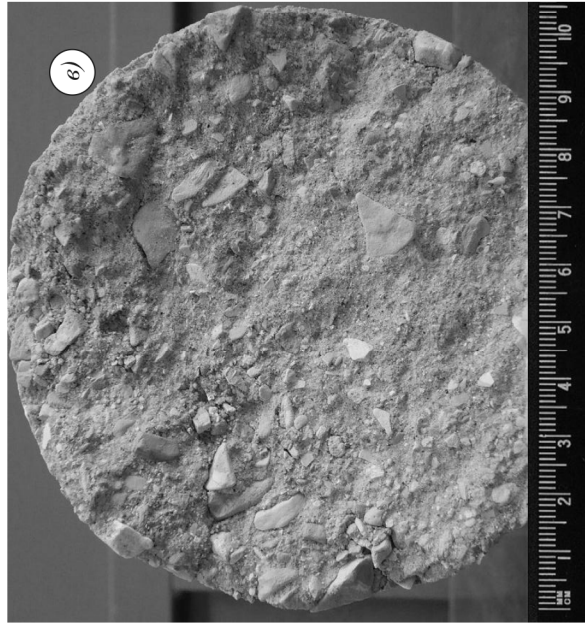
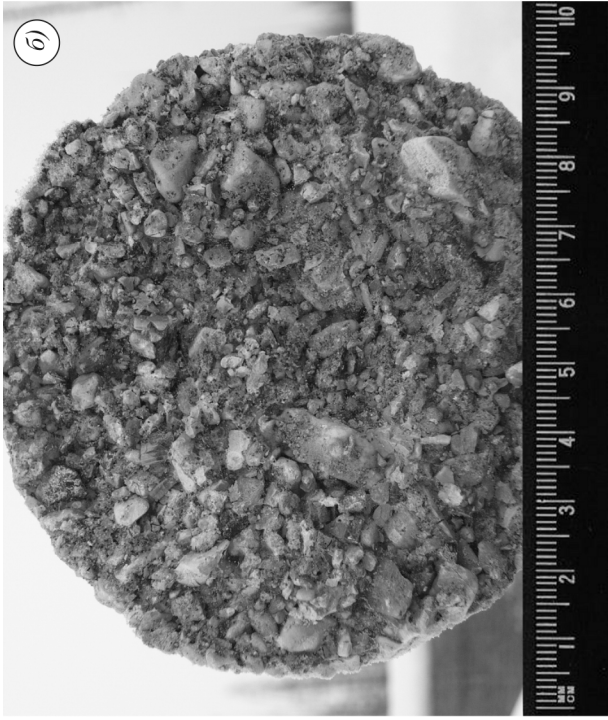


Рис. 6.4. Типы пород из базальных горизонтов укугутской свиты.

Примечание: а) глинистый конгломерат, скв. 551/443 гл. 80,8 м; б) песчаный гравелит, скв. 490/412 гл. 92,5 м; в) глинистый алевролит с галькой и гравием, скв. 930/1 гл. 54,9 м

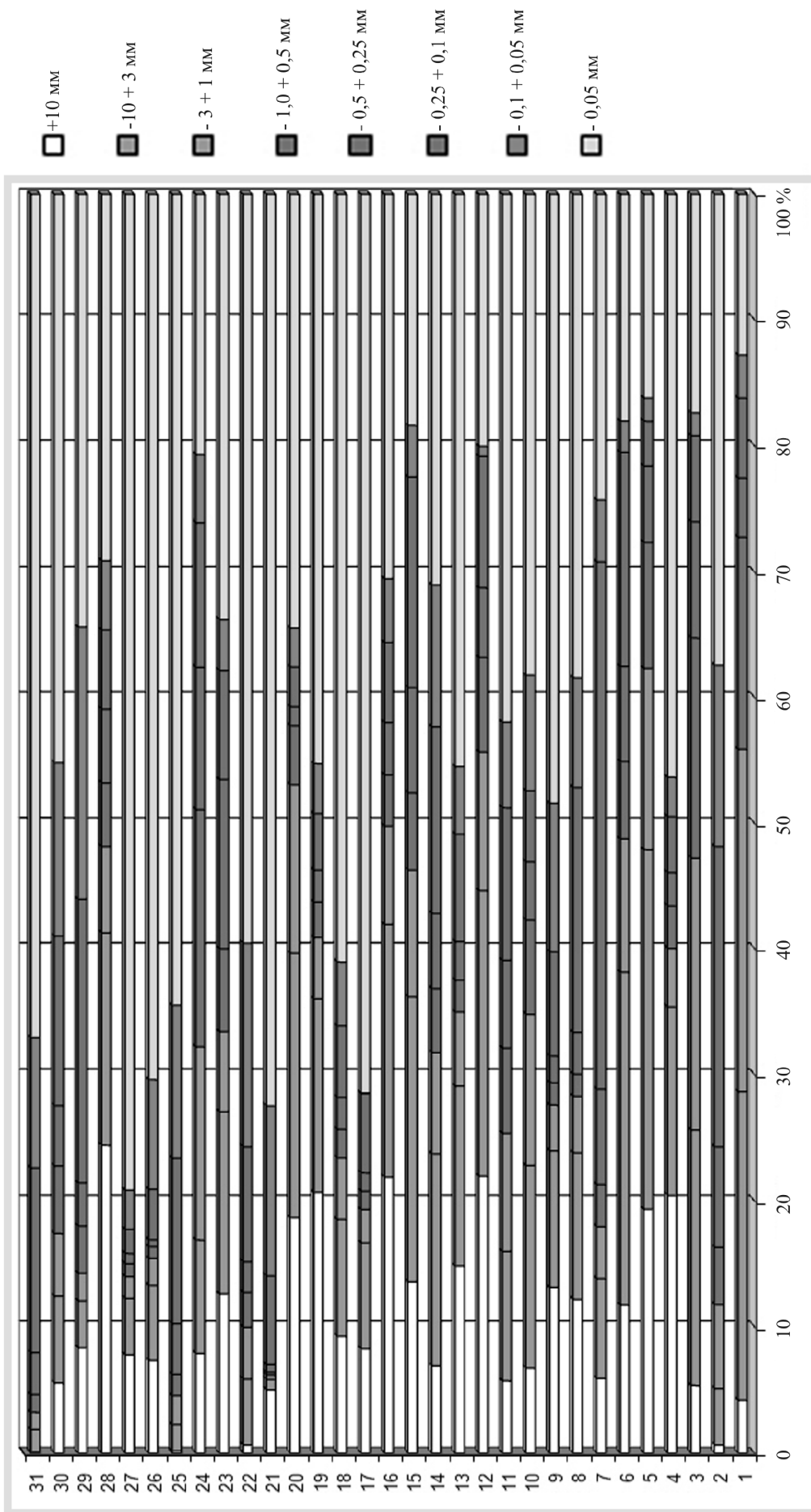


Рис. 6.5. Гранулометрический состав базальных горизонтов уккутской свиты Накьнского кимберлитового поля (пояснения в тексте)

На южном обрамлении трубки Нюрбинская в цементе породы содержится дресва кимберлитов. Местами в составе грубообломочного горизонта выделяются мелкие приплотиковые линзы [151] делювиально-пролювиальных глинисто-щебнистых образований мощностью 0,1–0,4 м, содержащих продукты размыва кимберлитов.

В целом распространение гравелитов и их песчаных разностей подчинено сложным закономерностям, зависящим не только от удалённости от области сноса обломочного материала, но в значительной степени и от палеогеографических особенностей накопления осадков. Мощность песчано-гравелитовых горизонтов резко уменьшается при выполаживании рельефа и значительной удаленности от источника размыва.

Глинистые алевролиты с галькой и гравием (со слабыми признаками окатанности обломков) имеют широкое распространение (рис. 6.4г). Обычно они приурочены к окраинным частям шлейфов пролювиальных отложений, развивающихся в сторону речных долин с мощностью до 3 м. Их сортировка становится более совершенной по мере удаления от вершины конуса выноса. Тонкие прослойки (первые сантиметры) более грубого материала присутствуют среди аргиллитов и располагаются по слоистости.

Различные типы наклонной слоистости в шлейфах свидетельствуют о пульсационном развитии потоков с образованием конусов выноса. Структурные и текстурные признаки не позволяют их чётко выделить в шлейфах при наличии делювиальных образований. Однако пролювиальные алевролиты отличаются от остальных типов отложений по положению в разрезе, а также по соотношению их мощностей со смежными типами отложений. Глинистый материал зачастую играет подчинённую роль, и только при увеличении в объёме более грубых обломков достигает весомых значений. Грубообломочная фракция в отложениях обычно не превышает более 25 %.

В пределах трубки Ботубинская мощность базального горизонта укугутской свиты изменяется от 0,5 до 2,4 м. Он сложен слабо сцементированными песчаниками с примесью галечно-гравийного материала в количестве от 5 до 20 %. Песчаники серые и светло-серые олигомиктово-кварцевые с обилием ильменита из магматических пород основного состава. Породы разномзернистые с преобладанием мелкозернистой фракции. Содержание песчаной фракции составляет 40-60 %. Цемент представлен глинисто-алевролитовым материалом. Гравий и мелкие гальки, сложенные окремнелыми породами и кремнями, образуют линзовидные скопления либо находятся в рассеянном состоянии. Алмазосодержащие галечно-песчаные отложения вверх по разрезу сменяются неалмазосодержащими песчаниками.

Главной чертой пролювиальных отложений является общее преобладание крупной гальки над мелкой. В пролювиальных россыпях в пределах исследуемого поля чёткой зави-

симости между содержанием алмазов и составом отложений не наблюдается, что согласуется в целом по алмазоносной провинции [71]. Но количество выветрелого кимберлитового материала, в том числе алмазов, возрастает с увеличением содержания грубообломочного материала. Прослеживается наибольшая вероятность обнаружения продуктов разрушения кимберлитов, составляющих цементирующую массу базальных горизонтов, в непосредственной близости от коренного источника.

6.2. Особенности глинистой составляющей базальных горизонтов

Цементирующая масса пород из базальных горизонтов укугутской свиты Накынского кимберлитового поля образована сложными минеральными ассоциациями, в которых в разных соотношениях присутствуют смешанослойные образования (до 75 %), диоктаэдрические гидрослюды (10-40 %), хлорит (до 35 %), каолинит и серпентин в редких образцах, галлуазит в отдельных скоплениях кристаллов, в исключительных случаях до 10 %. Минералы группы палыгорскит-сепиолита представлены единичными находками кристаллов [62]. Наряду с относительно мономинеральными представителями отдельных групп [38], преобладают здесь полиминеральные образования и минералы со смешанослойными структурами (рис. 6.6). Наиболее чётко выделяются две минеральные ассоциации (рис. 6.7): 1) иллит ($d_{001}=9,86-10,2 \text{ \AA}$) и смешанослойное каолинит-монтмориллонитовое образование ($d_{001}=7,21-7,4 \text{ \AA}$) и 2) хлорит ($d_{001}=14,0-14,2 \text{ \AA}$) и смешанослойное каолинит-монтмориллонитовое образование ($d_{001}=7,21-7,4 \text{ \AA}$). Помимо этих минералов во фракции мельче 0,001 мм обнаружены кварц и его аморфные разновидности, полевые шпаты, карбонаты, гётит и другие.

Вариации содержаний элементов довольно широкая и меняется в зависимости от генезиса продуктов выветривания (рис. 6.8). Химический состав глинистой составляющей: SiO_2 – 38,04-61,1 %, Al_2O_3 – 7,45-32,78 %, MgO – 0,37-3,4 %, Fe_2O_3 – 1,79-9,7 %, K_2O – 0,67-4,22 %, Na_2O – 0,07-0,18 %, CaO – 0,27-0,64 %. Содержания малых элементов в тонкой фракции (мельче 0,001 мм) приведены в таблице 6.1.

Диоктаэдрические гидрослюды на дифрактограммах диагностируются по базальным рефлексам от 9,9 до 10 \AA и 4,9 \AA , не изменяющим положения линий после насыщения глицерином (рис. 6.9, I β , V β , X β). В отдельных образцах значения пиков варьируют: первый в пределах 9,86-10,2 \AA , второй 4,93-5,02 \AA (рис. 6.9, II β , III β). Значение базальных рефлексов, а также пределы колебания их характерны для диоктаэдрической гидрослюды (модификация 2M $_1$) - иллита, и в кристаллической решётке которого катионы заполняют две трети позиции

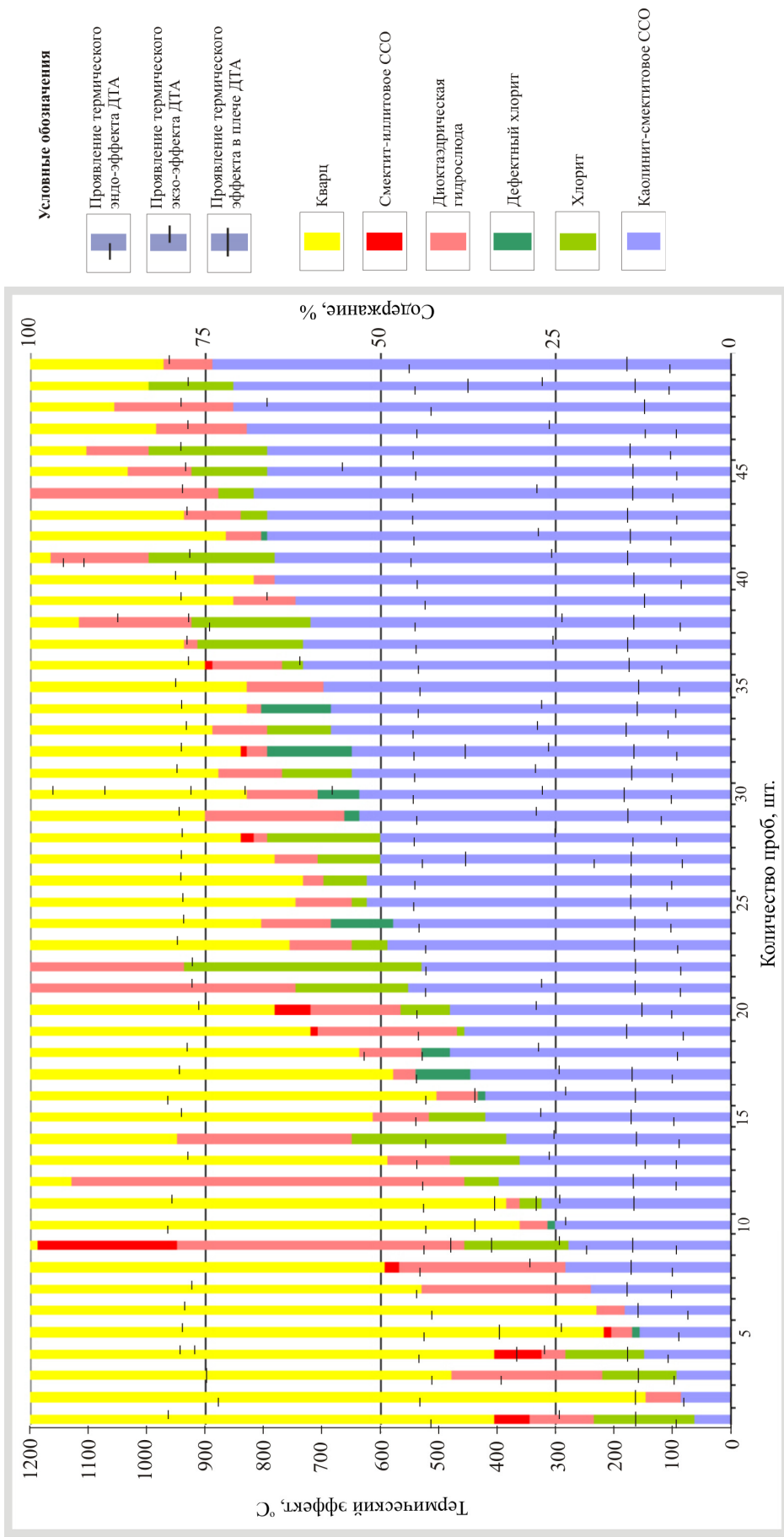


Рис. 6.6. Значения термических эффектов на основе минералогической каолинит-монтмориллонитовой ассоциации (по данным рентгенографического анализа)

октаэдрического пакета, в отличие от триоктаэдрической гидрослюды (вермикулита), где катионы заполняют все его позиции [74].

В нашей работе термин иллит трактуется как минеральная разновидность [129] диоктаэдрической Al-содержащей слюды без разбухающих слоев [142], отличающаяся от мусковита присутствием фенгитового компонента [20], обусловленного наличием двухвалентных катионов в октаэдрах и понижением степени замещения Si на Al в тетраэдрах. Кристаллы представлены широкими изометричными пластинками. Особенно чётких морфологических различий на РЭМ-изображениях частиц гидрослюд от «дефектных» каолинитов не отмечено [40]. Наличие гидрослюды фиксируется и на термограммах. На термических кривых ДТА образцов, в которых гидрослюда составляет более четверти общего объема, появляется низкотемпературный эндотермический эффект, первый - с максимумом 120-160° и второй с максимумом 520-550° (рис. 6.10, IV, VII).

Таблица 6.1

Содержание малых элементов в тонкой фракции (мельче 0,001 мм) из базальных горизонтов укугутской свиты

Элемент	Пределы	Среднее
V	0,0111-0,0523	0,02406
Cr	0,0086-0,0401	0,0214
Zr	0,0131-0,0437	0,024451
Nb	0,000867- 0,0144	0,005158
Ce	0,001546- 0,0373	0,011685
Cu	0,0014-0,0314	0,009267
Li	0,0114-0,0393	0,0257
Ni	0,004608- 0,0212	0,010296
Pb	0,0015-0,0121	0,004431
Sc	0,0007-0,0049	0,002853
Be	0,00016- 0,00069	0,000383
Zn	0,0025-0,0439	0,010626
Mo	0,00007- 0,000508	0,000257
Ga	0,002228- 0,0044	0,003164

Аналитик И. Г. Лелюх (ЦАЛ Ботуобинской ГРЭ)

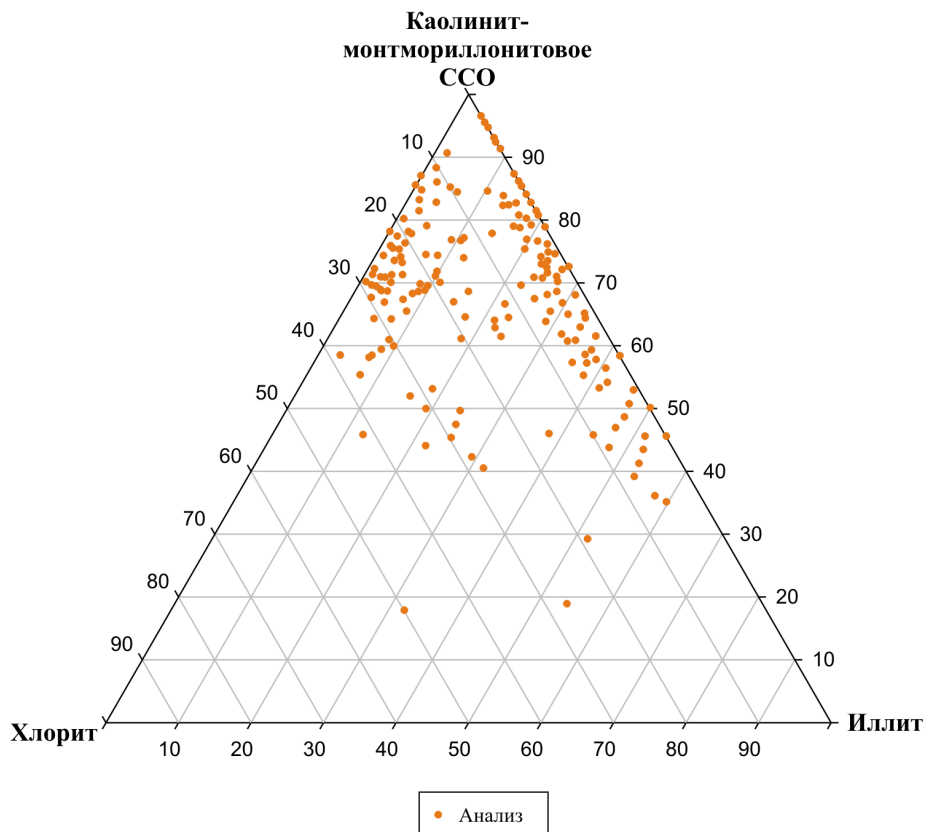


Рис. 6.7. Диаграмма ассоциаций минералов (по данным рентгенографии) тонкой фракции (мельче 0,001 мм) укугутской свиты (171 анализ). Аналитик Л. В. Лисковая (ЯНИГП ЦНИГРИ)

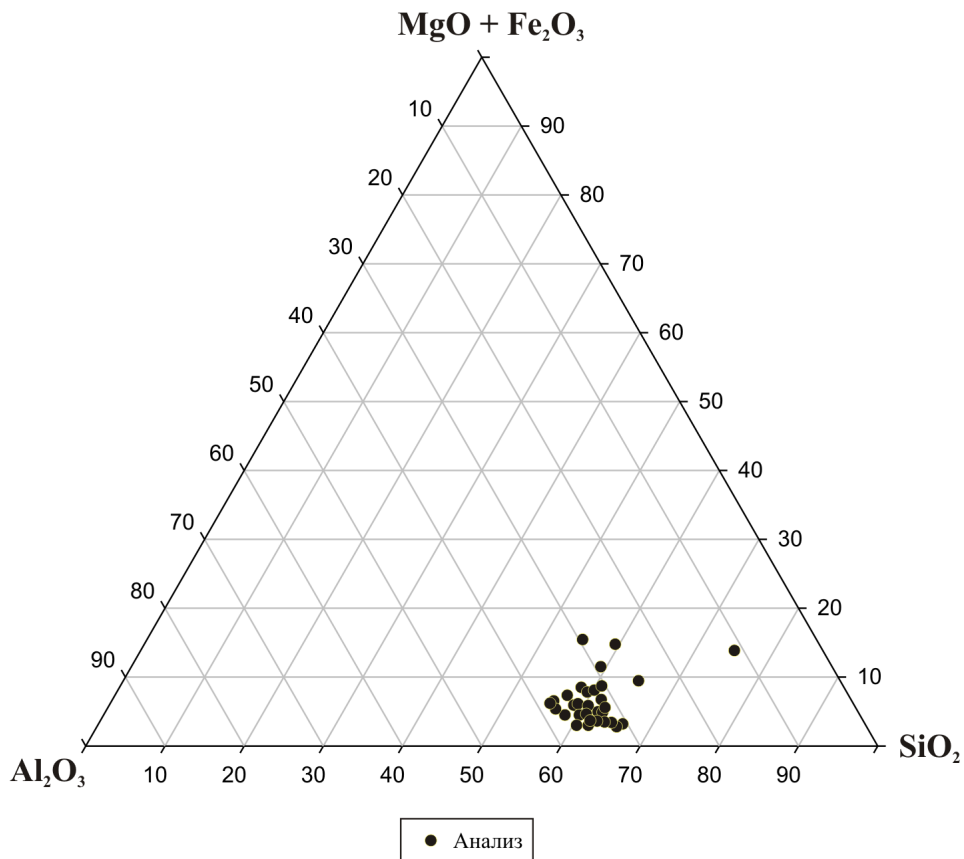


Рис. 6.8. Диаграмма химического состава (по данным ICP-AES) тонкой фракции (мельче 0,001 мм) укугутской свиты (31 анализ). Аналитик И. Г. Лелюх (ЦАЛ Ботубинская ГРЭ)

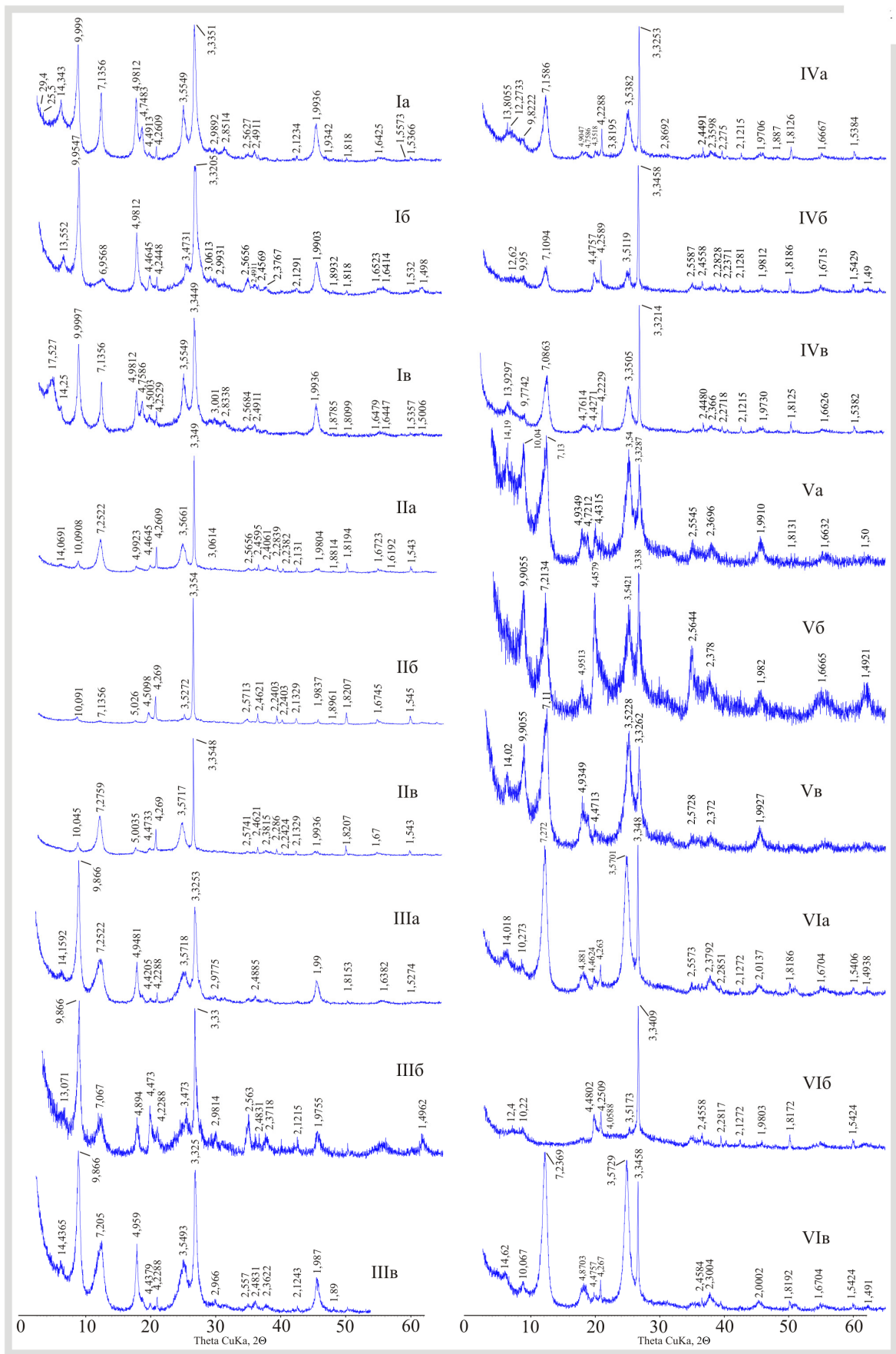
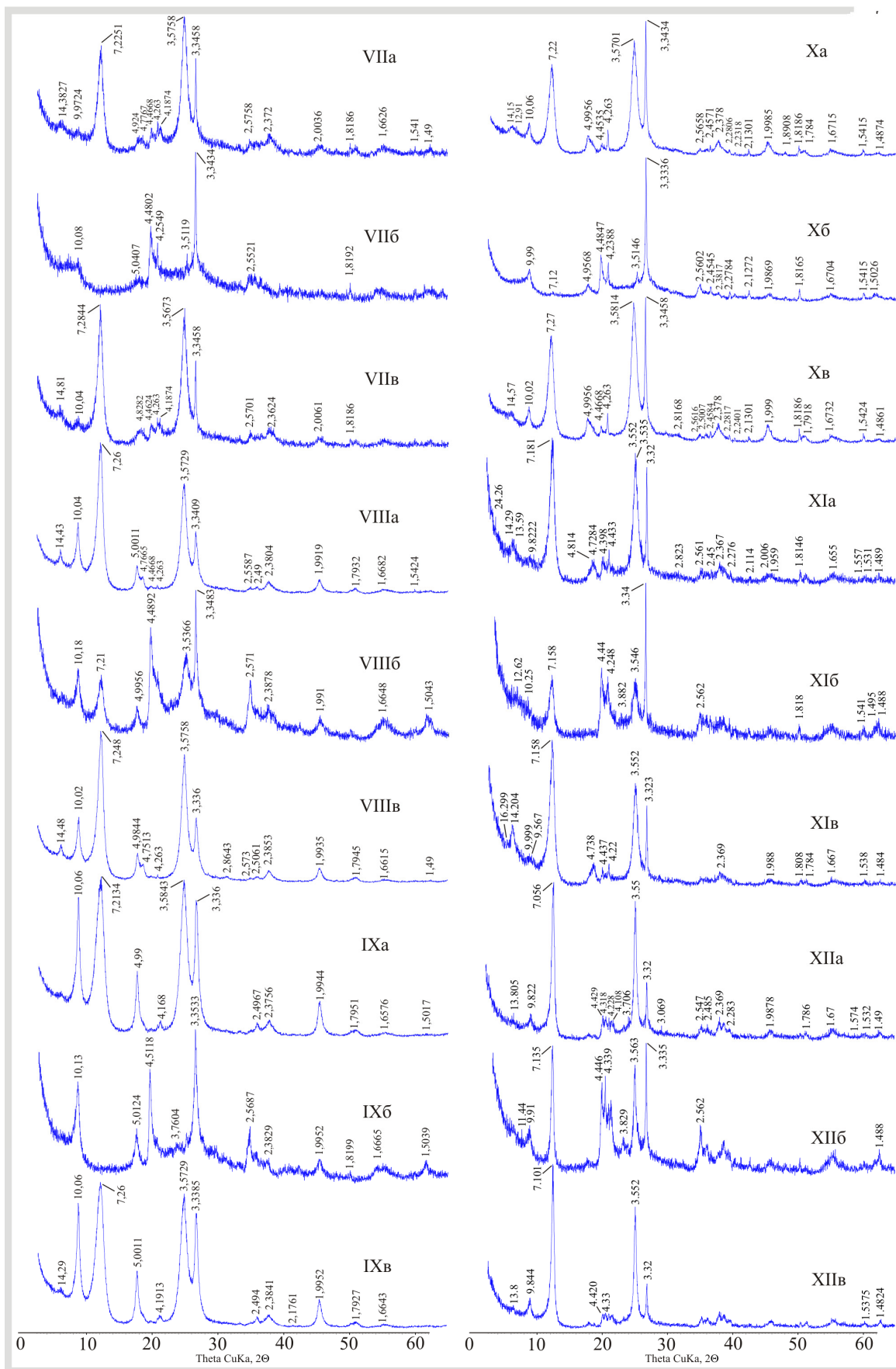


Рис. 6.9. Дифрактограммы фракции мельче 0,001 мм из базальных горизонтов укугутской свиты.

Примечания. Минеральный состав образцов из рис. 5.6: I - образец № 9; II - образец № 10; III - образец № 12; IV - образец № 17; V - образец № 22; VI - образец № 32; VII - образец № 34; VIII - образец № 41; IX - образец № 44; X - образец № 46; XI - образец № 49; XII - образец № 50; а) ориентированный; б) проклеванный при 550° С; в) насыщенный глицерином. Аналитик Л.В. Лисковская (ЯНИИП ЦНИГРИ)



продолжение рис. 6.9

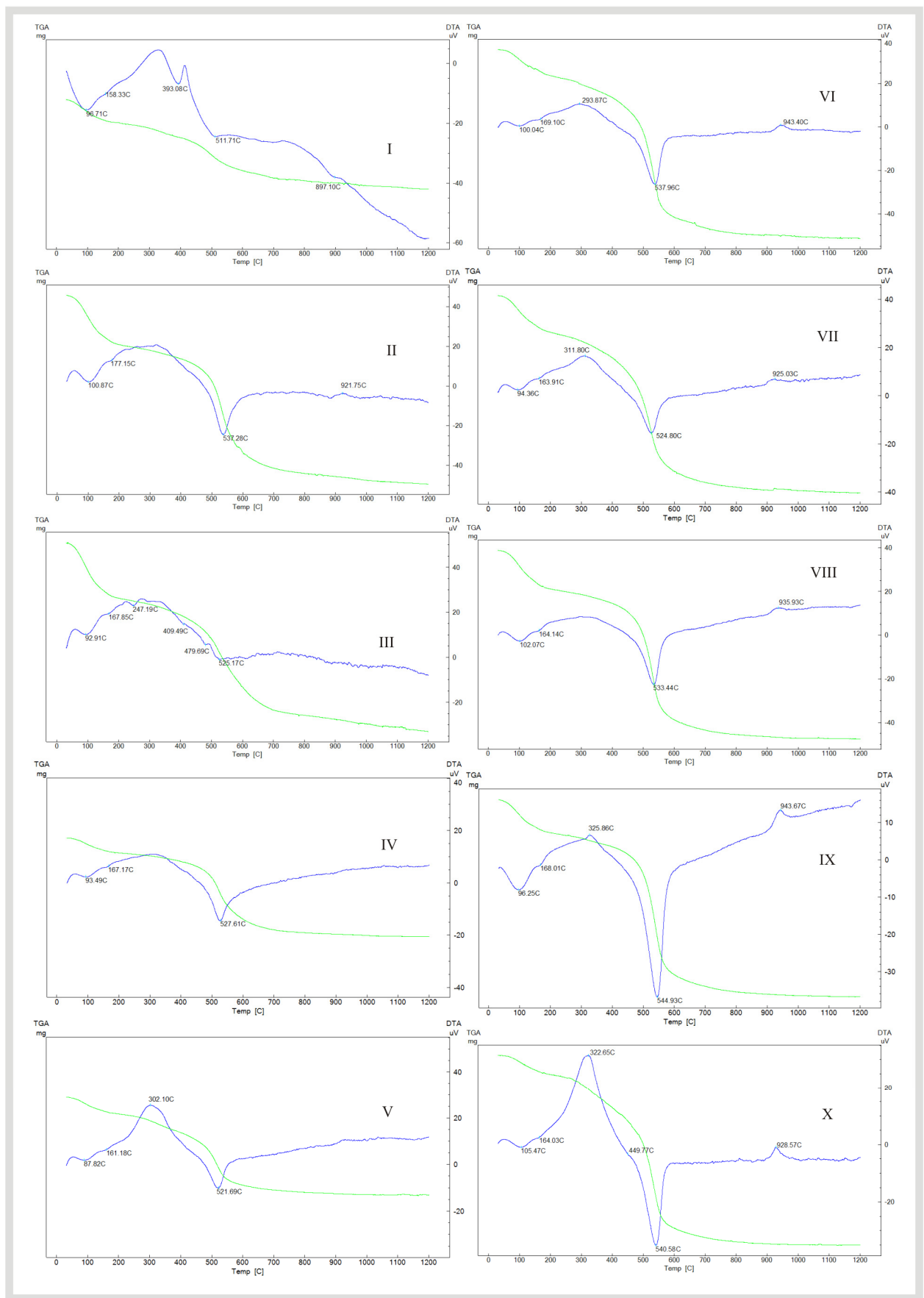


Рис. 6.10. Термограммы фракции мельче 0,001 мм из базальных горизонтов укугутской свиты.
 Примечание: римские цифры соответствуют номерам образцов на рис. 5.6: I - 3; II - 7; III - 9; IV - 12; V - 14; VI - 17; VII - 21; VIII - 24; IX - 48; X - 49

Присутствие стабильного политипа $2M_1$, возможно, обусловлено частичной или полной деструкции гидрослюды $1M$ и смешанослойных образований [45], а его повышенные содержания можно считать признаком переотложенных продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород ордовика.

Каолиниты в алмазоносных горизонтах встречены в незначительном количестве. Они характеризуются неупорядоченной структурой [26]. На их дифрактограммах отсутствуют линии $02l$ и $11l$, а в области $d=4,5\text{Å}$ вместо разрешенных дифракционных максимумов наблюдается полоса двумерной дифракции $02l$ с достаточно высокими коэффициентами асимметрии от 0,17 до 0,49 [76]. Политипная модификация каолинитов не установлена, в связи с неупорядоченностью их структуры. В единичных пробах присутствие каолинита обнаружено на кривых рентгеновской дифракции по пикам базальных отражений $d_{001} \approx 7,10-7,13\text{Å}$ и $d_{002} \approx 3,57\text{Å}$. При обработке глицерином положение этих рефлексов не изменяются. Количество каолинита в несколько раз увеличивается вверх по разрезу в вышележащих отложениях этой же свиты, которые представлены аллювиальными и озёрно-болотными фациями.

В общем объёме рентгеновских исследований характер дифракционных картин указывает на значительное количество каолинитового компонента в глинистых образованиях этого типа пород. Кроме того, на исходной кривой отмечается широкий неинтенсивный набор пиков, состоящий из слившихся рефлексов, среди которых отдельные пики имеют значение $\approx 12\text{Å}$ (рис. 6.9, IV, VI, IX, X), что указывает на присутствие разбухающего минерала, по которому, согласно схеме [125], шло развитие каолинита.

«Чистый» монтмориллонит в базальных горизонтах укугутской свиты присутствует, вероятно, в таком незначительном количестве, что обнаружить его с помощью примененных методов не удалось. В исключительно редких случаях присутствие монтмориллонита характеризуется пиками $14,3-14,6\text{Å}$, которые после насыщения образцов глицерином изменяют значение до $17,5-17,8\text{Å}$ (см. рис. 6.9, Ia, Ib). Почти полное отсутствие монтмориллонитов по всей вероятности, связано с постдиагенетическими преобразованиями, спровоцированными перекрывающимися отложениями, в составе которых прослеживается обилие углефицированных останков древней растительности. Это выражается в повышенном количестве каолинит-монтмориллонитового ССО.

Основная диагностика хлорита во фракциях мельче $0,001\text{ мм}$ также проводилась с помощью рентгенографического анализа. В тех случаях, когда содержание минерала в пробе оказывалось на грани чувствительности прибора, тогда исследовалась фракция мельче $0,01\text{ мм}$. Как правило, минералы группы хлорита фиксируются по рефлексам $14-14,2\text{Å}$ и 7Å . Интенсивность четных порядков намного выше интенсивности нечетных, что свидетельствует о

повышенном содержании катионов Fe в составе минерала [128]. Степень железистости хлорита также несколько различна, поскольку d_{060} равен 1,550-1,556 Å [33]. В случае, когда встречена магнезиальная разновидность хлорита, рефлексы на дифрактограммах приобретают другой характер, отличающийся увеличением интенсивности нечетных порядков [20, 47, 132]. К тому же проявляется интенсивность рефлекса третьего порядка – 4,79 Å. Однако из-за обычно малого количества хлорита в исследуемых породах порой трудно различить, какая разновидность этого минерала присутствует.

В образцах, где содержание хлоритовой фазы превышает 15 %, по расчету интенсивности рефлекса d_{060} , он представлен переходной кристаллохимической разновидностью между Ib ($\beta=90^\circ$) и IIb ($\beta=97^\circ$) [128] либо их смесью (табл. 6.2). В первом случае, когда встречена разновидность Ib ($\beta=90^\circ$), следует подразумевать некие постседиментационные (эпигенетические) процессы, спровоцированные тектоническим развитием района [39], следствием чего на геологических разрезах выделяются постседиментационные обвалы отложений. Происходило формирование хлоритовых фаз из структурно-неупорядоченных модификаций и преобразование минералов в образцах как постпалеозойское. Тем самым, ограничить и не рассматривать этот разлом как кимберлитово-вмещающий или кимберлитово-контролирующий при поисковых работах его связь с палеозойским кимберлитовым магматизмом. Присутствие же поли типа IIb ($\beta=97^\circ$) в нижнеюрских отложениях, не прошедших стадию эпигенеза, может служить критерием определения его обломочного происхождения [20].

В глинах из грубообломочных горизонтов в непосредственной близости к магматическим телам, отмечаются мелкие «гроздевидные» образования глинистых частиц [64] с псевдогексагональной огранкой и реликты трубочек с увеличивающимся диаметром в центре (рис. 6.11 и 6.12).

Микроскопические «гроздевидные» формы минералов представлены устойчивой в гипергенных условиях кристаллохимической модификацией серпентина «А», которая образуется в процессе выветривания кимберлитов путём перекристаллизации с частичным окислением Fe²⁺ [44], сопровождавшейся поли типными превращениями [92]. Минеральные образования имеют размеры до 1,5 мкм и различные очертания с пропорциями от 1:1 до 1:4 у длинной оси к поперечной.

Таблица 6.2

**Диагностические рефлексы различных хлоритовых политипов
в пролювиальных отложениях укугутской свиты (по Ш. Бейли, [128])**

120/3-68			580/1-87			502/436-91			504/438-86		
<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>
200	2,69	4,2	200	2,69	5,9	201	2,56	10,0	201	2,56	10,0
201	2,65	3,45	20 $\bar{1}$	2,66	6,2	203	2,34	8,3	202	2,51	6,8
201	2,54	10,0	201	2,55	9,9	20 $\bar{4}$	2,30	6,0	202	2,39	6,3
20 $\bar{4}$	2,25	4,50	202	2,51	6,9	204	2,15	4,2	203	2,33	6,7
20 $\bar{3}$	2,44	6,6	203	2,33	6,5	20 $\bar{5}$	2,07	3,3	20 $\bar{4}$	2,30	5,6
204	2,01	4,5	20 $\bar{5}$	2,06	4,3	204	2,01	4,1	20 $\bar{4}$	2,26	4,4
			205	1,96	4,5				204	2,15	3,6
			206	1,78	3,6				20 $\bar{5}$	2,11	3,7
									20 $\bar{5}$	2,07	3,5

549/448-66			553/438-84			559/443-69			574/472-65		
<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>hkl</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>
20 $\bar{1}$	2,67	4,2	200	2,69	5,4	20 $\bar{1}$	2,66	4,1	200	2,65	5,4
202	2,51	6,4	20 $\bar{1}$	2,66	5,5	202	2,51	6,9	20 $\bar{2}$	2,58	7,7
20 $\bar{3}$	2,45	6,4	20 $\bar{2}$	2,60	5,7	202	2,40	6,2	202	2,51	6,9
203	2,34	6,7	201	2,54	10,0	203	2,34	6,7	20 $\bar{3}$	2,44	6,8
20 $\bar{4}$	2,27	5,2	202	2,51	8,2	204	2,15	4,1	203	2,34	7,9
20 $\bar{5}$	2,06	3,7	20 $\bar{3}$	2,45	6,6	205	1,96	3,9	20 $\bar{5}$	2,12	5,0
205	1,96	4,3	203	2,34	9,6	206	1,77	3,4	205	1,96	4,4
			204	2,15	4,9						
			20 $\bar{5}$	2,11	4,6						
			20 $\bar{5}$	2,07	3,2						

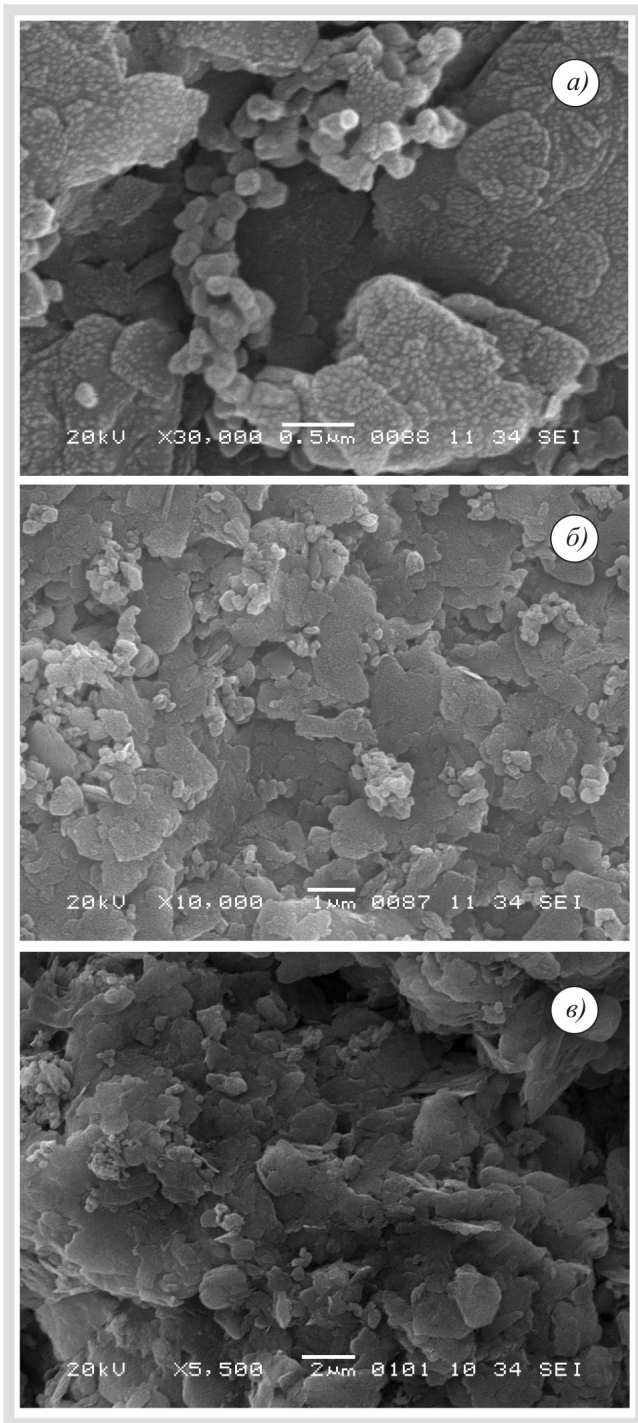


Рис. 6.11. РЭМ-изображения гроздевидных скоплений серпентина.
Примечание: а,б) скв. 553/437 гл. 85,1 м; в) скв. 530/5 гл. 65,0 м

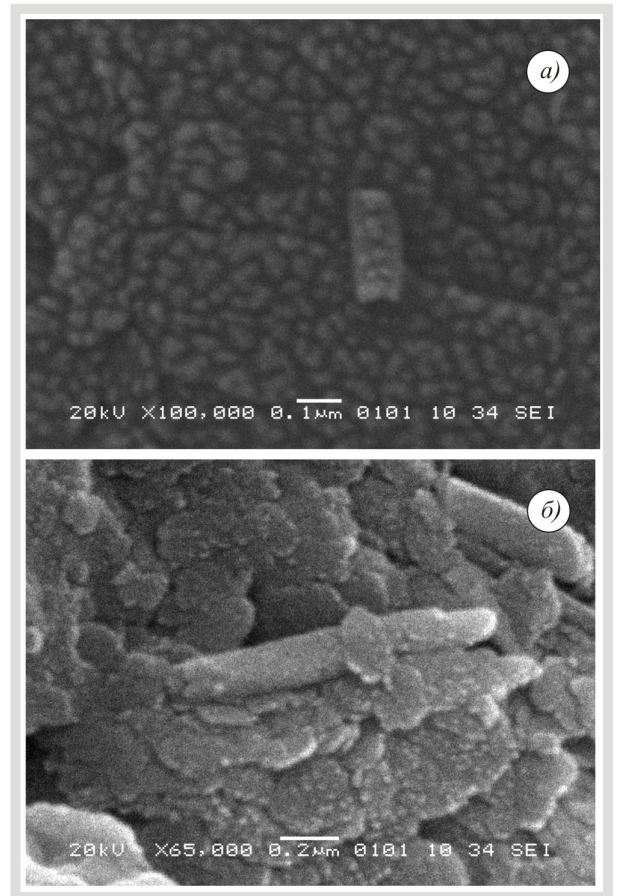


Рис. 6.12. РЭМ-изображения галлуазитовых удлиненных частиц.
Примечание: а) скв. 504/438 гл. 86,0 м; б) скв. 555/438 гл. 89,6 м

Эта переходная кристаллохимическая разновидность серпентина характеризуется понижением обычного значения b [19] для серпентинов со слоистой структурой с $9,20 \text{ \AA}$ до $9,15 \text{ \AA}$ ($d_{060} \approx 1,525 \text{ \AA}$). По данным микрозондовых анализов содержание MgO варьирует в пределах 31,6-41,5 %, а Al_2O_3 – 2,8-9,7 % (рис. 6.13), что указывает на высокую магнезиальность этих минералов. Наличие серпентина типа «А» в базальных горизонтах укугутской свиты регистрируется в пределах чувствительности рентгеновского прибора (начиная с ≈ 15 % содержания) и по снимкам растрового электронного микроскопа.

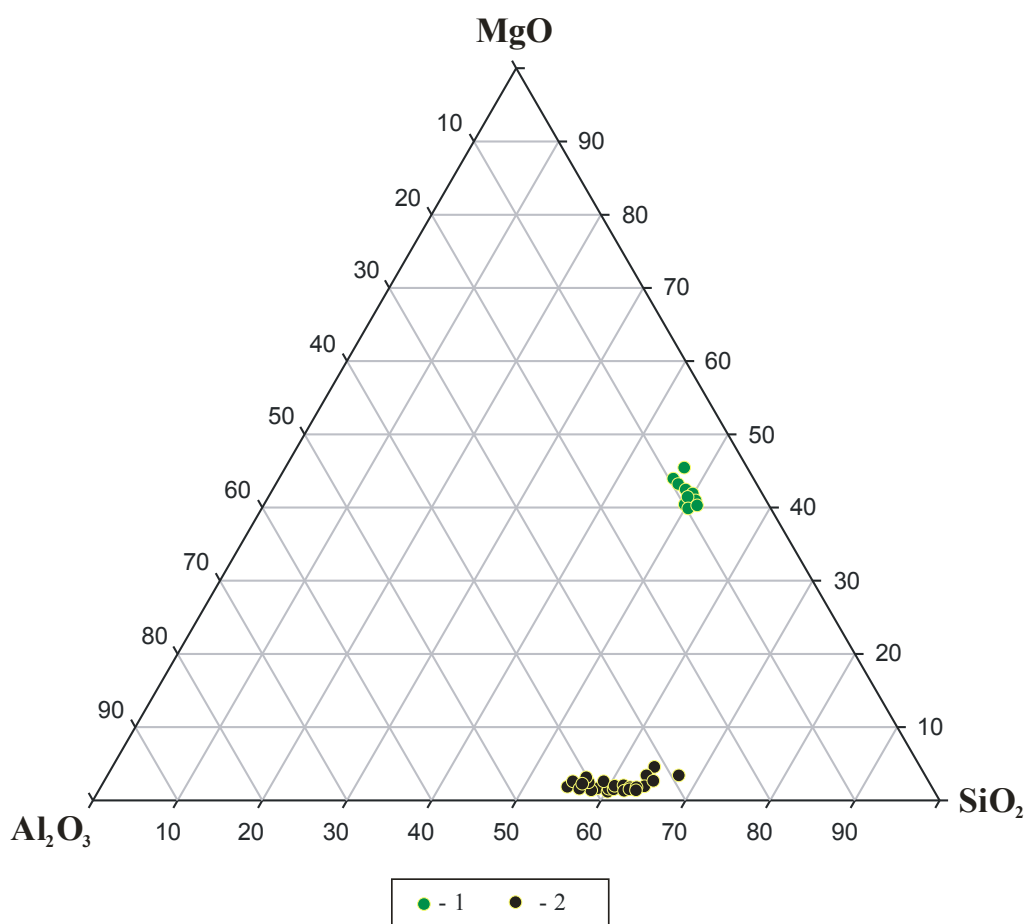


Рис. 6.13. Сравнительная диаграмма микрозондового анализа основной массы глин укугутской свиты и “гроздеподобных” образований серпентина

Примечание: 1 - серпентин (15 анализов); 2 - основная масса (21 анализ). Аналитик С. М. Пилюгин

Галлуазит встречается в виде примеси и в связи с незначительным содержанием диагностируется только по данным РЭМ-изображений. На них кристаллы галлуазита имеют удлиненную форму в виде завернутых листочков (трубочек) с утолщением в центральной части (см. рис. 6.12). Очевидно, что на изображениях растрового электронного микроскопа в отдельных пробах исследуемых глин, как, например, в пробах 559/443 гл. 69,5 м и 559/445 гл.

71,0 м, обнаруживаются галлуазитоподобные удлиненные образования. Количество серпентиновых скоплений на РЭМ-снимках визуально возрастает в исследуемых образцах при приближении к магматическим телам основного и ультраосновного состава. Из-за невысоких количеств диагностика галлуазита этим методом сопряжена с трудностями.

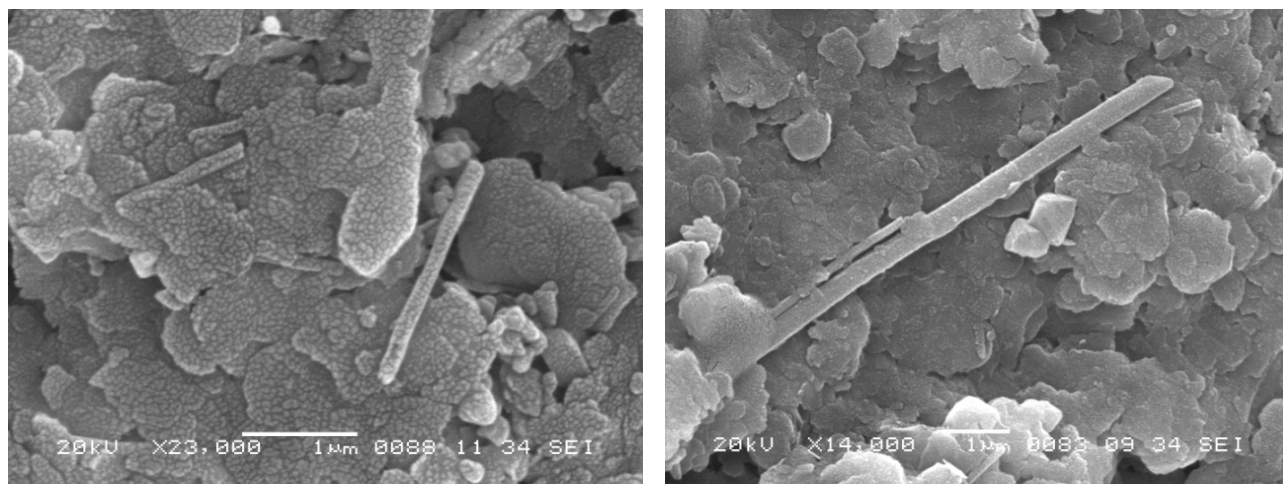
Во-первых, по современным структурным данным галлуазит представляет собой самостоятельный минеральный вид с различной степенью упорядоченности структуры [25], близкой к каолиновой. Во-вторых, электронная микроскопия дает возможность по форме кристаллов различать только каолинит и галлуазит, но различить метагаллуазит (двухводный) и гидратированный (четырёхводный) галлуазит, имеющие сходные трубчатообразные кристаллы [6], почти не представляется возможным. В-третьих, диагностика галлуазита только по удлиненной форме частиц не всегда представляется однозначной, так как известно, что каолинит [130, 140] и галлуазит [52, 109, 141] встречаются иногда в природе с нехарактерной для них формой кристаллов.

Рентгенографический метод диагностики позволяет в некоторых случаях (при достаточных процентных количествах) различать гидратированную 10-Å разновидность галлуазита (исходное состояние $d_{001}=10,0$ Å; после насыщения глицерином $d_{001} = 11,0-11,2$ Å) от дегидратированной 7-Å метагаллуазита (исходное состояние $d_{001} = 7,2-7,5$ Å; после насыщения глицерином $d_{001} = 11,0-11,2$ Å). Галлуазит в связи с удлиненной трубчатой формой кристаллов при съемке ориентированных препаратов, кроме интенсивных рефлексов со значением 7,2 и 3,6 Å, совпадающих с d_{001} и d_{002} каолинита, даёт широкие дифракционные полосы (по Саркисяну-Котельникову [88]), идентифицируемые как дифракционные эффекты hk . На основании этого он в некоторой степени может быть выявлен в ассоциации с каолиновой фазой (см. рис. 6.9). Однако отличие рентгеновских рефлексов метагаллуазита от таковых каолинита с несовершенной структурой, а особенно определение метагаллуазита в тонкой фракции, содержащей плохо окристаллизованный и структурно несовершенный каолинит, зачастую представляет значительные трудности из-за идентичности их рентгенографических картин. В ориентированных препаратах сходные рефлексы приобретают более отчётливые по интенсивности пики, при этом трубчатая структура не позволяет этой группе минералов ориентироваться по d_{001} .

По рентгенографическим данным четырёхводный галлуазит, определяемый по 10-Å рефлексу, в этих пробах не обнаруживается, так как его рефлексы совпадают с рефлексами гидрослюд. Не обнаружен в них используемым методом также и метагаллуазит. По косвенным данным термического анализа галлуазитовая минеральная фаза выражается в понижении термических эффектов каолинитов [3] в образцах из россыпи трубки Ньюбинская (см.

рис. 6.10) в сторону более низких температур (эндоэффекты 515-535° С и экзоэффекты 935-970° С). Можно предположить, что в исследуемых глинах либо галлуазита содержится очень мало (меньше предела чувствительности данной методики), либо эти удлиненные образования не являются галлуазитовыми. Галлуазит (7 Å и 10 Å) по своей форме кристаллов и количеству, по крайней мере, в грубообломочной части разреза укугутской свиты имеет генезис, вероятно, связанный с проявлением базитового магматизма (как показано выше, из-за повышенного количества этого минерала в непосредственной близости от магматических тел трапповой формации в делювии и карстовых воронках) [110]. Поэтому следует признать, что галлуазит является здесь реликтовым, аллотигенным минералом.

Кроме того, минералом-примесью с удлиненными кристаллами в исследуемых глинах может быть не только галлуазит. Магнезиальные глинистые минералы типа палыгорскита, как и галлуазит, содержатся в виде примеси и устанавливаются исключительно по РЭМ-изображениям. На них минералы группы палыгорскита имеют, как правило, тонковолокнистое, но иногда и игольчатое строение (рис. 6.14). Отсутствие хорошо разработанных методик определения количественного состава (наиболее распространен полуквантитативный анализ) глинистых минералов затрудняет раскрытие закономерностей распределения их в осадках.



а)

б)

Рис. 6.14. РЭМ-изображения глинистых минералов волокнисто-стержневидной морфологии.

Примечание: а) скв. 553/437 гл. 85,1 м; б) скв. 559/433 гл. 69,5 м

К тому же мешают примеси органического вещества, гидроокислов железа и других соединений, от которых возможно избавиться, предположительно, при подготовке образцов к исследованию только в редких случаях.

В процессе размыва и переноса элювиальных продуктов отмечается значительное увеличение количества минеральных образований смешанослойной фазы с различным соотношением в её структуре неразбухающих и разбухающих пакетов. Хотя разбухающие минералы присутствуют в промежуточных горизонтах почти всех развитых в Западной Якутии кор выветривания, однако в наибольшем количестве они свойственны элювию на магматических породах основного состава. Смешанослойные образования удалось диагностировать лишь с помощью рентгеновских исследований. На дифрактограммах ССО не представлены ясными и четкими максимумами, но их рефлексы расположены в широком диапазоне малых углов между 10 \AA гидрослюды и 7 \AA каолинита [17, 58, 107] (см. рис. 6.9, *Ia, б, в* и *Va, б, в*, соответственно). Неразбухающие разновидности ССО встречаются в единичных случаях, а ССО с наличием в структуре разбухающих пакетов наиболее распространены в изученных осадочных породах.

На дифрактограммах ориентированных препаратов смешанослойные иллит-монтмориллонитовые образования фиксируются по рефлексам $10,4-11,2 \text{ \AA}$, то есть меньше значений базальных рефлексов монтмориллонита, но больше, чем соответствующее базальное отражение гидрослюды (10 \AA) [139]. После насыщения глицерином положения этих отражений сдвигаются в сторону малых углов и приобретают значения межплоскостных расстояний $11,0-13,6 \text{ \AA}$ (рис. 6.15). В иных случаях присутствие иллит-сметитового ССО установлено по изменению положения линии $d_{010} \approx 12 \text{ \AA}$ на дифракционной кривой, которая при насыщении глицерином сдвигается до $d_{010} \approx 18 \text{ \AA}$, а после прокаливании – до $d_{010} \approx 9 \text{ \AA}$. Согласно значению межплоскостного расстояния комплекса с глицерином данное ССО содержит около 50% смектитовых слоев [76].

В остальных случаях отсутствие пика 17 \AA после насыщения образца глицерином при наличии рефлексов $11,0-13,6 \text{ \AA}$ указывает на преобладание в ССО гидрослюдистых пакетов. Смешанослойные минералы имеют неупорядоченное внутреннее переслаивание гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов [5, 107]. Поэтому на рентгенограммах возникают нецелочисленные серии базальных отражений от $10,6$ до $13,8 \text{ \AA}$. Эти особенности дифракционной картины указывают на то, что в переотложенных продуктах выветривания, кроме каолинита, присутствуют также неупорядоченные смешанослойные образования, состоящие в среднем на 25-30 % из слоёв монтмориллонита и на 70-75 % из слоёв гидрослюды [136, 146]. Отдельные образцы из исследуемых пород характеризуются иным составом. На дифрактометрической кривой ориентированного насыщенного глицерином образца в этом случае наряду с рефлексами $10,2$ и $14,0 \text{ \AA}$ присутствует рефлекс $12,4 \text{ \AA}$ (см. рис. 6.9, *VIa, в*), связанный с деградацией гидрослюды [98].

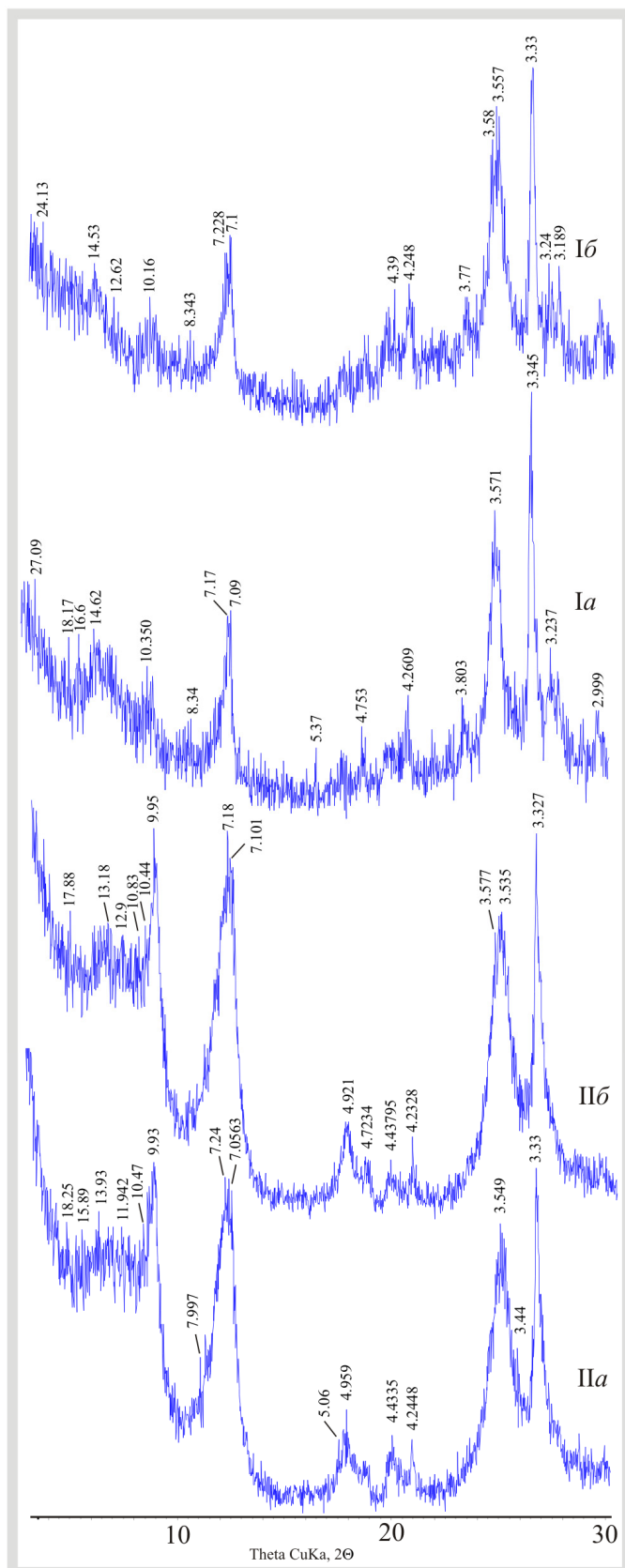


Рис. 6.15. Дифрактограммы смешанослойных иллит-монтмориллонитовых ССО во фракции мельче 0,001 мм базальных горизонтов укугутской свиты.

Примечания: I - скв. 120/1 гл. 53,0-56,0 м; II - скв. 557/442 гл. 68,0 м; а) ориентированный; б) насыщенный глицерином. Аналитик Л.В. Лисковая (ЯНИГП ЦНИГРИ)

Появление гидрослюдистых ССО, возможно, связано с их образованием из продуктов разложения K^+ -содержащих силикатов при постседиментационных изменениях пород [127, 133] в щелочной среде [145].

Каолинит-монтмориллонитовые ССО диагностированы по совокупности дифракционных признаков глинистых минералов из базальных горизонтов укугутской свиты. Их рефлексы 001 и 002 на дифрактограммах образцов, насыщенных глицерином, изменяются в пределах от 7,21 до 7,40 Å и от 3,55 до 3,58 Å, согласно которым содержание смектитовых слоев в структуре является незначительным – до 10 % [22]. При насыщении глицерином происходит увеличение межплоскостных расстояний по отношению к препарату в естественном состоянии, а при прокаливании – уменьшение. Это указывает на подвижность структуры, в связи с вхождением в нее смектитовых слоев [138]. Кроме того, у прокаленных образцов межплоскостные расстояния первого и второго базальных отражений имеют отклонения от целочисленности, как, например, в образце VIII (см. рис. 6.9), имеющему серию 7,21 Å и 3,537 Å. Еще одним признаком наличия смешанослойной каолинит-монтмориллонитовой фазы в анализируемых объектах является уменьшение межплоскостного расстояния d_{002} у обезвоженных образцов по сравнению с насыщенными глицерином. Диагностируются указанные фазы по специфическому в каждом случае изменению положения рефлексов 00 l после насыщения препаратов глицерином и прокаливании (при 550° С в течение 2-х часов). Наличие смектитовых слоев проявляется в отражениях 001 и 002 для насыщенного глицерином препарата в интервалах 7,20–9,0 Å и 3,3–3,58 Å, а для обезвоженного препарата – 7,20–10,0 Å и 3,2–3,58 Å соответственно [15, 22]. При этом смещение отражений при обработках в сторону больших или малых углов зависит от количества слоев воды (один или два), находящихся в смектитовых межслоевых промежутках [15]. Признаками каолинит-смектитов является нецелочисленность межплоскостных расстояний отражений 001 и 002 у обезвоженных препаратов и меньшие значения межплоскостных расстояний линии 002 по сравнению с насыщенным глицерином. Необходимо учитывать, что в присутствии хлорита и галлуазита диагностика каолинит-смектитов затрудняется и становится неоднозначной.

По характеру распространения данного типа минеральных образований можно судить о них как о постдиагенетических промежуточных продуктах при превращении монтмориллонита в каолинит [98, 125, 126]. Вероятно, ведущим процессом преобразования смектитов в постседиментационную стадию является микробиологическое разложение органического вещества из перекрывающих озёрно-болотных отложений, сопровождаемое сульфатредук-

цией и возникновением значительных масс CO_2 и H_2S [116], что влечет за собой изменение состава поровых вод, восстановление и растворение поливалентных элементов и диффузию.

Смешанослойные образования морфологически очень сходны с кристаллами монтмориллонита, потому их весьма трудно диагностировать с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ). Изучение цифровых графических изображений показало, что к смешанослойным глинистым минералам относятся кристаллы, похожие на хлопьевидные агрегаты в виде облака с чёткими краями (рис. 6.16). Термограммы образцов, содержащих преобладающее количество смешанослойных образований, напоминают кривые нагревания монтмориллонита и имеют первый эндотермический аффект с максимумом при $140-160^\circ$ (самый интенсивный), второй (менее интенсивный) при $520-560^\circ$.

Широкое развитие этих минеральных образований, по всей видимости, можно считать дополнительным типоморфным признаком переотложения продуктов выветривания магматических пород основного состава, что в свою очередь затрудняет определение направления вероятных источников сноса кимберлитового материала при поисковых работах [48].

Особо отмечаются на РЭМ-изображениях «кремнеземные маты», которые, вероятно, являются вторичным продуктом преобразований смектитов в минералы каолиновой группы (кандиты) через смешанослойную фазу.

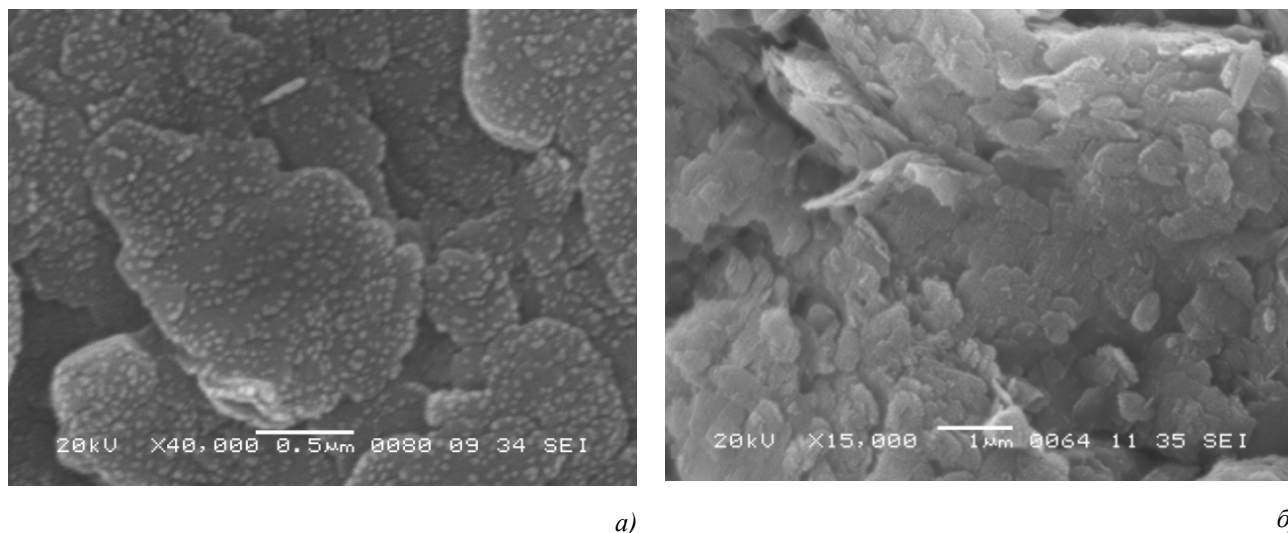


Рис. 6.16. РЭМ-изображения смешанослойных образований с разбухающими монтмориллонитовыми пакетами.

Примечание: а) каолинит-монтмориллонитовое ССО, скв. 560/447 гл. 70,5 м; б) монтмориллонит-иллитовое ССО, скв. (1)4/120(2) гл. 31,2-33,2 м

Выполненные исследования показали, что большинство проб из базальных горизонтов представлено комплексом глинистых минералов, но преобладают смешанослойные образования, гидрослюда (иллит) и хлорит. Все они встречаются повсеместно, однако, содержание

и количественное соотношение их несколько меняется по площади и в меньшей степени по разрезу. Глинистые минералы в базальных горизонтах укугутской свиты хоть и распределены неравномерно, но их количественные вариации по разрезу невозможно проследить из-за упомянутых выше маленьких мощностей алмазоносных горизонтов укугутской свиты. И только в верхних частях разреза, при переходе от грубообломочного материала к более алевролитовому, содержание смешанослойных образований резко увеличивается.

Распространение ассоциаций слоистых силикатов в основном обусловлено источником сноса глинистого материала, гидрохимическими особенностями седиментационных обстановок и тектонического режима осадконакопления. В конечном итоге минералогия глинистых пород находится в большой зависимости от климатического режима в эпоху их формирования (рис. 6.17). Дополнительные сведения о постседиментационных изменениях пород уточняют палеогеографические реконструкции.

Как видно из приведённых данных, накопление глинистых минералов характеризуется специфическими особенностями. Так в предполагаемых продуктах переотложения элювиального материала доминирующее положение занимают диоктаэдрические минералы продуктов разрушения нижнепалеозойского кимберлитовмещающего цоколя, разновидности которых обусловлены действием постседиментационных процессов. Ассоциации с хлоритом имеют приуроченность к тектоническим нарушениям, осложненным магматическими телами основного состава, и водоразделам вблизи от известных кимберлитовых тел.

Подчиненный характер распространения хлорита, галлуазита и серпентина обусловлен их обломочным генезисом за счет близ расположенных источников сноса. Возникновение аутигенного хлорита из ряда приведенных кристаллохимических разновидностей вероятно только при наличии действующих после формирования этих отложений тектонических или магматических процессов, что и выражается в распределении по площади на исследуемом поле. Контурсы распространения минеральных ассоциаций тонкой фракции в пределах фациальных обстановок одного возраста позволили определить основные области аккумуляции постмагматического тонкодисперсного материала, а также выявить основные закономерности распространения глинистых минералов по площади в пределах синхронных типов пород в зависимости от различия источников сноса. Отсортированность обломочного материала и стремление к мономинеральности цемента являлись основными критериями определения зрелости кластической породы. К тому же на основании вторичных признаков при макроскопическом изучении пород учитывались возможные наложенные процессы эпигенетического внутрислойного преобразования.

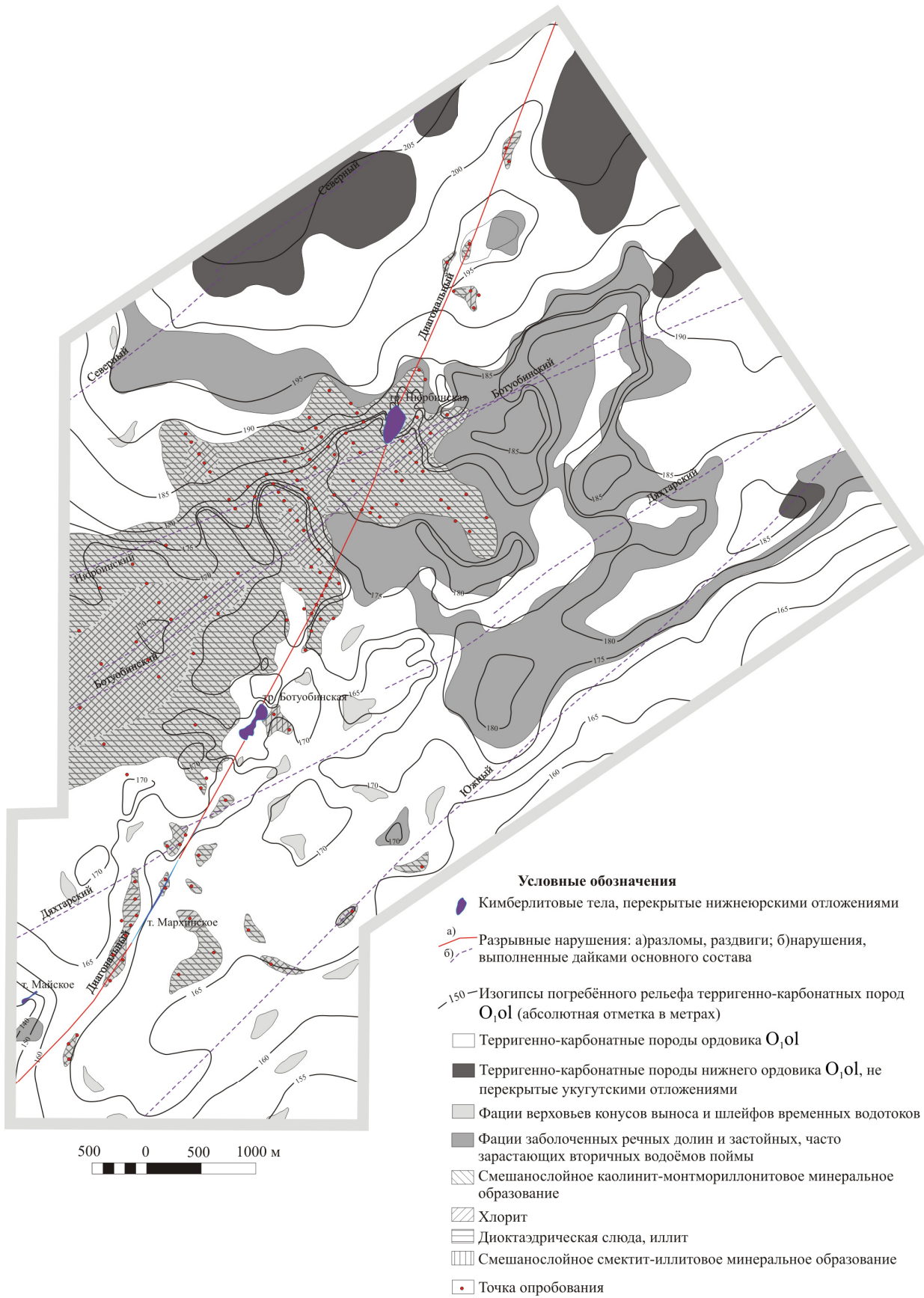


Рис. 6.17. Схематическая минералогическая карта отложений укугутской свиты на фацальной основе в пределах известных кимберлитовых тел Накынского поля.

Составлена на основе данных поисково-разведочных работ Ботубобинской ГРЭ [151]

6.3. Эволюция и постседиментационные преобразования отложений укугутской свиты

Вещественный состав осадочных пород укугутской свиты Накынского кимберлитового поля, а также фациальные особенности их формирования показывают, что осадки, слагающие эти толщи, позже подверглись воздействию диагенетических и гипергенных процессов (по В.А. Хмелевскому, [115]).

Диагенетические процессы выразились, прежде всего, в установлении физико-химического равновесия исходных осадков, вызванного действием различных компонентов (гидроксиды железа, органическое вещество и др.). В диагенетический этап формирования пород произошло некоторое их уплотнение и частичная литификация. Однако постдиагенетические преобразования не достигли регионального развития, так как большая часть исследуемых пород находится в рыхлом или слабо сцементированном состоянии, а глинистые породы сравнительно легко размокают в воде. Одной из причин этого явилось, по-видимому, то, что исследуемые мезозойские образования не подверглись погружению и залегают на небольших глубинах, не превышающих первых сотен метров. Поэтому на них не воздействовали значительные давления и температуры. Диагенетические процессы зафиксированы в изученных отложениях наличием ряда аутигенных минералов-новообразований, возникших на разных стадиях литификации осадков. Наиболее широко развиты такие диагенетические минералы как сидерит, пирит и гидроксилы железа. Значительно реже встречаются фосфаты, барит, гипс, цеолиты и глауконит. В процессе диагенеза возникла также некоторая часть кремнистых и глинистых минералов.

Сидерит широко развит в исследуемых отложениях Накынского кимберлитового поля, где встречается во всех разностях пород - от грубообломочных до алевритовых. Он представляет собой выделения различной формы и размеров (от микроскопических стяжений, рассеянных в породах, до достаточно крупных конкреций и сферолитов). В редких случаях сидерит образует третью по объёму часть цемента породы.

Как известно, сидерит образуется при низких значениях окислительно-восстановительного потенциала (E_h около 0) и достаточно изменчивых величинах рН среды, то есть относится ко второму этапу диагенеза [96], - восстановительного минералообразования. Учитывая континентальное происхождение обогащенных сидеритом нижнеюрских отложений, можно считать, что он возник в осадке на глубине, обеспечивающей его изоляцию от активного влияния свободного кислорода поверхностных вод и атмосферы.

В северной и северо-восточной частях данного поля в отложениях укугутской свиты рас-

пространены различные формы сульфидов (пирита). Сульфиды отмечаются в виде мельчайших отложений (рассеянных в породах), более крупных конкреций агрегатного строения, отдельных кристаллов и их сростков, псевдоморфоз по органическим (преимущественно растительным) остаткам, а порой и как цемент грубозернистых пород. Пиритовый цемент редко встречается в гравийно-песчаных породах, где создает крупные сростки кластических частиц. Образуется пирит, по предположению, в условиях восстановительной среды при изменчивых значениях рН, поэтому в изученных породах, как и сидерит, возникает на этапе восстановительного диагенетического минералообразования.

При некотором сходстве условий образования (в диагенезе) сидерита и пирита, между ними определяются различия [34, 35, 36, 96]. Их появление регулируется (при наличии в растворе двухвалентного железа) концентрациями сероводорода и уголекислоты. Для сидерита необходима уголекислота, а среда может быть слабо восстановительной, нейтральной и даже слабо окислительной. Пирит же может образоваться только в условиях высокой концентрации сероводорода, - значит в сильно восстановительной среде. Следовательно, пирит должен возникать на более поздних стадиях восстановительного этапа диагенеза, чем сидерит. Это обуславливает определенное распределение этих двух минералов в изученных породах. Обычно слои, обогащенные сидеритом, бедны пиритом, а в слоях, содержащих много пирита, мало сидерита. Однако иногда они встречаются в существенных количествах и вместе. Все это свидетельствует о преобладании в диагенезе нижнеюрских осадков восстановительных условий. Исходные осадки были обогащены органическим веществом (преимущественно растительными остатками, сохраняющимися в породах в форме обугленного детрита или тонких линзочек, прослойков и примазок бурого угля). Естественно, что в таких осадках кислород иловых вод быстро расходовался на окисление органических остатков, что вело к обогащению их CO_2 и, возможно, H_2S .

Нередко в исследуемых отложениях встречаются минералы, которые могут быть связаны с более ранними этапами диагенеза, в частности, с этапом окислительного минералообразования [96]. Наиболее распространенные из них - минералы группы гидроксидов и оксидов железа - гётит, гидрогётит, гематит, лимонитовые скопления и другие. Эти минералы встречаются в виде отдельных частиц и скоплений, но чаще находятся в тонкодисперсной смеси с глинистыми массами (до 7-10 %), образуя цемент в кластических породах различных частей разреза. Возможно, что в образовании гидроксидов железа в большинстве случаев большую роль сыграли не только диагенетические, но и более поздние гипергенные процессы.

Из других образований окислительного этапа встречены фосфаты, барит, глауконит и цеолиты. Существенного значения эти минералы не играют. Очень редко, в единичных про-

бах отмечаются желтоватые щёточки аурипигмента. Проявления эти имеют приуроченность к Диагональному разлому. По-видимому, аурипигмент образуется под действием на мышьяковистые растворы сероводорода [7], который может быть продуктом разложения органического материала в перекрывающих болотных отложениях.

Большой интерес представляет вопрос о развитии процессов катагенеза (эпигенеза) в глинистых алмазоносных отложениях. По всей видимости, в этих породах нет следов таких изменений [39], так как одним из важнейших процессов катагенеза является уплотнение и литификация горных пород под воздействием повышенных давлений и температур. Известно [36, 50, 91], что стадия раннего катагенеза начинается в породах на довольно значительных глубинах, для которых характерны высокие давления и температуры. Изученные образования, как отмечалось ранее, залегают на глубинах, редко превышающих первые сотни метров, что исключает возможность развития в них активных катагенетических процессов. К этому же выводу приводит изучение фациальных особенностей формирования различных типов пород, значительная часть которых в настоящее время находится в рыхлом состоянии (пески, алевролиты, галечники и пр.). Глинистые породы почти всегда легко размокают в воде, и лишь отдельные их прослои находятся в более плотном состоянии. Аргиллиты, которые бы не размокали, в изученных разрезах не отмечены. Обломочный материал в них распределен довольно свободно, отчего широко развиты базальные или обильные поровые цементы глинистого или карбонатного составов. Следовательно, такие породы не подвергались интенсивному сжатию. Выше сказанное свидетельствует о том, что изученные нижнеюрские алмазоносные породы Накынского кимберлитового поля претерпели диагенетические изменения и находятся на стадии образования конкреций.

Доминирующее значение при формировании исследованных горизонтов, согласно проведенным исследованиям, имели местные источники сноса терригенного материала [65-67, 79, 117, 123], что подтверждается петрографическим составом грубообломочного материала (превалируют обломки доломитов, известковистых песчаников, пород трапповой формации), особенностями акцессорных и глинистых минералов. Основные факторы, определяющие состав глинистых минералов в различных алмазоносных толщах, содержащих значительное количество постмагматического материала различны, а подчиненное количество кимберлитового материала привносит специфический набор минералов.

В базальных горизонтах укугутской свиты Накынского кимберлитового поля ассоциации глинистых минералов зависят главным образом от типов пород в области сноса и степени их разложения под влиянием климатических факторов [42, 95, 97, 144]. Для минералов с трех- и четырехэтажной структурой определенное значение в процессе переноса, осадкона-

копления, а также на разных стадиях постседиментационного изменения пород, имеют также катионный обмен и трансформации. Эти процессы, в частности, приводят к деградации или аградации минералов, то есть потере ими Mg^{2+} и K^+ , или, наоборот, сорбция этих катионов, соответственно в среде с недостатком или высоким их содержанием, что в случае трансформации сопровождается изменениями в составе силикатных слоев. Важное значение в исследованных осадочных породах имеет также аутигенное образование глинистых минералов под действием процессов эпигенеза [40, 41, 42, 118].

В разрезах, где существенную роль играет органический материал (битумы или углефицированный детрит), который создает более кислую обстановку (рис. 6.18). Коэффициент $Al_2O_3:SiO_2$, имеющий отношение до 1:2 и реже 1:2-1:3, характеризует обстановку формирования глин как слабокислую. Преобразование глинистых минералов происходит главным образом в кровельных частях алмазоносных толщ, либо по всему горизонту в случае малой мощности. По монтмориллониту, а также по некоторым другим минералам, развиваются различные смешанослойные образования.

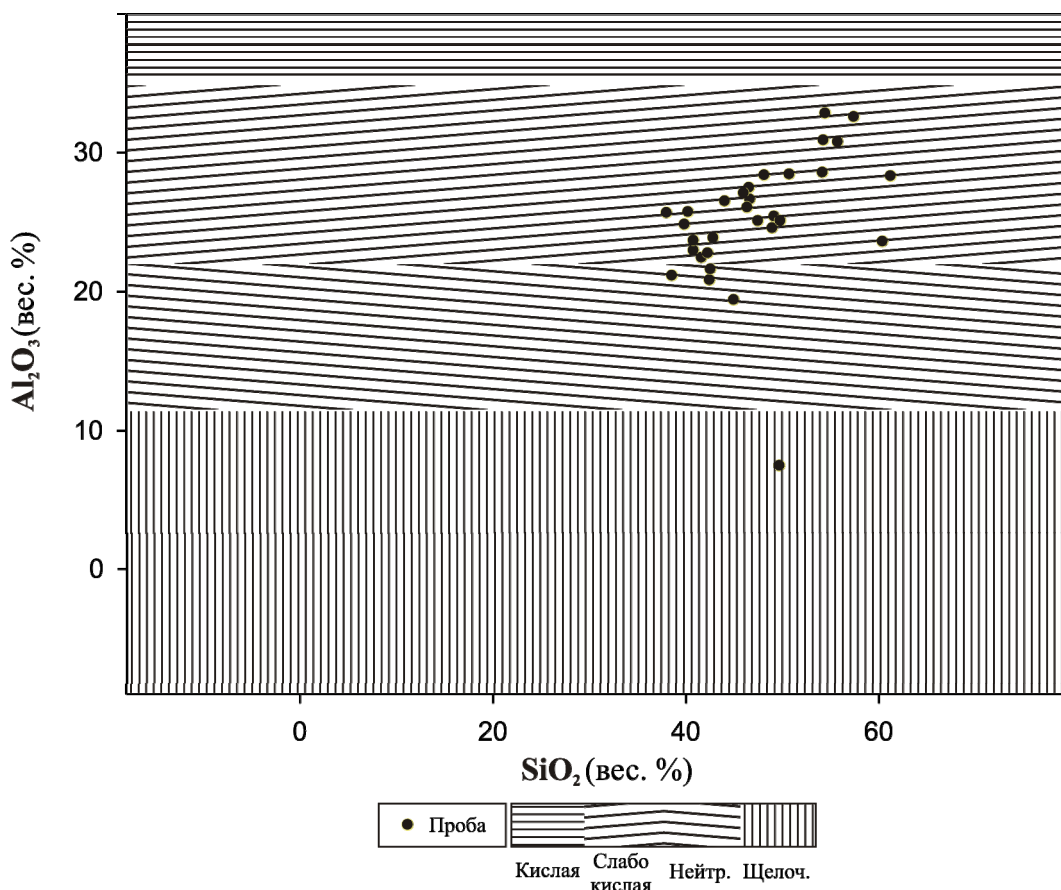


Рис. 6.18. Диаграмма геохимических условий образования минералов (по Г. И. Теодоровичу, [97]) тонкой фракции (мельче 0,001 мм) укугутской свиты (по данным ICP-AES, 31 анализ).
Аналитик И. Г. Лелюх (ЦАЛ Ботубинская ГРЭ)

Эти процессы, начинающиеся на стадии диагенеза осадка, судя по различному соотношению разбухающих и неразбухающих слоев в составе монтмориллонит-гидрослюдистых смешанослойных образований в породах, не испытавших погружения, продолжаются и на более поздних стадиях литогенеза.

На основании вышеизложенного процессы, ведущие к формированию минеральных ассоциаций, разделяются на три этапа истории образования нижнеюрских кластических алмазных пород (по Г.Ф. Крашенинникову, [46]):

1) этап мобилизации материала путём выветривания материнских пород в доюрское время и перехода вещества горных пород в транспортабельное состояние, в результате чего образовались глинистые минералы с разбухающими пакетами в структуре монтмориллонит-сапонитовой группы и частичная трансформация структур вторичных минералов лёгкой фракции кимберлитов;

2) на этапе собственно осадконакопления определилось распределение продуктов разрушения кимберлитов по площади и разрезу. По площади это преимущественно пролювиальные шлейфы, на формирование в которых глинистых пород гидродинамические условия не оказали значительного воздействия. В разрезе же выветрелый материал кимберлитов ассоциируется с грубообломочными горизонтами, в которых крупные обломки материнских пород являлись естественным трафаретом и замедляли вымывание глинистых минералов – продуктов разрушения кимберлитов;

3) на этапе постседиментационных изменений с исследуемыми породами произошли в некоторой степени значительные изменения, которые выразились преимущественно в формировании смешанослойных каолинит-сметтитовых и иллит-сметтитовых образований. Эти минеральные преобразования глиен могут повлечь за собой ограничение возможностей картирования распространения глинистых продуктов разрушения кимберлитов в нижнеюрских отложениях при поисковых работах.

Промежуточный этап транспортировки почти не повлиял на формирование минерального состава породы, и сказался, главным образом, только на изменении расстояния от источника сноса первично выветрелого материала (более 400 м), определяя тем самым исследованные осадочные породы как ореолы ближнего сноса.

Таким образом, в пределах Накынского кимберлитового поля базальные горизонты укугутской свиты сложены пролювиальными грубообломочными породами, в состав которых входит различный по генезису материал. Горизонты характеризуются значительным развитием и большим разнообразием глинистых минералов, содержащих в структурах пакеты различного типа. Формирование ССО в большинстве рассмотренных случаев происходи-

ло по смектитам, генетически связанным с выветриванием пород основного и ультраосновного состава. В смешанослойных образованиях тип переслаивающихся пакетов обусловлен характером исходного материала и среды, как при диагенезе осадка, так и при наложенных процессах преобразования пород.

Ассоциации с хлоритом приурочены к тектоническим нарушениям, осложненным магматическими телами основного состава, и водоразделам в непосредственной близости от известных кимберлитовых тел. Сопоставление данных о минеральных ассоциациях во фракции мельче 0,001 мм укугутской свиты с их распространением на литолого-фациальной карте указывает на различные источники сноса выветрелого материала. С одной – это снос со стороны трубки Нюрбинская и далее в юго-западном направлении, а с другой – привнос дополнительного аллотигенного материала со стороны двух водоразделов, расположенных на северо-западе относительно тр. Ботуобинская. Распространение хлорита, галлуазита и серпентина имеет подчиненный характер, обусловленный их обломочным генезисом за счет размыва выветрелых магматических пород.

7. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ИНДИКАТОРНЫХ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ В РАЗРЕЗЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСАХ НИЖНЕЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В настоящее время особо актуальной задачей научно-методического обеспечения геологических работ на алмазы является совершенствование локальных (крупномасштабных) методов поиска в районах действующих алмазодобывающих предприятий в связи с необходимостью наращивания минерально-сырьевой базы [2]. И поскольку поиски алмазных месторождений в таких районах производятся преимущественно на «закрытых» территориях, где кимберлиты перекрыты толщами разновозрастных осадков и породами трапповой формации, то Накынское кимберлитовое поле представляет собой оптимальный объект для решения указанной задачи.

Шлихоминералогический метод традиционно является одним из основных методов прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Анализ шлиховых проб и диагностика индикаторных минералов кимберлитов (ИМК), основными из которых являются алмаз, гранат, хромшпинелиды и пикроильменит, реже другие, позволяет выделять перспективные площади ранга прогнозируемого кимберлитового поля, а также локализовывать местоположение отдельных коренных источников. Однако на площадях размещения кимберлитовых тел, обладающих низкими вещественно-индикационными параметрами, в том числе малыми содержаниями ИМК, эффективность шлихоминералогического метода поисков значительно снижается, в частности в Накынском кимберлитовом поле, и решение поисковых задач зачастую недостаточно результативно. Необходимо учитывать, что содержание традиционных минералов-спутников алмаза в кимберлитах не превышает 1-3 % [31], при этом они в той или иной степени замещены вторичными минералами. От степени замещения минералов-спутников алмаза вторичными продуктами зависят концентрация индикаторных минералов в шлиховых ореолах и их устойчивость при транспортировке и формировании этих ореолов. Минералы, даже слегка затронутые выветриванием, имеют резко пониженную абразивную прочность. Недалеко от коренного источника они превращаются в мелкие осколки и пылевидные частицы, которые порой трудно уловить в шлихах.

В этой связи возникает проблема определения генезиса переотложенного вещества, которое поступало из разных источников сноса. Применение новых данных по нижнеюрским отложениям, перекрывающим кимберлитовые диатремы, и содержащим большое количество выветрелого терригенного материала разного происхождения, позволит локализовать объект поисков от кимберлитового поля до кустов и отдельных кимберлитовых тел, а также продуктивных горизонтов и россыпных тел. Практическое применение новых методов должно со-

действовать усовершенствованию и усилению некоторых относительно слабых сторон общепринятых поисковых методов [78], среди которых в первую очередь необходимо отметить отсутствие учета неравномерной изученности площадей. Сложность этого вопроса усугубляется еще и тем, что часто слабо изученные площади бывают и наименее перспективными, поэтому весьма трудно ввести какое-либо математическое выражение, учитывающее степень «опоискованности». Поэтому для увеличения эффективности поисковых работ по стандартной схеме прогнозирования и поисков коренных и россыпных источников алмаза предлагаются дополнительные признаки к минералогическому критерию, основанные на применении минералов тонкой фракции. Их характеристика следующая.

Мезозойские отложения являются промежуточным коллектором минералов-спутников и самих алмазов, поэтому эффективность алмазописковых и разведочных работ находится в прямой зависимости от разработанности стратиграфической основы. Стратиграфически отложения дяхтарской толщи и укугутской свиты определяются как наиболее перспективные в отношении россыпной алмазности среди мезозойских пород Накынского кимберлитового поля. Это обусловлено формированием раннеюрских осадков после продолжительной средне-позднетриасовой эпохи выветривания. Надёжное установление возраста базальных горизонтов ранней юры и корреляция их разнофациальных образований по всей площади во многом предопределяет направление поисковых работ. Без обоснования возраста осадочных пород невозможно построение литолого-фациальных карт, а, следовательно, и использование при поисках литолого-фациального критерия.

При исследовании закрытых районов, с помощью проведения буровых геолого-поисковых работ, огромное значение для стратиграфического расчленения отложений имеют микроскопические органические остатки-микрофоссилии [87]. К ним относятся раковины и скелеты мелких животных, некоторые водоросли, спора и пыльца высших растений, мелкие фрагменты скелета, споровоморфные и другие биогенные образования. Характерными особенностями микроорганизмов являются: 1) малые размеры, что позволяет извлекать их из небольших обломков; 2) большое число экземпляров в них; 3) распределение микроорганизмов по всему разрезу. Карстовые отложения дяхтарской толщи легко спутать с зонами повышенной трещиноватости пород нижнего палеозоя, особенно при сети бурения, превышающей средние размеры карстовой полости. Эти трещиноватые карбонатные породы заполнены выветрелым материалом триасового возраста. В связи с этим возникает необходимость создания чёткой корреляции литологических особенностей пород с данными их спорово-пыльцевого анализа. Поэтому при расчленении нижнеюрских разновозрастных отложений особое значение приобретает спорово-пыльцевой анализ, объектом которого являются

микроскопические оболочки спор и пыльцы растений. Вещество из спор и пыльцы очень устойчиво и прекрасно сохраняется в ископаемом состоянии. Небольшие размеры и малый вес благоприятствуют разносу спор и пыльцы на громадные расстояния, и она может встречаться как в морских, так и в особенности континентальных отложениях. В исследуемых потенциально-алмазоносных толщах и горизонтах могут быть выделены следующие формы органических остатков (табл. 7.1).

Разработка схемы по палинологическому расчленению и корреляции алмазоносных и потенциально алмазоносных отложений мезозоя особо актуальна в связи с проводимыми в районе Накынского кимберлитового поля геолого-поисковыми и геолого-разведочными работами, где, в частности нижнеюрские осадочные породы, имеют широкое площадное распространение и перекрывают алмазоносные кимберлитовые диатремы. Основные закономерности распространения органических микроостатков являются одной из отправных точек разработки дополнительных критериев геолого-поисковых работ на алмазы.

Следующей задачей на пути совершенствования минералогического критерия является необходимость типизации осадочных толщ по морфогенетическим особенностям и роли россыпеобразования. Типизация морфологических особенностей заключается в контроле размещения алмазоносного материала различными формами рельефа. В структурном плане нижнеюрские алмазоносные отложения Накынского кимберлитового поля приурочены к северо-западному борту Вилуйской синеклизы, наложенному на юго-восточный склон Анабарской антеклизы [61, 120]. В палеоморфоструктурном отношении они расположены на северо-восточном борту Уолбинской палеодепрессии укугутского времени.

В пространственно-генетическом отношении осадочные породы дяктарской толщи и грубообломочные горизонты укугутской свиты представляют собой россыпи ближнего сноса, локализованные в околотрубочном пространстве весьма высокоалмазоносных коренных месторождений, служащих источниками сноса кимберлитового материала. Специфика данных россыпей определяется тремя основными факторами: характером поступления обломочного материала и полезного компонента, особенностями их аккумуляции и формой образованных осадочных тел.

В условиях карста осадки различных типов терригенного материала (элювиальный, делювиальный, пролювиальный, аллювиальный и другие) преобразуются: сминаются, обваливаются, теряют соответствующий тому или иному типу осадконакопления облик. Нарушенность карбонатного субстрата приводит к заполнению карстовых полостей не только транзитными, но и в значительных количествах местными несортированными с высоким содержанием глинистого компонента осадками, в основании которых залегают собственно

Таблица 7.1

**Распределение микроскопических органических остатков
в дяхтарской толще (J1dh) и укугутской свите (J1uk)**

Стратиграфическое подразделение (свита, толща)	Органические остатки			
	1	2	3	4
Укугутская	<u>Пыльца:</u> <i>Assaccites; Claspollis;</i> <i>Aletes striatus</i>	<u>Пыльца:</u> <i>Disaccites (Quadraeculina).</i> <u>Споры:</u> <i>Cingulizonates;</i> <i>Camptoriletes</i>	<u>Споры:</u> <i>Tripartina;</i> <i>Bolchovitinaesporites;</i> <i>Stereisporites</i>	<u>Пыльца:</u> <i>Paleoconiferus;</i> <i>Dipterella</i>
Дяхтарская	<u>Пыльца:</u> <i>Pinu;, Pice; Cedrus</i>	<u>Пыльца:</u> <i>Disaccites (Coniferales); Cycadopites.</i> <u>Споры:</u> <i>Hymenozonotriletes</i>	<u>Пыльца:</u> <i>Disaccites (Quadraeculina).</i> <u>Споры:</u> <i>Stereisporites.</i> <u>Зелёные поросли:</u> <i>Botryococcus</i>	<u>Споры:</u> <i>Camptotriletes;</i> <i>Duplexisporites</i>

Примечание: 1 – формы, встречающиеся только в данном слое, обычно немногочисленные, имеющие наибольшее стратиграфическое значение; 2 – формы, появляющиеся в подстилающем и исчезающие в перекрывающем слоях; 3 – формы, впервые появившиеся в данном слое и переходящие выше; 4 – формы, доживающие и заканчивающие своё существование в данном слое с многочисленными скоплениями у нижней границы слоя

карстовые отложения. На процесс россыпеобразования влияют [63, 72]: форма, размер, рельеф днища и бортов карстовых депрессий, которые своеобразию гидродинамических режимов аккумуляции обломочных отложений и заключенных в них россыпеобразующих минералов (рис. 7.1).

При наличии глубоких карстовых депрессий происходит быстрая разгрузка материала, формируются отложения большой 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 сильно обогащенным полезным компонентом (алмазами). В последнем случае возникают уникальные по содержанию россыпи алмазов. Все эти данные позволяют рассматривать процесс россыпеобразования в карсте как самостоятельный элемент континентального литогенеза со своими, только ему присущими, чертами транзита, аккумуляции и дифференциации терригенного материала.

В качестве наиболее благоприятных морфогенетических форм для концентрации полезного компонента выделяются коррозионно-эрозионные депрессии, выполненные аллювиальными отложениями [63]. Потенциально содержащими продукты разрушения кимберлитов могут быть воронки просадочно-провальной морфологии, аккумуляция в которых зависит от непосредственной близости питающего источника, либо от степени выветрелости расположенного вблизи кимберлитового тела.

Выделение особенностей вещественного состава отложений и дальнейшие фациальные построения позволяют подойти к заключительному и самому важному этапу обработки результатов литологических исследований, к формулированию поисковых критериев и составлению карт и схем локализации объекта поисков.

Исследованные отложения Накынского кимберлитового поля характеризуются вещественным составом, состоящим в значительной степени из продуктов размыва кор выветривания. Анализ литологических типов пород с решением вопросов их генезиса в данной работе предшествовал выделению фациальных обстановок (рис. 7.2). Уточнению фациальных обстановок и отнесению осадков к ним способствовала выявленная общая парагенетическая связь различных литогенетических типов отложений в разрезе. Полученные данные использовались для выявления смены фациальных условий по площади и локализации источников сноса [108], а также для более полного представления о миграции и распределении выветрелого материала. Петрографический состав собственно алмазоносных осадочных пород обусловлен физико-химическими (климатическая обстановка и гидродинамическая активность среды формирования осадков) факторами, а типы отложений - переносом материала [77] с

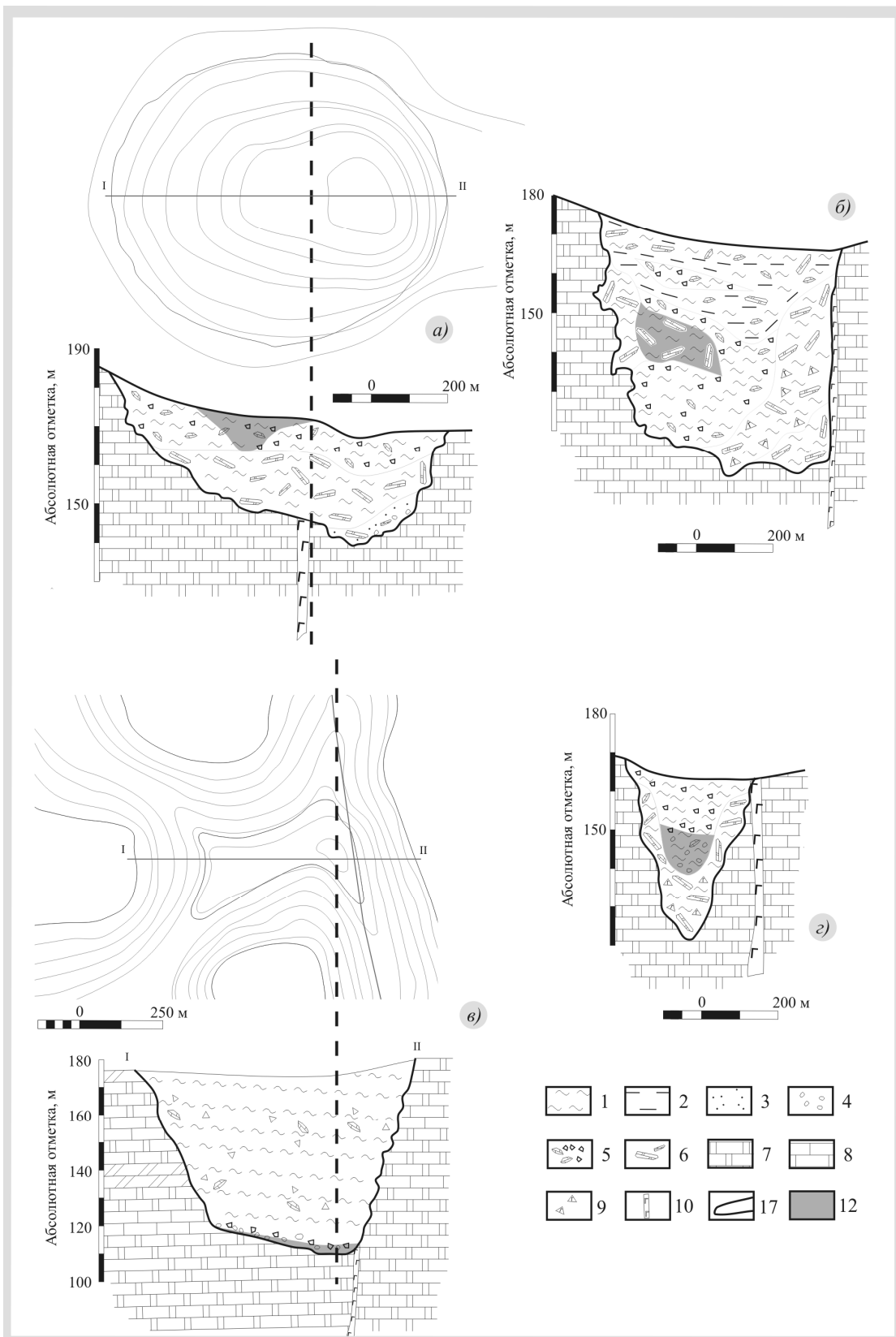


Рис. 7.1. Карстовые формы Накынского поля и распределение в них продуктов разрушения кимберлитов.

Примечания. 1 - глины; 2 - алевролиты; 3 - пески разнозернистые; 4 - галька; 5 - гравий и щебни; 6 - конгломераты и брекчии; 7 - доломиты; 8 - известняки; 9 - обломки базитов; 10 - дайка основного состава; 11 - стратиграфическая граница; 12 - продукты разрушения кимберлитов. Прочее: а) и б) - коррозионно-провальные формы карста; в) и г) - коррозионно-эрозионные формы карста

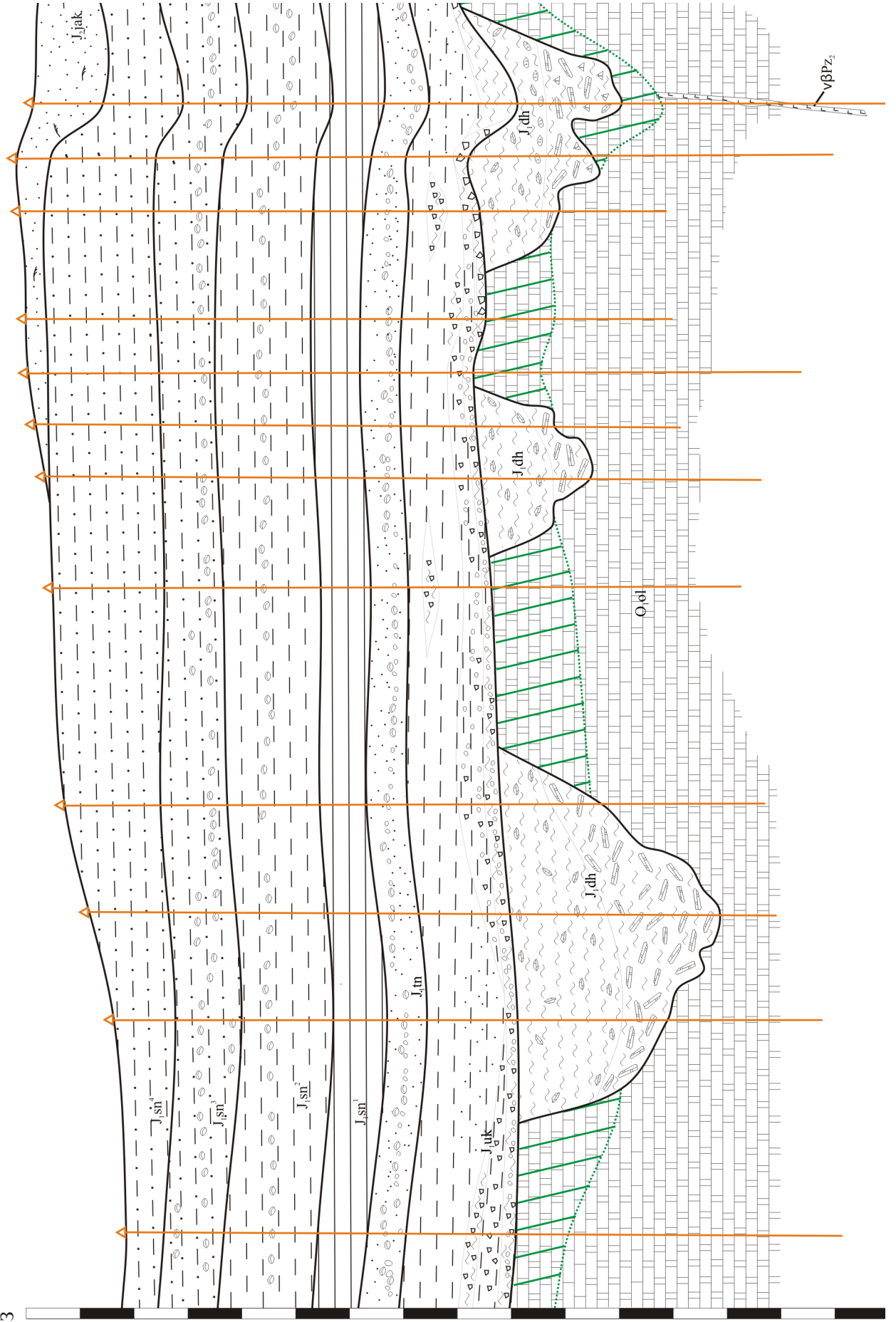
Ю-3

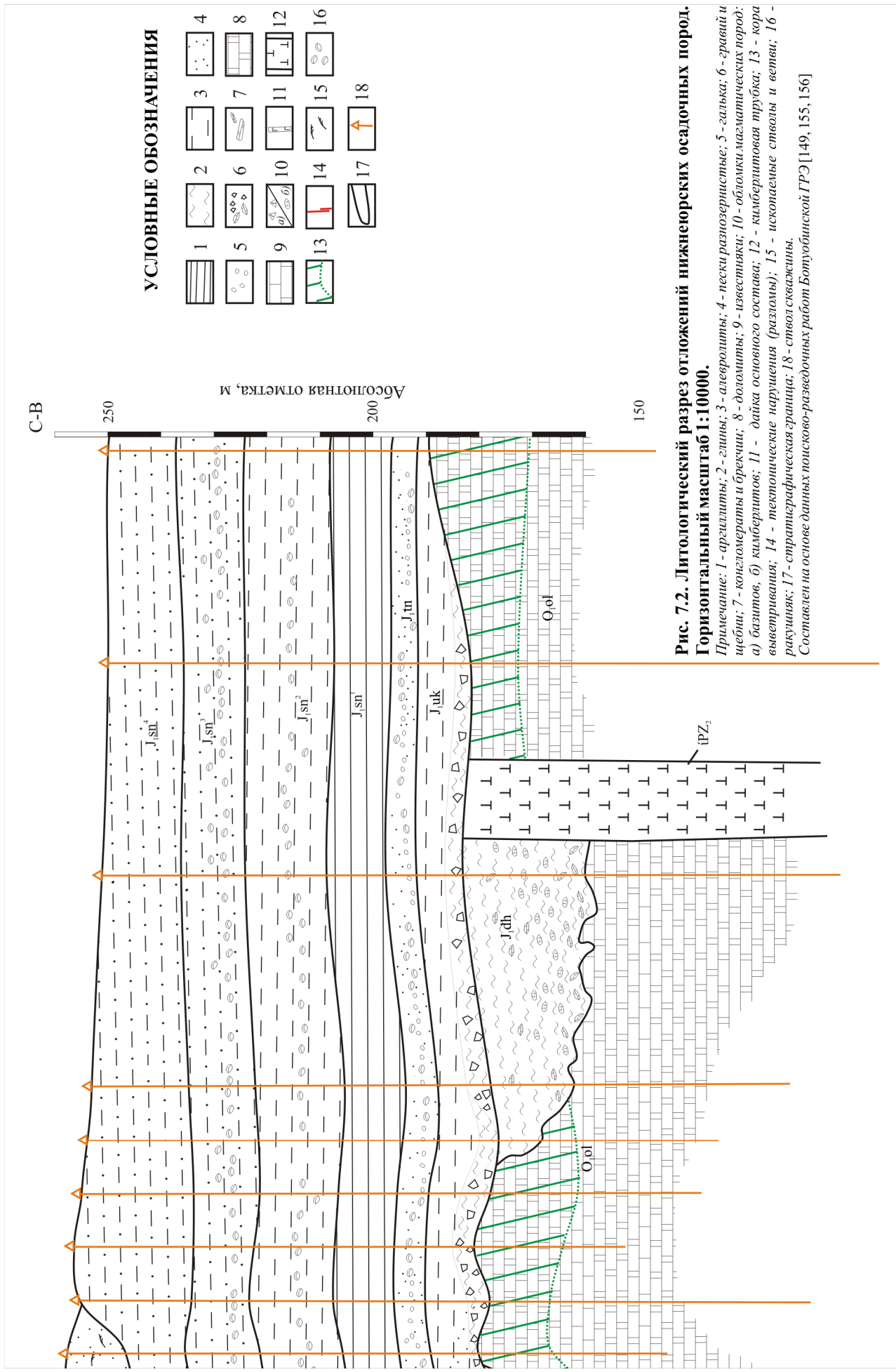
250

200

150

Абсолютная отметка, м





полезными компонентами в зависимости от состава пород коренного источника, его удалённости или сохранности продуктивного материала на месте. Мощность слоёв пород во многих случаях является дополнительным признаком при диагностике литогенетических типов отложений [101].

Сокращение в разрезе мощности делювиальных и пролювиальных осадков и минеральный состав их тонкой фракции может свидетельствовать о вероятной близости области сноса.

С учетом распределения минеральной ассоциации глин выделены особенности продуктивных горизонтов дяхтарской толщи в пределах отдельных карстовых воронок. По степени благоприятности для концентрации продуктов разрушения кимберлитов выделяются преимущественно галечный, затем гравийно-песчаный и щебнисто-песчаный литотипы. Менее перспективными для обнаружения полезного компонента являются песчано-глинистый и глинистый литотипы. Отложения озёрно-болотных водоёмов, формирующие линзовидные тела в карстовых полостях, также являются наименее перспективными [37], если они не включают примесь грубообломочного материала конуса выноса, в котором могут концентрироваться поисковые минералы-индикаторы.

Пролувиальные отложения укугутской свиты, в отличие от аллювия, не дифференцированы и характеризуются своими особенностями формирования. Они заключаются в смене грубого неотсортированного галечно-валунного материала всё более тонким по мере удаления от вершины сноса к его периферии. Определение среди грубообломочных пород базальных горизонтов отложений фаций ближнего сноса имеет важное значение при геолого-поисковых работах для выделения перспективных участков. Это объясняется тем, что крупнообломочная часть служит естественным трафаретом, а глинистый заполнитель материалом, удерживающим выветрелые продукты разрушения кимберлитов при перемещении на небольшие расстояния.

Следовательно, минералогический критерий, являющийся ведущим при прогнозировании месторождений алмазов, в современной геолого-поисковой ситуации требует пересмотра приоритетов и требует вовлечение в поисковый процесс информации о минералах тонкой фракции. Прямой поисковый признак – наличие алмазов и их минералов-спутников с переходом поисково-разведочных работ на территории с перекрывающимися кимберлиты отложениями большой мощности, - в заметной мере утрачивает свое значение. Один из путей оптимизации поисков месторождений алмазов - вовлечение в прогнозно-поисковый процесс изучение минералов слоистых силикатов кимберлитов, а, следовательно, и переотложенных

продуктов их разрушения, составляющих тонкодисперсную легкую фракцию перекрывающих юрских отложений.

Использование широкого комплекса методов, особенно рентгеновского и растровой электронной микроскопии, для изучения слоистых силикатов на Накынском кимберлитовом поле показало возможность выявления индикационных характеристик отдельных минералов тонкой фракции в породах различного генезиса. Прецезионные методы исследования кристалломорфологических особенностей позволяют значительно уточнить и детализировать [112], а самое главное, визуализировать на картах и схемах полученные результаты, данные о закономерностях распределения продуктов разрушения коренных алмазоносных пород.

Спектр минералов – продуктов разрушения кимберлитов в перекрывающих континентальных нижнеюрских отложениях невелик (табл. 7.2). В дяктарской толще это в первую очередь минералы группы серпентина, триоктаэдрический смектит – сапонит, а также магнетитовый триоктаэдрический хлорит (кристаллохимический тип Пб), в меньшей степени – разновидности гидрослюды. При поисках коренных источников спорадически встречающийся сапонит играет важную роль (рис. 7.3), так как его распространение в Западной Якутии ограничено и приурочивается к непосредственной близости к коре выветривания кимберлитов. Единичные находки этого минерала в отложениях дяктарской толщи, могут оказать существенную помощь (вплоть до сгущения сети буровых работ) при локализации источника сноса. Применение отработанных приемов диагностики сапонита комплексом методов [31, 152] позволяет четко выделять его в минеральной ассоциации глинистых пород.

В базальных горизонтах укугутской свиты Накынского кимберлитового поля важным диагностическим признаком обладают «гроздевидные» скопления серпентина типа «А» во фракции мельче 0,001 мм, который образуется в коре выветривания кимберлитовых диатрем (рис. 7.4). Не меньшим поисковым признаком обладает кристаллохимическая разновидность хлорита типа Пб. Установление химической конституции хлорита в осадочных породах имеет важное значение, так как указывает, с одной стороны, на состав поступающего из источников сноса терригенного материала (для аллотигенного хлорита), а с другой – на характер среды осадконакопления и степень постседиментационного изменения пород (для аутигенного и преобразованного хлорита).

Распространение минеральных ассоциаций в пределах фациальных обстановок одного возраста определяет по площади основные направления сноса постмагматического тонкодисперсного материала для синхронных типов пород. Отсортированность обломочного материала и стремление к мономинеральности цемента являются основными критериями определения зрелости кластической породы.

Таблица 7.2

**Основные индикаторные глинистые минералы – продукты разрушения кимберлитов
в нижнеюрских алмазонасных осадочных породах**

Нижнеюрские осадочные толщи	Глинистые минералы		
	Главные	Второстепенные	Не имеющие значения, нало- женные
Дяхтарская толща	Сапонит Серпентин	Гидрослюда Хлорит	Каолинит-монтмориллонитовое ССО Иллит-монтмориллонитовое ССО Тальк Сепиолит
Укугутские отложения фаций ближнего сноса	Серпентин Хлорит	Гидрослюда Галлуазит- метагаллуазит	Каолинит-монтмориллонитовое ССО Иллит-монтмориллонитовое ССО Каолинит Сепиолит

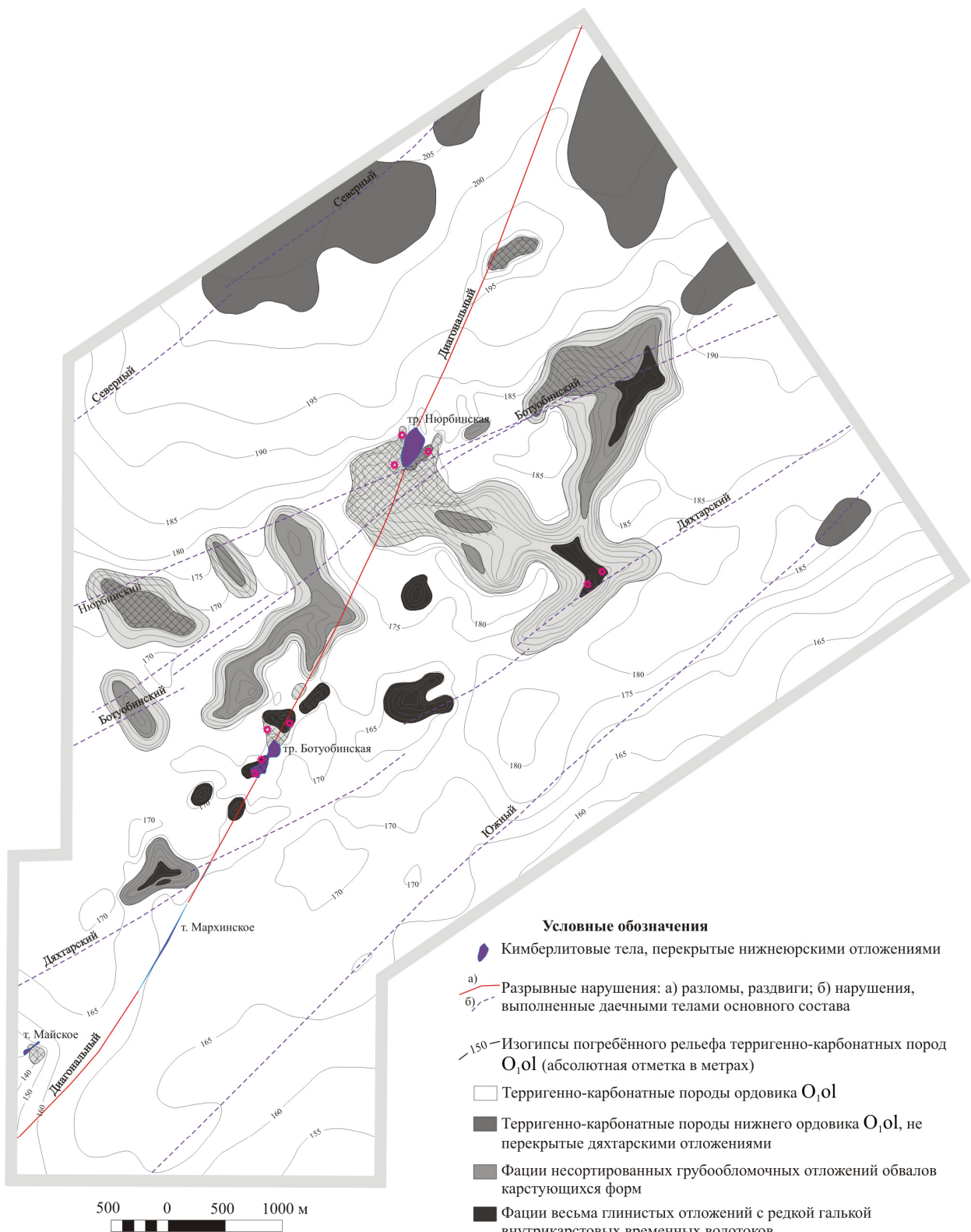


Рис. 7.3. Схема распространения индикаторных глинистых минералов в отложениях дяхтарской толщи Накынского кимберлитового поля.

Составлена на основе данных поисково-разведочных работ Ботубинской ГРЭ [149, 151]

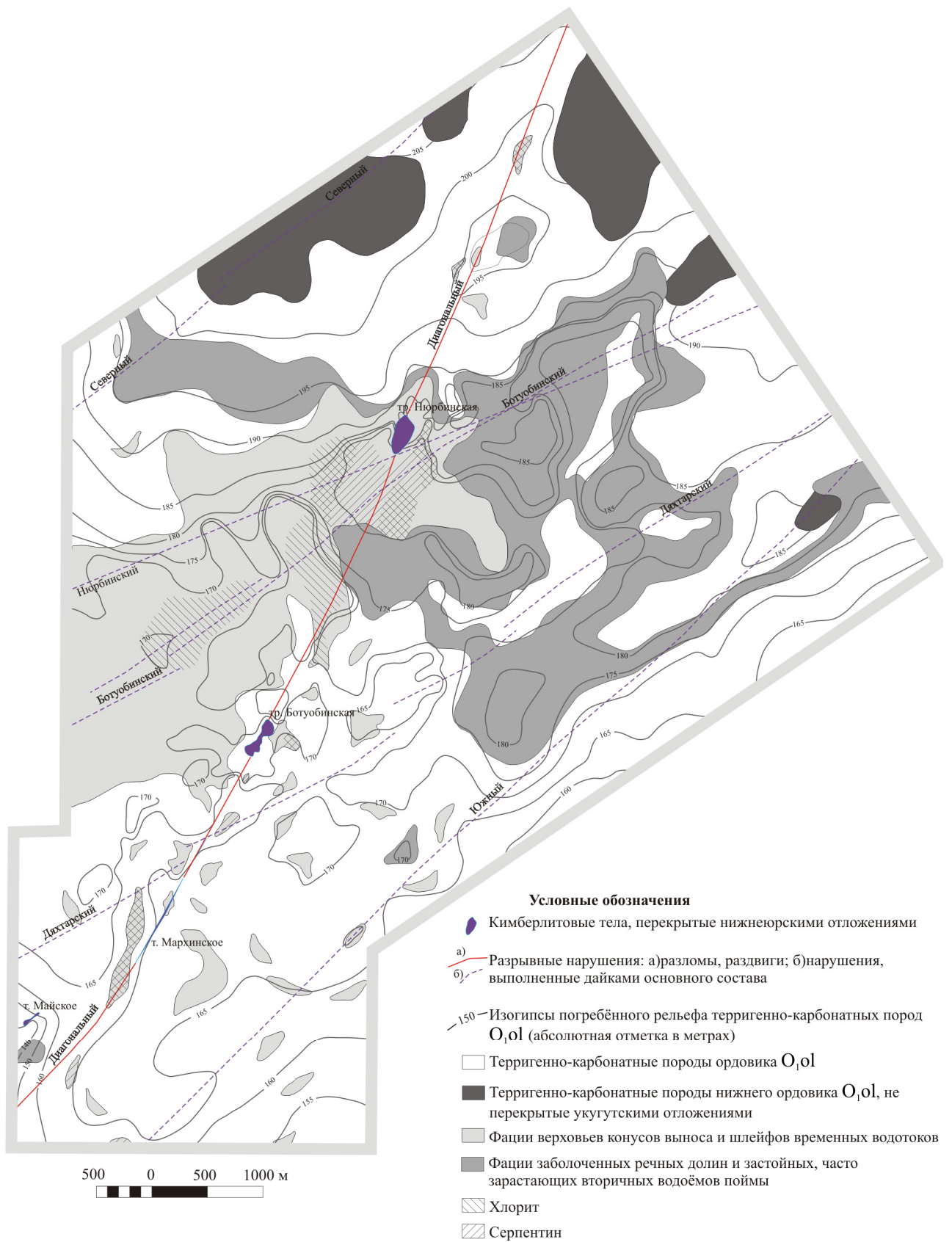


Рис. 7.4. Схема распространения глинистых минералов-индикаторов в пролювиальных отложениях укугутской свиты Накынского кимберлитового поля.

Составлена на основе данных поисково-разведочных работ Ботубовинской ГРЭ [149, 151]

При рассмотрении же в целом породы необходимо учитывать возможные наложенные процессы эпигенетического внутрислойного преобразования.

Использование данных о минеральных особенностях тонкой фракции позволяет выделить дополнительные признаки, расширяющие минералогический критерий в геолого-поисковых работах на алмазы, оптимизировать поиски объектов от кимберлитового поля до кустов и отдельных кимберлитовых тел, а также продуктивных горизонтов и россыпей, что приобретает особо важное значение при локальном прогнозе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования литологических особенностей нижнеюрских алмазоносных отложений Накынского кимберлитового поля были направлены на усовершенствование методики геолого-поисковых работ на алмазы, применяемой на территории Западной Якутии. Полученные результаты сводятся к следующему:

1. Породы дяхтарской толщи (J_{1dh}) представлены склоновыми отложениями и разнофациальными образованиями, локализованными в карстовых депрессиях.

2. Карстовые формы, аккумулирующие осадочные породы дяхтарской толщи, разнообразны по морфологии, условиям образования и заполнения. Выделены следующие морфогенетические типы карстовых форм: коррозионно-просадочные, коррозионно-провальные и коррозионно-эрозионные. Первые два типа депрессий образуются в результате растворения карбонатных пород. В формировании третьего типа принимают участие, как процессы растворения, так и разрушения карбонатных пород течением водотоков.

3. Делювиальные отложения характеризуются фациями глинистых брекчий верхних частей склонов и глинистых алевролитов подножий склонов. Это переотложенные и повторно литифицированные продукты выветривания терригенно-карбонатных пород ордовика, реже кимберлитов и магматических пород основного состава.

4. Глинистый материал, слагающий цементирующую массу дяхтарской толщи представлен в основном смешанослойным каолинит-сметитовым образованием (до 65 %), иллитом (до 30 %), хлоритом (10-35 %), в редких пробах встречается каолинит, где его содержание может достигать 45 %.

5. В укугутское время (J_{1uk}) формирование грубообломочных осадков происходило за счет размыва и переотложения продуктов кор выветривания, развитых по терригенно-карбонатным породам нижнего палеозоя, магматитам основного состава, кимберлитам и по терригенным доюрским образованиям. Привнос терригенного материала со стороны слабо возвышенной денудационной равнины осуществлялся короткими водотоками в направлениях с севера, северо-запада и запада на юг, юго-восток и восток.

6. Базальные горизонты укугутской свиты (J_{1uk}) сложены пролювиальными образованиями ближнего сноса: 1) песчанистыми мелко- крупнозернистыми гравелитами, 2) глинистыми алевролитами со слабо окатанными обломками (галькой и гравием) и реже 3) глинистыми мелкогалечными конгломератами.

7. Цементирующая масса грубообломочных отложений укугутской свиты представлена смешанослойными образованиями (до 75 %), диоктаэдрическими гидрослюдами (10-40 %),

хлоритом (до 35 %), галлуазитом (до 10 %), каолинитом, серпентином и редкими находками минералов группы палыгорскита-сепиолита. Выделены две ассоциации глинистых минералов: 1) иллит и смешанослойное каолинит-монтмориллонитовое образование и 2) хлорит и смешанослойное каолинит-монтмориллонитовое образование.

8. Минералами-индикаторами продуктов разрушения кимберлитов из тонкой фракции (мельче 0,001 мм) в дяхтарской толще являются: магнезиальный триоктаэдрический смектит – сапонит, триоктаэдрический хлорит (кристаллохимический тип Пб ($\beta=97^\circ$)), а также минералы группы серпентина, в меньшей степени – разновидности гидрослюды.

9. Минералами-индикаторами продуктов разрушения кимберлитов из тонкой фракции (мельче 0,001 мм) в укугутской свите являются: «гроздевидные» скопления серпентина типа «А» и кристаллохимическая разновидность хлорита типа Пб ($\beta=97^\circ$).

10. Таким образом, в настоящей работе впервые дана комплексная сравнительная характеристика минерального состава переотложенных продуктов разрушения различных пород, в том числе кимберлитов, из нижнеюрских отложений Накынского поля Западной Якутии. Проведен стадийный анализ, установлена зависимость пространственного распределения глинистых минералов от условий их осадконакопления, диагенеза и последующих эпигенетических изменений.

11. На основании изучения минеральных ассоциаций цемента пород базальных горизонтов определены возможные варианты механизма транспортировки и трансформации алюмосиликатов в нижнеюрских осадочных породах, перекрывающих палеозойский комплекс пород.

12. Результаты выполненных исследований позволили провести сравнительный анализ структурных и морфологических характеристик минералов тонких фракций (мельче 0,01 мм и 0,001 мм) из осадочных пород нижней юры, выяснить условия захоронения гипергенного материала, а также определить типоморфные особенности минералов из конечных продуктов выветривания. Установлены фациальные типы алмазонасных пород ближнего сноса, определена смена фаций в разрезе и по площади, о контурены участки распространения минералов тонкодисперсной фракции – продуктов разрушения кимберлитов.

13. Использование полученных результатов позволит повысить эффективность геолого-поисковых работ и, особенно, на их ранних стадиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдусин П.П. Глинистые осадочные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 91 с.
2. Антонова Т.А., Никулин И.И. Информативность оптико-спектроскопических характеристик гранатов из различных типов пород Накынского кимберлитового поля // В сб.: «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях», Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 146-150.
3. Атлас каолиновых минералов. Москва: ВИМС, 1987. Методические рекомендации № 8. 37 с.
4. Афанасьев А.П. Минералогия доледниковой коры выветривания Кольского полуострова и приуроченных к ней месторождений вермикулита. М.: Наука, 1966. С. 82-108.
5. Бергер М.Г. Глинистые минералы из отложений нижнего и среднего миоцена юго-восточной Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР, 1967. Т. 173, № 4. С. 1013-1027.
6. Березовская В.А., Ковалев Г.И. Определение метagalлуазита в каолинах и каолиновых глинах // Литология и полезные ископаемые, 1980. № 2. С. 142-150.
7. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М: Гос. изд-во геол. литер., 1951. 542 с.
8. Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Изд-во Недра, 1964. 191 с.
9. Болдырев А.И. Инфракрасные спектры минералов. М.: Недра, 1976. 199 с.
10. Бриндли Г.В. Количественный анализ смесей глинистых минералов // В сб.: Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов. М.: Изд-во «Мир», 1965. С. 520-579.
11. Бриндли Г.В. Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов глин. М.: Изд. иностр. лит., 1955. 521 с.
12. Геоморфология: учебное пособие / Сост. Н.В. Макарова, Т.В. Суханова. М.: КДУ, 2007. 414 с.
13. Гинзбург А. И., Сидоренко Г.А. Роль и значение рентгеноструктурного анализа в решении минералогических задач, стоящих перед геологической службой // Минерал. сб. Львовского ун-та, Львов, 1978. № 32/2. С. 23-27.
14. Горев Н.И., Веретенников В.А. Мелкомасштабное районирование Сибирской платформы на алмазы // В сб.: Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях, Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 237-244.

15. Градусов Б.П. Минералы со смешанослойной структурой в почвах. М.: Наука, 1976. 127 с.
16. Граханов С.А., Шаталов В.И., Штыров В.А., Кычкин В.Р., Сулейманов А.М. Россыпи алмазов России. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2007. 457 с.
17. Гримм Р.Е. Минералогия глин. М.: Изд. иностр. лит., 1959. 452 с.
18. Давыдов Ю.В., Мишнин В.М., Шамшина Э.А. Коры выветривания Ботуобинского района // В кн.: «Древние коры выветривания Якутии». Якутск, 1975. С. 86-108.
19. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Листоватые силикаты / Под ред. В.П. Петрова, М.: Изд-во «Мир», 1966. Т. 3. 317 с.
20. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. Тр. ГИН АН СССР, вып. 465. 177 с.
21. Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты и смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. Тр. ГИН АН СССР, вып. 446. 214 с.
22. Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. Труды ГИН АН. Вып. 295. 256 с.
23. Дукарт Ю.А. Зинчук Н.Н., Борис Е.И. Плинсбахские отложения Малоботуобинского алмазоносного района. М.: Изд-во ВИНТИ, 1975. 36 с.
24. Затхей Р.А., Смирнов Б.И., Хмелевский В.А. Геохимические особенности одной из мезозойских алмазоносных россыпей Западной Якутии (опыт применения статистических методов выделения ассоциаций элементов). М., 1977. 27 с.
25. Звягин Б.Б., Берхин С.И., Горшков А.И. Структурные особенности галлуазита по данным дифракции рентгеновских лучей и электронов // В сб.: «Рентгенография минерального сырья». М., 1966. Вып. 5. С. 69-93.
26. Звягин Б.Б., Мищенко К. С., Шитов В.А. Исследование полиморфных разновидностей серпентиновых минералов методом дифракции электронов // В сб.: «Физические методы исследования минералов осадочных пород». М.: Наука, 1966. С. 130–137.
27. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). Новосибирск: Изд-во Новосиб. ун-та, 1994. 240 с.
28. Зинчук Н.Н. Постмагматические минералы кимберлитов. М.: ООО «Недра-Бизнес-центр», 2000. 538 с.
29. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. О преобразовании серпентина в процессе выветривания кимберлитов Якутии // Докл. АН СССР, 1980. Т. 250. № 3. С. 697-702.

30. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
31. Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Мельник Ю.М., Мовчан Н.П. Вторичные минералы кимберлитов. Киев: «Наукова думка», 1987. 282 с.
32. Зинчук Н.Н., Хмелевский В.А., Борис Е.И., Затхей Р.А. Литология древних осадочных толщ в районах развития кимберлитового магматизма. Львов: Вища шк. Изд-во при Львов. ун-те, 1985. 164 с.
33. Ивановская Т.А., Горькова Н.В., Карпова Г.В., Покровская Е.В. Слоистые силикаты (глауконит, иллит, хлорит) в терригенных отложениях арымасской свиты (Оленекское поднятие) // Литология и полезные ископаемые, 2006. № 6. С. 611-634.
34. Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, 1983. 223 с.
35. Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.
36. Казаринов В.П., Бгатов В.И., Гурова Т.И. и др. Выветривание и литогенез. М.: Недра, 1969. 439 с.
37. Комплексование работ по прогнозу и поискам алмазных россыпей карстового типа / Сост.: Б.И. Прокопчук, В.И. Левин, М.П. Метелкина, И.Л. Шофман, Москва, 1984. 43 с. Метод. рек. «Прогнозно-поисковые комплексы», Вып. XIV.
38. Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилуйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Тр. ГИН АН СССР, вып. 63. 234 с.
39. Коссовская А.Г., Дриц В.А., Соколова Т.Н. О специфике формирования глинистых минералов в разных фациально-климатических обстановках // В сб.: «Эпигенез и его минеральные индикаторы». М.: Наука, 1971. С. 35-54.
40. Котельников Д.Д. Зависимость морфологии частиц гидрослюды и каолинита от литологических особенностей и степени постседиментационных изменений древних осадочных пород морского происхождения // Докл. АН СССР. Сер. геол., 1965. Т. 160. № 2. С. 442-445.
41. Котельников Д.Д. О морфологической характеристике монтмориллонитовых образований осадочных пород // Минерал. сб. Львовск. геол. общества, 1963. № 17. С. 39-51.
42. Котельников Д.Д. О связи морфологических особенностей глинистых минералов с условиями их образования в осадочных породах // Докл. АН СССР. Сер. геол., 1962. Т. 146. № 4. С. 905-908.

43. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об устойчивости и палеогеографическом значении гидрослюдов в корях выветривания и продуктах их переотложения на территории Западной Якутии // Докл. АН СССР, 1980. Т. 255, № 3. С. 705-709.
44. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Использование растрового электронного микроскопа для изучения процессов выветривания пород различного типа // В сб.: «Новое в современной литологии (материалы научных заседаний секции Осадочных пород МОИП)». М.: Наука, 1981. С. 64-68.
45. Котельников Д.Д., Конюхов А.И. Глинистые минералы осадочных пород. М.: Недра, 1986. 247 с.
46. Крашенинников Г.Ф. Работы Л.В. Пустовалова и современная литология // В кн.: Проблемы экзогенного и метаморфогенного породо- и рудообразования. М.: Наука, 1985. С. 8-18.
47. Летягина Е.А., Петрова В.В., Головина Л.А., Былинская М.Е. Особенности осадконакопления в зонах океанического рифтогенеза // Осадочные процессы: седиментогенез, рудогенез, эволюция, диагностика, моделирование. Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания. М.: ГЕОС, 2006. Том 1. С. 117-119.
48. Лисковая Л.В., Никулин И.И. Глинистые минералы экзогенных образований Западной Якутии // Проблемы кристаллографии и рентгенографии. Материалы российской конференции. Миасс, 2007. С. 35-37.
49. Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород. М.: Высш. шк., 1974. 400 с.
50. Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 91 с.
51. Логвиненко Н.В., Сергеева Э.И. Методы определения осадочных пород // Учебн. пособие для вузов. Л.: Недра, 1986. 240 с.
52. Лоугнен Ф.К., Крейг Д.К. Месторождение полностью гидратированного галлуазита около Масуэллбрука в Новом Южном Уэллсе // В сб.: Вопросы минералогии глин. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
53. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Пермь, 1963. Т. 1. 444 с.
54. Максимович Г.А., Голубева Л.В. Генетическая классификация карстовых воронок. Уч. зап. Харьковского гос. ун-та, 1955. Т. IX. Вып. I. 27 с.
55. Маслов А.В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных // Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во Урал. гос. горн. ун-та, 2005. 290 с.
56. Методы изучения осадочных пород / Под. ред. акад. Н.М. Страхова и др. Москва: Гос. науч.-техн. изд-во лит-ры по геологии и охр. недр, 1957. Т. I. 612 с.

57. Минорин В.Е., Подчасов В.М., Богатых И.Я., Граханов С.А., Шаталов В.И. Геология, прогнозирование, методика поисков и разведки месторождений алмазов. Книга 2. Россыпные месторождения. Якутск: ЯФ ГУ «Издательство СО РАН», 2004. 424 с.
58. Михеев В.И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 865 с.
59. Морозов А.Н. Подготовка проб глин для изучения глинистых минералов. Исследование и использование глин // Материалы совещания во Львове, Изд-во Львовского университета, 1958. С. 727–735.
60. Никулин И.И. Геохимические особенности продуктов разрушения кимберлитов в полостях древних карстов (Западная Якутия) // В сб.: «Месторождения природного и техногенного сырья: геология, геохимия, геохимические и геофизические методы поиска, экологическая геология». Воронеж: "Воронежпечать", 2008. С. 165-168.
61. Никулин И.И. Литологические типы пород в структурах Накынского поля Западной Якутии // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол., 2006. №2. С. 87–94.
62. Никулин И.И. Особенности глинистых минералов из переотложенных продуктов разрушения кимберлитов Западной Якутии // Вестн. Воронежского ун-та, сер. геол., 2007. № 2. С. 119-126.
63. Никулин И.И. Связь литологических особенностей карстовых депрессий Накынского кимберлитового поля с россыпной алмазноносностью // В сб.: «Коренные и россыпные месторождения алмазов и важнейших металлов». Симферополь-Судак, 2008. С. 55-57.
64. Никулин И.И. Слоистые силикаты из потенциально алмазоносных нижнеюрских отложений Западной Якутии // В сб.: «Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях», Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 196-201.
65. Одинцова М.М. Стратиграфия континентальных нижнеюрских отложений и проблемы алмазноносности центральной части Сибирской платформы // В сб.: «Материалы по геол. и полезн. ископаемым ЯАССР», 1962. Вып. IX. С. 48-54.
66. Одинцова М.М., Рукавишников В.М., Шаталов В.И., Богдашева Л.И. Позднетриасовые отложения юго-западной Якутии // В сб. «Материалы по биостратиграфии и палеогеографии Восточной Сибири». М.: Наука, 1975. С. 56-63.
67. Плотникова М.И., Кардопольцева О.И. Литология и условия формирования верхнепалеозойских и мезозойских алмазоносных отложений Мало-Ботуобинского района // В сб.: «Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы». Новосибирск, 1969. Труды СНИИГГИМСа, вып. 9. С. 113-121.

68. Плюснина И.И. Физико-химические методы изучения вещества осадочных пород // Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1997. 160 с.
69. Пономарев В.В. Рентгеновский количественный минералогический анализ глинистых пород // В кн.: «Современные методы изучения физико-механических свойств горных пород», Москва, 1970. С. 144-155.
70. Преображенский И.А., Саркисян С.Г. Минералы осадочных пород (применительно к изучению нефтеносных отложений). Москва: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной литературы, 1954. 462 с.
71. Прокопчук Б.И. Алмазные россыпи и методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1979. 248 с.
72. Прокопчук Б.И., Левин В.И., Метелкина М.П., Шофман И.Л. Древний карст и его россыпная минерагения. М.: Наука, 1985. 175 с.
73. Ратеев М.А., Емельянов Е.М., Хеиров М.Б. Особенности формирования глинистых минералов в современных осадках Средиземного моря // Литол. и полезн. ископ., 1966. № 4. С. 69-79.
74. Ратеев М.А., Рассказов А.А., Шаброва В.П. Глобальные закономерности распределения и формирования глинистых минералов в современных и древних морях, Мировом океане и геологические факторы. М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 2001. 200 с.
75. Рекшинская Л.Г. Атлас электронных микрофотографий глинистых минералов и их природных ассоциаций в осадочных породах. М.: Недра, 1966. 230 с.
76. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и карбонатные силикаты) / Под ред. В.А. Франк-Каменецкого. Л.: Недра, 1983. 359 с.
77. Рожков И.С. Особенности литологии россыпей // В сб.: «Состояние и задачи советской литологии», Т. II, М.: изд-во Наука, 1970. С. 190–198.
78. Рожков И.С. Буров А.П., Прокопчук Б.И. Геологические основы и методика поисков и разведки месторождений алмазов. М.: Недра, 1970. 392 с.
79. Рожков И.И., Михалев Г.П., Зарецкий Л.М. Алмазоносные россыпи Мало-Ботуобинского района Западной Якутии. Изд-во АН СССР, 1963. 137 с.
80. Рожков И.С., Михалёв Г.П., Прокопчук Б.И., Шамшина Э.А. Алмазоносные россыпи Западной Якутии. М.: Наука, 1967. 280 с.
81. Рожков И.С., Харьков А.Д., Мельник Ю.М. Древняя кора выветривания кимберлитов трубки им. XXIII съезда КПСС (Якутия) // Докл. АН СССР, 1969. Т. 188, № 5. С. 1130-1133.

82. Ротман А.Я. Магматизм алмазоносных районов востока Сибирской платформы // Труды VI международного семинара: «Глубинный магматизм, его источники и плюмы», Иркутск-Мирный, 2006. Вып. 2. С. 124-155.
83. Рубенчик И.Б., Осипова З.В. Палеогеографическая обстановка накопления рэт-лейасовых алмазоносных отложений Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия) // Геология и геофизика, 1977. № 6. С. 150-157.
84. Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 693 с.
85. Саблуков С.М., Банзерук В.И., Саблукова Л.И., Стегницкий Ю.Б., Богомолов Е. С., Лебедев В. А. Древний возраст кимберлитов Накынского поля (Якутия) - одна из причин своеобразия их вещественного состава // Мат-лы VIII Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле". Москва, 2007. Т. 5. С. 209-212.
86. Савко А.Д. Глинистые породы верхнего протерозоя и фанерозоя Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1988. 192 с.
87. Савко А.Д. Историческая геология: учебное пособие. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2006. 450 с.
88. Саркисян С.Г., Котельников Д.Д. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1971. 184 с.
89. Сидоренко Г.А. Методические основы фазового анализа минерального сырья, № 4. М.: ВИМС, 1999. 182 с.
90. Сидоренко Г.А. Рентгенографический количественный фазовый анализ минерального сырья // Минерал. сб. Львовского ун-та, Львов, 1979. № 33/1. С. 13-19.
91. Симанович И.М., Япаскурт О.В. Гединамические типы постседиментационных литогенетических процессов // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология, 2002. № 6. С. 20-31.
92. Соколов В.Н., Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Румянцева Н.А., Шлыков В. Г. Использование растровой электронной микроскопии при комплексном исследовании кор выветривания пород Западной Якутии // Геология и геофизика, 1980. № 7 (247). С. 20-30.
93. Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, Н.В. Логвиненко. М.: Недра, 1983. 509 с.
94. Спутник полевого геолога-нефтяника / Под ред. Н.Б. Вассоевича. Ленинград: ГОСТОПТЕХИЗДАТ, 1954. Т. I. 544 с.
95. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1. 212 с.
96. Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

97. Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л.: ГОСТОПТЕХИЗДАТ, 1958. 572 с.
98. Теодорович Г.И., Котельников Д.Д., Акаева В.П. О генезисе бентонитов и смешанослойных образований в меловых отложениях Малого Кавказа // Литология и полезные ископаемые, 1969. № 4. С. 71-85.
99. Термический анализ минералов и горных пород / Сост.: Иванова В.П., Касатов Б.К., Красавина Т.Н., Розина Е.Л. Л.: Недра, 1974. 399 с.
100. Терновой В.И., Чуева М.Н., Касатов Б.К. Геологическое строение и минералогия Ковдорского вермикулитового месторождения // В кн.: Труды Фёдоровской юбилейной сессии (кристаллохимия и минералогия), Л.: Наука, 1972. С. 208-216.
101. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. Москва, 1969. Тр. ГИН АН СССР, вып. 197. 558 с.
102. Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия её образования. Москва, 1970. Тр. ГИН АН СССР, вып. 198. 457 с.
103. Тимченко В.А., Чибисов Н.П. Поиски коренных месторождений алмазов по вторичным ореолам рассеяния // В кн.: «Теоретические аспекты миграции элементов-индикаторов рудных месторождений и математические методы обработки геохимической информации». М., 1974. С. 82-87.
104. Тимченко В.А., Ягнышев Б.С. Литологические поиски алмазных месторождений по погребённым вторичным ореолам рассеяния на территории Западной Якутии. 1976. № 4. 3 с. Информ. листок НТО «Горное» и Якутское ТГУ.
105. Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Чёрный С.Д., Яныгин Ю.Т. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика, 1998. Т. 39. № 12. С. 1693-1703.
106. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, Петр. серия, 1949. Вып. 120. 228 с.
107. Уивер Ч.Е. Петрология глинистых отложений // В сб.: «Вопросы минералогии глин». Изд. иностр. лит., 1962. С. 102-111.
108. Уивер Ч.Е. Роль глинистых минералов в осадках // В сб.: «Основные аспекты геохимии нефти». Москва, 1970. С. 44-82.
109. Ушатинский И.Н., Бабицын Н.К. Электронно-микроскопический анализ глинистых минералов // Труды Зап.-Сиб. н.-и. геологоразвед. нефт. ин-та, 1970. Т. 35. С. 92-109.
110. Чекин С.С., Самотоин Н.Д., Финько В.И. Образование галлуазита при выветривании олигоклаза // Изв. АН СССР, сер. геол., 1972. № 11. С. 98-114.

111. Черный С.Д., Борис Е.И., Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М. Кора выветривания на породах основного состава южной части Мало-Ботуобинского района // В кн.: «Кора выветривания и гипергенное рудообразование». М.: Наука, 1977. С. 264-272.
112. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений. М.: Недра, 1995. 348 с.
113. Харьков А.Д., Мельник Ю.М. Древняя кора выветривания кимберлитовых пород трубки им. XXIII съезда КПСС // В сб.: «Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы». М.: Наука, 1970. С. 230-246.
114. Хитров В.Г. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Закономерности изменения химического состава пород в зоне гипергенеза // В кн.: «Гипергенез и рудообразование». М.: Наука, 1988. С. 15-28.
115. Хмелевский В.А., Зинчук Н.Н. Минералы легких и глинистых фракций мезозойских алмазоносных россыпей Западной Якутии (на примере Мало-Ботуобинского алмазоносного района). М.: Изд-во ВИНТИ, 1974. 27 с.
116. Холодов В.Н. Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литология и полезн. ископ., 2004. № 2. С. 115-135.
117. Файнштейн Г.Х. Фации и палеогеография нижнелейасовых отложений алмазоносных районов северо-восточной части Ангаро-Вилуйского прогиба // В сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР». 1961. Вып. VIII. С. 66-89.
118. Шабаева Е.А. Минералогия нижнемеловых глинистых пород Грозненско-Дагестанской нефтеносной области // Геология нефти и газа, 1959. № 10. С. 23-29.
119. Шамшина Э.А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии. Новосибирск: Наука, 1979. 150 с.
120. Шаталов В.И., Граханов С.А., Егоров А.Н., Сафьянников Ю.В. Геологическое строение и алмазоносность древних россыпей алмазов Накынского кимберлитового поля Якутской алмазоносной провинции // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 2002. №1. С. 185–201.
121. Шаталов В.И., Граханов С.А., Егоров А.Н., Сафьянников Ю.В. Новый промышленный тип россыпей алмазов в Якутской алмазоносной провинции // Отечественная геология, 2002. №4. С. 15-19.
122. Шилин Д.М., Иванова В.П. Хлоритосодержащие породы // В кн.: «Измененные околорудные породы и их поисковое значение». М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 148-193.

123. Щукин В.Н., Иванов А.Г., Осипова З.В. Мезозойские алмазоносные отложения правобережья реки Ирелях // В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1973. С. 36-37.
124. Ягнышев Б.С., Зинчук Н.Н., Тимченко В.А., Хмелевский В.А. Основные черты геохимии осадочных мезозойских образований Мало-Ботуобинского района (Западная Якутия). М., 1976. 32 с.
125. Altschuler Z.S., Dwornik E.J. Kramer H. Transformation of montmorillonite to kaolinite during weathering // Science. 1963. Vol. 141, No 3576. 148 p.
126. Altschuler Z.S., Dwornik E. . Kramer H. // Clays and Clay Miner. 1964. Vol. 12. 197 p.
127. Andreatta C. Uber die Verglimmerung der Plagioklase in der Tektonischen Metamorphose // Tschermaks mineral und petrogr. Mitt. Dritte Folge, 1954. B. IV. No. 1-4. P. 121-124.
128. Bailey S.W. Chlorite: structures and crystal chemistry // Rev. Miner. 1988. Vol. 19. P. 265-350.
129. Bailey S.W., Brindley G.W., Fanning D. S. et al. Report of the Clay Minerals Society Nomenclature Committee for 1982 and 1983 // Ibid. 1984. Vol. 32. P. 239-240.
130. Campos T.W., Santos H. de S. Mullite development from fibrous kaolin mineral // J. Amer. Ceram. Soc., 1976. V. 79, No. 7-8. P. 201-206.
131. Clark G.L., Reynolds D.H. Quantitative analysis of mine dusts by X-ray diffraction // Industr. Engng Chem. (Anal.), 1936. 8. P. 36-40.
132. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification / Eds. Brindley and G.W. Brown, G. London. Miner. Soc., 1980. 495 p.
133. Elliott W. Crawford, Matisoff Gerald. Evaluation of kinetic models for the smectite to illite transformation // Clays and Clay Minerals, 1996. Vol. 44. No 1. P. 77-87.
134. Keeller W.D., Picket E.F., Peesman A.L. Elevated dehydroxylation temperature of the Keokuk geode kaolinite a possible references mineral // Prac. Intern. Clay Confer., 1966. V. 1. P. 75-85.
135. Hayes J.B. Politypism of chlorite in sedimentare rocks // Clays and clay minerals, 1970. Vol. 16. No 5. P. 285-306.
136. Jonas E.C., Brown T.E. Analysis of interlayer mixtures of three clay mineral types by X-ray diffraction // J. Sediment Petrol., 1959. Vol. 29. No 1. P. 177-183.
137. Moore D.M., Reynolds R.C. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. Oxford; N.Y.: Oxford University Press, 1989. 332 p.
138. Reynolds R.C. Interstratified clay systems // Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification. London: Mineral. Soc., 1980. P. 249 - 303.

139. Reynolds R.C., Hower J. The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite // *Ibid.*, 1970. V. 18. 27 P.
140. Santos P. de S., Brindley G.W., Santos H. de S. Mineralogical studies of kaolinite – halloysite clays: Part III. A fibrous kaolin mineral from Piedade, Sao Paulo, Brazil // *Amer. Mineralogist*, 1965. V. 50, No. 5-6. P. 188-200.
141. Santos P. de S., Santos H. de S., Brindley G.W. Mineralogical studies of kaolinite – halloysite clays: Part IV. A play mineral with structural swelling and shrinking characteristics // *Amer. Mineralogist*, 1966. V. 51, No. 11-12. P. 231-240.
142. Srodon J., Eberl D. Illite // *Rev. Miner.* 1984. Vol. 13. P. 495-544.
143. Walker R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts // *Facies models. Response to sea level change*. R. G. Walker and N. P. James (eds). Geological Association of Canada, Love Printig Service Ltd. Stittsville, Ontario, 1992. P. 1-14.
144. Weaver Ch.E. A discussion on the origin of clay minerals in sedimentary rocks // *Clays and clay minerals*, 1958. Publ. 566. P. 159-173.
145. Weaver Ch.E. Mineralogy and petrology of some Ordovician K-bentonites and related limestones // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1953. Vol. 64. P. 931-943.
146. Weaver Ch.E. The distribution and identification of mixedlayer clays in sedimentary rocks // *Amer. Mineralogist*, 1956. Vol. 41. No ¾. P. 91-99.
147. Wicks F.I., Whittaker E.I.A.A. The appraisal of the structures of the serpentine minerals // *Can. Miner.*, 1975. 13. № 3. P. 227-243.

Фондовая

148. Карта перспектив нефтегазоносности северо-востока Сибирской платформы Республики Саха (Якутия). Масштаб 1:2500000 / Сост.: В.П. Волошин, В.В. Гребеннюк и др., 2001.
149. Килижеков О.К. // В фондовом отчете о результатах поисков коренных месторождений алмазов в Накынском кимберлитовом поле. Мирный, 2006.
150. Масленникова Э.А., Малышева Е.Н. // В фондовом отчете о результатах поисков месторождений алмазов в пределах перспективных участков Накынского кимберлитового поля и прилегающих площадей. Мирный, 2007.
151. Молчанов Ю.Д., Шаталов В.И. // В фондовом отчете по теме: «Изучение структуры осадочного чехла междуречья Ханья-Накын в предполагаемых контурах Накынского кимберлитового поля. Мирный, 2000.

152. Патент № SU 1806355 А3, G 01 N 23/20. Способ рентгенодиагностики смектитов // Жердев П.Ю., Левин В.И., Соболев В.К. и Колодъко А.А. 1993.

153. Пищальников В.И. // В фондовом отчете о групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 на территории листов Q-50-102; 103; 114; 115-А, Б, В по работам Накынской партии. Мирный, 1986.

154. Пыжьянов С.А., Боланев В.С., и др. // В фондовом отчете о результатах поисков коренных и россыпных месторождений алмазов на водоразделе рр. Ханья-Накын. Мирный, 2004.

155. Рукавишников В.М., Храмцов А.А., Жандалинов В.М. // В фондовом отчете по теме: «О результатах глубинного доизучения площади масштаба 1:50000 (ГДП-50) и общих поисков в Средне-Мархинском алмазоносном районе». Мирный, 2001.

156. Шаталов В.И., Молчанов Ю.Д. // В фондовом отчете по теме: «Перспективно-прогнозная оценка алмазоносности Средне-Мархинского и Муно-Тюнгского районов. Мирный, 1997.