Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии
Управление геологии Эстонской ССР

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАКВЕРЕСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА

Таллин

Издательство „Валгус“

1987

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАКВЕРЕСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА

Academy of Sciences of the Estonian SSR
Institute of Geology
Geological Survey of the Estonian SSR

GEOLOGY AND MINERAL RESOURCES OF THE RAKVERE PHOSPHORITE-BEARING AREA

Edited by V. Puura

Tallinn Valgus Publishers 1987

Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии
Управление геологии Эстонской ССР

ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАКВЕРЕСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА

Под редакцией В. Пуура

Таллин Издательство „Валгус“ 1987

553
Г 36

УДК 553.64 (474.2)

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук Х.А.Вийдинг
чл.корр. АН ЭССР Д.Л.Кальо (председатель)
канд. геол.-мин. наук Э.Р.Клааманн (секретарь)
канд. геол.-мин. наук А.М.Мийдел
докт. геол.-мин. наук Р.М.Мянниль
канд. геол.-мин. наук Э.А.Пиррус
чл.-кор. АН ЭССР А.В.Раукас

Ответственный редактор Б.А.Пуура
Редактор И.Левенгарц
Художник-оформитель К.Сакс

Печатается по постановлению редакционно-издательского совета Академии наук Эстонской ССР

В монографии коллектива авторов изложены результаты оригинальных исследований и сводка всего имеющегося фактического материала по геологии Раквереского фосфоритоносного района (месторождения Раквере, Тоолсе, Азери). Приведено описание стратиграфии нижнего докембрия, венда, нижнего палеозоя (кембрия, ордовика, нижнего силура), четвертичных отложений, а также тектоники и геоморфологии. Рассмотрены гидрогеологические условия разработки месторождений и вопросы охраны гидросферы. Детально рассмотрены вещественный состав фосфоритов и возможности получения минеральных удобрений. Описаны месторождения сопутствующих полезных ископаемых - горючих сланцев-кукерситов, торфа, строительных материалов. Освещены проблемы освоения фосфоритов, рационального использования минерального сырья и охраны среды. Рис. 83. Табл. 41. Библ. 286 назв.

Г I904050000-250
902 (I5) - 87 Заказное

© Академия наук Эстонской ССР, 1987

Выпущено по заказу Академии наук Эстонской ССР

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
I. Введение. В.Пуура	7
2. Расчленение кристаллического фундамента (нижний докембрий). В.Пуура	I0
2.I. Архей	I0
2.2. Нижний протерозой	I2
3. Стратиграфия платформенного чехла (венд и нижний палеозой)	I4
3.I. Вводные замечания	I4
3.2. Венд, котлинский горизонт. К.Менс, Э.Пиррус	I4
3.3. Кембрий. К.Менс, Э.Пиррус	20
Лонтоваский горизонт	20
Талсинский горизонт	23
Вергальский горизонт	25
3.4. Ордовик	25
Пакерортский горизонт. Р.Раудсеп	29
Цератопигевый горизонт. Р.Раудсеп	35
Латорпский горизонт. С.Мяги	39
Волховский горизонт. С.Мяги	4I
Кундаский горизонт. С.Мяги	42
Азериский горизонт. Р.Мянниль, Т.Саадре	44
Ласнамягиский и ухакуский горизонты. Р.Мянниль, Т.Саадре	45
Кукрузеский горизонт. Р.Мянниль, Т.Саадре	50
Идавереский горизонт. Р.Мянниль, Т.Саадре	55
Йыхвиский горизонт. Л.Пылма, А.Хаас	56
Кейлаский горизонт. Л.Пылма, А.Хаас	59
Оандуский горизонт. Л.Пылма, А.Хаас	6I
Раквереский горизонт. Я.Нылвак	63
Набалаский горизонт. Я.Нылвак	65
Вормсиский горизонт. Я.Нылвак	66
Пиргуский горизонт. Я.Нылвак	67
Поркуниский горизонт. Х.Нестор	69
3.5. Силур	7I
Юруский горизонт. Х.Нестор	7I
4. Формы рельефа и четвертичный покров	75
4.I. Рельеф коренных пород. Э.Таваст	75
4.2. Мощность четвертичных отложений. Р.Карукяпп	79
4.3. Строение четвертичного покрова и формы рельефа. Р.Карукяпп	8I
4.4. Плейстоценовый рельеф и основные черты морфогенеза. Р.Карукяпп	84
4.5. Голоценовые отложения и формы рельефа. Р.Карукяпп	86
4.6. Карст. Ю.Хейнсалу	88
5. Тектоника. В.Пуура, Р.Вахер, И.Туулинг	90
6. Гидрогеология. Л.Валлнер, П.Йыгар, Р.Перенс	I04
6.I. Водоносные комплексы и горизонты	I05
6.2. Гидрогеодинамическое расчленение водовмещающей толщи и подземный сток	II4
6.3. Горно-гидрогеологические условия и защита подземных вод	II8
6.4. Охрана гидросферы от загрязнения и истощения	I24
7. Комплекс полезных ископаемых нижнего ордовика	I28
7.I. Ракушечный (оболовый) фосфорит. Р.Раудсеп	I28
7.I.I. Строение пласта	I28
7.I.2. Качественная характеристика	I3I
7.2. Характеристика фосфоритов Раквереского района как сырья для получения минеральных удобрений. М.Вейдерма, Э.Аасамяэ	I42
7.3. Перспективные полезные ископаемые непосредственной вскрыши фосфоритов района их открытой разработки. Р.Раудсеп	I47

Стр.
7.3.I. Граптолитовые аргиллиты (диктионемовые сланцы) I47
7.3.2. Алевритовые глины I50
7.3.3. Глауконитовые песчаники I5I
8. Горючие сланцы-кукерситы. В.Каттай, Е.Пуура, Т.Тубли I52
8.I. Кукерситоносность района I52
8.2. Эстонское месторождение I54
8.3. Тапаское месторождение I59
8.4. Геолого-промышленное районирование сланцевых месторождений и местоположение фосфоритоносных участков I60
9. Торф. М.Орру I62
I0. Строительные материалы I67
I0.I. Карбонатные породы. А.Тээдумяэ I67
I0.2. Глины. А.Тээдумяэ I73
I0.3. Песок и песчано-гравийная смесь. Т.Саадре I74
II. Проблемы освоения и рационального использования полезных ископаемых I79
II.I. Комплексные месторождения - характерная особенность размещения минерально-сырьевых ресурсов в Раквереском районе. В.Пуура, В.Каттай, А.Тээдумяэ I79
II.2. О горногеологических условиях подземной разработки фосфорито-сланцевого месторождения. В.Каттай, В.Пуура, Р.Раудсеп I8I
II.3. Проблема гипергенеза диктионемового сланца. В.Пуура I86
II.4. Пути минимизации влияния подземной разработки фосфорито-сланцевого месторождения на природную среду. В.Пуура I89
Литература I9I
Резюме (на эстонском языке) 20I
Резюме и подписи к рисункам (на английском языке) 203

I. ВВЕДЕНИЕ

В период после 1960 года в Раквереском районе открыты крупные ресурсы нижнеордовикских ракушечных ("оболовых") фосфоритов. Запасы месторождения Тоолсе подсчитаны в количестве 262,2 млн.т фосфоритовой руды при среднем содержании P_2O_5 10,6 % (Мустйыги, 1970; Раудсеп, 1975).

Вероятное продолжение фосфоритоносной толщи южнее месторождений Тоолсе и Азери было прогнозировано на основании литолого-фациального анализа тремадокских отложений (Лоог, Кивимяги, 1970). Залежь фосфорита большой мощности и высокого качества на глубине 100-200 м была впервые вскрыта в 1971-1974 гг. при глубинном геологическом картировании в районе деревень Ассамалла, Паюсти и южнее Канткюла. Последующими специализированными поисками фосфоритов было выявлено крупнейшее в Прибалтийском бассейне месторождение, расположенное восточнее и южнее г.Раквере. Прогнозные ресурсы фосфоритов месторождения Раквере оцениваются количественно около 6 млрд.т руды или порядка 600 млн.т P_2O_5 (Raudsep , 1982; Пязок, 1985). Дальнейшие геологоразведочные работы сосредоточились в северо-восточном углу месторождения, на участках Кабала и Рягавере, отличающихся наименьшей глубиной залегания и наибольшей производительностью фосфоритового пласта.

Месторождения Раквере и Тоолсе, а также ранее разведанное месторождение Азери, пространственно и генетически тесно связаны ("Фосфатоносные...", 1979; Хейнсалу, 1981; Раудсеп, 1983, 1984). Эту группу месторождений, сложенных залежами одного и того же стратиграфического положения и генетического типа, но разобщенных участками пониженной продуктивности фосфоритоносного пласта, согласно классификационным принципам минерагенического анализа, следует рассматривать в качестве единого фосфоритоносного района (рис. I.I.). В пределах Прибалтий-

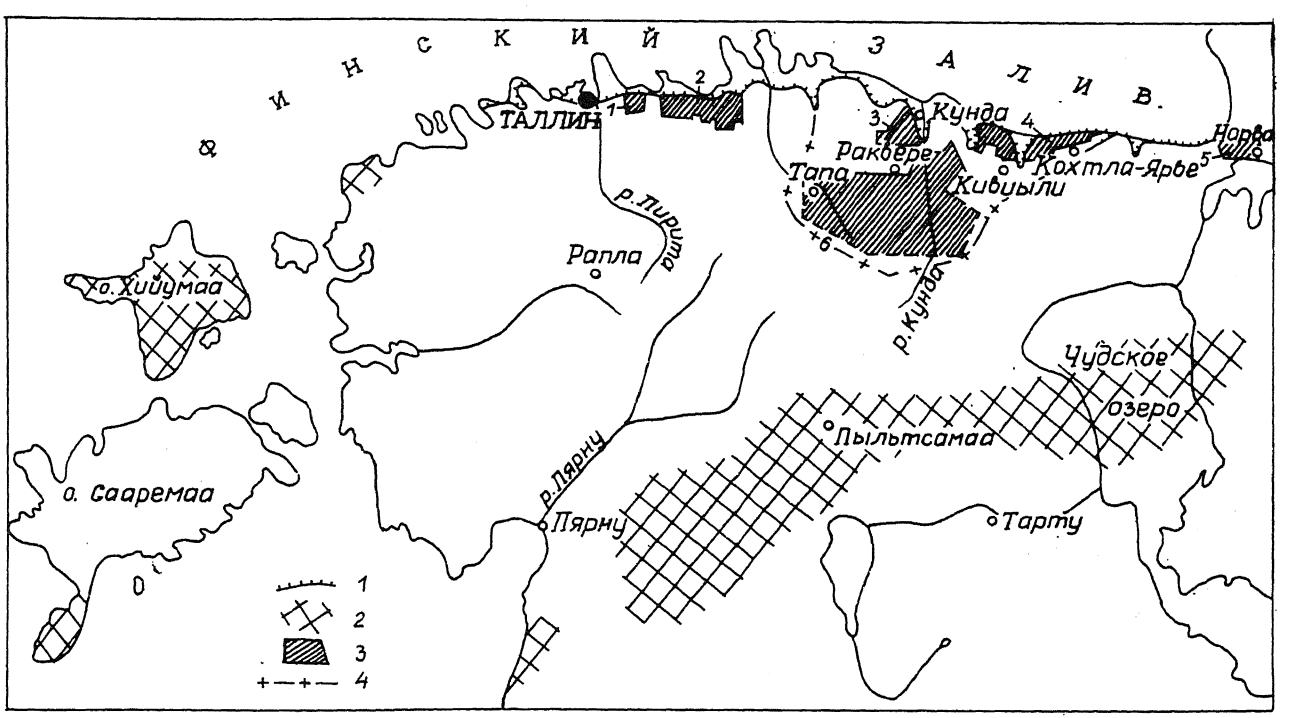


Рис. I.I. Схема фосфоритоносности нижнеордовикских отложений Эстонии (составил Р.Раудсеп). I - глинт; 2 - площадь отсутствия фосфоритоносных отложений; 3 - месторождения фосфоритов; I - Маарду, 2-- Тситре-Валкла, 3 - Тоолсе, 4 - Азери, 5 - Нарва, 6 - Раквере; 4 - контур Раквереского фосфоритоносного района (РФР).

ского раннеордовикского фосфоритоносного бассейна Раквереский район располагает наиболее крупными ресурсами. В качестве аналогичных районов, объединяющих группы из нескольких месторождений, могут быть отмечены Маардуский, Кингисеппский и др.

Раквереское месторождение, несмотря на свои чрезвычайно крупные размеры, представлено единой залежью, несколько извилистая в плане осевая зона максимальной продуктивности которой проходит по направлению Кабала - Рягавере - Ассамалла. Во все стороны от этой сердцевины месторождения продуктивность залежи постепенно падает. Границы отдельных участков месторождения - Кабала (в том числе Кабала-Западный и Кабала-Восточный), Рягавере, Ассамалла и юго-восточный (Вяйке-Маарья-Туду) приняты по вторичным, в отношении единой залежи, признакам - по зоне постседиментационного тектонического нарушения, эрозионному врезу, по глубине залегания, степени разведанности и т.п. Если исходить из правил минерагенического анализа, выделение таких участков в качестве самостоятельных месторождений не оправдано.

Описываемая в настоящей работе территория охватывает основные месторождения Раквереского фосфоритоносного района (РФР), а также смежные с ними площади, где ожидается прямое или косвенное влияние разработки фосфоритов и сопутствующих полезных ископаемых на природную среду. Восточная часть месторождения Азери (участок Сака), в общем неперспективная для освоения, показана лишь на части приводимых ниже карт-схем.

Геологические исследования в Раквереском районе начались в I половине XIX века. Благодаря относительно хорошей обнаженности нижнего палеозоя этот район имел существенное значение для разработки региональной стратиграфической схемы (Schmidt, 1958). В дальнейшем здесь были выделены и детально описаны стратотипические разрезы многих подразделений региональной и местной стратиграфических схем (Rõõmusoks, 1983). В настоящее время рассматриваемый район отличается почти самой детальной площадной и глубинной изученностью во всей Прибалтике, благодаря проведенным средне- и крупномасштабным геолого-съемочным и геофизическим работам, а также геологоразведочным работам на месторождениях полезных ископаемых.

По материалам геолого-съемочных и геологоразведочных работ и научных исследований недавно составлены сводные геологические карты и проведено описание всего Прибалтийского региона (Геология... Прибалтики, 1982). На картах различного содержания весьма наглядно отражается геологическая позиция фосфоритовых месторождений Северной Эстонии и, в частности, Раквереского района в полосе выхода ордовикских отложений в северной части Эстонской моноклинали, на южном склоне Балтийского щита (Карта полезных ..., 1980 а, б; Тектоническая ..., 1980 а, б; Структурно-формационная ..., 1982, а, б и др.). На карте полезных ископаемых показано значительное совмещение продуктивных площадей Эстонского и Тапаского месторождений горючих сланцев-кукерситов и Раквереского фосфоритоносного района, а также совпадение с тем и другим из них месторождений местных строительных материалов, торфа и др. В целом на этой карте видна исключительная насыщенность Северо-Восточной Эстонии месторождениями полезных ископаемых, включая наиболее важные с экономической точки зрения сланцевые и фосфоритовые, а также наиболее крупные залежи торфа.

Среди последних обобщающих работ по территории Эстонии необходимо отметить монографию Э.Таваст и А.Раукаса (1982), в которой подробно описан рельеф дочетвертичных пород Пандивереской возвышенности и ее обрамления. Следуя схеме этих авторов, рассматриваемая территория охватывает большую центральную и северную части Пандивереской коренной возвышенности, участок Виру-Харьюского плато между последней и Северо-Эстонским глинтом и, наконец, отрезок предглинтовой низины, относящийся уже к впадине Финского залива.

На сводных гидрогеологических картах Прибалтики (1982 г.) отражается значение водораздельной Пандивереской возвышенности в формировании ресурсов подземных вод Северной Эстонии. По результатам многолетних гидрологических исследований подземного и поверхностного стоков Т.Ф.Эйпре (1981) назвал эту возвышенность "бассейном питания водоносных горизонтов Северной Эстонии".

В монографии "Строение сланценосной толщи..." (1986) приводится детальное описание стратиграфии, тектоники, сланценасыщенности и изменчивости параметров промышленных кукерситовых слоев среднеордовикских отложений (в первую очередь ухакуский и кукрузеский горизонты) во всем Прибалтийском сланцевом бассейне, включая территорию РФР. При составлении последней, а также настоящей работ использованы результаты тектонических исследований, обобщенные в последнее время в диссертации Р.Вахера (1983).

Добыча полезных ископаемых в Раквереском районе производилась уже в первой половине нашего тысячелетия: известняк использовали для обжига извести и в качестве строительного камня, а глину - для изготовления красного кирпича. Производство портландцемента на базе местных известняков и глин началось в прошлом столетии: в г.Кунда в 1870 г. (ныне действующий завод "Пунане Кунда") и в пос. Азери в 1899 г. (завод закрыт в 1915 г.). Добычу горючего сланца-кукерсита в районе г.Кивиыли начали в 1922 г.

В настоящее время в пределах РФР действуют сланцевая шахта Кивиыли ПО "Эстонсланец", карьеры известняков и глин цементного завода - вблизи г.Кунда, карьер по добыче глин керамического завода в пос. Азери, карьер известняков для обжига на известь - южнее пос. Тамсалу, а также многочисленные карьеры по добыче песка, песчано-гравийной смеси, фрезерные поля по добыче торфа и др.

Изменения в структуре горнодобывающей промышленности РФР в перспективе до 2000 г. будут связаны, с одной стороны, с закрытием сланцевой шахты Кивиыли из-за исчерпания запасов и полной амортизации горнорудного комплекса и, с другой стороны, с намечаемым освоением фосфоритов на участке Кабала. Строительство фосфоритового рудника вызовет рост добычи также местных строительных материалов.

Настоящая монография имеет целью представить исходные данные по геологическим условиям, ресурсам полезных ископаемых РФР и проблемам их рационального использования для последующих, более детальных геологических исследований, а также для разработки комплексных проблем согласования намечаемого освоения фосфоритовых месторождений и дальнейшего развития традиционного социально-экономического комплекса Раквереского района. Имеется в виду, что освоение месторождений в густо населенном районе с высокоразвитым сельскохозяйственным и промышленным производством безусловно вызовет сдвиги в направлениях и напряженности дальнейшего его экономического и социального развития. Общие интересы народного хозяйства страны в целом, с одной стороны, и территориального социально-экономического комплекса, с другой, требуют сбалансированного учета потребностей всех приоритетных направлений природопользования - сельского и лесного хозяйства, местной, пищевой и горной промышленности, водного хозяйства и рекреации в условиях сохранения экологического равновесия в районе и регионе.

Экологическая ситуация в Раквереском районе уже осложнена техногенным воздействием на среду добычи и переработки сланца в смежном с РФР Кохтла-Ярвеском районе (включая окрестности г.Кивиыли в восточной части описываемой территории) (Oja, 1981), а также промышленным и сельскохозяйственным производствами в самом районе. Современные принципы бережного природопользования требуют приостановить дальнейшее ухудшение экологической ситуации, ликвидировать существующие источники загрязнения гидросферы, атмосферы и т.д. и не создавать новых. При планировании интенсификации природопользования необходимо иметь также в виду специально охраняемые объекты на смежных с РФР территориях, такие как акватория Финского залива (охраняется международной конвенцией Финского залива), Чудское озеро (имеющее особое водо- и рыбохозяйственное значение на Северо-Западе СССР), Лахемааский национальный парк и вновь созданный Эндлаский государственный заповедник, а также многие охраняемые участки и объекты в пределах РФР.

Настоящая работа составлена сотрудниками Института геологии АН ЭССР, Управления геологии ЭССР и лаборатории минеральных удобрений и кормов Таллинского политехнического института. Авторами глав и разделов работы являются научные работники и специалисты, ведущие исследования в соответствующих направлениях. Кроме того, составлению рукописи содействовала помощь многих коллег по работе. В ходе оформления материалов к печати большой труд взяли на себя М.Айбаст, М.Вийул, Т.Каттай, Х.Нийн, О.Сергеева и др.

Рукопись работы просмотрели главный геолог Управления геологии ЭССР Э.Мустйыги и заведующий сектором микропалеонтологии Института ~~биологии~~ АН ЭССР, кандидат геолого-минералогических наук Л.Сарв. Их рекомендации учтены при окончательном оформлении. Всем лицам, оказавшим содействие на разных стадиях исследования и оформления, авторы выражают свою искреннюю признательность.

2. РАСЧЛЕНЕНИЕ ПОРОД КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА (НИЖНИЙ ДОКЕМБРИЙ)

Поверхность кристаллического фундамента на берегу Финского залива находится на абсолютных отметках от -130 до -140 м (в скв. Ф-134 -132,6 м, Ф-133 -140,2 м) и погружается до -290 м у южной границы района (-281,4 м скв. Эллавере). Породы кристаллического фундамента изучены только в керне буровых скважин, количество которых в пределах РФР приближается к 100 (рис. 2.1.). Самая южная полоса описываемой территории остается слабо изученной бурением: Различные по составу, возрасту и генезису породы находятся в сложных структурных соотношениях. Распространение разновозрастных метаморфических комплексов ограничено определенными структурными зонами (табл. 2.1., рис. 2.2). Архейские интрузивные и ультраметаморфические породы локализованы в блоках архейских пород, в то время как соответствующие раннепротерозойские образования распространяются как в зонах нижнепротерозойских метаморфитов, так и в архейских блоках. Нижеследующее описание базируется на сложившихся принципах расчленения нижнего докембрия Северной Прибалтики (Пуура и др. 1976; Решения ..., 1978; Геологическая карта кристаллического ..., 1980 а,б; Кристаллический фундамент ..., 1983) и материалах глубинного картирования кристаллического фундамента в пределах РФР.

Таблица 2.1.

Схема стратиграфии нижнего декомбрия (AR - PR_I) Раквереского фосфоритоносного района

Региональная стратиграфическая схема (Решения..., 1978)			Структура зоны и районы фундамента					
Возраст (млн. лет)	Общие подразделения	Корреляционная схема: Северная часть Прибалтики	Таллинская зона	Тапаский блок	Алутагузеская зона: участок Хальяла-Лазила	Алутагузеская зона: Центральный район	Алутагузеская зона: участок Сонда-Ульясте	Йыхвиский блок
1750±50		Хоганланская серия						
	Нижний протерозой (PR_1)	ягалаский комплекс (PR_1jg); алутагузеский комплекс (PR_1al)	ягалаский комплекс $PRjg$		алутагузеский комплекс, ульястеская толща (PR_1alU)	алутагузеский комплекс, мяэтагузеская толща (PR_1alM)	алутагузеский комплекс, ульястеская толща (PR_1alU)	
2600±100	Архей (AR)	архейский комплекс (AR)		архейский комплекс (AR)	архейский комплекс (AR)		архейский комплекс (AR)	архейский комплекс (AR)

2.1. Архей

Нерасчлененчые архейские метаморфические породы распространены в выступах досвекофеннского основания - в Тапаском, Йыхвиском и в ряде более мелких блоков. В Таллинской зоне и центральных частях Алутагузеской зоны архейские породы, вероятно, погружены на большую глубину.

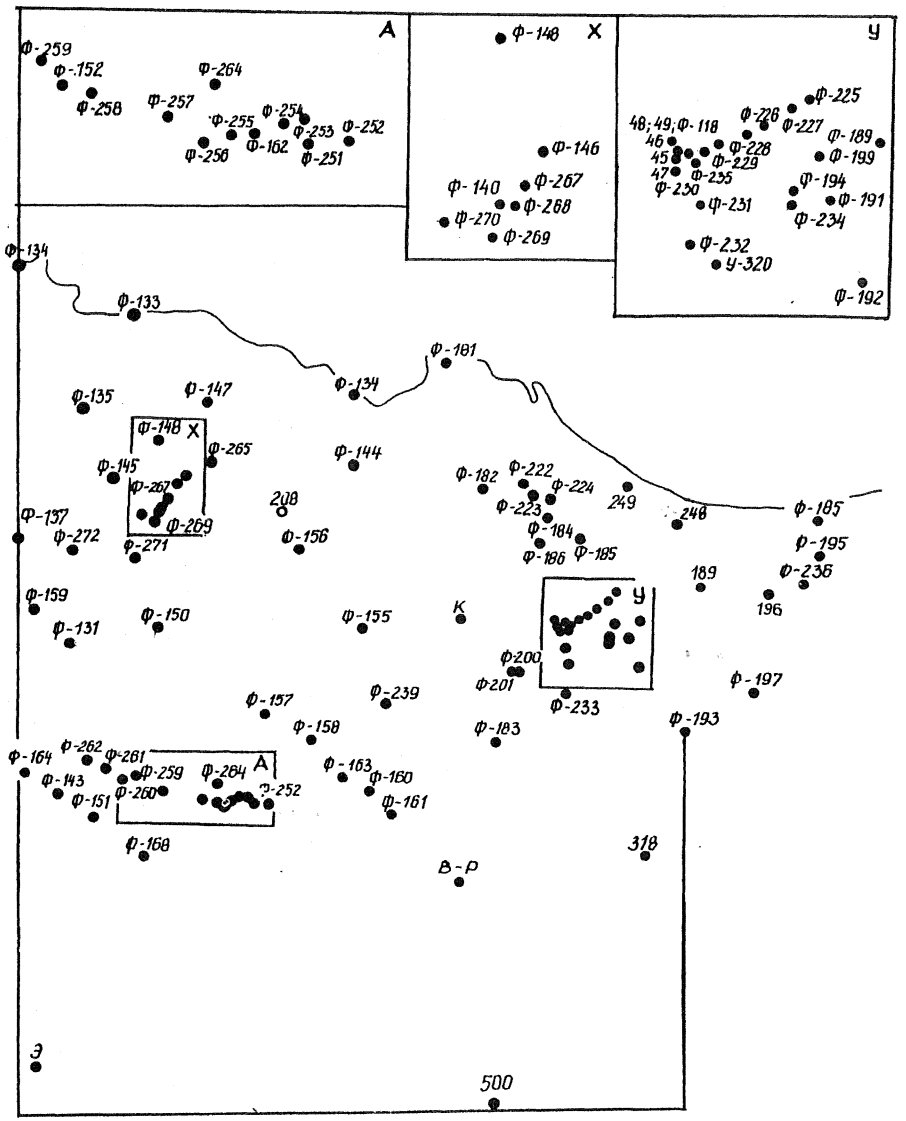


Рис. 2.I. Схема расположения глубоких скважин, вскрывающих полную мощность осадочного чехла и кристаллический фундамент. На врезках детально изученные участки: А - Ассамалла, Х - Хальяла, У - Сонда-Ульясте.

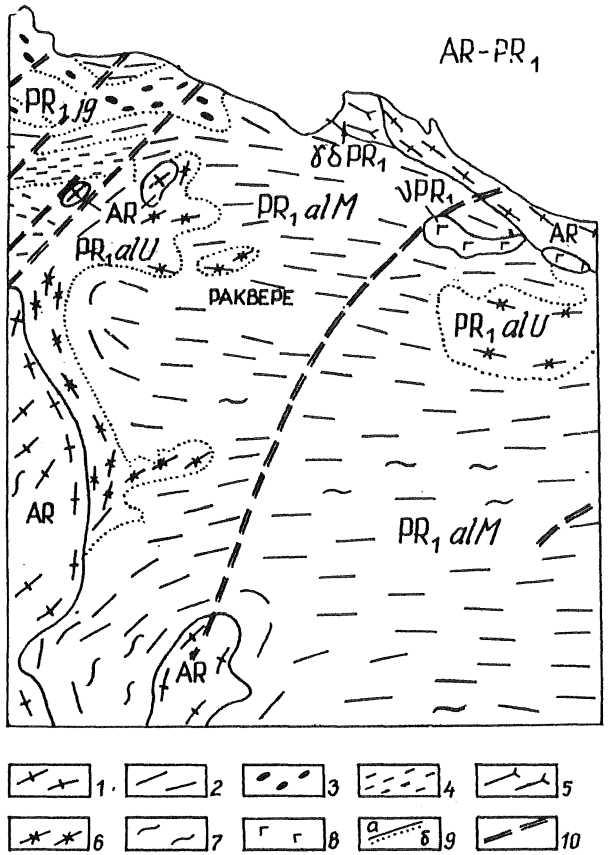


Рис. 2.2. Схематическая карта кристаллического фундамента. На основе "Геологической карты кристаллического...", (1980), с дополнениями. I - архейские породы, 2-8 - нижнепротерозойские породы: 2 - глиноземистые и слюдяные гнейсы, 3 - биотит-амфиболовые гнейсы, амфиболиты, 4 - кварц-полевошпатовые (лептитовые) гнейсы и гранито-гнейсы, 5 - гнейсовидные гранодиориты, 6 - графит-сульфидсодержащие гнейсы, кварциты, мраморы. пироксеновые породы и биотит-амфиболовые гнейсы, 7 - гранит-мигматиты, 8 - метагаббро, 9 - геологические границы: а - комплексов метаморфических пород и интрузий, б - отдельных толщ и пачек, I0 - разломы. Стратиграфические индексы см. табл. 2.I. Цифрами в кружках на схеме отмечены структурные элементы фундамента: I-2 - блоки архея: I - Тапаский, 2 - Йыхвиский; 3-4 - антиклинорные зоны протерозойских складчатых толщ: 3 - Хальялаская, 4 - Сонда-Ульястеская; 5-6 - синклинорные зоны: 5 - Таллинская, 6 - Алутагузеская.

Сложноскладчатые и глубокометаморфизованные архейские породы Тапаского блока представлены чередующимися ортоамфиболитами, гиперстенсодержащими меланократовыми гнейсами, биотит-амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами, редко кварц-полевошпатовыми гнейсами. В западной части Йыхвиского блока, в пределах РФР, буровыми скважинами вскрыты биотит-пироксеновые, биотит-амфибол-пироксеновые, биотит-амфиболовые и биотитовые плагиогнейсы. Подобные описанным породы встречены также в мелких блоках архея на севере участка Хальяла и восточнее его, в центре участка Ульясте (рис. 2.2.). По исходной природе архейские метаморфиты преимущественно принадлежат к группе осадочных и вулканогенных (основного или среднего состава) образований древнейших подвижных зон. Среди архейских метаморфитов установлены и метагабброиды - древнейшие интрузивные образования района. Весь архейский комплекс пород метаморфизован в условиях гранулитовой фации и мигматизирован чарнокитоидами. Иногда чарнокит-мигматиты преобладают в разрезах скважин. К началу последующего свекофеннского цикла осадконакопления архейские структуры были относительно консолидированы и глубоко денудированы.

2.2. Нижний протерозой

В отличие от архея в раннем протерозое ярко проявлялось формационное и фациальное разнообразие накоплявшихся в подвижных зонах толщ (Пуура и др., 1976). Формационно различны нижнепротерозойские толщи Таллинской и Алутагузеской зон.

Ягалаский комплекс, распространенный в Таллинской зоне, в северо-западной части РФР сложен чередующимися пачками (а) кварц-полевошпатовых гнейсов, (б) биотитовых плагиогнейсов, биотит-амфиболовых пара- и ортогнейсов, пара- и ортоамфиболитов и (в) флишоидно чередующихся глиноземистых и биотитовых гнейсов. Участками встречены разрезы ягаласких пород, обогащенных сульфидами и графитом.

Алутагузеский комплекс в пределах одноименной структурной зоны имеет широкое развитие в фундаменте РФР. В составе комплекса выделяются две отличные по составу и структурной позиции толщи. Нижняя, ульястеская толща, распространена в периферических частях Алутагузеской структурной зоны, в обрамлении выступов архея - Тапаского и Йыхвиского блоков, и в антиклинорных Хальялаской и Сонда-Ульястеской зонах. Глубоко метаморфизованная и сложно дислоцированная ульястеская толща сложена гранат-биотитовыми, биотит-гранат-кордиеритовыми, биотитовыми, амфибол-биотитовыми (местами с гиперстеном) гнейсами и амфиболитами, пачками кварцитов различной мощности с прослоями мраморов и силикатно-карбонатных и глиноземистых пород, иногда обогащенных сульфидами железа и графита, глиноземистыми гнейсами с прослоями пироксеновых и амфиболовых гнейсов и кварцитов, кое-где с сульфидами, графитом либо магнетитом. Различные сульфид- и графитосодержащие породы характеризуются повышенным геохимическим фоном многих элементов, и в них локализуется наибольшее количество проявлений рудной минерализации.

Верхняя, мяэтагузеская толща алутагузеского комплекса имеет наибольшую площадь распространения и сложена флишоидно чередующимися глиноземистыми (гранат-, кордиерит- и биотитсодержащими) гнейсами и биотитовыми (микро-)гнейсами.

Таким образом, Таллинская структурная зона отличается несколько большей встречаемостью метавулканитов среднего - основного состава и наличием пачек лептитоподобных пород. Особенностью Алутагузеской зоны является преобладание метаморфизованных осадочных пород.

В складчатых структурах ягалаского и алутагузеского комплексов бурением и по геофизическим данным установлены интрузивы метагабброидов, редко метаультрамафитов, огнейсованных гранодиоритов. Первично осадочные и вулканогенные и ранние интрузивные породы подвержены региональному метаморфизму в условиях зонального свекофеннского метаморфизма от амфиболитовой до начальной гранулитовой фации (Клейн, Пуура, 1979) и мигматизации гранитоидами. Позднесвекофеннские процессы метаморфизма и мигматизации наложены также на архейские структуры, с формированием диафторических ассоциаций в архейских породах. Тела протерозойских мигматит-гранитов могут достигать многокилометровых размеров.

Определения абсолютного возраста архейских и нижнепротерозойских пород фундамента РФР и смежных районов датируют время последней тектоно-ультраметаморфической активности - 1800 ±50 млн. лет (Пуура, 1974).

Мощность протерозойских комплексов метаморфических пород не установлена, по крайне приблизительным оценкам она достигает нескольких километров.

Нижняя граница ягалаского комплекса геологически не установлена, так как граница архейских пород Тапаского блока и ягаласких пород Таллинской зоны проходит по разломам. Контакт алутагузеского комплекса с архейским комплексом предположительно разбурен скважиной Ф-261 (Метспере) на восточной границе Тапаского блока, к востоку от г.Тапа. Он представлен тектонизированными и мигматизированными образованиями мощностью порядка 2 м (по оси скважины), разделяющими собственно архейские и нижнепротерозойские комплексы. Отнесение к различным комплексам частей конкретного разреза, не очень сильно отличающихся по общему минеральному составу, обосновано данными комплексной сравнительной характеристики петрографических, минералогических, петрофизических и пр. особенностей, и геологическими данными по профилю ряда скважин. Вероятно, аналогична природа контакта архея и ульястеской толщи на южной границе Йыхвиского блока, где контакт их расположен между близко расположенными скважинами.

Граница петрографически разных ульястеской и мяэтагузеской толщ конкретно не установлена и условно принимается переходной.

Граница ягалаского и алутагузеского комплексов проходит по зоне разломов. Принимается, что формационно и фациально отличающиеся комплексы приблизительно одновозрастны и латерально замещают друг друга.

Верхняя граница нижнедокембрийских кристаллических комплексов эрозионная, предвендский пенеплен выработан в сложных разломно-складчатых структурах архея - раннего протерозоя. Наиболее молодой, хогландский комплекс эффузивно-осадочных и интрузивных пород нижнего протерозоя (Решения ..., 1978) в пределах РФР бурением не вскрыт и, вероятно, отсутствует, как и все рифейские и ранневендские образования.

На пенепленизированную поверхность фундамента выходят выветрелые породы. Мощность зоны выветрелых пород колеблется в широких пределах, от 1-2 до 125 м и возможно более, причем мощность зоны заметно разрыхленных пород изменяется в пределах от 0 до 40 м. Конечный продукт выветривания преимущественно гидрослюдисто-каолинитового типа, хотя в нижней части коры выветривания в зависимости от исходного состава пород могут встречаться и другие глинистые минералы.

3. СТРАТИГРАФИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА (ВЕНД - НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ)

3.I. Вводные замечания

На описываемой территории платформенный чехол сложен верхнепротерозойскими (верхневендскими) и нижнепалеозойскими (нижнекембрийскими, ордовикскими и нижнесилурийскими) осадочными породами и рыхлыми четвертичными отложениями. Характеристика последних приводится в следующей главе.

В соответствии с общими особенностями структуры, выходы разновозрастных отложений образуют субширотные полосы. Полоса выхода вендских отложений проходит севернее описываемой территории, в южной части акватории Финского залива. Кембрийские отложения выходят под четвертичный покров во впадине Финского залива - в прибрежной части акватории и на предглинтовой низине, и узкими субмеридиональными полосами - на дне глубоких эрозионных врезов. Обнажения верхней части разреза кембрия приурочены к речным долинам и подножию глинта, большая мощность их вскрыта в крупных карьерах глин в Кунда и Азери. Наибольшая часть территории сложена ордовикскими отложениями. Многочисленные обнажения нижнего ордовика встречаются в глинте и в приустьевых частях речных долин, среднего ордовика - в верхних уступах глинта, речных долинах и карьерах, верхнего ордовика - главным образом в карьерах и других искусственных выработках. Самый нижний горизонт силура выходит в юго-западной части территории РФР, где он обнажается в искусственных выработках. В целом обнаженность палеозоя ухудшается с севера на юг и зависит от распределения мощностей четвертичных отложений (см. гл.4).

Как правило, расчленение осадочного осадочного чехла проводилось в соответствии со стратиграфическими схемами пород Прибалтики (Решения ..., I978) и с дополнениями к ним, одобренными Эстонской стратиграфической подкомиссией Прибалтийской РМСК после I978 года.

Ввиду отсутствия единой общепринятой системы индексации хроно- и литостратиграфических единиц, ниже параллельно используются система индексов Ф.Б.Шмидта и система индексов, принятая при геологической съемке. При этом в стратиграфической таблице ордовика параллельно приводятся различные, встречающиеся в литературе варианты индексации.

3.2. Венд

Котлинский горизонт

Вендские отложения описываемой площади рассматриваются в составе Восточно-Прибалтийского структурно-фациального региона обширного бассейна седиментации, простиравшегося в восточных и центральных областях Восточно-Европейской платформы (Брангулис и др., I974). Вендский комплекс здесь представлен лишь поздневендскими образованиями, а именно, отложениями верхней половины валдайской серии, которые по палеонтологическим данным относятся к котлинскому горизонту (Менс, Пиррус, I974; Решения ..., I978).

Вендские отложения распространены в РФР повсеместно, они отсутствуют лишь на сводах локальных структур типа Ульясте и Ассамалла. Мощность отложений сравнительно выдержана (90-60 м), наблюдается лишь закономерное уменьшение ее с востока на запад и с севера на юг (рис. 3.2.2 и 3.2.4). Залегают эти отложения на выветрелых породах кристаллического фундамента и перекрываются палеонтологически охарактеризованными образованиями кембрия. На основе литолого-минералогических критериев, цикличности осадконакопления и прослеживания маркирующих литологических интервалов в разрезе валдайской серии выделены местные стратиграфические подразделения в ранге свит и пачек (Решения ..., I978, Менс, Пиррус, I980).

В состав валдайской серии на рассматриваемой территории входят (снизу вверх) три свиты: гдовская, котлинская и воронковская (табл. 3.2.I.). Первая и последняя из них выделяются во всех разрезах валдайской серии, а котлинская свита вблизи западной границы рассматриваемой площади выклинивается (рис. 3.2.3 и 3.2.4).

Гдовская свита

Отложения свиты залегают на выветрелой поверхности кристаллического фундамента, образуя основание осадочного чехла. Покрывающие отложения на большей части территории относятся к котлинской свите и лишь западнее пос. Хальяла (рис. 3.2.3) - к воронковской свите. В региональном плане мощность гдовской свиты постепенно уменьшается в западном направлении (30-60 м). Резкие колебания мощности свиты связаны с выклиниванием гдовских отложений по мере приближения к сводам локальных поднятий. Так, мощность свиты недалеко от Ульястеского поднятия (скв. Ф-228) составляет 39,4 м, на склоне его (скв. Ф-229 и скв. Ф-230) меняется от 20,3 до 3,6 м, а на своде (скв. Ф-188 и скв. Ф-235) свита полностью отсутствует.

Сложена гдовская свита разнозернистыми песчаниками и алевролитами, включающими прослои и линзы глин и гравелитов, реже конгломератов. Строение свиты изменяется как по разрезу, так и по площади. По литологическим особенностям пород гдовская свита отчетливо расчленяется на три пачки (снизу вверх): орускую, молдоваскую и уускюласкую (Менс, Пиррус, 1980).

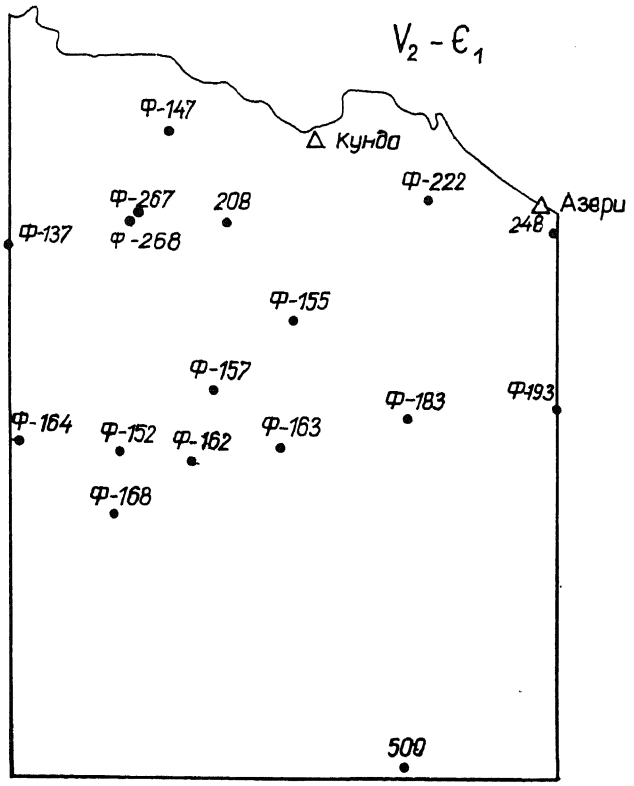


Рис. 3.2.1. Схема расположения буровых скважин, вскрывающих вендские и кембрийские отложения, колонки которых приведены на рисунках 3.2.2-3.2.4 и 3.3.1-3.3.3, и обнажений нижнекембрийских отложений Кунда и Азери.

В основании валдайской серии местами встречаются линзы слабо отсортированных гравийно-глинистых пород (микстолитов) - продуктов делювиально-пролювиального перемещения коры выветривания, которые были выделены в орускую пачку. Мощность этой пачки вне локальных поднятий небольшая и изменяется от долей

Таблица 3.2.1

Стратиграфическая схема верхневендских отложений РФР

Горизонт	Серия	Свита (индекс)	Пачка (индекс)
Котлинский	Валдайская	Воронковская ($V_2 vr$)	Каннукаская ($V_2 vr K$)
			Сиргалаская ($V_2 vr s$)
		Котлинская ($V_2 \kappa t$)	Мерикюлаская ($V_2 \kappa t M$)
			Ямаская ($V_2 \kappa t' J$)
		Гдовская ($V_2 gd$)	Уускюлаская ($V_2 gd U$)
			Молдоваская ($V_2 gd M$)
			Оруская ($V_2 gd O$)

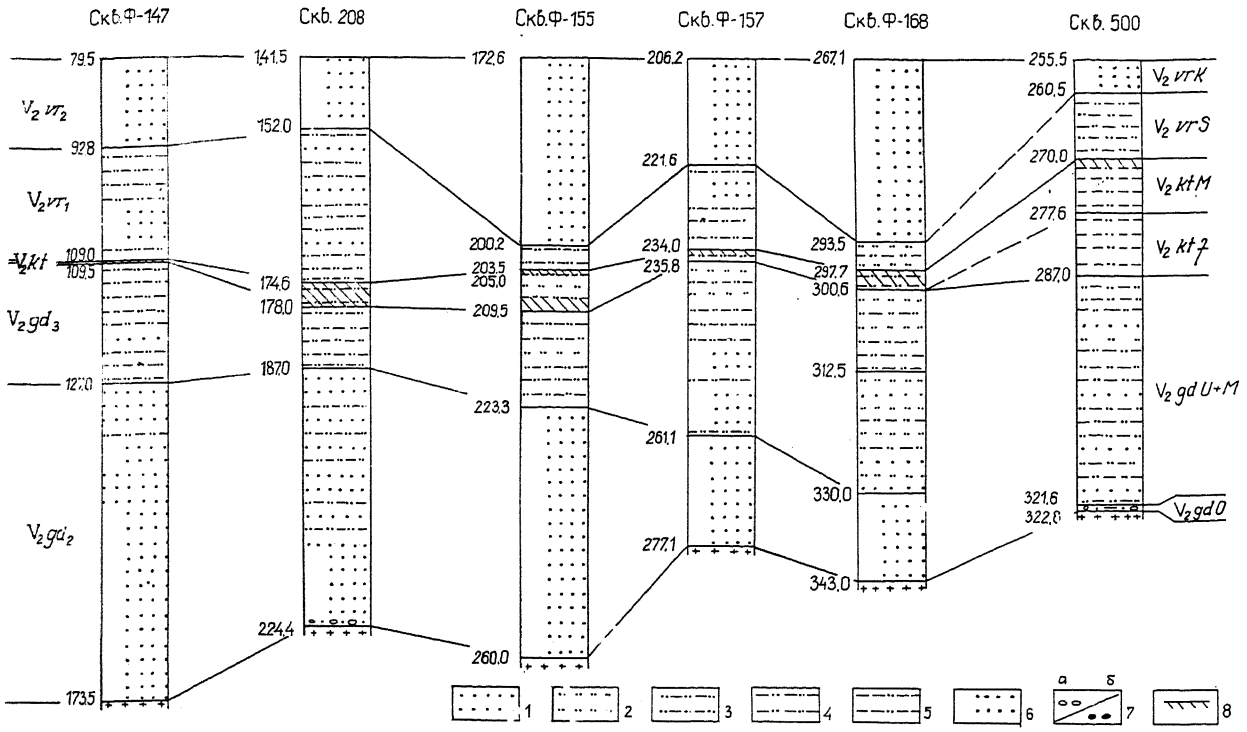


Рис.3.2.2. Сопоставление верхневендских отложений по линии скважин Кандле (Ф-147) - Веневере (500). Условные обозначения к рис. 3.2.2...3.2.4 и 3.3.1...3.3.3: 1 - песчаник; 2 - алевролит; 3 - пелитовый алевролит; 4 - алевритовая глина; 5 - алевритистая глина; 6 - керн в виде бурового шлама; 7 - гальки нефосфатизированных (а) и фосфатизированных (б) пород; 8 - следы выветривания.

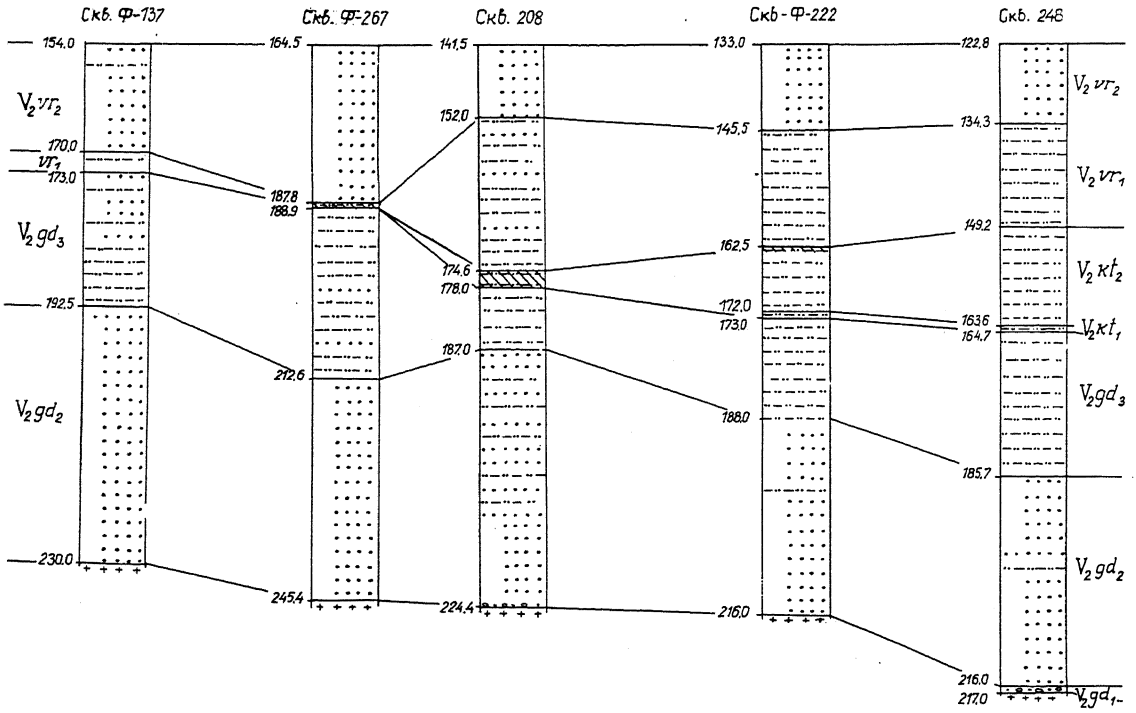


Рис. 3.2.3. Сопоставление верхневендских отложений по линии скважин Каритса (Ф-137) - Кестла (246). Условные обозначения см. рис. 3.2.2.

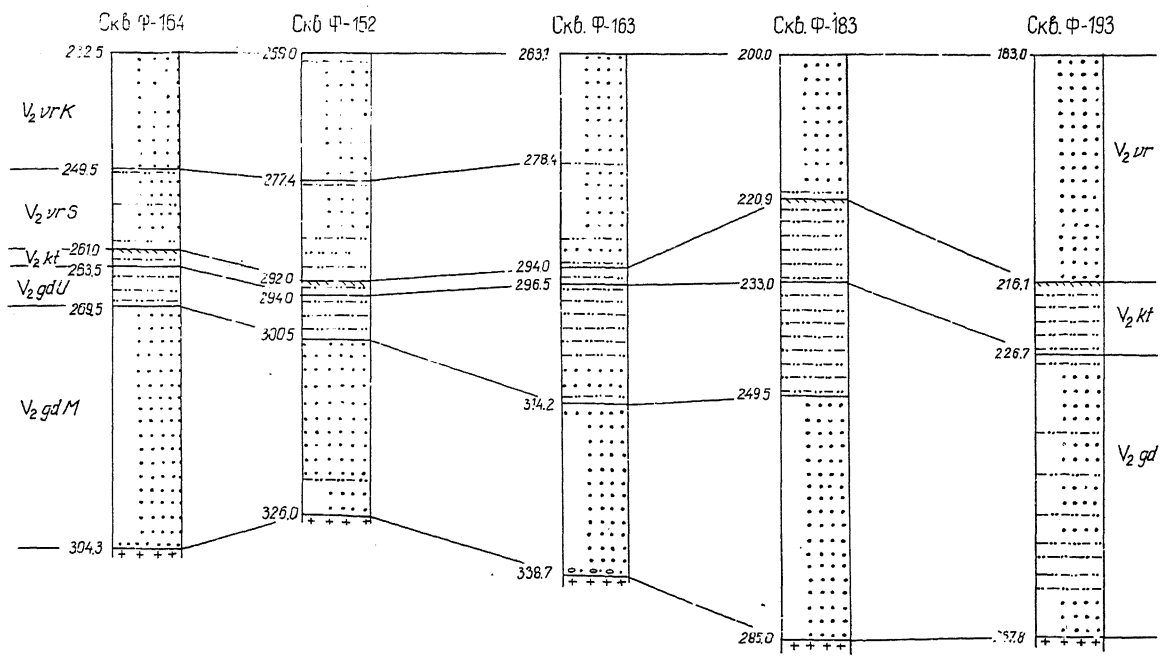


Рис. 3.2.4. Сопоставление верхневендских отложений по линии скважин Моэ (Ф-164) - Сиртси (Ф-193). Условные обозначения см. рис. 3.2.2.

метра до первых метров. На склонах поднятий (Ассамалла, Ульясте, Сонда) мощность пачки микстолитов местами возрастает до 13 м и более (скв. Ф-253). Важно отметить, что в районе локальных поднятий покрывающими отложениями этих базальных образований могут служить, кроме молдоваских песчаников, также пестроцветные алевролиты уускюлаской пачки (скв. Ф-229 и скв. Ф-251) или сероцветные глинистые породы котлинской свиты (скв. Ф-230, Ф-226, Ф-189 и т.д.), или даже пестроцветные глины и алевролиты воронковской свиты (скв. Ф-253). Это обстоятельство позволяет рассматривать образования данной пачки в районе локальных структур как разновозрастные и дать им прежде всего генетическое, а не строго стратиграфическое содержание (Mens, Pirrus, Puura , 1981). Вне локальных структур покрывающими отложениями являются всегда слабосцементированные полиминеральные песчаные породы молдоваской пачки. Это однозначно свидетельствует о формировании оруских отложений именно в начальную стадию верхневалдайского этапа осадконакопления.

Микстолиты оруской пачки по гранулометрическому составу обычно гравийно-глинистые: в них преобладают гравийные зерна ($\geqslant$ 1 мм) и глинистые частицы ($\leqslant$ 0,01 мм). Материал остальных фракций обнаруживается спорадически. Грубообломочные зерна преимущественно кварцевого состава, реже встречаются полевые шпаты и обломки пород фундамента. Среди глинистых минералов преобладает каолинит.

Следующая - молдоваская пачка, сложена, в основном, слабосцементированными разнозернистыми полиминеральными песчаниками, содержащими малочисленные (мощностью до 10 м) прослои гравелитов и пестроокрашенных глин. В минеральном составе песчаников породообразующими являются кварц (до 60 %) и полевые шпаты (до 40 %), к которым послойно, особенно в мелкозернистых разностях, прибавляется до 20 % слюд (мусковит, биотит). Степень окатанности зерен средняя, нередко и слабая, что указывает на незначительную обработку исходного кластогенного материала при транспортировке и седиментации. Текстура песчаников горизонтально- или косослоистая, выраженная чередованием разноразмерных, изредка разного состава прослоев. В более тонкозернистых разностях плоскости наслоения покрыты обычно листочками слюд или глинистыми пленками.

Отложения молдоваской пачки залегают либо на микстолитах оруской пачки, либо - при отсутствии последних в разрезе - непосредственно на породах кристаллического фундамента. Нижняя граница пачки всегда четкая и, в первом случае, проводится по изменению степени отсортированности пород, нередко отражающемуся и в их окраске. Мощность пачки колеблется от 10 до 40 м, имея прямую отрицательную корреляцию с мощностями вышележащей уускюлаской пачки, которой она частично замещается по латерали.

Уускюлаская пачка представлена комплексом переслаивания пестроокрашенных полиминеральных алевролитов и глин с волнисто-слоистой текстурой. На плоскостях наслоения, наряду с листочками слюд, нередки и присыпки гравийного и песчаного материала. При этом частота таких поверхностей и количество крупнозернистого материала на склонах локальных поднятий (Ульясте, Ассамалла) возрастают.

Нижняя граница, совпадающая с уровнем замены господствующих песчаников глинисто-алевролитовыми породами, устанавливается сравнительно легко.

Верхняя граница уускюлаской пачки и, тем самым, гдовской свиты, проводится, главным образом, по исчезновению пестроцветности на уровне замещения волнисто-слоистых глин и алевролитов слабоотсортированными, отчасти массивными глинами и алевролитами котлинской свиты. Затруднения в проведении этой границы возникают в тех разрезах, где сероцветные котлинские породы выпадают. В этих разрезах, в верхах уускюлаской пачки или непосредственно на ее верхней границе, иногда наблюдаются следы обохривания (скв. Ф-182, Ф-222, Ф-223, Ф-181 и т.д.), которые в сочетании с прослоями глин, имеющих тонкослоистую линзовидную текстуру, дают основание сделать вывод, что в окрестностях перечисленных разрезов обнаруживается перерыв, соответствующий времени отложения ляминаритовых глин котлинской свиты в юго-восточной части описываемой территории. В вышележащих отложениях воронковской свиты тонколенточные прослои глин, как правило, уже не наблюдаются.

Мощность уускюлаской пачки на данной территории меняется от 25 до 5 м, уменьшаясь с востока на запад.

Котлинская свита

Рассматриваемое подразделение сложено, в основном, сероцветными алевритовыми глинами с тонколенточными пленками органического вещества на плоскостях наслоения и конкрециями сидерита. Только в базальной части свиты, а также в зоне ее выклинивания (которая расположена на рассматриваемой территории), породы становятся более грубозернистыми, слабоотсортированными, массивными, и характерная ленточная текстура обнаруживается лишь в отдельных слоях. Изредка в них появляется и неясно выраженная пестроцветность.

Отложения котлинской свиты единственные из валдайских образований рассматриваемого района имеют палеонтологическую характеристику. Фитоостатки представлены водорослями Vendotaenia antiqua Gn.c четырьмя формами. Aataenia reticularis Gn,акритархами рода Leiosphaeridia и нитчатыми водорослями Leiothrichoides typicus Hermann и Oscillatorites sp(Волкова, 1968; Гниловская, 1979; Пашкявичене, 1980).

Мощность свиты составляет на восточной окраине изучаемой площади более 15 м и постепенно уменьшается к западу до полного выклинивания в районе Хальяла (рис. 3.2.3.).

Нижняя граница свиты в большинстве случаев имеет переходный характер и проводится в настоящее время по исчезновению красноцветных пятен и полос, по появлению характерной тонколенточной структуры в глинистых прослоях, по наличию органических пленок на плоскостях наслоения и конкреций сидерита. Проведение этой границы вызывает затруднение в зоне выклинивания свиты, где перечисленные признаки ослабевают и маскируются наложенным обохриванием и где среди глинистых пород появляются прослои алевролитов или даже песчаников (скв. Ф-155). Верхняя граница свиты четкая и маркирована корой выветривания (Менс, Пиррус, 1969, 1970). Нередко в зоне выклинивания свиты под воронковскими образованиями наблюдаются трещины усыхания глубиной до 15 см (скв. Ф-252).

По соотношениям типов пород и их текстурным особенностям в разрезе котлинской свиты описываемого района обособляются две пачки: яамаская (нижняя) и мерикюлаская (верхняя). Отложения самой верхней пачки котлинской свиты - лаагнаской - на этой территории не распространяются.

Яамаская пачка сложена преимущественно сероцветными массивными алевролитами и глинами. Последние имеют либо тонколенточную структуру, либо массивную. В породах пачки встречаются

также небольшие конкреции сидерита и немногочисленные пленки органического вещества, но они не характерны для данного подразделения. В зоне выклинивания вся котлинская свита представлена обычно только отложениями яамаской пачки, которые на всю мощность окрашены в бурые, фиолетовые и желтые тона, свидетельствующие о воздействии на эти глины агентов вторичного окисления.

Вышележащая мерикюлаская пачка является характерным подразделением котлинской свиты. Она сложена тонколенточными алевритовыми глинами, включающими многочисленные пленки органического вещества и конкреции сидерита. Только на склонах локальных поднятий среди алевритовых глин местами обнаруживается прослой гравелитов мощностью до 4 см (скв. Ф-191). В верхах мерикюлаской пачки на всей рассматриваемой территории развита кора выветривания (Менс, Пиррус, 1969, 1970), имеющая максимальную мощность (11 м) в разрезе скважин Ф-232. В коре выветривания сидерит превращен в гетит, отмечены и некоторые другие изменения, подробнее рассмотренные в упомянутых выше публикациях.

Воронковская свита

Верхняя часть валдайского разреза, представляющая собой отложения регрессивной фазы верхневалдайского цикла осадконакопления, выделена в воронковскую свиту (Менс, Пиррус, 1971). Отложения воронковской свиты имеют на рассматриваемой территории широкое развитие, отсутствуя лишь на сводах Ульястеского (скв. Ф-235) и Ассамаллаского (скв. Ф-162, Ф-254, Ф-255) поднятий. Свита залегает трансгрессивно на разновозрастных отложениях, на локальных поднятиях вплоть до пород кристаллического фундамента (скв. Ф-188). На большей части площади она залегает на глинистых, нередко выветрелых породах котлинской свиты. Западнее линии выклинивания котлинской свиты подстилающими образованиями воронковской свиты являются пестроокрашенные глины и алевролиты уускюлаской пачки гдовской свиты. Хотя отложения воронковской свиты и отделены от подстилающих глин котлинской свиты хорошо выраженной поверхностью перерыва, они сохраняют с глинами тесную генетическую связь как в структурно-палеогеографическом, так и в литогенетическом аспектах (Менс, Пиррус, 1969, 1970, 1971, 1974).

Нижняя граница свиты в большинстве случаев четкая и только в зоне залегания на внешне сходных алевролитах и глинах уускюлаской пачки, которые содержат обохренные полосы и прослои глин с тонкослоистой текстурой, однозначное проведение этой границы иногда вызывает затруднения. Существенную помощь в расчленении их в данном случае оказывают минералогические данные: гдовские отложения характеризуются поликомпонентным составом (кварц-полевые шпаты-слюды или кварц-полевые шпаты), в то время как воронковские - чисто кварцевым или кварц-мусковитовым. Однако, как показали наблюдения последних лет, именно в рассматриваемом районе базальные слои воронковской свиты нередко содержат заметное количество зеленого биотита и полевых шпатов, заимствованных от гдовской свиты. Это иногда затрудняет проведении границы свит.

Верхняя граница воронковской свиты всегда четкая: свита перекрывается глауконитсодержащими породами кембрия, включающими нередко в своем основании гальки подстилающих пород.

Мощность воронковской свиты заметно варьирует (от 15 до 35 м), особенно вблизи локальных структур и на склонах, до полного выклинивания на сводах поднятий Ульясте и Ассамалла. В общем плане мощность уменьшается с запада на восток и юго-восток.

На основе литологических особенностей свита подразделяется на две пачки: сиргаласкую (внизу) и каннукаскую (вверху).

Сиргалаская пачка представлена комплексом переслаивающихся пестроокрашенных алевролитов и глин, содержащих маломощные прослои и линзы кварцевых песчаников. На плоскостях наслоения нередки присыпки кварца песчаной и гравийной размерности, а также листочки слюд. Среди последних преобладающим является мусковит, но в нижней части встречаются и чешуи зеленого биотита. Окраска глинистых и алевритовых пород красно-бурая, фиолетовая, серая и желтая (обохренная). Все эти цвета обычно тусклые, и они тесно переплетаются между собой, иногда в сложных сочетаниях. При этом более выдержанные уровни обохривания наблюдаются в разрезах на склонах Ульястеского поднятия, там же и грубозернистого кластогенного материала на плоскостях наслоения больше, чем в соседних разрезах. Мощность пачки колеблется значительно - от нескольких метров до 30. При этом наибольшие мощности наблюдаются на западе и на севере, в то время как в южной и восточной частях территории мощности сокращены (рис. 3.2.2 и 3.2.4).

Каннукаская пачка сложена слабосцементированными и хорошо отсортированными почти белыми кварцевыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, содержащими только единичные прослои разноокрашенных глинистых пород, аналогичных подстилающим отложениям сиргалаской пачки. Местами наблюдается карбонатный цемент пойкилокластического типа.

Мощность пачки значительно колеблется (от 4 до 14 м) от разреза к разрезу и явно находится в отрицательной корреляции с мощностью подстилающей сиргалаской пачки, поскольку по существу граница между сиргалаской и каннукаской пачками переходная и проводится по смене песчаных и глинисто-алевритовых пород в разрезе.

3.3. Кембрий

Кембрийские отложения имеют на данной территории почти повсеместное распространение - они отсутствуют только местами на берегу Финского залива (скв. Ф-134) из-за последующей денудации. Залегают эти отложения на образованиях валдайской серии, за исключением сводов самых высоких локальных поднятий (Ульясте, Ассамалла), где они подстилаются непосредственно породами кристаллического фундамента.

Трансгрессивное залегание и значительное стратиграфическое несогласие (отсутствует весь ровенский горизонт нижнего кембрия) обуславливает весьма четкий контакт между вендом и кембрием. Характер этого рубежа и критерии его проведения в Северной Прибалтике подробно описаны К.А.Менс и Э.А.Пиррусом (1971) и вкратце сводятся к следующему. Нижняя граница кембрия проводится по подошве пачки переслаивания зеленовато-серых гидрослюдистых глин и слабосортированных глауконитсодержащих песчаников, включающих остатки кембрийских организмов и нередко содержащих в своем основании гальки темных фосфатизированных алевролитов и зеленовато-серых глин.

На схеме структурно-фациального районирования кембрия Прибалтики описываемый район попадает, в основном, в пределы Северо-Прибалтийского района, где весь разрез кембрия представлен лишь отложениями нижнего отдела (Брангулис и др., 1974). И хотя в литературе появились мнения о верхнекембрийском возрасте нижней части разреза фосфоритоносных отложений данной территории (Попов, Хазанович, 1985; Боровко, Сергеева, 1985), авторами вся толща фосфоритоносных отложений рассмотрена в составе каллавереской свиты пакерортского горизонта нижнего ордовика(см. раздел 3.4) из-за отсутствия палеонтологических исследований по площади и надежных литостратиграфических критериев такого расчленения. Отложения юлгазеской свиты верхнего кембрия, надежно выделяемые в районах западнее РФР (Волкова, 1982), на описываемой площади пока четко не зафиксированы.

Согласно стратиграфической схеме кембрийских отложений Прибалтики (Решения ..., 1978) разрез нижнего кембрия рассматриваемой площади расчленяется на лонтоваскую свиту одноименного горизонта, на люкатискую и тискрескую свиты талсинского горизонта и на вакискую свиту вергальского горизонта (табл. 3.3.1.).

Мощность нижнекембрийских отложений сравнительно выдержанная (около 90-100 м), лишь немного увеличивается с юга на север.

На своде Ассамаллаского поднятия мощность кембрия уменьшается до 80 м.

Покрывающими отложениями на большей части территории являются фосфоритоносные породы ордовика, а на предглинтовой равнине - четвертичные.

Лонтоваский горизонт. Лонтоваская свита

Господствующими породами в составе свиты являются глины, к которым в низах подразделения присоединяются в заметном количестве прослои песчаников. По соотношениям типов пород в составе лонтоваской свиты выделены четыре пачки (снизу вверх): сямиская, махуская, кестлаская и таммнеэмеская (Менс, Пиррус, 1977), причем образования таммнеэмеской пачки развиты только западнее изучаемой площади (рис. 3.3.1 и 3.3.3).

Сямиская пачка, мощностью в большинстве от 10 до 20 м, сложена комплексом переслаивания зеленовато-серых глин и неотсортированных песчаников, реже алевролитов.

Вышезалегающая махуская пачка мощностью в среднем около 20 м сложена преимущественно сероцветными алевритовыми глинами, содержащими многочисленные пленки и присыпки алевритового материала на плоскостях наслоения и, изредка, отдельные прослои алевролитов или мелкозернистых песчаников.

Кестлаская пачка сложена пестроокрашенными глинами, мощность пачки на большей части территории более 30 м. В нижней части пачки преобладают зеленовато-серые тона, на фоне которых встречаются фиолетовые пятна и полосы. В верхней части появляются интенсивно окрашенные красно-бурые разновидности, которые чередуются почти в равных количествах с зеленовато-серыми глинами. В районе Ульясте нижняя часть кестлаской пачки окрашена в красно-бурые тона более интенсивно, чем ее верхняя часть.

Переходы между пачками обычно постепенные, и эти подразделения устанавливаются по смене основного литологического характера пород. На рубеже махуской и кестлаской пачек, иногда также и внутри последней (в ее верхней половине), наблюдаются полосы обохривания пород и наличие вблизи

Таблица 3.3.I

Стратиграфическая схема нижнекембрийских отложений

Горизонт	Серия	Свита	Пачка
Раусвеский	Айсчайская		
Вергальский		Вакиская ($\epsilon_1 vK$)	
		Тискреская ($\epsilon_1 ts$)	Раннамыйзаская ($\epsilon_1 ts R$)
			Какумягиская ($\epsilon_1 ts K$)
Талсинский	Лиивская	Люкатиская ($\epsilon_1 lK$)	
		Лонтоваская	Кестлаская ($\epsilon_1 lnK$)
Лонтоваский	Балтийская		Махуская ($\epsilon_1 lnM$)
			Сямиская ($\epsilon_1 lnS$)
Ровенский			

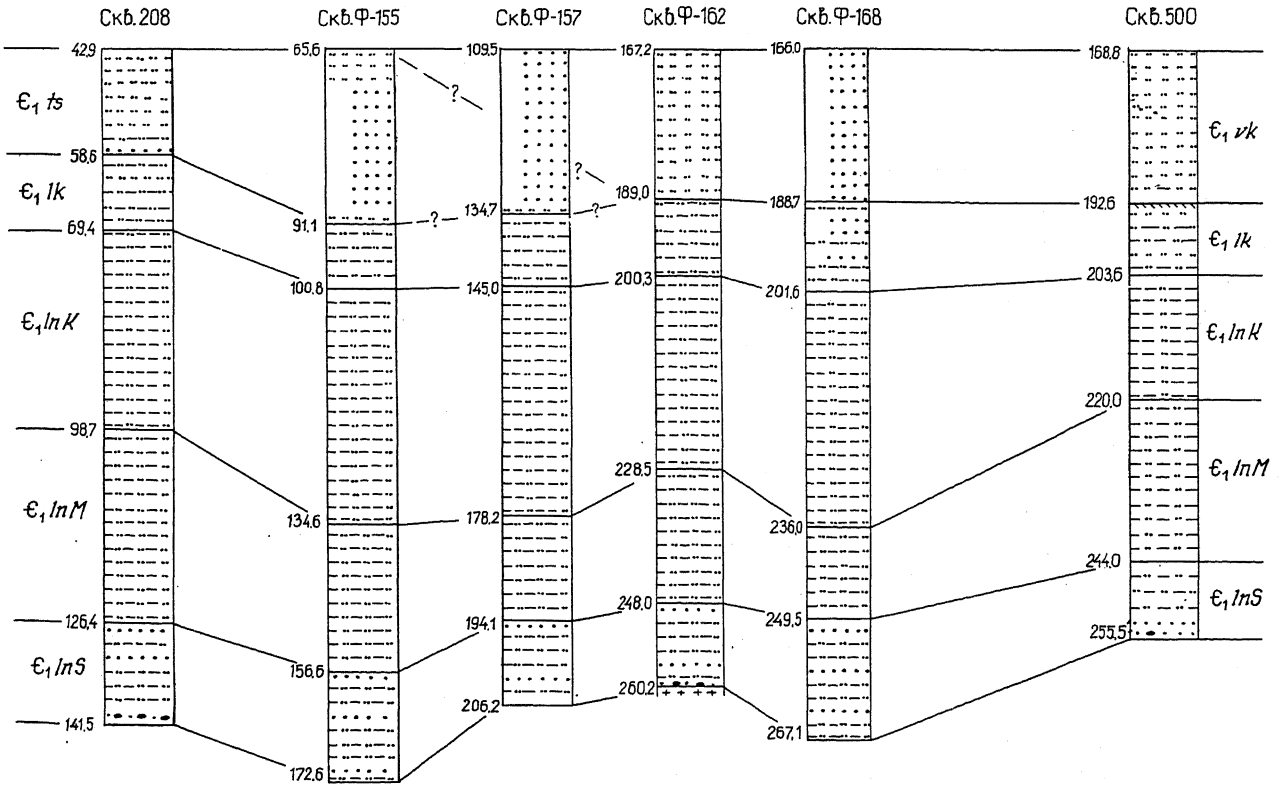


Рис. 3.3.I. Сопоставление нижнекембрийских отложений по линии скважин Эссу (208) - Веневере (500). Условные обозначения см. рис. 3.2.2.

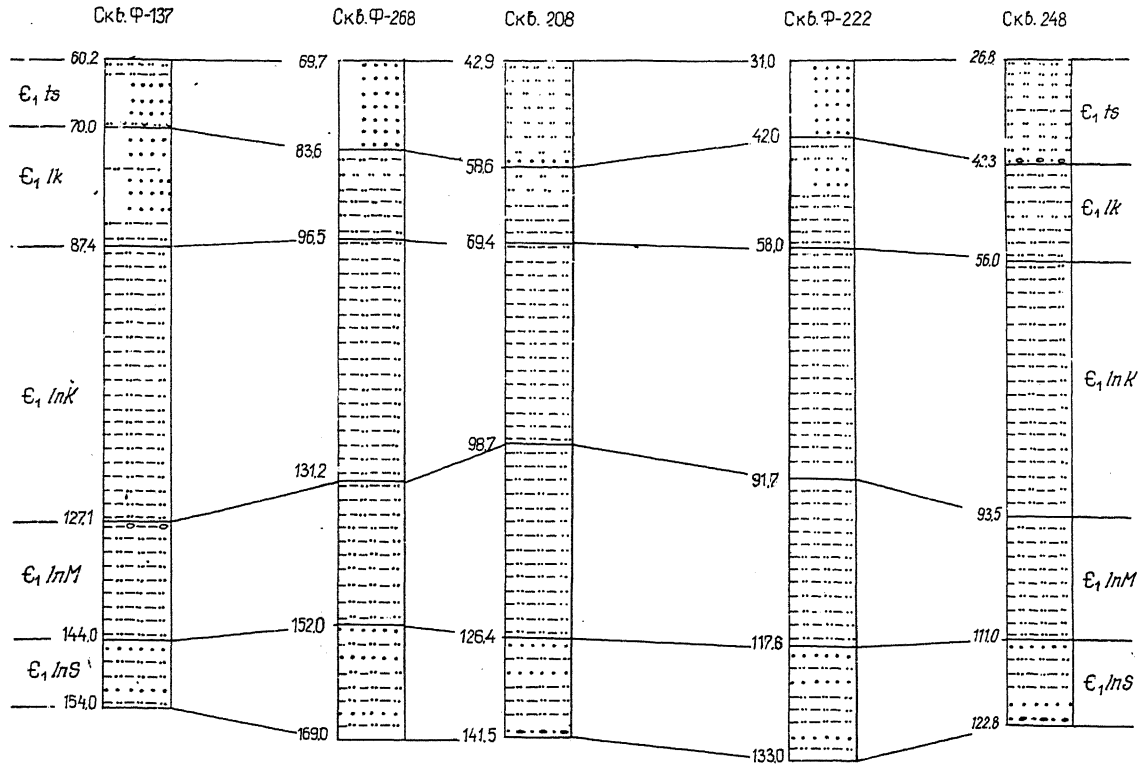


Рис. 3.3.2. Сопоставление нижнекембрийских отложений по линии скважин Кариста (Ф-137) - Кестла (248). Условные обозначения см. рис. 3.2.2.

них линзо- или карманообразных углублений, заполненных крупными зернами кварца и глауконита в глинистой основной массе. В глинистом компоненте лонтоваских глин всегда господствуют гидрослюды с постоянной примесью хлорита и, реже, каолинита. Последний в ощутимом количестве характеризует только базальные слои, а особенно песчаники свиты. Кластогенный компонент крупноалевритовой размерности в глинах характеризуется полиминеральным составом (кварц, полевые шпаты и слюды), в то время как эта фракция песчаников обычно полевошпатово-кварцевого состава. Из аутигенных минералов постоянно присутствуют глауконит и пирит.

Мощность самой свиты и ее отдельных пачек довольно выдержана по всей данной территории, колеблясь в пределах 55–75 м.

Нижняя граница свиты и кембрия, помимо палеонтологических показателей и изменения литологического характера пород, четкая также по минералогическим критериям. Так, кластогенный компонент крупного алеврита лонтоваских пород всегда менее зрелый как по породообразующим, так и по акцессорным минералам, чем у подстилающих мономинеральных кварцевых отложений воронковской свиты. Глинистый компонент лонтоваских пород (за исключением базальных песчаников) характеризуется гидрослюдистым составом, а воронковских - выдержанной гидрослюдисто-каолинитовой ассоциацией.

Палеонтологически нижняя граница кембрия резкая. Различия в составе окаменелостей в пограничных слоях, как и палеонтологическая характеристика самой лонтоваской свиты подробно даны в ряде работ (Менс, Пиррус, 1971, 1977, 1979; Волкова, 1968, 1973; Пашкявичене, 1980). По данным этих исследователей для свиты наиболее характерными окаменелостями являются Platysolenites antiquissinus Eichw., P. lontowa Öpik, P. spiralis Posti. (Sabellidites cambriensis Yan.) Aldanella kunda (Öpik), Granomarginata squamacea Volk., G. prima Naum, Leiomarginata simplex Naum. и Tasmanites tenellus Volk.

Добавим лишь, что по отсутствию на данной территории ряда характерных окаменелостей в низах (представителей рода Teophipolia) и в верхах (Platysolenites spiralis Posti) сви-

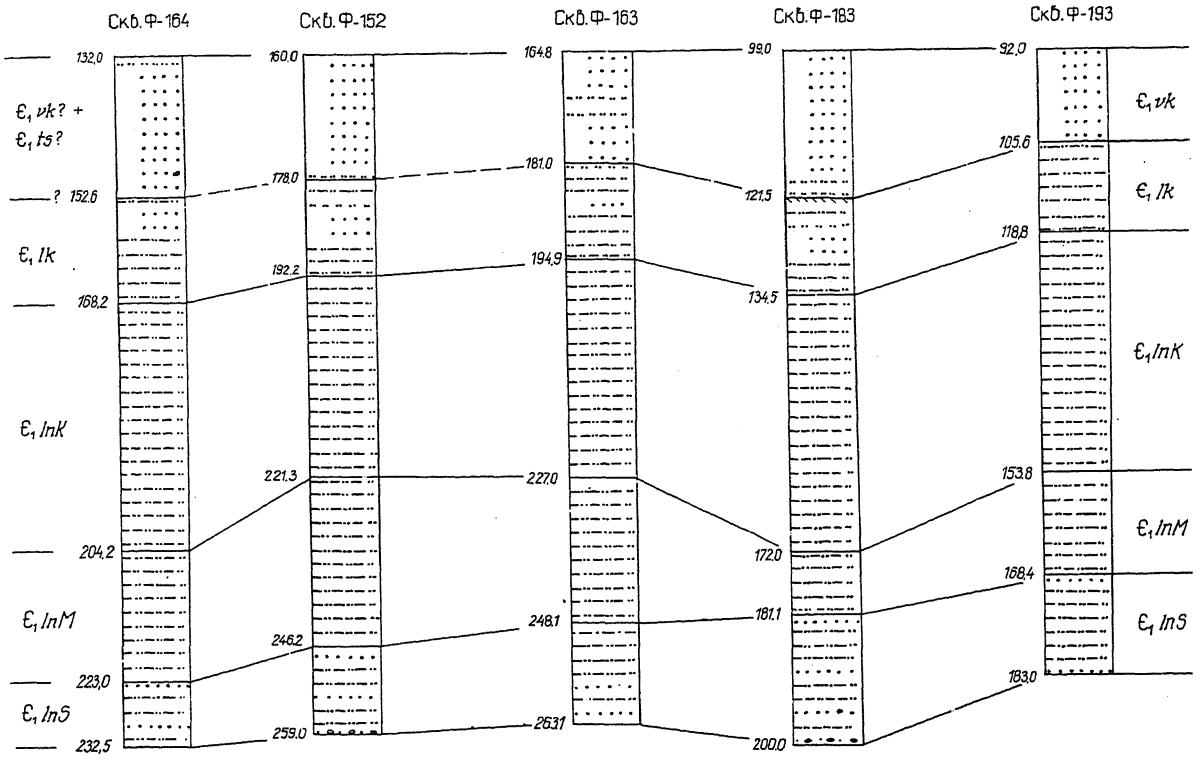


Рис. 3.3.3. Сопоставление нижнекембрийских отложений по линии скважин Моэ (Ф-164) - Сиртси (Ф-193). Условные обозначения см. рис. 3.2.2.

ты можно заключить, что лонтоваский горизонт представлен не полностью, несмотря на большие и выдержанные мощности отложений этого возраста.

Рассматриваемая территория является стратотипической местностью лонтоваских отложений. Стратотипическим разрезом лонтоваской свиты и ее трех нижних пачек является обнажение в верхнем карьере Кундаского цементного завода, дополненное скважиной, пробуренной со дна карьера до подстилающего вендского комплекса (Менс, Пиррус, 1977). Глины лонтоваской свиты используются как сырье для цемента в Кунда и как сырье для кирпича и грубой керамики в Азери.

Талсинский горизонт
Люкатиская свита

Люкатиская свита включает тонкозернистые отложения ливского этапа осадконакопления (Решения .... 1978, Менс, 1981). Строение свиты сравнительно монотонное, на больших площадях она повсеместно представлена переслаивающимся комплексом зеленовато-серых глин и серых алевролитов мощностью 8-16 м. Мощность увеличивается с юга на север. В нижней половине свиты всегда явно преобладают глинистые породы (более 70 %), в верхней - эти два типа пород представлены почти в равных количествах. Слои глин и алевролитов имеют обычно мощность 10-30 см. В горизонтальном направлении эти слои часто выклиниваются, образуя плоские линзы. Алевролиты преимущественно крепко сцементированы карбонатным цементом базального или пойкилокластического типов. На верхней поверхности прослоев нередко наблюдаются знаки ряби, а на нижней - слепки трещин усыхания, обильные следы жизнедеятельности илорающих организмов и другие признаки мелководья.

По минеральному составу как кластогенного, так и глинистого компонентов люкатиские отложения близки к лонтоваским. Так, кластогенный компонент крупного алеврита либо олигомиктовый (кварц, полевые шпаты), либо полиминеральный (кварц, полевые шпаты, слюды). Глинистый

компонент отложений гидрослюдистый с постоянной примесью хлорита и каолинита. Отложения содержат в заметном количестве также глауконит, который в нижней части свиты концентрируется нередко в 0,5-1-сантиметровые прослои и линзы глауконитового песчаника.

Люкатиские отложения залегают на размытой поверхности лонтоваской свиты. На контакте этих свит нередко наблюдаются линзы конгломерата, содержащего, в основном, гальки фосфатизированных терригенных пород (Лоог, Менс, Мюрисепп, 1966; Менс, Пиррус, 1975 и др.). При отсутствии конгломерата в основании люкатиской свиты, ее нижняя граница легко проводима по появлению Volborthella tenuis (Schm.) и Luekatiella (in lit.).

Кроме названных окаменелостей в люкатиских отложениях изучаемого района найдены Mickwitzia monilifera (Linnars.), фрагменты трилобита, брахиоподов и единичные остатки платисоленитид. Акритархи люкатиской свиты на данной территории определены по разрезам Кунда (Лонтова) и Ульясте и представлены характерными формами люкатиского комплекса: Baltisphaeridium cerinum Volk., B. dubium Volk., B. orbiculare Volk., B. ornatum Volk., B. papillosum Volk., B. sp., Tasmanites bobrowski Waz., T. volkovae Kirjasov., Leiomarginata simplexe Naum., Granomarginata squamacea Volk., Archaeodiscina, umbonulata Volk., Leiosphaeridia sp., Micrhystridium tornatum Volk., M. pallidum Volk. (Волкова, 1968; Янкаускас, Пости, 1973).

Тискреская свита

Тискреская свита, представляющая собой верхний член разреза отложений ливского этапа осадконакопления, сложена сравнительно однородной толщей светло-серых крупнозернистых алевролитов, переходящих местами в мелкозернистые песчаники, в частности, в низах свиты. Глинистые породы встречаются редко; более часты прослои зеленовато-серых пелитовых алевролитов, которые, переслаиваясь с массивными крупнозернистыми алевролитами, обуславливают слоистое строение свиты.

По текстурам, в меньшей степени по структурным особенностям пород, тискреская свита расчленяется на две пачки: какумягискую (внизу) и раннамыйзаскую (вверху).

Какумягиская пачка сложена, в основном, слабосортированными алевритовыми породами. Роль песчаных и глинистых пород в составе пачки меняется от разреза к разрезу. Для низов какумягиской пачки характерен карбонатный цемент пойкилокластического типа, обуславливающий при выветривании на поверхности породы гороховидный облик. Текстура какумягиской пачки линзовидно-слоистая, маркированная изменением зернистости слагающих пород и глинистыми пленками на поверхностях наслоения. Алевролиты и песчаники нередко содержат много дисперсного материала.

Раннамыйзаская пачка характеризуется более спокойной, обычно отчетливо выраженной грубой горизонтальной слоистостью. Состав раннамыйзаских пород более однороден, материал лучше отсортирован, чем в отложениях какумягиской пачки. По минеральному составу крупного алеврита раннамыйзаские алевролиты обычно более зрелые, чем какумягиские, как по породообразующим, так и по акцессорным минералам (Менс, Пиррус, 1977). Глауконит встречается в обеих пачках, как и пирит. Много конкреций пирита приурочено к верхам тискреской свиты при ее залегании непосредственно под отложениями ордовика.

В общем переход между этими пачками постепенный и двучленное деление свиты осуществимо, в основном, только в полосе выхода на дневную поверхность, так как из-за слабой цементации тискреских алевролитов при бурении они обычно извлекаются только в виде шлама.

Нижняя граница тискреской свиты проводится по поверхности перерыва, на уровне которой проходит смена господства глинистых пород на песчано-алевритовые. Местами эта поверхность маркирована линзами т.н. миквициевого конгломерата, содержащего наряду с алевритовыми галькаами разноокатанные раковины беззамковых брахиопод. Эта граница четкая и минералогически, в частности, тискреские породы характеризуются явным преобладанием турмалина среди прозрачных аллотигенных тяжелых минералов, в то время как люкатиские - циркона.

Остатки скелетной фауны приурочены, в основном, к линзам миквициевого конгломерата и представлены, по данным карьера Кунда и обнажениям на р.Кунда и Мустаметса, беззамковыми брахиоподами Mickwitzia monilifera (Linnars.), Mickwitzia formosa (Wiman), M. concentrica Gorjanski , детритом брахиопод и фрагментами трилобитов. Из ихнитов наиболее типичны представители Diplocraterion (Öpik, 1933; Мюрисепп, 1962; Горянский, 1969; Менс, Пиррус, 1977).

Акритархи плохой сохранности (кроме лейосферид) получены из пород какумягиской пачки обнажения Хийэмяги, расположенного на восточной части изучаемого района. Сообщество акритарх по набору видов близко к люкатискому комплексу, однако несколько обеднено по сравнению с последним (Янкаускас, Пости, 1976).

Мощность свиты варьирует в пределах от 10 до 20 м, но в разрезах скважин не всегда точно определима. Представляется, что на северной части ареала распространения тискреских отложений их мощность из-за предтремадокской денудации меньше, чем в центральной. На юго-востоке рассматриваемой территории тискреская свита, по всей вероятности, вообще смыта предайсчяйской денудацией.

Вергальский горизонт. Вакиская свита

Отложения этой свиты выделены на южной половине данной территории только по литологическим показателям, а в большинстве разрезов - весьма условно из-за незначительного выхода керна при бурении надлюкатиской части нижнего кембрия. Поводом для ее выделения послужили аналогичные с сопредельными площадями признаки: залегание на коре выветривания люкатиской свиты, невыдержанные циркон-турмалиновые соотношения и наличие ярко-бурого биотита-лепидомелана в группе прозрачных аллотигенных тяжелых минералов, находки пестроцветных слабофиолетовых глинистых уровней, присутствие вертикальных ихнитов типа Skolithos и прослоев, обогащенных плоскими гальками бледно-серой глины в надлюкатиской части кембрийского разреза скважин Ф-183, Ф-162, Веневере (500), Туду (318), Виру-Роэла (В-Р) и Эллавере (Э). К сожалению, из-за фрагментарности керна разграничение тискреской и вакиской свит, установление их мощностей и ареалов распространения на данной стадии исследования не осуществимо.

Мощность этой части разреза во всех перечисленных скважинах более 20 м. В скважинах Ф-183, Туду (318), Веневере (500) и Виру-Роэла эти отложения залегают на пестроокрашенных глинах (мощность 0,2-0,3 м) люкатиской свиты, рассматриваемых как нижняя зона субаэральной коры выветривания на этой свите. В скв. Эллавере наблюдается аномально сильная пиритизация в кровле подстилающей люкатиской свиты, а в скважинах Ф-162 и Ф-163 - трещины усыхания в верхах этой свиты.

Сложена вакиская свита, в основном, светло-серыми слабосцементированными крупнозернистыми алевролитами, содержащими до 45 % песчаных зерен и включающими единичные прослои пелитовых алевролитов, реже - алевритовых глин. Глинистые породы обычно тускло зеленовато-серые, реже бледно-фиолетовые. Послойно алевролиты хорошо сцементированы карбонатным цементом пойкилокластического типа. По минеральному составу породообразующих минералов крупного алеврита рассматриваемые отложения полевошпатово-кварцевые с содержанием полевых шпатов обычно меньше 20 %. Крупноалевритовая фракция глинистых пород содержит еще листочки мусковита и биотита до 10 %. Сравнительно часто обнаруживается в породах глауконит как в рассеяном виде, так и концентрированно на плоскостях наслоения. Тяжелая подфракция крупного алеврита, в отличие от тискреских отложений, характеризуется содержанием ильменита обычно более 10 % и почти равными количествами аллоти- и аутигенных минералов. Среди прозрачных тяжелых аллотигенных минералов преобладающими могут быть как циркон, так и турмалин. В составе этой группы еще сравнительно много рутила и измененных титанистых минералов. Постоянным компонентом, хотя и в незначительных количествах, является гранат.

3.4. Ордовик

В основании ордовика установлено существенное стратиграфическое несогласие: тремадокские отложения залегают на относительно ровной поверхности нижнего кембрия. Разрез ордовика весьма полный, представлен всеми ярусами общей шкалы и всеми горизонтами региональной схемы (табл. 3.4.1). По схеме общей фациальной зональности ордовикского Балтийского бассейна, существовавшего в центральной и западной частях Восточно-Европейской платформы, рассматриваемый район относится к северной или Эстонской (по Р.М.Мянниля, 1966) структурно-фациальной зоне, а по более детальной схеме - к внешней подзоне Восточно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны (Решения ..., 1978).

Таблица 3.4.I.

Схема стратиграфии ордовикских отложений РФР

Общая шкала		Региональная схема (I984) и индексы[1]		Местные подразделения и индексы[1]	
отдел	ярус	отдел	горизонт, подгоризонт	пачка	свита
верхний	ашгиллский	верхний (харьюский) (O_3)	поркуниский $F_{II}(O_3 pr)$	камарикуская $F_{II}K(O_3 prK = O_3 erK)$ тыреверескаяя $F_{II}T(O_3 prT = O_3 erT)$ сиугеская $F_{II}S(O_3 prS = O_3 erS)$ вохилайдская $F_{II}V(O_3 prV = O_3 erV)$ рёаская $F_{II}R(O_3 pr\ R = O_3 erR)$	эринаская $F_{II}er(O_3 er)$
			пиргуский $F_I c(O_3 prg)$ $E_I c^2$		адилаская $F_I c^2 ad(O_3 ad)$
					моэская $F_I c^1 mo(O_3 mo)$
			вормсиский $F_{II}B(O_3 vr)$		кыргессаареская $F_I bKr(O_3 Kr)$ / тудулиннаская $F_I btd(O_3 td)$
			набалаский $F_{II}(O_3 nb)$ $F_I a^2$		сауньяская $F_I a^2 sn(O_3 sn)$
			$F_I a^1$		паэкнаская $F_I a^1 pK(O_3 pK)$
средний	карадокский	средний (вирусский) (O_2)	раквереский $E(O_2 rK)$	тудуская $E'T(O_2 rKT = O_2 rgT)$ пийлсеская $E'P(O_2 rKP = O_2 rgP)$	рягавереская $D_{III}-E'rg(O_2 rg)$
			оандуский $D_{III}T(O_2 on)$	тырремягиская $D_{III}T(O_2 onT = O_2 rgTr)$	хирмузеская $O_2 hr$
			кейлаский $D_{II}(O_2 kl)$	саузская $D_{II}S(O_2 klS = O_2 klS)$ пяэскюлаская $D_{II}P(O_2 klP = O_2 klP)$ куртнаская $D_{II}K(O_2 klK = O_2 klK)$	кейлаская $D_{II}kl(O_2 kl)$
			йыхвиский $D_I(O_2 jh)$	мадизеская $D_I M(O_2 jhM = O_2 jhM)$ пагариская $D_I P(O_2 jhP = O_2 jhP)$ алувереская $D_I A(O_2 jhA = O_2 jhA)$	йыхвиская $D_I jh(O_2 jh)$
			идаве-реский $C_{III}(O_2 id)$ $C_{III}b$		вазавереская $C_{III}vs(O_2 vs)$
			$C_{III}a$	верхняя нижняя (кизувереская) $C_{III}K(O_2 idK = O_2 HK)$	татрузеская $C_{III}H(O_2 H)$
				пеэтриская $C_{II}P(O_2 KKP = O_2 VVP)$ майлаская $C_{II}M(O_2 KKM = O_2 VVM)$	

Общая шкала		Региональная схема (1964) и индексы[1]			Местные подразделения и индексы[1]	
отдел	ярус	отдел	горизонт, подгоризонт		пачка	свита
	ланделлский	Средний (вируский) O_2	кукрузеский $C_{II}(O_2 id)$		кивиылиская $C_{II}K(O_2 kkK = O_2 vvK)$	вийвиконнаская $C_{II}\,vv(O_2 vv)$
			ухакуский $C_I c(O_2 uh)$	$C_I c^2$	эрраская $C_I c^2 E(O_2 uhE = O_2 krE)$	кыргекаллаская $C_I c\,kr(O_2 kr)$
					пяртлиоргская $C_I c^2 P(O_2 uhP = O_2 krP)$	
					кольялаская $C_I c^2 K(O_2 uhK = O_2 krU)$	
				$C_I c^1$		
	ландейловский		ласнамягиский $C_I b(O_2 ls)$			вяоская $C_I a - C_I b\,vä(O_2 vä)$
			азериский $C_I a(O_2 as)$		оякюллаская $C_I aO(O_2 asO = O_2 asO)$	азерискаая $C_I a\,as(O_2 as)$
					маллаская $C_I aM(O_2 asM = O_2 asM)$	
		нижний (эландский) (O_1)	кундаский $B_{III}(O_1 kn)$	$B_{III}\gamma$	валгейыэская $B_{III}\gamma V(O_1 kn_3 V = O_1 lbV)$	напаская $B_{III}\,np(O_1 np)$
				$B_{III}\beta$	ныммевескискаая $B_{III}\beta N(O_1 knN = O_1 lbN)$	лообуская $B_{III}\,lb(O_1 lb)$
					утриаская $B_{III}\beta U(O_1 knU = O_1 lbU)$	
					вокаскаая $B_{III}\beta V(O_1 knV = O_1 s/V)$	силлаоруская
						II III III III II
	аренигский		волховский $B_{II}(O_1 vl)$	$B_{II}\gamma$	падаская $B_{II}\gamma P(O_1 vlP = O_1 slP)$	$B_{II-III}\,sl(O_1 sl)$
					кальвиская $B_{II}\gamma K(O_1 vl_3 K = O_2 tlK)$	тойлаская $B_{I-II}\,tl(O_1 tl)$
				$B_{II}\beta$	кюннапыхьяская $B_{II}\beta K(O_1 vl_2 K = O_2 tl_2 Kn)$	
					телинымеская $B_{II}\beta T(O_1 vlT = O_1 tlT)$	
				$B_{II}\alpha$	сакаскаая $B_{II}\alpha S(O_1 vlS = O_1 tlS)$	
			латорпский $B_I(O_1 lt)$	$B_I b$	пяйтеская $B_I bP(O_1 ltP = O_1 tlP)$	
					мяэкюлаская $B_I bM(O_1 ltM = O_1 ltM)$	леэтсеская $B_I\,lt(O_1 lt)$
				$B_I a$	йоаскаая $B_I aJ(O_1 ltJ = O_1 ltJ)$	
	тремадокский		ceратопигевый $A_{III}(O_1 cr)$			варангуская $A_{III}\,vr(O_1 vr)$
					тоолсеская $A_{III}T(O_1 crT = O_1 trT)$	тюрисалуская $A_{III}\,tr(O_1 tr)$
			пакеротский $A_{II}(O_1 pk)$		орасояская $A_{II}O(O_1 pkO = O_1 klO)$	
					суурыгиская $A_{II}S(O_1 pkS = O_1 klS)$	каллавереская $A_{II}\,kl(O_1 kl)$
					маардуская $A_{II}M(O_1 pkM = O_1 klM)$	

[1] В таблице приведены различные встречающиеся в публикациях и на геологических картах (в скобках) системы индексации стратиграфических подразделений. В научной литературе обычно применяется система, базирующаяся на индексах Ф. Шмидта (A_{II}, A_{III}, B_I и т.д.). Основой системы, используемой при геологической съемке, являются индексы региональных отделов (O_1, O_2, O_3). В обоих случаях вертикальным шрифтом помечены хроностратиграфические подразделения (региональные отделы, горизонты и подгоризонты), курсивом – литостратиграфические подразделения (свиты, пачки).

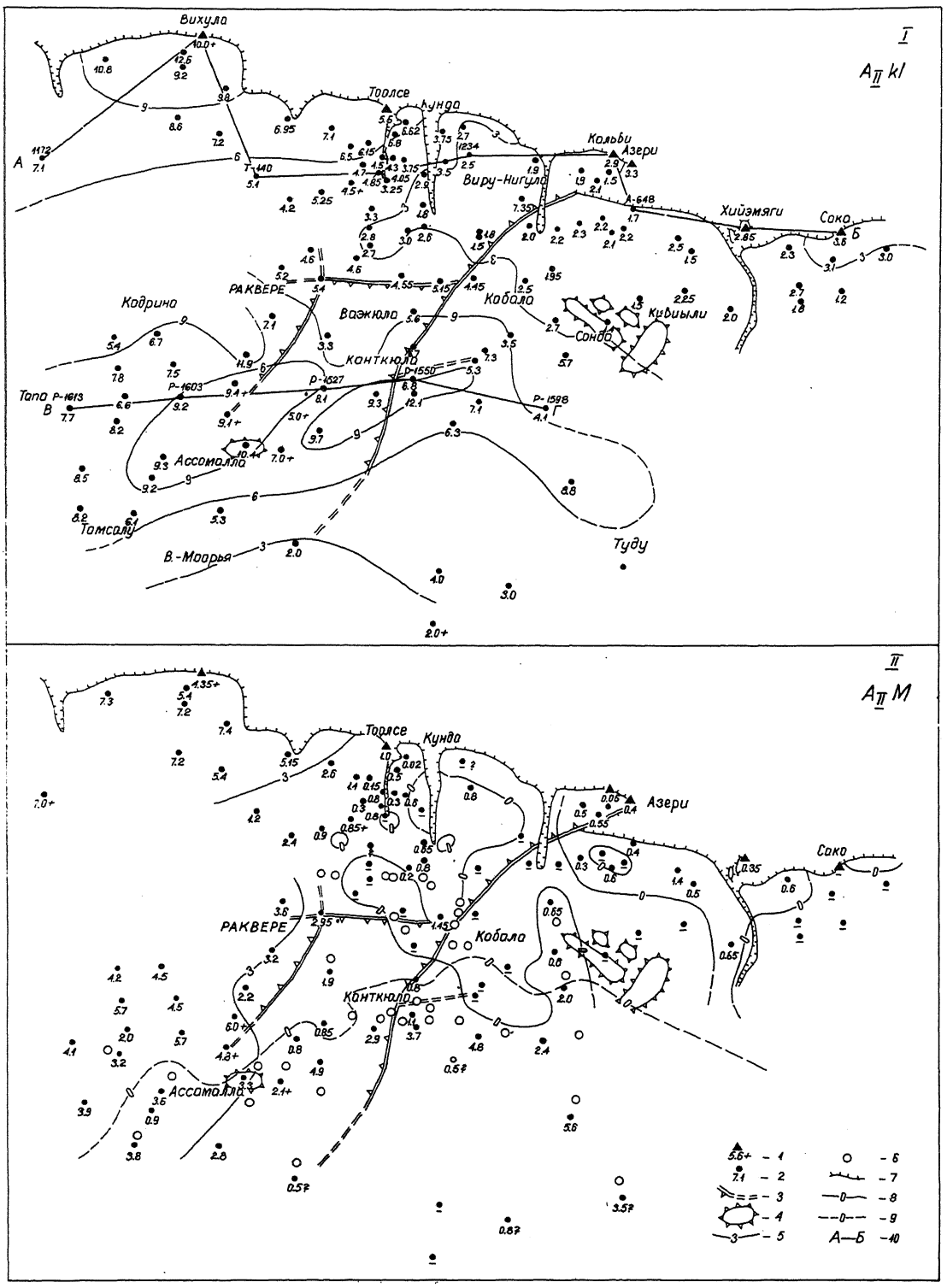


Рис. 3.4.I. Схемы мощностей каллавереской свиты (I) и маардуской пачки (II): I – обнажение, его название и мощность отложений (м); 2 – буровая скважина и мощность отложений (м); 3 – линейное тектоническое нарушение; 4 – куполовидная структура; 5 – изопахиты; 6 – песчано-карбонатные коррекции в маардуской и суур-йыгиской пачках; 7 – эрозионная граница распространения отложений; 8 – генетическая граница распространения отложений; 9 – линия выклинивания аргиллитов перекрывающей тоолсеской пачки; I0 – линия сопоставления разрезов (см. рис. 3.4.4).

Нижеследующее описание местных стратиграфических подразделений ордовика - свит и пачек (слоев) - приводится в последовательности региональных горизонтов, иногда с выделением дополнительно также традиционных в Северной Эстонии подгоризонтов (увязка с общей стратиграфической шкалой ордовика дана в табл. 3.4.I).

Пакерортский горизонт

Пакерортский горизонт в Ракверескоm фосфоритоносном районе представлен каллавереской свитой ("оболовые песчаники"), которая расчленена снизу вверх на маардускую, суурйыгискую и орасояскую пачки (табл. 3.4.I). Более подробное расчленение этих отложений по схеме, предложенной Х.Хейнсалу (I98I), по имеющимся материалам геологопоисковых и разведочных работ, использованных автором, пока затруднительно.

Мощность каллавереской свиты (и пакерортского горизонта в целом) колеблется в пределах от I,0 до I2,9 м (рис. 3.4.I), в том числе на месторождении Тоолсе - от I,5 до 8,0 м, на месторождении Азери - от I,0 до 3,5 м. Наибольшие мощности (более 9-I0 м) свиты обнаружены в районе Ассамаллаского поднятия и вблизи дер. Канткюла. К югу от последних мощность свиты быстро уменьшается до 2-3 м, а южнее пос. Вяйке-Маарья она,по-видимому, выклинивается.

Нижняя граница каллавереской свиты и всего ордовикского разреза характеризуется редкими следами размыва и отдельными трещинами в алевролитах тискреской свиты. В низах маардуской пачки залегает маломощный слой ракушняка оболид. В пределах Ракверескоro фосфоритоносного района, на площади распространения маардуской пачки, мощность слоя ракушняка колеблется от 0,5 см до 0,7-0,8 м.Иногда вместо ракушняка наблюдается тонкий слой песчаника, в котором створок раковин оболид больше, чем в вышезалегающей породе. Нередко на нижней границе залегает слой (до I0-I5 см, в Тоолсе до 30 см) граптолитового аргиллита или глины. В западной половине участка Ассамалла слой аргиллита или глины достигает наибольшей мощности - I,3-I,4 м. В нем залегают, в свою очередь, тонкие прослои кварцевого песчаника или алевролита. В разрезах, где маардуская пачка отсутствует (рис. 3.4.I), на алевролитах тискреской свиты залегают разнозернистые детритистые кварцевые или детритовые песчаники (изредка детрититы) суурйыгиской пачки. В таких разрезах нижняя граница свиты довольно четкая.

Во всех случаях при переходе из тискреской свиты в каллаверескую свиту в породах происходят следующие изменения: а) потемнение окраски; б) увеличение размеров зерен кварца; в) появление заметного количества фосфатного материала; г) почти полное исчезновение зерен глауконита и чешуек мусковита. Ниже, при характеристике состава фосфатоносных отложений использована литологическая классификация, разработанная автором совместно с К.Хазановичем (табл. 3.4.2., рис. 3.4.2).

Маардуская пачка преимущественно сложена фосфатоносными кварцевыми песчаниками и алевролитами обычно косослоистой текстуры. Фосфатный компонент представлен обломками створок беззамковых брахиопод - оболид. Наибольшим распространением пользуются фосфатоносные песчаники и алевролиты с содержанием детрита до I0 %. В детритистых песчаниках окрестностей Рягавере и Кабала содержание детрита I5-20 %. В песчанистых ракушняках, распространенных маломощным слоем в низах разреза пачки и в наиболее типичном виде в промышленной залежи Тоолсе, содержание частично раздробленных створок раковин и их детрита достигает 60-80 %. В детритистых песчаниках детрит обычно мелкий (0,25-2 мм), в ракушняках наиболее крупный и даже грубый. Детрит в маардуской пачке, в основном, автохтонный, образовавшийся после отмирания организмов, в результате несущественного переноса створок в прибрежной зоне бассейна, облома и дробления их тонкого переднего края (Раудсеп, Хазанович, I980).

Характерно для оболовых песчаников и алевролитов маардуской пачки наличие небольшого количества прослоев темно-коричневого граптолитового аргиллита или, реже, серой или буровато-серой глины, особенно вблизи нижней границы пачки, на что было указано выше. Прослои аргиллита и глины не встречены на месторождении Азери и у южной границы района.

Кластогенный компонент фосфатоносных пород маардуской пачки представлен почти мономинеральным кварцем крупноалевритовой и мелкопесчаной размерностей (табл. 3.4.3).

По данным К.К.Хазановича, биогенный фосфатный материал, в основном состоит из обломков створок оболид Obolus ingricus Eichw и Schmidtites celatus volb, более редко встречаются Obolus triangularis Mick и Obolus eichwaldi Mick. Из других групп фауны найдены граптолиты (род Dictyonema) и хиолительминты Torellella sp.

Таблица 3.4.2

Классификация литологических разновидностей фосфоритоносных отложений тремадока Прибалтийского бассейна
(Раудсеп, Хазанович, 1980)

№ на диаграмме рис. 3.4.2	Наименование породы	Содержание в % компонентов			Наличие на основных месторождениях		
		кварц	детрит	ракуша	Маарду	Тоолсе-Раквере	Кингисепп
I	Детритит	<I0	>80	<I0	-	-	-
2	Ракушечный детритит	<I0	50-90	I0-50	-	-	-
3	Песчанистый детритит	I0-25	65-90	<I0	-	+	-
4	Песчанистый ракушечный детритит	I0-25	37,5-80	I0-45	-	-	-
5	Песчаный детритит	25-50	40-75	<I0	-	+	-
6	Песчаный ракушечный детритит	25-50	25-65	I0-37,5	-	-	-
7	Ракушняк	<I0	<I0	>80	-	-	-
8	Детритовый ракушняк	<I0	I0-50	50-90	-	+	-
9	Песчанистый ракушняк	I0-25	<I0	65-90	+	+	-
I0	Песчанистый детритовый ракушняк	I0-25	I0-45	37,5-80	+	+	-
II	Песчаный ракушняк	25-50	<I0	40-75			
I2	Песчаный детритовый ракушняк	25-50	I0-37,5	25-65	+	+	-
I3	Детритовый кварцевый песчаник	50-75	I5-50	<I0	+	+	+
I4	Ракушечно-детритовый песчаник	50-75	I2,5-40	I0-25	-	-	+
I5	Ракушечный кварцевый песчаник	50-75	I0-25	I2,5-40	+	+	-
I6	Детрито-ракушечный кварцевый песчаник	50-75	<I0	I5-50	+	+	+
I7	Детритистый кварцевый песчаник	75-90	5-25	<I2,5	+	+	+
I8	Ракушечный кварцевый песчаник	75-90	<I2,5	5-25	+	+	-
I9	Кварцевый песчаник	>90	<I0	<I0	+	+	+

ПРИМЕЧАНИЕ. В случае алевритовой (вместо песчаной) размерности терригенного составляющего соответственно изменяется наименование породы.

Степень цементации пород и руд непостоянна, она часто меняется даже в пределах одного и того же разреза. На месторождении Тоолсе и в окрестностях пос. Виру-Нигула преобладают средне- и крепкосцементированные образования, а на самом юге района - в окрестностях пос. Вяйке-Марья и Туду - слабосцементированные разновидности. Цемент глинистый или карбонатный. Крепкая цементация фосфоритов в зонах тектонических нарушений обусловлена наложенной доломитизацией. На многих участках (Рягавере, Кабала, Ассамалла, Вяйке-Маарья, Туду) в нижней части маардуской пачки (в слое мощностью 0,2-0,9 м) местами обнаружены округлые конкреции (диаметр 0,2-3 см) песчано-карбонатного состава. В отличие от Кингисеппского месторождения, где карбонатные конкреции встречаются лишь в зоне, где отсутствуют перекрывающие граптолитовые аргиллиты (Наливкина, Тушина, 1976), в маардуской пачке Раквереского района они распространены без явной зависимости от наличия или отсутствия аргиллитов во вскрыше. Часто карбонатные конкреции встречаются в зонах тектонических нарушений, в частности, в разрезах около Азериского нарушения. Окраска алевролитов и песчаников светло-серая, иногда почти белая. По мере роста содержания фосфатного материала меняется цвет фосфорита, ракушняки обычно окрашены в темный цвет, но встречаются также светлоокрашенные. На участках Кабала и Рягавере все породы маардуской пачки

окрашены в желтовато-серый, коричневато-серый или светло-коричневый цвет. Окраска фосфоритов зависит от окраски фосфатного материала, обычно от серой до черной. На участках Рягавере, Кабала и Ассамалла светлоокрашенные створки детрит и оболид встречены около зон тектонических нарушений. Детрит и ракуша бурого, оранжевого, желтого и даже зеленого цветов встречаются в предглинтовой зоне и в районе погребенных долин Тоолсе, Кунда и Пада. Химическими анализами установлено, что темноокрашенный фосфатный материал отличается повышенным содержанием железа, особенно в пиритной форме.

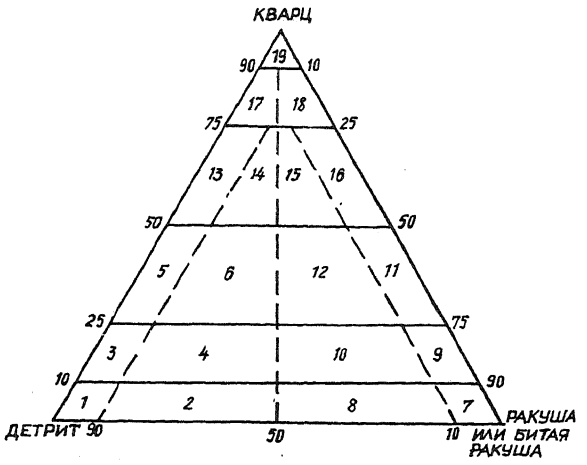


Рис. 3.4.2. Классификационная диаграмма литологических разновидностей ракушечных фосфоритов тремадока Прибалтийского бассейна (Раудсеп , Хазанович, 1980). Сплошной линией показаны границы, устанавливаемые на основе химических анализов, пунктиром - границы, устанавливаемые на основе анализов или визуальных наблюдений. Названия и состав разновидностей пород см. в табл. 3.4.2.

Мощность маардуской пачки меняется в пределах от 0 до 9,3 м (рис. 3.4.1), часто выклинивается. Максимальные мощности установлены западнее месторождения Тоолсе, в окрестностях Вихула и на участке Ассамалла (до 6,9 м). На месторождении Тоолсе мощность пачки 0-2 м, Азери - 0-1,9 м, на участке Рягавере и Кабала - 0,1-4,8 м. Нижняя граница пачки совпадает с нижней границей ордовика. Верхняя граница является, в основном, переходной и во многих конкретных разрезах установить ее затруднительно. В общих чертах, при переходе в суурйыгискую пачку исчезают прослои граптолитовых аргиллитов, увеличивается размер зерен кварца и фосфатного детрита, появляется аллохтонный детрит оболид вместо автохтонного.

Суурйыгиская пачка (рис. 3.4.3) сложена косослоистыми, редко горизонтально-слоистыми фосфоритоносными песчаниками. Содержание фосфатного брахиоподового детрита колеблется от 5 до 70-80 %. Наименьшее содержание детрита (не более 20-30 %) встречается в западной части района. На месторождениях Тоолсе и Азери преобладают детритовые песчаники (30-40 %), а на участках Рягавере, Кабала и Ассамалла Ракверескоro месторождения - детритовые песчаники и детриты (до 70-80 % детрита). Встречается два типа распределения содержания детрита: 1) содержание его увеличивается сверху вниз, этот тип распространен в районах, где суурйыгиская пачка перекрыта орасояской пачкой, 2) содержание детрита увеличивается снизу вверх, там, где орасояская пачка отсутствует.

Прослои граптолитового аргиллита мощностью 0,5-5 см встречаются редко - в окрестностях Ассамалла, Вяйке-Маарья и Туду, и они не характерны для суурйыгиской пачки; также редки прослои серой или коричневой глины (0,5-10 см), обнаруженные на месторождении Азери и в южной части участков Рягавере и Кабала.

Фосфатный материал в суурйыгиской пачке представлен, в основном, детритом, который сильно окатан, отполирован, имеет блестящую поверхность и закругленные края, ввиду чего предполагается образование его за счет размыва и переотложения более древних ракушечных фосфоритов Раудсеп, Хазанович, 1980). Замечено, что в краевых частях описываемого района, в окрестностях Вихула, Вяйке-Маарья и Туду, преобладает в фосфоритах мелкий детрит (размер 1-3 мм), на месторождениях Тоолсе и Азери встречается мелкий, средний (3-5 мм), а также крупный (5-10 мм) детрит, а в зоне максимального фосфоритонакопления на участках Рягавере, Ассамалла и Кабала - средний, крупный и грубый (>10 мм) детрит. На участке Ассамалла по линии скважин четко видно уменьшение размеров детрита в западном направлении.

Кластогенная часть фосфоритоносных песчаников суурйыгиской пачки представлена почти мономинеральным кварцем. В среднем зерна кварца крупнее, чем в маардуской пачке (табл. 3.4.3), однако наблюдаются постепенные изменения: от преобладания элевритовой и мелкопесчаной фракции - на северо-западе (окрестности Вихула) до преобладания средне- и крупнопесчаной фракций - на участках Рягавере и Кабала. Месторождения Тоолсе и Азери характеризуются промежуточной размерностью зерен кварца. По данным К.К.Хазановича, по редким сохранившимся более

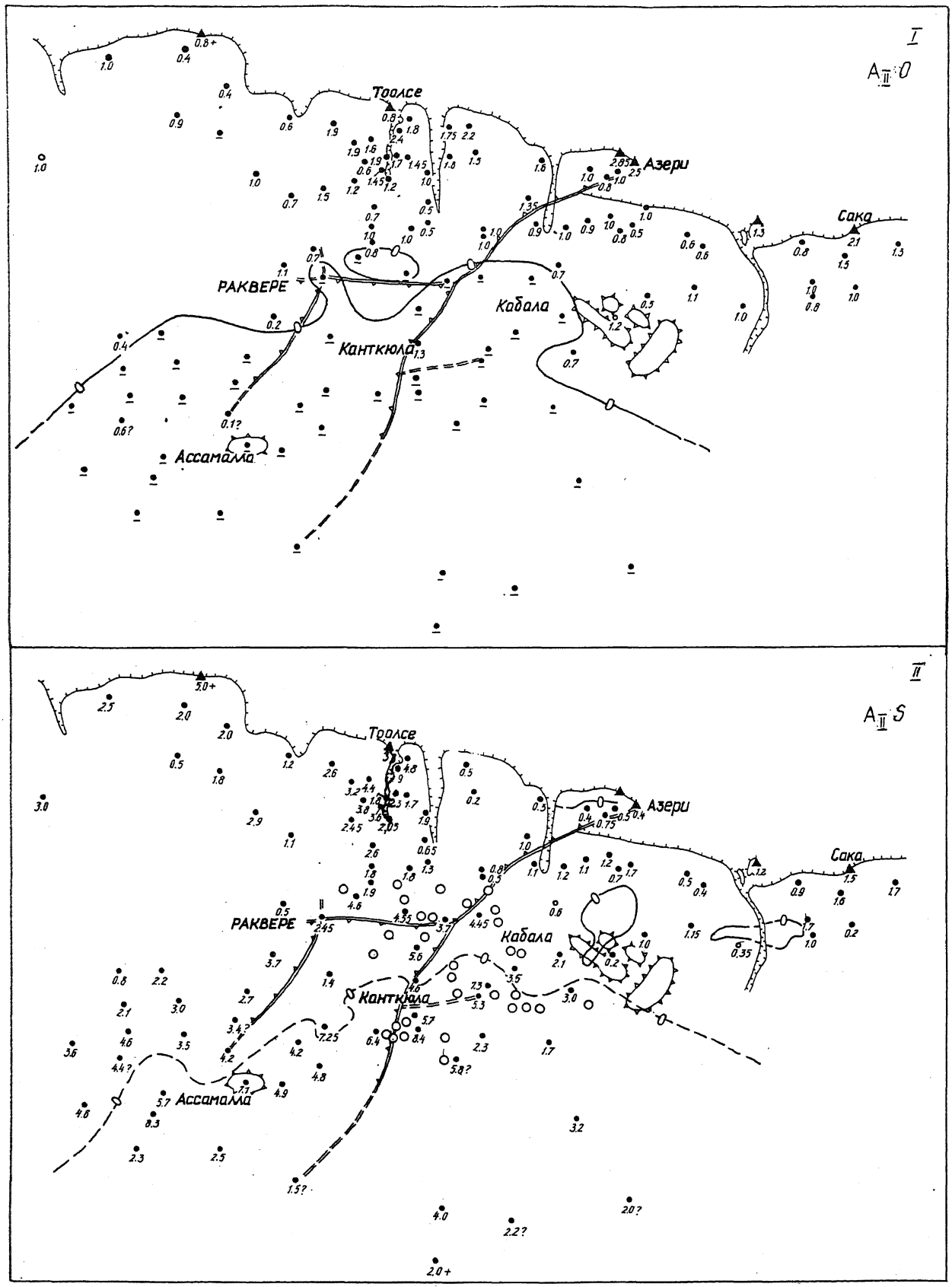


Рис. 3.4.3. Схемы мощностей орасояской (I) и суурйыгиской (II) пачек. Условные обозначения см. рис. 3.4.I.

Таблица 3.4.3

Средний гранулометрический состав фосфатсодержащих пород и выделенного из них кластогенного кварца месторождений фосфоритов Раквереского района

№ п.п.	Пачки	Классы в мм, содержание в %										Итого
		>10	10-7	7-5	5-3	3-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	<0,1	
1	Орасояская											
	- фосфатсодержащие породы (49 проб)	0,20	0,19	0,16	0,20	0,16	0,46	3,34	10,95	59,35	25,49	100,50
2	Суурйыгиская											
	- фосфатсодержащие породы (197 проб)	0,04	0,18	0,23	0,79	1,24	3,35	11,93	34,00	33,41	14,80	99,97
	- кластогенный кварц (41 проба)	-	-	-	-	-	2,39	13,12	45,30	32,84	6,34	99,99
3	Маардуская											
	- фосфатсодержащие породы (74 пробы)	0,08	0,28	0,46	0,98	0,82	1,60	5,03	22,95	40,06	27,50	99,76
	- кластогенный кварц (26 проб)	-	-	-	-	-	0,11	0,18	1,75	39,51	58,45	100,00

крупным обломкам створок брахиопод в аллохтонном материале определены Obolus ingricus и Schmidtites celatus, а редкие автохтонные формы представлены единственным видом Obolus apollinis Eichw.

Как и в маардуской пачке, окраска суурйыгиских фосфоритоносных песчаников зависит от окраски детрита и створок оболид. На месторождениях Тоолсе, Азери и на прилегающих к ним участках раковинный материал имеет серую, темно-серую и черную окраску, в зоне глинта и погребенных долин - желтовато-коричневую или коричневую. Заметное изменение окраски через определенную переходную зону происходит вблизи линии выклинивания перекрывающих граптолитовых аргиллитов: в окрестностях Вяйке-Маарья, Туду, в южной части участков Рягавере и Кабала и восточной части участка Ассамалла фосфатный материал и фосфорит в целом окрашен в бурый, фиолетовый, оранжевый или желтовато-серый цвет. Такие же изменения окраски появляются иногда около тектонических нарушений. По степени цементации преобладают слабо- и среднесцементированные разности; крепкосцементированные фосфоритоносные породы встречены на участках Рягавере и Кабала, особенно в окрестностях дер. Вазкюла, Канткюла и Ульви. По вертикали крепкосцементированные разности встречаются либо в нижней (на площади распространения орасояской пачки), либо в верхней части разреза описываемой пачки. Цемент часто карбонатный, иногда глинистый. В зонах тектонических нарушений цемент почти без исключения доломитовый.

В нижней части суурйыгиской пачки, изредка в верхах ее (на месторождении Азери) в слое мощностью 0,1-0,4 м, встречены песчано-карбонатные конкреции диаметром до 1-2 см. Песчано-карбонатные конкреции приурочены либо к площади южнее линии выклинивания перекрывающих граптолитовых аргиллитов, либо к зонам тектонических нарушений (рис. 3.4.4).

Основные критерии установления нижней границы суурйыгиской пачки были указаны уже при характеристике верхней границы маардуской пачки. Добавим, что местами разрез описываемой пачки начинается с тонкого слоя детритита (месторождение Тоолсе) или же глины (Азери, Рягавере). Верхняя граница суурйыгиской пачки переходная и условная, она характеризуется уменьшением размера зерен песчано-алевритовых пород, появлением многочисленных или редких прослоев граптолитового аргиллита и резким уменьшением содержания и размеров детрита брахиопод в породах орасояской пачки. Мощность суурйыгиской пачки колеблется в широких пределах, от выклинивания до 12,1 м (рис. 3.4.3). Изменчива она в пределах наиболее детально изученных месторождений: Тоолсе - 0,3-5,3 м, Азери - 0-2,9 м, на участках Рягавере и Кабала - от 2 до 8,45 м, Ассамалла - 0,8-8,3 м. Выделение пачки в южной части района затруднительно. В стратотипическом обнажении на берегу речки Суурйыги (близ дер. Вихула) мощность пачки около 5 м (Лоог, 1964).

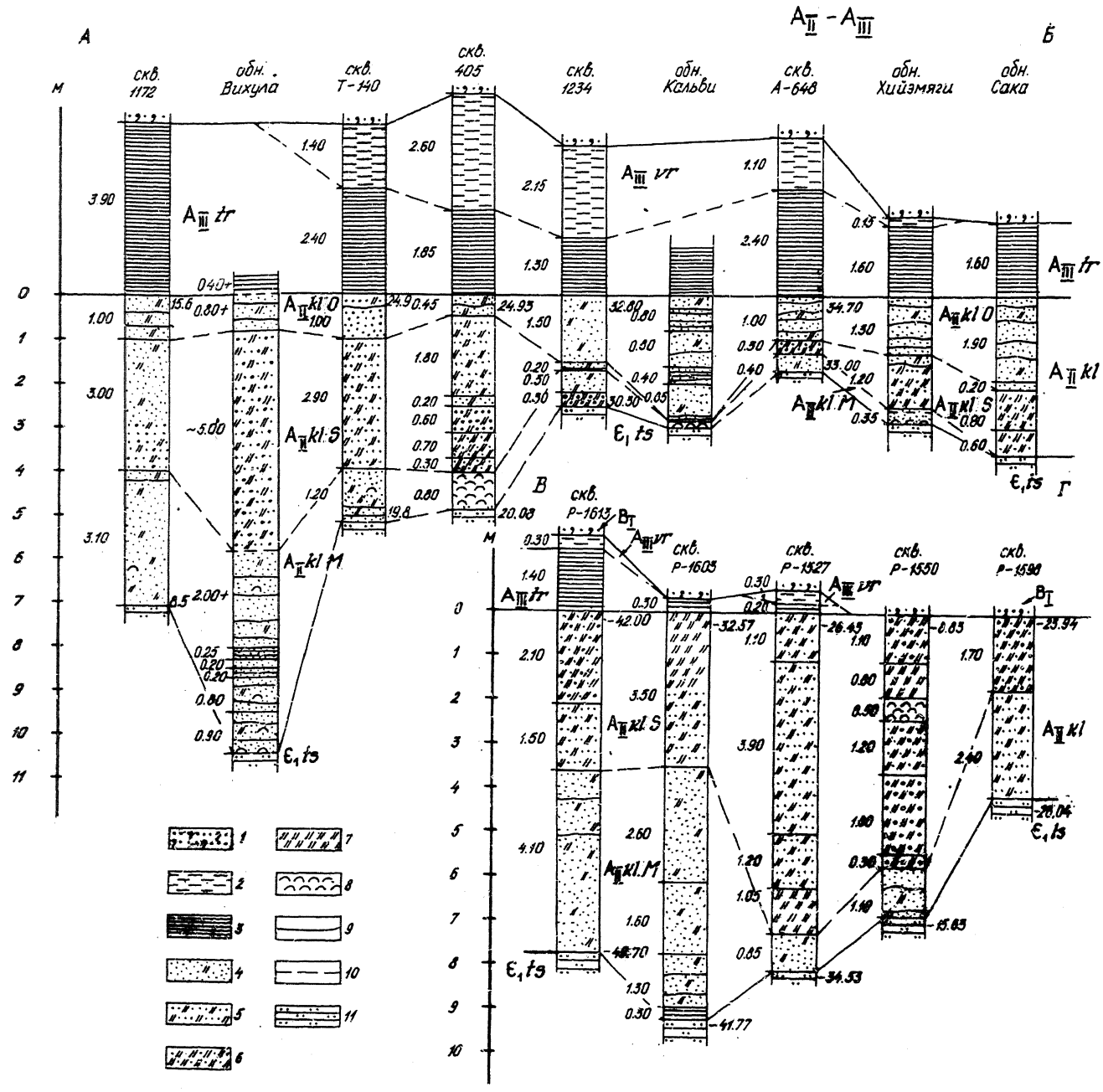


Рис. 3.4.4. Схема сопоставления разрезов тремадока по линиям А-Б и В-Г (см. рис. 3.4.I).
I - глауконитовый песчаник, 2 - глина, 3 - граптолитовый аргиллит, 4 - кварцевый песчаник, 5 - детритистый кварцевый песчаник, 6 - детритовый песчаник, 7 - детритит, 8 - ракушняк, 9 - прослойки граптолитового аргиллита, I0 - прослойки глины, II - алевролит.

Орасояская пачка в описываемом районе сложена неясно слоистыми кварцевыми алевролитами и алевритовыми песчаниками с прослоями аргиллита, и распространена только в северной части района (рис. 3.4.3). По сравнению со стратотипическим разрезом обнажения Орасоя на большей части района (месторождение Тоолсе, северная часть участка Рягавере) литологический состав пачки нетипичный: размеры зерен кварца алевритово-песчаных пород более крупные и в них меньше прослоев аргиллита. Этим Х.Хейнсалу (1981) обосновывала выделение самостоятельной кателаской пачки. Алевритово-песчаные породы орасояской пачки содержат до 5, редко до 10 % мелкого темно-серого, редко светло-серого или светло-коричневого брахиоподового детрита. В целом породы серого, темно-серого или светло-коричневого цвета.

Количество прослоев граптолитового аргиллита или глины мощностью 1-12 см, очень частых в приглинтовой полосе, уменьшается в южном направлении, а также в пределах и окрестностях месторождения Тоолсе. В северной части района обнаруживаются пиритовые конкреции или линзы пиритизированных алевролитов мощностью до 2-3 см (на месторождениях Тоолсе и Азери), конкреции антраконита в прослоях граптолитовых аргиллитов (в приглинтовой полосе), скопления вивианита в алевролитах (в северной части месторождения Тоолсе и около погребенной долины Пада (Raudsep, 1976). Степень цементации алеврито-песчаных пород изменчивая, но в общем выше, чем у пород подстилающей суурйыгиской пачки. Чаще встречаются средне- и крепкосцементированные породы на пиритном или глинистом цементе.

Нижняя граница пачки охарактеризована выше. Верхняя граница орасояской пачки (и в зоне ее распространения - каллавереской свиты в целом) с тюрисалуской свитой переходная - она принимается по исчезновению алевритовых или алевритистых песчаников в граптолитовых аргиллитах. Мощность орасояской пачки на севере месторождения Тоолсе достигает 3,7 м, к югу она постепенно уменьшается. Южнее Сымеруского тектонического нарушения она в основном выклинивается.

Цератопигевый горизонт

В пределах Раквереского фосфоритоносного района цератопигевый горизонт представлен граптолитовыми аргиллитами (историческое название - диктионемовые сланцы) тоолсеской пачки тюрисалуской свиты и перекрывающими их сланцеватыми алевритовыми глинами варангуской свиты (см. Хейнсалу, 1980, 1981).

Нижняя граница цератопигевого горизонта литологически переходная, она устанавливается по подошве пачки граптолитовых аргиллитов, ниже которых залегают чередующиеся алевритистые или алевритовые песчаники и граптолитовые аргиллиты орасояской пачки. Отнесение граптолитовых аргиллитов тюрисалуской свиты Восточной Эстонии к цератопигевому горизонту, в отличие от их пакерортского возраста в Западной Эстонии, обосновано палеонтологическими данными. Изучение граптолитов показало, что в аргиллитах западной фации представлены диктионемы, а в аргиллитах восточной фации (тоолсеская пачка) - клонограпты (Кальо, Кивимяги, 1970; Кальо, 1974). Из клонограптовой фауны найдены в нижней части разрезов рассматриваемой пачки следующие представители: Clonograptus sarmentosus, C. ef. tenellus, C. heres, Adelograptus lf. hunnebergensis, Arisograptus sp. и Bryocraptus sp. Выше появляется Didymograptus ef. primigenius. Анализ фауны граптолитов и сопоставление разрезов восточной фации аргиллитов с разрезами других регионов позволили Д.Кальо и Э.Кивимяги высказать мнение о цератопигевом возрасте восточной фации. Эти данные подтвердились определениями фауны конодонтов из скв. 555 месторождения Тоолсе. В.Вийра выявила в аргиллитах (верхи слоя В) типичных представителей для цератопигевой ассоциации: Acodus tetrahedron, Ancotodus variabilis, Distodus inaequalis и др. (Кальо, Кивимяги, 1976).

Верхняя граница горизонта - предаренигская поверхность перерыва.

Мощность цератопигевого горизонта изменчива (до 4,6 м), в южной части РФР эти отложения отсутствуют (рис. 3.4.5).

Тюрисалуская свита

Граптолитовые аргиллиты тоолсеской пачки (стратотип на месторождении Тоолсе, Хейнсалу, 1980) тюрисалуской свиты распространяются в северной части РФР (рис. 3.4.5). Южная граница

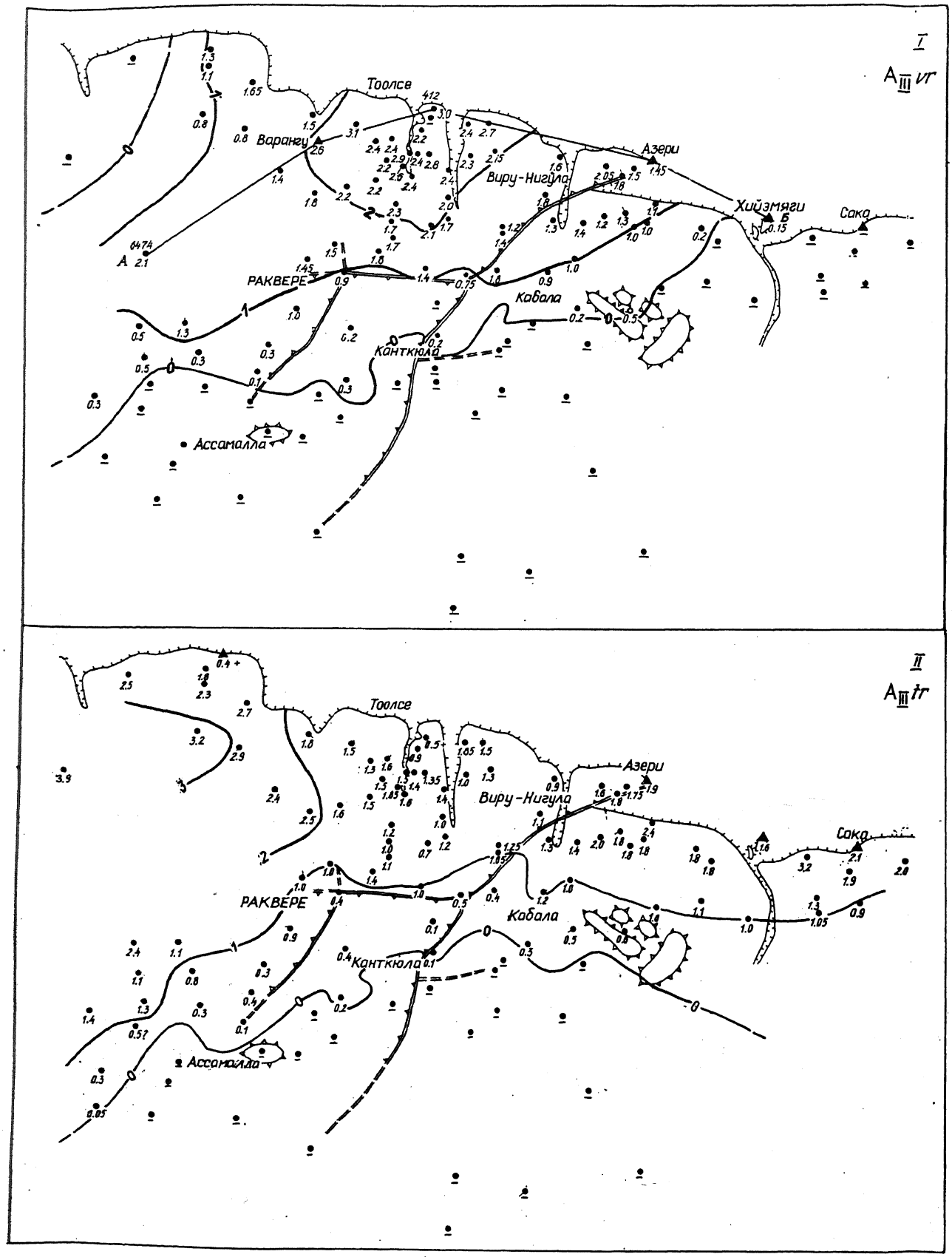


Рис. 3.4.5. Схемы мощностей варангуской (I) и тюрисалуской (II) свит. Условные обозначения см. рис. 3.4.1. Сопоставление разрезов см. рис. 3.4.6.

выклинивания их проходит примерно по направлению г.Кивиыли - г.Тапа и пересекает фосфоритоносные площади Кабала, Рягавере и Ассамалла.

В стратотипической местности на месторождении Тоолсе в разрезе тюрисалуской свиты Э.Кивимяги выделил четыре слоя (Кивимяги, Лоог, 1972; Kivimägi, 1974), снизу вверх:

- слой А: аргиллиты темно-коричневые, горизонтальнослоистые, с частыми тонкими сероватыми алевритовыми прослоями до 3 см, мощность слоя 0,05-0,65 м, в среднем 0,3 м;

- слой В: аргиллиты темно-коричневого цвета, горизонтальнослоистые или волнистослоистые, с многочисленными прослоями до 4-5 см, литологически изменчивого состава, в которых преобладает светлый аморфный кремнистый материал со спикулами губок и алевритовый (кварцевый) материал. Конкреции пирита и антраконита распространены в аргиллитах или в кремнистых и алевритовых прослоях. Мощность слоя 0,38-1,3 м, в среднем 0,9 м;

- слой С: песчаники серые, темно-серые, разнозернистые, с примесью алевритового материала, крепкосцементированные пиритовым или кальцитовым цементом. В песчанике относительно много детрита оболид. Мощность слоя до 0,16 м, в среднем 0,05 м;

- слой Д: аргиллиты темно-коричневого цвета, горизонтальнослоистые, однородные, с единичными тонкими (4-5 мм) пиритизированными тонкими прослоями и линзами. Мощность слоя 0,06-0,40 м, в среднем 0,15 м.

Такое слоистое строение тоолсеской пачки прослеживается и за пределами месторождения Тоолсе, хотя устанавливаются определенные изменения. Западнее Тоолсе, на участке Вихула, выделяются все четыре слоя, причем слой Д увеличивается в мощности до 1,5 м, а слой С - до 0,5 м. Слои А и В постепенно меняются в западном направлении и около пос. Вийтна представлены однородными аргиллитами. В восточном направлении слой Д выклинивается вблизи поз. Виру-Нигула, а С - в западной части месторождения Азери. В южном направлении, вплоть до северной части участков Кабала, Рягавере и Ассамалла - все четыре слоя более или менее наблюдаемые, только в уменьшенной мощности. Далее к югу выклинивается слой Д и затем С.

Аргиллиты (тоолсеская пачка) относятся к восточной, пестрой фации, которые, помимо более молодого, цератопигевого возраста, отличаются от аргиллитов западной, т.н. однородной фации (Кальо, Кивимяги, 1970), отнесенных к табасалуской пачке (Хейнсалу, 1981) пакерортского возраста (Кальо, Кивимяги 1976) более изменчивым литологическим составом. Минеральный состав пород тоолсеской пачки следующий: гидрослюда и хлорит (60 %), терригенные (кварцы, калишпат, слюда - 20 %), аутигенные (пирит, кальцит, доломит и др. - до 5 %). Органическое вещество (кероген)присутствует в рассеянном виде или же в виде редких остатков хитиновых граптолитов - в количестве до 10-15 %. Кроме того, в породах присутствуют аморфное кремнистое вещество, конкреции антраконита и др. Гранулометрический состав минеральной части аргиллитов зависит от количества примеси обломочного материала алевритовой и песчаной размерности. В минеральной части чистых аргиллитов количество пелитовой фракции (<0,01 мм) в среднем достигает 75-80 %, алевритовой - 20-25 %; песчаная фракция представлена редкими зернами; в конкретных разрезах могут быть встречены все переходные разновидности от аргиллитов до алевролитов.

Мощность пачки максимальна на участке Вихула - до 5,2 м и уменьшается в восточном (месторождение Тоолсе - 0,8-2,3 м, месторождение Азери - 0,5-3,4 м) и юго-восточном направлениях (рис. 3.4.5). Нижняя граница свиты описана выше. Верхняя граница резкая, представлена поверхностью размыва и сменой литологического состава пород, а также сменой окраски пород.

Варангуская свита

Сводный разрез варангуской свиты глауконитсодержащих алевритовых сланцеватых глин в стратотипе в д.Варангу (рис. 3.4.5) и разрезах скважин в пределах РФР по материалам К.Мюрисеппа, Э.Эрисалу и собственных наблюдений охарактеризовал К.Стумбур (1962). Он выделил нижнюю и верхнюю части сланцеватых глин и среднюю часть глинистых песков. Более полную характеристику трех частей свиты в пределах месторождения Тоолсе дала Х.Хейнсалу.

Нижняя часть свиты, мощностью 0,7-1,2 м, представлена коричневато-светло-серыми плотными сланцеватыми алевритистыми или алевролитовыми глинами. Буроватый оттенок обусловлен содержанием в отдельных прослоях органического вещества 1,1-2,7 %. Гнездами, линзочками, примазками на поверхностях напластования или рассеянно по массе породы встречается глауконит. Слоистость подчеркнута прослоями разного гранулометрического состава и цвета.

Средняя часть свиты (0,4–I,0 м) отличается более пестрым составом породы. Чередуются неправильные по форме, выклинивающиеся прослои глинистых алевролитов и алевритовых глин с рассеянными кристаллами пирита. Глауконит встречен в наиболее алевритовых разновидностях. Иногда в этой части разреза встречаются тонкие прослои I–2 см светло-коричневого аргиллита.

Верхняя часть свиты (0,4–I,3 м) представлена светло-серыми, с зеленоватым оттенком, плотными сланцеватыми алевритистыми и алевритовыми глинами, местами неяснослоистыми. Глауконит неравномерно распределен на поверхностях напластования. Гнездами и кубическими кристаллами рассеян пирит.

Из трех частей свиты по площади более выдержаны нижняя и особенно верхняя, в то время как средняя может выклиниваться, а на месте ее может встречаться поверхность перерыва. У других авторов две нижние части разреза рассматриваются подразделениями нижнего звена двухчленного деления (рис. 3.4.6), (см. также Вийра, Кивимяги, Лоог, I970; Клеесмент, Мяги, I975).

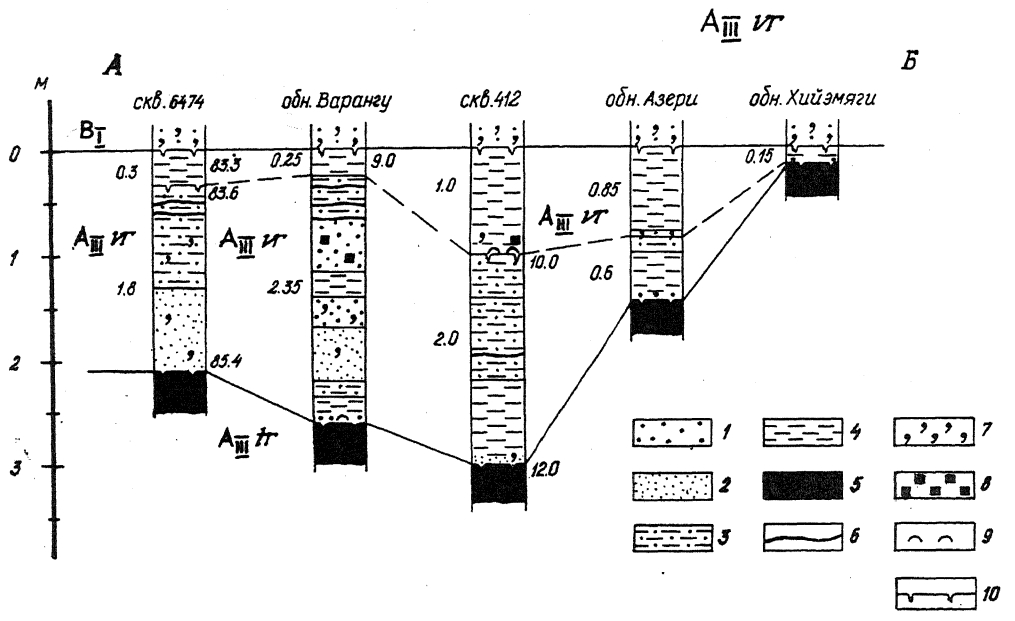


Рис. 3.4.6. Схема сопоставления и подразделения глины варангуской свиты по линии А–Б (см. рис. 3.4.5.). I – песчаник, 2 – алевролит, 3 – миктит, 4 – пелит, 5 – аргиллит, 6 – прослойки аргиллита, 7 – глауконит, 8 – пирит, 9 – обломки створок беззамковых брахиопод, I0 – поверхность перерыва.

Гранулометрический состав пород выделенных частей разреза варангуской свиты характеризуется таблицей 3.4.4. В минеральном составе глинистой фракции (<0,005 мм) гидрослюд 90–95 %, хлоритов 5–I0 %, в крупноалевритовой фракции (0,I–0,05 мм) преобладают кварц и глауконит, калишпата 5–20 %.

Таблица 3.4.4

Гранулометрический состав варангуской свиты

Части разреза	Среднее содержание гранулометрических фракций (%)		
	I–0,I мм	0,I–0,0I мм	<0,0I мм
Верхняя	0,9	23,5	75,6
Средняя	4,9	50,I	45,0
Нижняя	2,0	30,9	67,I

По данным В.Вийра (Вийра и др., I970) в отложениях варангуской свиты представлены такие виды конодонтов, которые характерны для цератопигевых слоев Швеции: Acodus tetrahedron Lindström, Cordylodus angulatus Pander, C. rotundatus Pander и др. Установлено, что нижняя и верхняя части отличаются друг от друга по характеру фауны конодонтов. В нижней части свиты

встречаются чаще всего Scandodus vitscus, Oncodotus altus, Drepanodus ? sp. и др., а в верхней части - Distodus parallelus, Drepanodus numarcuatus, D. amourus, Distacodus peracutus.

Граптолиты варангуской свиты изучены Д.Кальо (Кальо, 1974; Кальо, Кивимяги, 1976). Характерным для свиты является Bryograptus ef. broeggeri. Кроме того, встречаются Clonograptus ex. gv. tenellus и Adelograptus ex. gv. hunnebergensis, которые наблюдаются и в аргиллитах тюрисалуской свиты. Относительно часто встречаются также беззамковые брахиоподы, но они неопределимы из-за раздробленности. В кровле свиты наблюдаются следы жизнедеятельности илоедов ("Siphonia" cylindrica Eichw).

Мощность варангуской свиты в стратотипе в д.Варангу, на левом берегу р.Селья 2,6-2,7 м, а на месторождении Тоолсе колеблется в пределах 1,8-3,5 м, в среднем 2,4 м. Мощность ее уменьшается в западном, южном и восточном направлениях от Тоолсе, вплоть до выклинивания (рис. 3.4.5).

Нижняя граница свиты представляет собой поверхность размыва граптолитовых аргиллитов или песчаников тюрисалуской свиты, на которой залегают варангуские глины. Верхней границей свиты и тремадокских отложений вообще является поверхность размыва, выработанная в варангуских, а также в тюрисалуских и каллавереских отложениях. К.А.Стумбур (1962) указывает на цилиндрические и амфоровидные норки диаметром до 0,7 см и глубиной 1-3,6 см, а по некоторым другим исследованиям - глубиной даже до 10-15 см, заполненные глауконитовым песчаником перекрывающей леэтсеской свиты.

Латорпский горизонт

Аренигские отложения в Северной Эстонии отделены от нижележащих позднетремадокских (позднецератопигевым) и раннеаренигским (раннелаторпским) перерывом (табл. 3.4.1).

Латорпский горизонт включает темно-зеленые терригенно-глауконитовые породы леэтсеской свиты ("глауконитовые песчаники") мощностью 0,0-2,5 м, а также глауконитовые известняки и доломиты нижней ляйтеской пачки тойлаской свиты ("глауконитовые известняки") (табл. 3.4.1). В леэтсеской свите (рис. 3.4.7.а) выделяются (снизу вверх) йоаская пачка, относящаяся к хуннебергскому подгоризонту, и мяэкюлаская пачка биллингенского подгоризонта (Клеесмент, Мяги, 1975; Мяги, Вийра, 1976).

Нижняя часть (до 0,65 м) йоаской пачки в северо-западной части РФР отличается от подстилающих и перекрывающих отложений наибольшим содержанием (до 80-90 %) разно-, в основном, мелко- и среднезернистого темно-зеленого глауконита. В глауконите отмечаются тонкие (до 3 см) слои глины серого, зеленого, фиолетового, а в кровле комплекса - даже красного цвета. Обычно весьма слабосцементированные глауконититы содержат примесь: окатанный разнозернистый кварц (менее 10 %), фосфатные (франколитовые) конодонты и детрит беззамковых брахиопод (менее 10 %).

Выше лимонитизированного желтого или красноватого алевритово-глинистого прослоя в кровле описанных глауконититов залегают слабосцементированные породы (мощностью до 1,8 м), которые беднее глауконитом, чем глауконититы подстилающей части пачки. Они содержат, главным образом, алевритовые фракции глауконита (40-60 %), кварца (10-20 %), карбонатные минералы (до 10-30 %), пелитовые гидрослюды (10-25 %), пирит и органогенные остатки (фосфатные конодонты, раковины и детрит беззамковых брахиопод - до 5 %). Структура породы пелитистоалевритовая. Пачка уменьшается в мощности в южном, юго-восточном направлениях, выклиниваясь в районе поселка Туду.

Мяэкюлаская пачка, мощностью до 0,7 м, залегает на йоаских, а на юге и юго-востоке РФР - на каллавереских отложениях (рис. 3.4.7). От подстилающих отложений она отличается значительной (до 60 %) карбонатностью пород. Наряду с фосфатными органическими остатками, характерными для подстилающих отложений, в мяэкюлаской пачке появляются карбонатные створки и детрит замковых брахиопод, а также редкие остатки других групп фауны (трилобитов, иглокожих и др.). Породы представлены зелеными, целиком или комками, крепкосцементированными глауконитовыми песчаниками и алевролитами, которые местами кверху переходят в доломиты. Более терригенные разновидности пород содержат глауконит - 30-70 %, доломит - 5-30 %, глинистые частицы - местами до 10 %, фосфатные минералы, пирит и гидроокислы железа - до 5 %, кальцит и кварц - до 3 %. В глауконитовых доломитах составляют: доломит - 45-60 %, глауконит - 20-40 %, кварц - около 10 %, глинистые частицы - 10 % и др. Размеры терригенных частиц увеличиваются снизу вверх. В основании пачки местами отмечаются глинистые прослои.

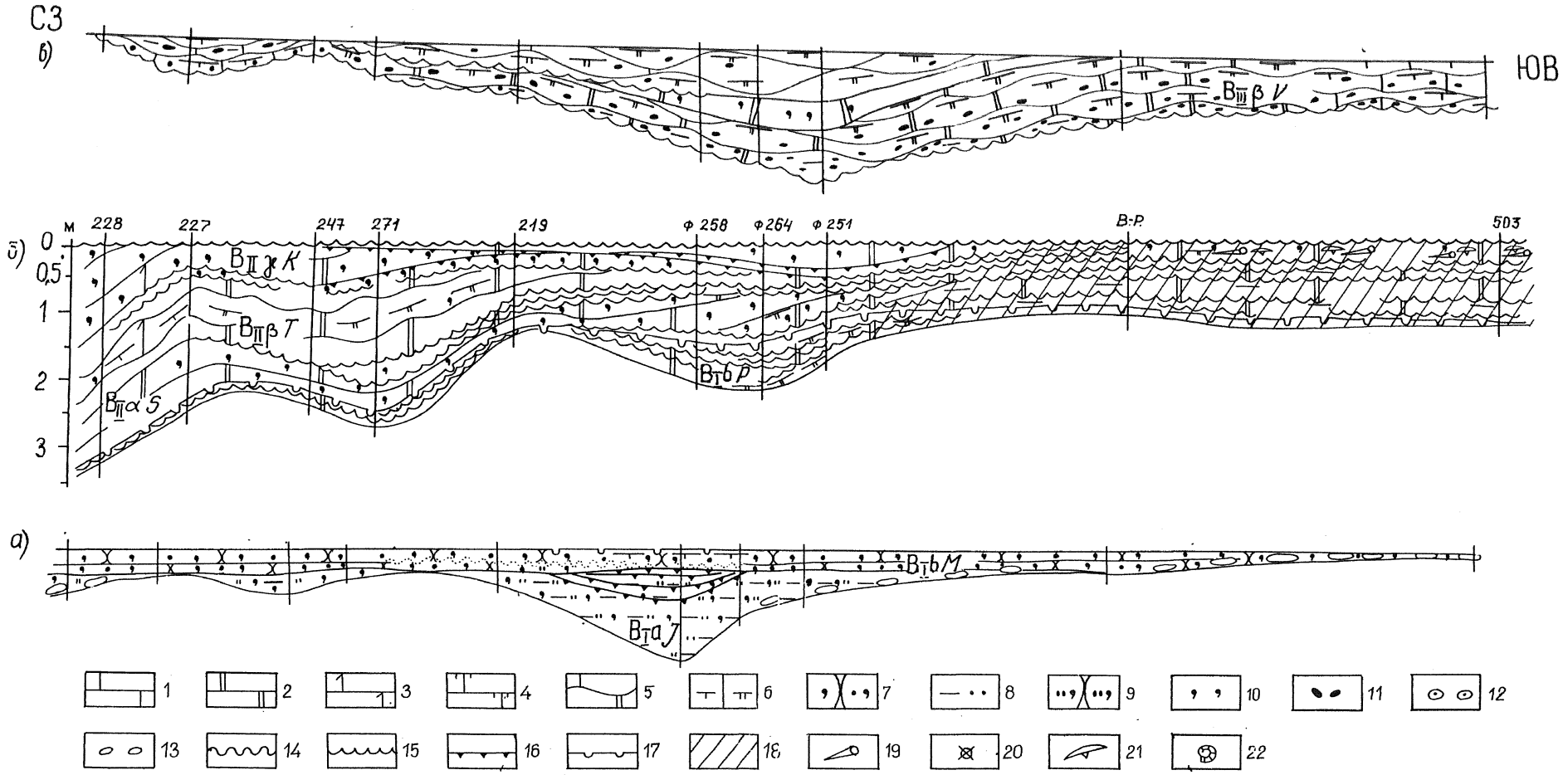


Рис. 3.4.7. Разрезы леэтеской (а), тойлаской (б) и силлаоруской (в) свит нижнего ордовика в направлении с северо-запада на юго-восток (от пос. Вихула до пос. Авинурме). Условные обозначения к рис. 3.4.7 и 3.4.8: I - известняки, 2 - доломиты, 3 - органодетритовые известняки, 4 - доломитовые известняки, 5 - комковатые известняки и доломиты, 6 - мергели (слева) и домериты (справа), 7 - глауконитовые песчаники, 8 - глинистые алевролиты, 9 глауконитовые алевролиты, I0 - глауконит, II - коричневые железистые оолиты, I2 - белые фосфатные оолиты, I3 - гальки, I4-I6 - поверхности перерыва: I4 - фосфатные, I5 - лимонитовые, I6 - ровные, I7 - "пюстаккихт", I8 - красноцветные породы, I9-2I - со значительным содержанием остатков: I9 - головоногих, 20 - иглокожих, 2I - трилобитов, 22 - головоногих литуитес.

Текстура пород горизонтально-разнослоистая, порою слабокомковатая. Верхняя граница пачки (и леэтсеской свиты) проводится по кровле глауконитовых песчаников, обычно маркированной ровной лимонитовой или фосфатной поверхностью перерыва.

Пяйтеская пачка составляет нижнюю часть тойлаской свиты. Свита имеет мощность 0,7-3,6 м и состоит (рис. 3.4.7 б) из серо- или пестроцветных, существенно органогенно-детритовых разнослоистых известняков или кристаллических доломитов, послойно содержащих глауконит в количестве до 30 %. Наиболее пестроцветные детритовые, в разной степени доломитизированные известняки и темно-серые разно- и, в частности, мелкокристаллические крепкие доломиты развиты на юго-востоке РФР. В пяйтеской пачке присутствуют лимонитизированные поверхности перерыва и глинистые прослои. Нередко прослоем (до 0,2 м) зеленовато-серого глинистого мергеля или карбонатной глины начинается разрез пяйтеской пачки (Орвику, 1960). Известняки сложены, главным образом, органогенным материалом, который составляет более 50 % и представлен обычно карбонатными фрагментами замковых брахиопод, иглокожих, трилобитов и остракод, редко - головоногих и др.; в количестве менее 5 % присутствуют фосфатные конодонты и тонкие хрупкие створки беззамковых брахиопод. В составе доломитов: доломит - 53-88 %, кальцит - менее 5 %, глауконит - 3-30 %, глинистые частицы - 2-25 %, разнозернистый кварц (в размерах 0,2-0,6 мм) - до 12 %.

Нижняя граница пачки и тойлаской свиты в целом устанавливается, таким образом, помимо поверхности перерыва, по смене литологического состава. Верхняя граница пяйтеской пачки проводится по маркантной ровной, сильно лимонитизированной поверхности перерыва с вертикальными, глубиной до 10 см и диаметром 1-2 см, норками, обычно заполненными глауконитом. В Эстонии эта поверхность известна под названием "пюстаккихт" (püstakkiht) (Orviku 1929).

Волховский горизонт

Волховский горизонт включает отложения средней и верхней частей тойлаской свиты (рис. 3.4.7 б) и самую нижнюю часть силлаоруской свиты (падаскую пачку). Тойлаская свита глауконированных известняков и доломитов расчленяется, помимо вышеописанной пяйтеской пачки, на сакаскую пачку, на латерально частично замещающие друг друга телинымметскую и кюннапыхьяскую пачки и на верхнюю кальвискую пачку. С учетом традиций и результатов новых исследований (см. Мяги, 1984 а, б) волховский горизонт подразделяется на три подгоризонта (табл. 3.4.1).

Сакаская пачка залегает на пяйтеской пачке и представлена на севере сероцветным, а на юге - пестроцветным комплексом крепких доломитизированных органодетритовых известняков и доломитов мощностью до 2,1 м. Состав доломитов: доломит - около 80 %, глауконит - 3-13 %, единичные зерна кварца. Зерна глауконита относительно крупные (нередко более 1 мм) и распределены довольно равномерно. В пестроцветных и доломитизированных частях отложений зерна глауконита лимонитизированы. От подстилающих отложений породы сакаской пачки отличаются более выдержанной толстослоистой (до 15 см) текстурой и редким содержанием глинистых прослоев. Верхняя граница пачки обычно подчеркивается лимонитизированной поверхностью перерыва и отражается в смене литологического состава пород.

Телинымметская пачка залегает на сакаской пачке и распространена в северной части района. От подстилающих отложений она отличается меньшим содержанием (3-5 %) и более мелкими зернами глауконита, а также комковатой разно-, чаще всего тонко- и среднеслоистой (менее 6 см) текстурой светло-серых известняков или более темных доломитов, чередующихся с тонкими прослоями светло-серого глинистого мергеля или домерита. Неравномерно распределенные в породе зерна глауконита обычно светло-зеленые, часто удлиненной формы. Характерно присутствие многочисленных мелких створок брахиопод и лимонитизированных поверхностей перерыва. Общее количество кальцита и доломита до 85-90 %; их соотношения зависят от степени доломитизации пород.

Кюннапыхьяская пачка латерально замещает телинымметскую пачку в южной части РФР. Она отличается меньшим содержанием прослоев глинистого мергеля, пестро- и красноцветностью, а также большей выдержанной доломитизацией пород. Зерна глауконита в этой пачке покрыты сверху желтой или коричневатой пленкой гидроокислов железа.

Общая мощность телинымметской и кюннапыхьяской пачек вяэнаского подгоризонта колеблется от 0,15 м (в разрезах на поднятии Ассамалла) до 1,3 м (в районе Ульясте - между поднятиями).

Верхняя граница среднего подгоризонта не всегда четко устанавливается по комплексу неровных бугристых фосфатных поверхностей перерыва или по другим литологическим критериям. Верхи

телинымческой пачки могут быть довольно богаты зернами глауконита и иметь толстослоистую текстуру, однако глауконит распределен неравномерно, обычно небольшими скоплениями.

Кальвиская пачка мощностью 0,I5-2,0 м залегает на телинымческой и кюннапыхьяской пачках. Стратотипический разрез пачки находится в глинте между пос. Кальви и пос. Азери. Породы кальвиской пачки отличаются от нижезалегающих толстослоистостью, бо́льшим содержанием глауконита (I0-30 %, в низах у фосфатизированных поверхностей перерыва прослоями до 60 %). Зерна глауконита округловатые, слабо окатанные и раздробленные. Верхняя граница пачки маркирована неровной лимонитизированной поверхностью перерыва и яркой сменой литологического состава; последующая силлаоруская свита сложена оолитовыми породами.

Падаская пачка - нижняя часть силлаоруской свиты - распространена неповсеме́стно и имеет мощность только до 0,2 м. Стратотипический разрез пада́ской пачки (0,I7 м) расположен в северо-восточной части РФР на правом берегу речки Пада, ниже водопада.

Пачка отличается от нижележащих пород содержанием железистых оолитов, хотя по плотной массивной текстуре и значительному содержанию глауконита (до I5 %) она сходна с отложениями подстилающей тойлаской свиты и отличается от остальной части силлаоруской свиты. По фауне брахиопод и др. падаская пачка относится к волховскому горизонту. Оолиты падаской пачки чаще всего неправильной формы, представляют слепки остракод, микрогастропод и члеников иглокожих. От вышележащих отложений падаская пачка отделена четкой лимонитизированной поверхностью перерыва, на которой лимонитовая корка местами имеет мощность до нескольких сантиметров. В северной части РФР этой поверхности, согласно принятой стратиграфической схеме, соответствует перерыв в объеме раннекундаского времени. Таким образом, хотя силлаоруская свита здесь и содержит литологически сходные оолитовые породы, в возрастном отношении она делится на две части, относящиеся к верхнему подгоризонту волховского горизонта и среднему подгоризонту кундаского горизонта.

Кундаский горизонт

Кундаский горизонт отнесен уже к лланвирнскому ярусу. Он включает верхнюю часть (вокаскую пачку) силлаоруской свиты (рис. 3.4.7.в.) и нижнюю часть лообуской свиты (рис. 3.4.8) (утриаскую и ныммевескискую пачки) в составе среднего (валастеского) подгоризонта и далее верхнюю часть лообуской свиты (валгейыэскую пачку) и напаскую свиту в составе верхнего (алуояского) подгоризонта. Силлаоруская свита представлена преимущественно железисто-оолитовыми мергелями ("нижний чечевичный слой"),лообуская свита - сероцветными глауконитосодержащими эндоцератитовыми известняками и доломитами, а напаская свита - оолитовыми известняками (нижняя часть "верхнего чечевичного слоя").

Вокаская пачка составляет основную часть силлаоруской свиты. Она характеризуется обилием крупных (изредка до 4 мм) железистых оолитов, а также большой глинистостью (до 35 %) отложений, в частности, в средней части пачки. Оолиты правильной чечевицеобразной формы и концентрического строения. Мощность нижнего оолитового комплекса пород достигает 2 м, собственно оолитовых слоев в нем до I м (рис. 3.4.7 в). В юго-восточной части РФР к вокаской пачке условно отнесен и прослой серого безоолитового известняка (до I м). Западнее, где этот прослой отсутствует, на соответствующем уровне отмечается поверхность перерыва.

Утриаская и ныммевескиская пачки латерально замещают друг друга. Совместно с перекрывающей валгейыэской пачкой они образуют лообускую свиту общей мощностью от 2,3 до 8,3 м. Утриаская пачка мощностью до 4,9 м отличается от других частей лообуской свиты заметным содержанием зерен глауконита (в некоторых слоях до 7 %), доломитизацией и высокой плотностью пород. Состав: кальцит - 5-74 %, доломит - 5-84 % (в зависимости от степени доломитизации), нерастворимый остаток - 5-26 %. Структура в известняках ясно выраженная органо-детритовая, в доломитах - разнокристаллическая реликтово-органогенная. Заметно наличие темного фосфатного детрита и множество послойно распределенных раковин головоногих моллюсков, по которым образованы каверны в доломитах.

Текстура пород слабо комковатая, обычно средне- и толстослоистая (слои до I0 см); отмечаются редкие тонкие прослои темного мергеля. Ныммевескиская пачка мощностью до I,9 м замещает утриаскую пачку в восточной и южной частях района и отличается от последней меньшей доломитностью, большей глинистостью, большим содержанием прослоев мергеля и более комковатой текстурой пород.

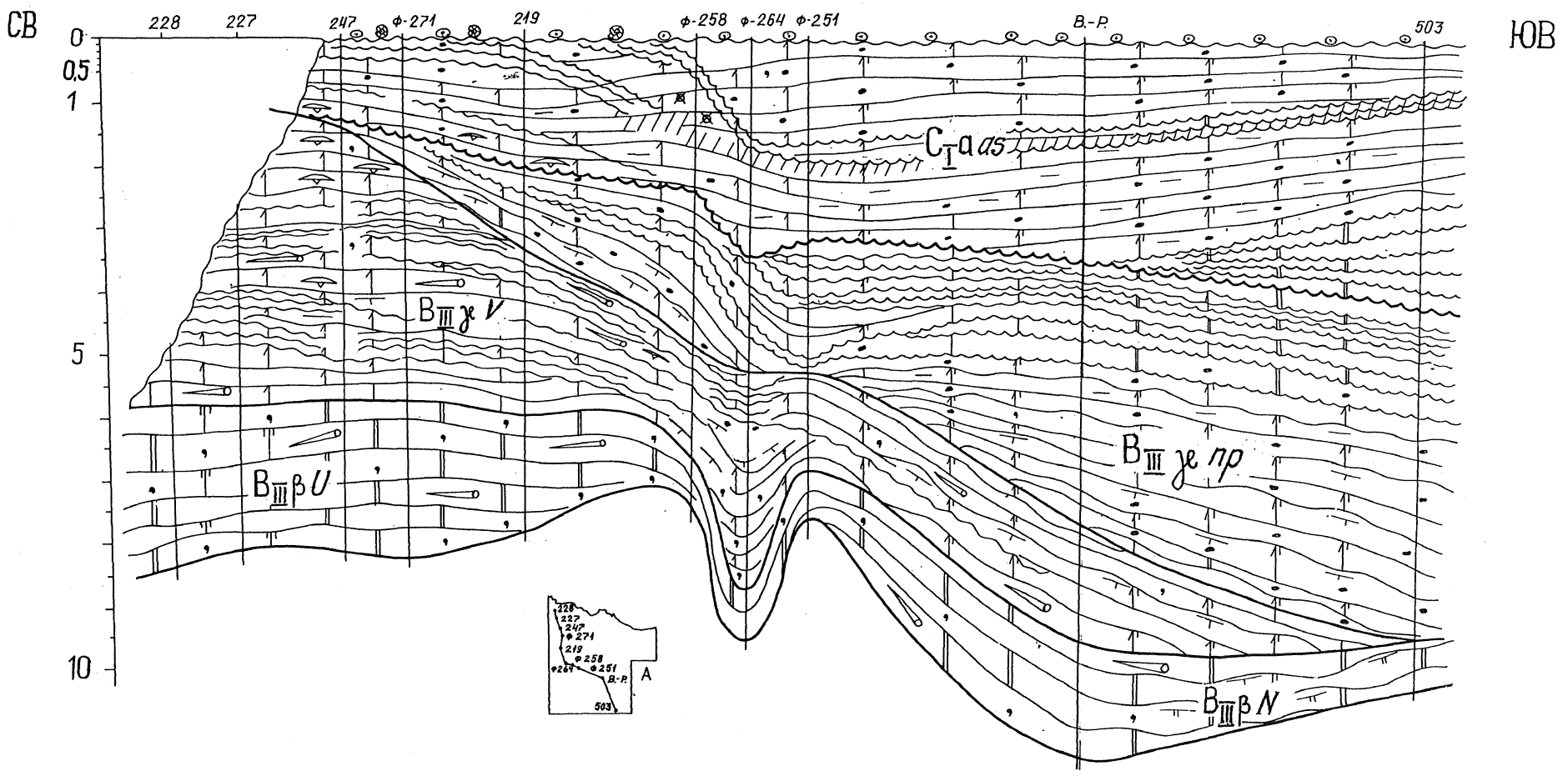


Рис. 3.4.8. Разрезы лообуской, напаской и азериской свит со схемой расположения скважин А). Усл. обозн. см. рис. 3.4.7.

Верхняя граница описанных пачек проводится по более значительному прослою мергеля в середине лообуской свиты, в северо-западной части РФР на этом же уровне отмечается одна или несколько бугристых фосфатных поверхностей перерыва, а на юге - в районе д.Ассамалла - по подошве "среднего оолитового слоя".

Валгейыэская пачка лообуской свиты и напаская свита замещают друг друга по латерали (Орвику, 1960 а, б, Мяги, 1970).

Валгейыэская пачка мощностью 1,0-4,7 м отличается от подстилающей утриаской пачки глинистостью известняков, их частым чередованием с прослоями мергеля и редким содержанием зерен глауконита. Содержание кальцита и (или) доломита 5-85 %, н.о. (в большей части - глины) - до 21 %.

Напаская свита увеличивается в мощности от 0 до 4,0 м в восточном и юго-восточном направлениях. Свита сложена коричневато-светло-серыми органогенными известняками, характеризующимися присутствием коричневых железистых оолитов, местами редких тонких зерен глауконита. Оолиты распределены неравномерно. Главным образом, они неправильной формы - представляют собой лимонитизированный детрит (зачаточные оолиты). Послойно и линзами настоящие оолиты правильной чечевицеобразной формы и концентрического строения. Диаметр оолитов достигает 2 мм, количество - до 20 %. Текстура пород слабо комковатая, разнослоистая. Известняки чередуются с прослоями мергеля, в которых также присутствуют оолиты. Наиболее мергелистой и богатой оолитами является средняя часть свиты. В органогенном материале существенна доля раковин головоногих моллюсков. В зависимости от степени доломитизации, содержание кальцита 10-85 %, доломита - 3-79 %; н.о. - 5-20 %.

Нижняя граница напаской свиты проводится по появлению железистых оолитов. Северо-западнее г.Раквере и западнее г.Кунда напаская свита отсутствует, низы ее замещаются породами валгейыэской пачки, а верхи, по-видимому, выклиниваются (Орвику, 1960 а, Мяги, 1970). Верхняя граница напаской свиты, а в северо-западной части района валгейыэской пачки, представляет собой хорошо выдержанную и выраженную, сильно расчлененную неровную лимонитизированную двойную поверхность перерыва. Последняя маркирует также границу нижнего и среднего ордовика. Однако в южном направлении установление этой границы становится местами затруднительным. В таком случае возможно описание пород напаской и перекрывающей азериской свиты в составе кандлеской свиты ("верхнего чечевичного слоя") (Мяги, 1984; Мянниль, Рыымусокс, 1984).

Азериский горизонт

Горизонт в полосе выхода наиболее типично представлен в районе Сака-Пюхайые, т.е. в местности, почти непосредственно прилегающей к РФР с востока. В указанном районе горизонт имеет мощность около 3 м и наиболее четко подразделяется на нижний, толстослоистый известняк с немногочисленными оолитами (0,65 м; т.н. азафидовый известняк), средний тонкослоистый глинистый известняк, также с немногочисленными мелкими неправильными оолитами (1,2 м; т.н. эхиносферитовый известняк) и на верхний разнослоистый известняк с многочисленными правильными оолитами (1,2 м; т.н. цефалоподовый известняк). В унифицированной стратиграфической схеме (Решения ..., 1978) два нижних подразделения объединены под общим названием маллаской пачки, а верхняя основная часть цефалоподового известняка выделяется как оякюлаская пачка. Две пачки совместно образуют азерискую свиту, согласно ревизии после 1978 г. местной стратиграфической схемы.

В РФР горизонт представлен обеими пачками, и здесь хорошо прослеживается общая для всей территории Северной Эстонии тенденция к уменьшению мощности горизонта в северо-западном направлении за счет выклинивания нижних слоев. В связи с этим мощность горизонта на СЗ РФР лишь около 1 м, а на крайнем ЮВ - более 4 м (рис. 3.4.9). В стратотипе (б. карьер у Азери) горизонт слагается всеми указанными выше тремя подразделениями суммарной мощностью 2,02 м (снизу вверх, соответственно 0,50, 0,90 и 0,62 м - рис. 3.4.10).

Маллаская пачка на преобладающей части РФР слагает нижнюю 2/3 часть разреза азерискаго горизонта и состоит из нижнего плотного толстослоистого и верхнего глинистого известняка общей мощностью до 2,5-3 м. Для нижней части пачки характерны желтые разводы и редкие неправильной формы оолиты - признаки, в общем свойственные и нижележащей напаской свите кундаскаго горизонта. В связи с этим проведение нижней границы маллаской пачки и одновременно границы нижнего и среднего ордовика в кернах скважин, пройденных в южной части РФР, затруднительно и до-

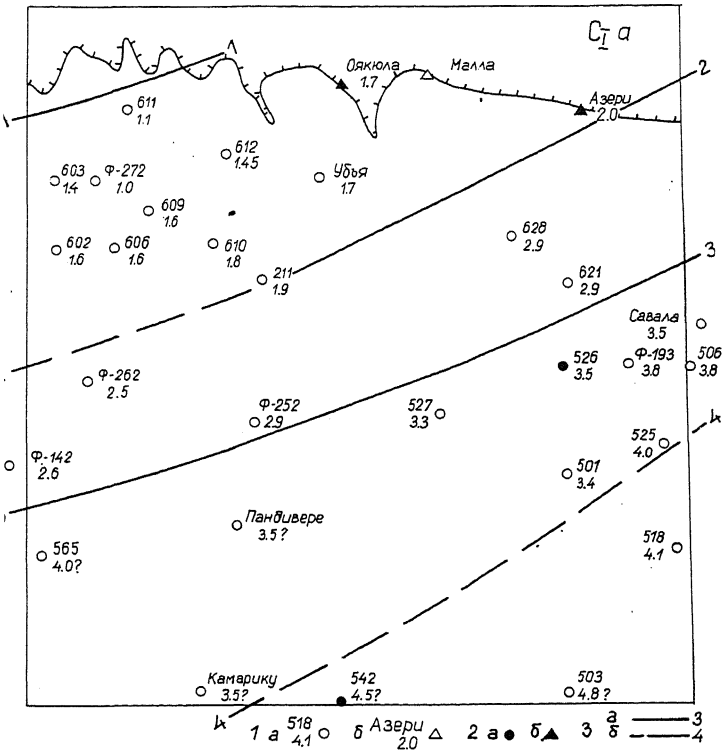


Рис. 3.4.9. Схема мощности азериского горизонта. Условные обозначения к рис. 3.4.9 ... 3.4.25: I - буровые скважины (а) и обнажения (б), их номера или названия, мощность отложений, м, 2 - то же, разрезы отложений показаны на колонках (рис. 3.4.I0.), 3 - изолинии мощности достоверные (а) и предполагаемые (б).

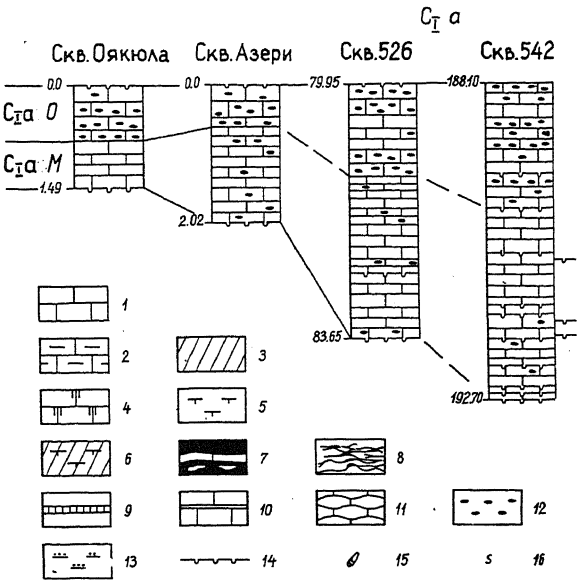


Рис. 3.4.I0. Разрезы азериского горизонта в обнажениях и буровых скважинах (местоположения см. рис. 3.4.9.). Объяснение стратиграфических индексов см. табл. 3.4.I. Условные обозначения к разрезам: рис. 3.4.I0 - 3.4.26:
I - известняк, 2 - глинистый известняк, 3 - керогенсодержащий известняк, 4 - доломитизированный известняк, 5 - мергель, 6 - керогенсодержащий мергель, 7 - кукерсит с прослоями и включениями известняка, 8 - тонкие прослои и примазки кукерсита, 9 - прослой метабентонита, I0 - известняк с тонкими прослоями мергеля, II - известняк комковатый, I2 - железистые оолиты, I3 - крупноалевритовая и мелкопесчаная примесь в породе, I4 - поверхность перерыва, I5 - остатки наутилоидей, I6 - ходы илоедов.

вольно условно (Рыммусокс, I970). На севере, в районе выходов эта граница в принятом виде, однако, весьма четкая и проводится однозначно по сильно развитой поверхности перерыва с гётитовой импрегнацией (Orviku, I927, I940). В полосе выходов к западу от Азери пачка представлена очевидно лишь верхним своим подразделением, состоящим здесь из серых известняков, без оолитов (обн. Оякюла); дальше на западе эти известняки становятся глауконитсодержащими.

Оякюлаская пачка в пределах РФР отличается от нижележащей маллаской пачки постоянным присутствием сравнительно хорошо развитых гётитовых оолитов. В стратотипе (в заброшенной каменоломне Оякюла; рис. 3.4.9) мощность пачки составляет 0,79 м и в полосе выходов она на значительном протяжении сравнительно выдержанная (0,6-I,0). В скважинах, пройденных на юге РФР, принятая в настоящем обзоре мощность пачки (I,8 м в скв. 542) условно завышена за счет самых верхов кандлеских оолитовых известняков, имеющих отчасти уже ласнамягиский возраст (см. ниже).

Ласнамягиский и ухакуский горизонты

В Северной Эстонии ласнамягиский горизонт слагается верхами оолитовых известняков кандлеской свиты, а по детализированной схеме - азериской свиты, содержащих литуитовую фауну (см. Рыммусокс, I970, с. 6I), и нижней частью "строительных известняков" вяоской свиты до страти-

графического уровня появления так наз. дицеллограптовой фауны, совпадающего с основанием конодонтовой зоны Eoplacognathus robustus . В полосе выходов нижняя граница горизонта проводится по поверхности перерыва, маркирующей основание так наз. верхнего цефалоподового известняка по стратиграфической схеме К.Орвику (Orviku, 1940, табл. II). Проведение же верхней биостратиграфической границы ласнамягиского горизонта затруднительно, так как она, по имеющимся данным, физически не выражена и проходит по литологически единой толще ласнамягиского и нижнеухакуского возраста, располагаясь в стратотипе приблизительно в середине интервала между кровлей "доломитовой банки" (паэской пачки) и так наз. двойной поверхностью перерыва (см. Рыымусокс, 1970, рис. 11; Мянниль, 1976). Верхнеухакуские отложения кольялаской и пяртлиоргской пачек рассматриваются в составе кыргекаллаской свиты глинистых известняков и мергелей, а эрраской пачки - в составе кукерситоносной вийвиконнаской свиты (Строение ..., 1986).

В связи с указанными обстоятельствами в настоящем обзоре отложения ласнамягиского горизонта самостоятельно не выделяются и рассматриваются вместе с нижнеухакускими в составе единой вяоской свиты, подразделяемой в пределах РФР лишь местами и при этом с определенной условностью на пачки (см. ниже).

Мощность верхов азериской свиты, относимых к ласнамягискому горизонту в пределах РФР, небольшая и, вероятно, не превышает 0,4-0,5 м (Рыымусокс, 1970, рис. 15).

На рубеже ласнамягиского и ухакуского горизонтов находится граница лланвирнского и лландейловского ярусов общей шкалы, проведение которых в конкретных разрезах сталкивается с вышеописанными трудностями.

Вяоская свита залегает между оолитовыми известняками азериской (или кандлеской) свиты и глинистыми известняками кыргекаллаской свиты и характеризуется, как вообще в районе выходов в Северной Эстонии, сравнительно выдержанной мощностью (7,5-10,3 м) и однообразным литологическим характером (рис. 3.4.11 и 3.4.12). Свита слагается в общем чистыми крепкими толстослоистыми известняками, характеризующимися присутствием неправильных вертикальных ходов илоедов. Степень доломитизации известняков различная, в ЮВ части РФР она интенсивная. Структура породы, в основном, илисто-детритовая, детрит в известняках зачастую в той или иной мере пиритизирован, особенно в нижней части свиты. Мощность свиты в РФР колеблется в пределах от 7 до 10 м, причем увеличивается в северном направлении.

Характерное для района стратотипа (на восточной окраине г.Таллина) трехчленное деление свиты на нижний, среднеслоистый сравнительно глинистый известняк (ребалаская пачка), маломощный доломитовый "слой" (паэская пачка) и верхний, толстослоистый известняк (костивереская пачка) с определенной долей условности прослеживается и на территории РФР, в частности в северо-западной его части. Так, например, в разрезе скв. Убья указанные пачки выделяются соответственно, в интервалах 29,0-31,12 м, 28,67-29,0 м и 22,49-28,67 м и имеют мощности в 2,12, 0,33 и 6,18 м. В средней части РФР, где общая мощность свиты составляет 7,5-8,0 м, мощность ее нижней части (ребалаской пачки) во многих разрезах равна 1,4-1,5 м (скв. 142, 262, 256, 527 и др.). На юге РФР, где "доломитовый слой" выделяется нечетко или же вообще не выделяется, нижняя часть вяоской свиты мощностью 1,5-2,5 м характеризуется присутствием четко пиритизированного детрита и обильных фрагмоконов наутилоидей. Эти слои представляют собой основную часть ласнамягиского горизонта в данном районе и очевидно одновозрастны с отложениями ребалаской пачки севера. На основании послойного сопоставления разреза скв. Убья с разрезом окрестностей г.Таллина мощность ласнамягиской части вяоской свиты на севере РФР составляет приблизительно 4,0-4,5 м, а нижнеухакуской части - приблизительно 4,5-6,0 м.

Кольялаская пачка. Основной опорный разрез пачки - сводный разрез, составленный К.Орвику (Orviku , 1929, 1940) по стратотипическим обнажениям на реках Пуртсе и Эрра (Кольяла, Ухаку, см. рис. 3.4.13 и 3.4.14). В сводном разрезе пачка охватывает слои (по нумерации К.Орвику) 1...16 и основную, верхнюю часть слоя 17, суммарной мощностью 4,48 м (Рыымусокс, 1970). В разрезе скв. Убья (Orviku, 1940, рис.) пачка занимает интервал 18,58-22,49 (мощность 3,91 м). В пределах РФР отложения пачки хорошо выдерживаются по простиранию, а в южном направлении мощность уменьшается до 2,5-3 м.

В северной полосе РФР пачка может быть расчленена на нижнюю, более известковистую и на верхнюю, более глинистую части. В нижней части преобладают слабоглинистые или неглинистые

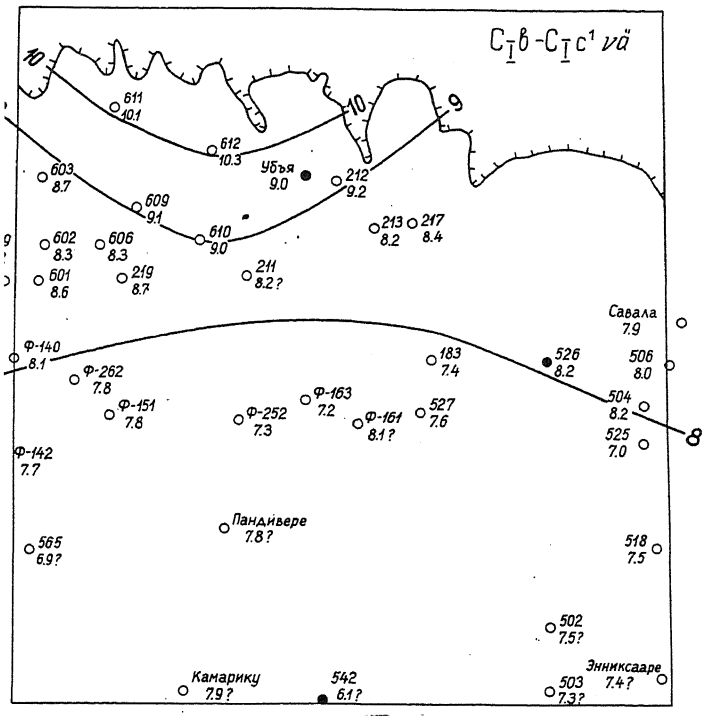


Рис. 3.4.II. Схема мощностей вяоской свиты. Условные обозначения см. рис. 3.4.9., разрезы свиты см. рис. 3.4.I2.

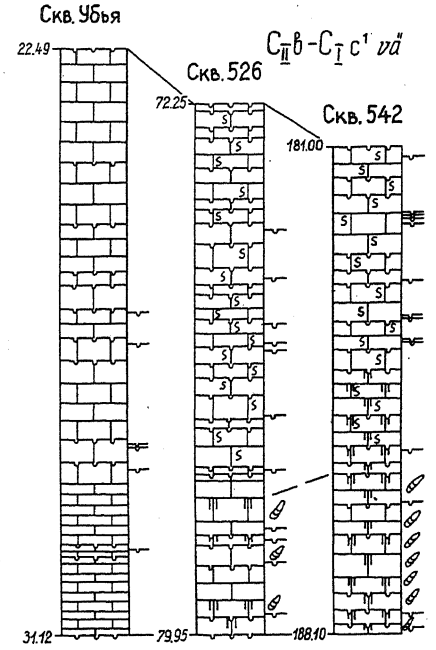


Рис. 3.4.I2. Разрезы вяоской свиты. Условные обозначения см. рис. 3.4.I0., местоположение разрезов - рис. 3.4.II.

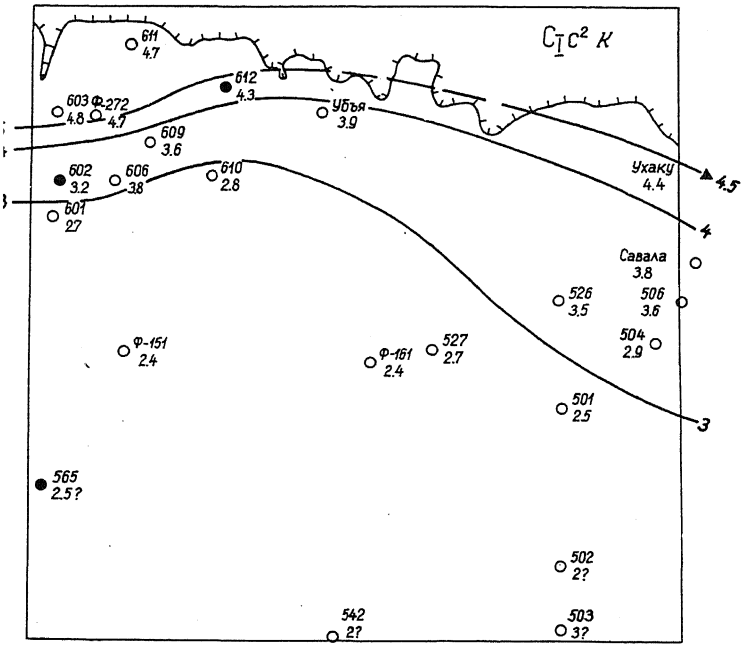


Рис. 3.4.I3. Схема мощности кольялаской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.9., разрезы пачки - рис. 3.4.I4.

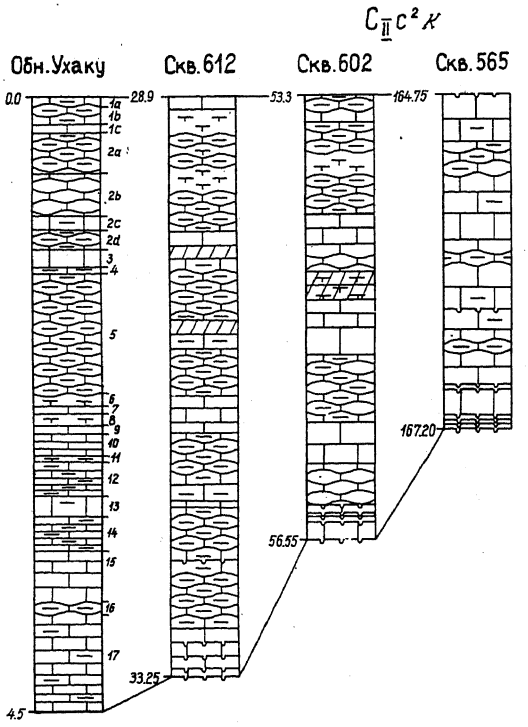


Рис. 3.4.I4. Разрезы кольялаской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.I0., местоположение разрезов - рис. 3.4.I3.

(н.о. менее 10 %) известняки с частыми четкоограниченными пленками мергеля. Текстура породы - от толстослоистого до тонкослоистого (в зависимости от наличия пленок мергеля). В верхней части пачки преобладают глинистые известняки с прослоями мергеля значительной мощности. Текстура пород в основном тонковолнистослоистая или неясно мелкополукомковатая. Границы между мергелем и известняком расплывчатые, неясные. По мере продвижения на юг уменьшается роль глинистого вещества в породе как в нижней, так и в верхней частях пачки. В средней полосе РФР во всей пачке преобладают тонко- и среднеслоистые неглинистые или слабоглинистые известняки (скв. 151, 252 - н.о. 6-11 %). Роль полукомковатого известняка с частыми пленками мергеля сильно подчиненная. Содержание н.о. в наиболее глинистых частях пачки не превышает 25 % (в скв. 151 - 20,3 %). Около южной границы РФР (скв. 542) вся пачка сложена, в основном, толстослоистыми неглинистыми известняками с редкими пленками мергеля. Структура пород пачки, в основном, илистая, местами до илистозернистой. В нижней 0,5 м пачки в породе наблюдается повышенное содержание детрита, характерное для нижележащей пачки. Цвет породы меняется от зеленовато-серого до светло-серого в зависимости от глинистости породы. В северной части района в верхах пачки появляются единичные маломощные (мощностью 1-2 см) прослойки (1-3) известняка с частыми пленками керогенистого мергеля или слабой примесью керогена кукерситового типа.

Пяртлиоргская пачка (рис. 3.4.15 и 3.4.16) залегает между кольялаской и эрраской пачками и соответствует средней третьей части стратотипического разреза верхнеухакуского подгоризонта (Решения..., 1978). В стратотипе пачки на левом берегу р.Пуртсе у Пяртлиорг обнажались лишь низы ее на мощность 1,61 м (Orviku, 1940, табл. XI, фиг. 4; Рыымусокс, 1970, рис. 19 А,Б). Полный разрез пачки в районе стратотипа вскрыт скважиной Савала в интервале 32,08-37,1 м, а почти полный (без низов) - канализационной канавой в г.Кивиыли (Рыымусокс, 1970, с. 99-101, слои - 39-64 мощностью 4,57 м; рис. 3.4.16). Судя по материалам А.К.Рыымусокса (1949 г.), аналогичный типовому разрез пачки выдерживается по простиранию по меньшей мере от скв. Раусвере - на востоке до скв. Убья на западе (мощность пачки 6,0-6,6 м). Пачка отличается от нижележащей повышенной глинистостью и наличием слаборазвитых слоев глинистого кукерсита. Она сложена в основном глинистыми, илистыми, реже зернисто-илистыми известняками с тонкокристаллической основной массой. Текстура неясно мелкокомковатая, с постепенными переходами между известняком и мергелем. Встречаются прослои известковистого мергеля (до 30 см) и относительно чистого (н.о. 5-10 %) известняка.

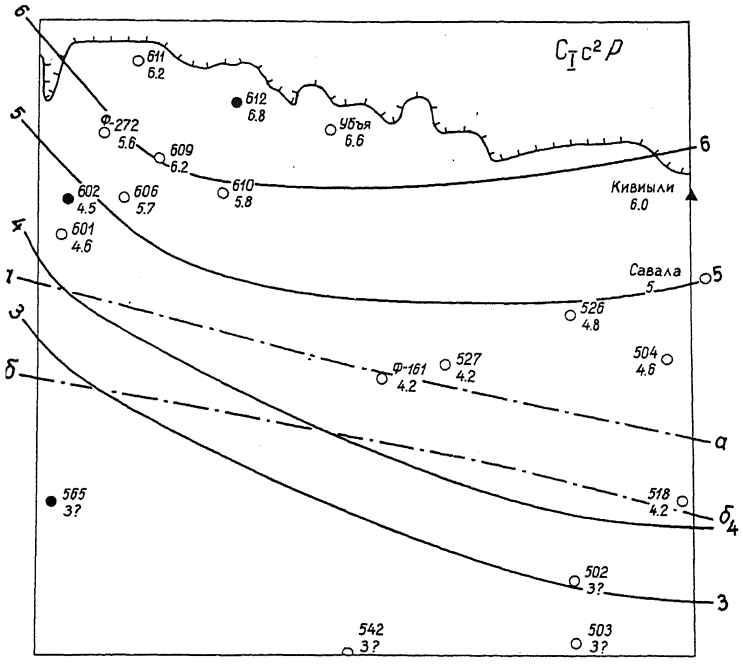
В районе выходов в строении пачки можно различать пять частей (снизу вверх): 1) нижние мергели с прослоями глинистых известняков, с двумя тонкими (1-2 см) прослоями кукерсита (x_1, x_2) в основании (1,6 м); 2) нижний комплекс глинистых кукерситов и вмещающих глинистых известняков (1,3-1,4 м); глинистые известняки с прослойками кукерсита (1-3 см) образуют пласты a_1-a_4 мощностью 0,1-0,4 м, разделенные слоями известняков мощностью 0,1-0,3 м; 3) средние мергели и известняки (0,9-1,0 м); 4) верхний комплекс глинистых кукерситов ($в_1$- $в_4$) и вмещающих известняков и мергелей (1,3-2,2 м); мощность пластов 0,1-0,6 м; 5) верхние мергели и известняки, с пластом кукерситов $в_5$ (0,6-0,7 м).

Здесь необходимо отметить, что вопросы индексации кукерситовых слоев ухакуского и кукрузеского горизонтов Р.Мяннилем специально рассмотрены в разд. 2.1 книги "Строение сланценосной..." (1986).

Мощность пачки к югу сокращается до 3 м. В том же направлении уменьшаются глинистость и кукерситоносность, последняя - за счет исчезновения вначале нижних кукерситов, затем верхних (рис. 3.4.16).

Эрраская пачка (рис. 3.4.17 и 3.4.18) слагает верхнюю третью часть верхнеухакуского подгоризонта и соответствует в стратотипическом районе верхнему, убьяскому подгоризонту ухакуского горизонта схемы А.К.Рыымусокса (Рыымусокс, 1970, с. 118. рис. 20). Пачка отличается повышенной кукерситоносностью и ее отложения в Ленинградской части бассейна горючих сланцев принято включать в состав кукрузеского горизонта (см. Дубарь, Левин, 1973, с. 48).

Полный стратотипический разрез пачки мощностью 5,8 м в начале 60-х годов был вскрыт во временной канализационной канаве Кивиыли-Эрра (Рыымусокс, 1970, с. 99-100, рис. 20). Гипостратотипом считается интервал 26,62-32,08 м керна скв. Савала (Мянниль, 1966; Рыымусокс, 1970). Пачка сложена преимущественно глинистыми известняками и известковистыми мергелями с прослоями кукерсита. Роль чистого (неглинистого) известняка в пачке явно подчиненная. Отмечается некоторое уменьшение глинистости в южном направлении. Структура пород, в основном,



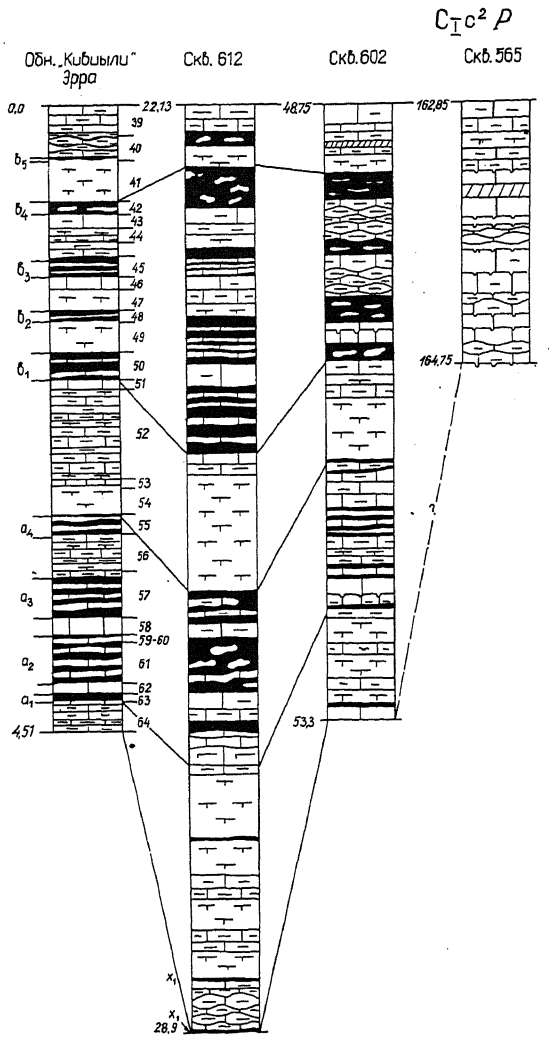
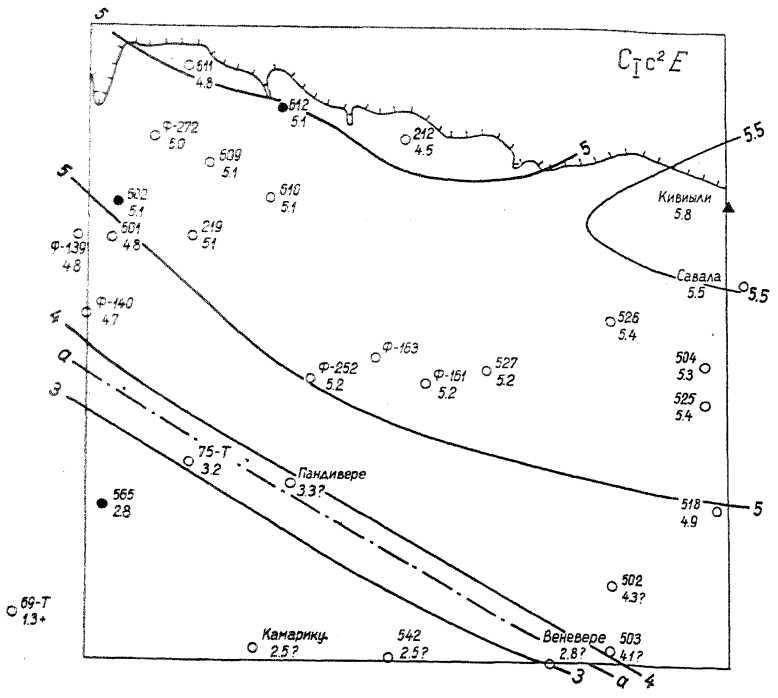


Рис. 3.4.I5. Схема мощности пярглиоргской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.9, разрезы - рис. 3.4.I6. На схеме обозначены дополнительными линиями: аа - южная граница распространения кукерситовых слоев a_I-a_4, бб - то же, слоев $б_I$-$б_5$.

Рис. 3.4.I6. Разрезы пярглиоргской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.I0, местоположение разрезов - рис. 3.4.I5. У колонки обн. Кивиыли - Эрра справа нумерация слоев по А.Рыымусоксу (I970).

детритово-илистая. В районе стратотипа, а также на широкой территории к востоку и западу от него в строении пачки можно различать три части: I) нижнюю, основную кукерситоносную, с пластами c, d, g и h(I,9 м); 2) среднюю, преимущественно глинистую (мергелевую), с тонким слоем кукерсита k в середине и более мощным слоем l в верхах (I,8 м; слои I9-27 разреза Кивиыли-Эрра, см. Рыымусокс, I970, с. 99-I00), и 3) верхнюю, в основном известняковую с примесью кукерсита, сконцентрированного на трех уровнях m_I, m_2 и n (2,I м). В северной части РФР такое строение пачки выдерживается на юге примерно до линии Тапа-Тудулинна. На этой площади мощность пачки составляет 4,5-6,I м.

В южном направлении мощность постепенно уменьшается, что хорошо прослеживается по скважинам вдоль восточной рамки РФР на протяжении 30 км, причем уменьшение происходит, в основном, за счет нижней части пачки (от I,9 до I,I м на юге). К югу от линии Тапа-Тудулинна слои кукерсита в эрграской пачке на протяжении 5-I0 км полностью исчезают и ее отложения становятся трудно отличимыми от пород пярглиоргской пачки. Полного выклинивания пачки, как предполагалось раньше (Рыымусокс, I970, рис. 23), однако, не происходит, и ее мощность на крайнем юго-западе РФР составляет еще 2-3 м (рис. 3.4.I7).



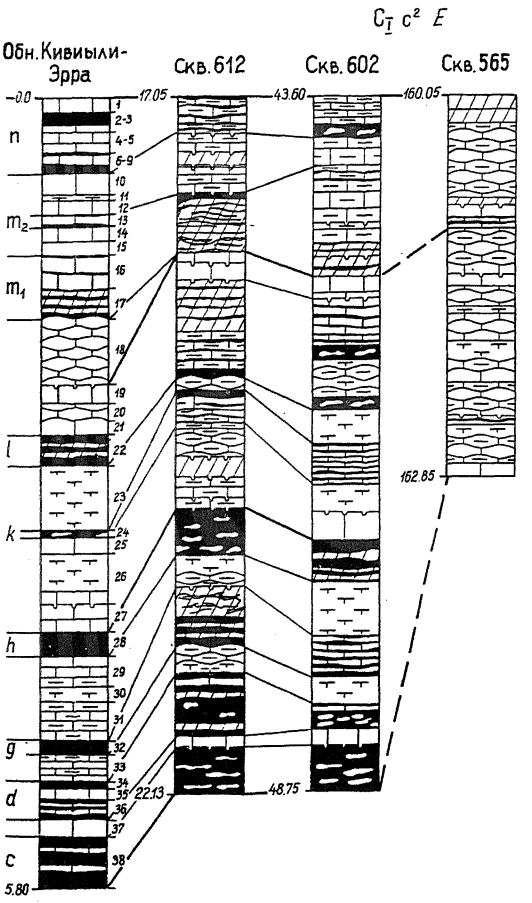


Рис. 3.4.I7. Схема мощности эрраской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.9, разрезы - рис. 3.4.I8. Дополнительной линией аа обозначена юго-западная граница распространения кукерситовых слоев в пачке.

Рис. 3.4.I8. Разрезы эрраской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.I0, местоположение разрезов - рис. 3.4.I7.

Кукрузеский горизонт

Кукрузеский горизонт включает породы верхней, основной части вийвиконнаской свиты: кивиылискую, майдласкую и пеэтрискую пачки (табл. 3.4.I). Строение кукрузеского горизонта на рассматриваемой территории аналогично его строению в стратотипическом районе (в окрестности г.Кохтла-Ярве). На севере, в полосе выходов, разрез горизонта стратиграфически сокращен в связи с генетическим выклиниванием его верхней части; к югу разрез постепенно пополняется, причем на южной окраине РФР он достигает степени стратиграфической полноты, близкой к максимальной для территории Эстонии (Мянниль, I984). К низам горизонта приурочены промышленные залежи горючих сланцев (промышленная пачка), образующие западную часть Эстонского месторождения, а в средней и южной частях территории - залежи верхней части горизонта, образующие восточную часть Тапаского месторождения.

Каждая пачка подразделена еще на две подпачки (Мянниль, I984). Пачки и подпачки имеют возрастные границы, проводимые или по пластам кукерсита, или по поверхностям седиментационных перерывов.

Мощность горизонта в РФР составляет от 5,3 м на крайнем северо-западе до около I8 м на юге.

Кивиыликая пачка (рис. 3.4.I9 и 3.4.20) выделяется как нижняя, в районе выходов наиболее обогащенная кукерситом часть разреза кукрузеского горизонта; соответствует нижнему, кохтласкому подгоризонту стратиграфической схемы А.К.Рыымусокса (I957, I970). Стратотип -

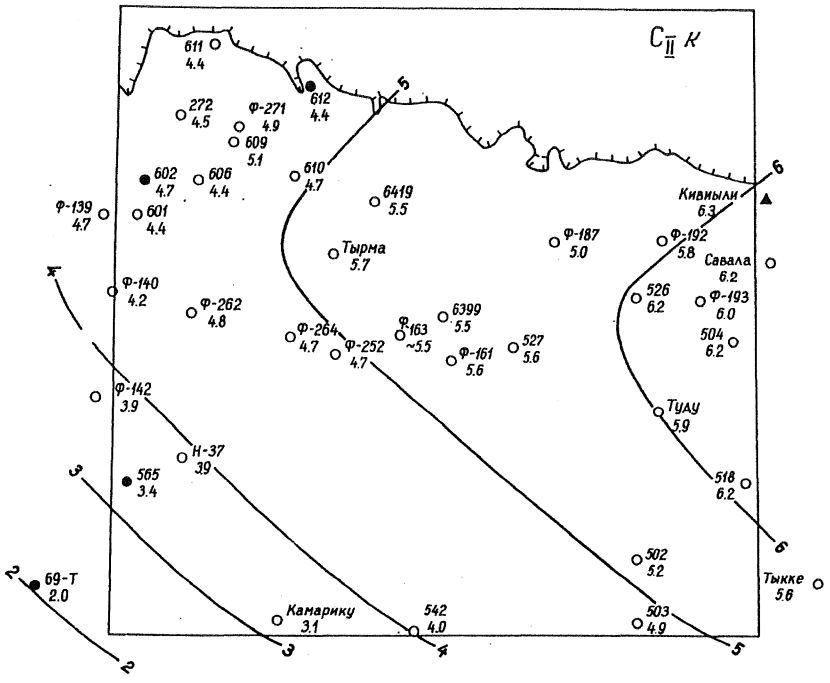


Рис. 3.4.19. Схема мощности кивиылиской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.9, разрезы – рис. 3.4.20.

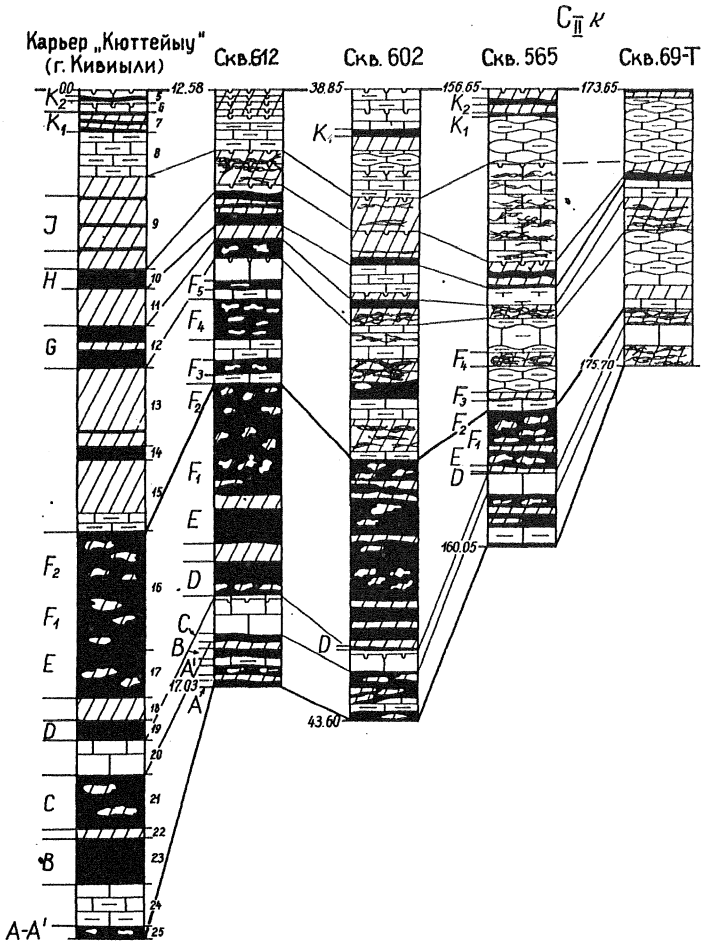


Рис. 3.4.20. Разрезы кивиылиской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.10, местоположение разрезов – рис. 3.4.19. Нумерация слоев разреза карьера Кюттейыу по А.Рыымусоксу (1970).

закрытый карьер Кюттейыу у г.Кивиыли, где пачка обнажалась на полную мощность в 6,32 м (Рыымусокс, 1970, с. 139-140).

Кивиылиская пачка как в районе стратотипа, так и почти на всей остальной площади РФР слагается снизу тремя относительно мощными сближенными пластами кукерсита A-A', B-C и $D-F_2$ и двумя пластами известняка A'/B и C/D (промышленная пачка Эстонского месторождения), а вверху в той или другой степени глинистыми известняками, реже известковистыми мергелями, включающими, в качестве основных, относительно выдержанные пласты кукерсита G и H. Эти части пачки можно рассматривать как нижнюю и верхнюю подпачки. Структура известняков от детритовоиловых до илисто-детритовых.

Нижняя подпачка достигает своего максимального развития в районе г.Кохтла-Ярве и характеризуются там разрезом, состоящим из двух, почти равных по мощностям сланцевых частей, разделенных маркирующим известняком C/D ("двойная плита"). Такой тип разреза характерен для подпачки и в восточной половине РФР. В западной половине территории мощность нижней части подпачки (пластов A-A' и B-C) значительно сокращается и местами (скв. 612) составляет лишь 1/4 мощности верхней части. Мощность подпачки в целом уменьшается к ЮЗ и составляет в скв. Ярва-Яани лишь 0,6 м против 2,9 м на крайнем северо-востоке (в г.Кивиыли).

Верхняя подпачка более выдержанная и мощность минимальная (1,5 м) также на ЮЗ, а максимальная (3,8 м) на ЮВ. Кроме хорошо известных пластов кукерсита G и H, к верхнекивиылиской подпачке приурочены еще слаборазвитые пласты F_3-F_5, K_1-K_2. Первые из них вместе с вмещающими известняками, относительная роль которых в южном направлении постепенно увеличивается, занимают нижнюю часть (0,9-1,4 м) подпачки, а последние, весьма маломощные (5 см), располагаются в ее самых верхах. По поверхности перерыва в кровле K_2 проводится верхняя граница кивиылиской пачки.

Общая мощность кивиылиской пачки в преобладающей части РФР составляет 4,0-5,5 м, максимальна она на СВ (6,2 м), минимальна (2,1 м) на ЮЗ. В районе г. Раквере прослеживается уменьшение мощностей как в южном, так и в северном направлениях.

Майдлаская пачка (рис. 3.4.21 и 3.4.22) залегает между кивиылиской и пеэтриской пачками и слагает верхнюю половину стратотипического и примерно среднюю треть относительно полного (более южного) типа разрезов кукрузеского горизонта. Стратотип - сводный разрез по обнажениям на р.Пуртсе (Рыымусокс, 1970, с. 140-141).

Майдлаская пачка отличается от нижележащей кивиылиской пачки как меньшим содержанием кукерсита в разрезе, так и текстурными особенностями. В нижней своей части (3,0-3,5 м) пачка сложена, в основном, полукомковатыми известняками. Текстура пород характеризуется присутствием сильно извилистых, волнистых и прерывистых пленок, прослоек и скоплений кукерсита. На этом текстурном фоне выделяются прослои известняков, иногда маркирующих, лишенных кукерсита. Выделяются слаборазвитые пласты L, M, N, O и P, содержание бедного кукерсита в которых довольно изменчиво, составляя 10-15 %. Основные маркирующие известняки M/N и N/O, мощность которых 0,1-0,2 м, расположены обычно на расстоянии 0,9-1,1 м друг от друга. В верхней части пачки (2,3-4,0 м) известняки местами более глинистые, иногда мелкокомковатые (I/II). Пласты кукерсита здесь отчасти(I, II) более развитые, преимущественно волнистослоистые, отчасти комковатые или полукомковатые. Содержание бедного кукерсита в них обычно 30-70 %. В северной части РФР майдлаская пачка залегает непосредственно под отложениями идавереского горизонта и не имеет полного стратиграфического объема. Так, в скважинах у Кавасту развиты только самые нижние слои пачки (пласт - L - мощностью около 1 м). Далее к югу разрез пачки постепенно пополняется, достигая своей стратиграфической полноты примерно на линии Тапа-Тырма-Кивиыли, где мощность ее составляет 5,5-6,5 м. К югу от этой линии мощность пачки продолжает возрастать до максимума в 8,0-8,5 м, а затем следует ее убывание. По сравнению с кивиылиской пачкой максимальные мощности описываемой пачки передвинуты с северо-восточной части района на запад. Увеличение мощности пачки происходит также в юго-восточном углу территории.

Пеэтриская пачка (рис. 3.4.23 и 3.4.24) распространена в южной части РФР и залегает над майдлаской пачкой, завершая разрез кукрузеского горизонта. Стратотип пачки - разрез наклонной шахты в Вяэна-Пеэтри юго-западнее г.Таллина (см. Рыымусокс, 1970, с. 132-134, слои 1-13), где развита нижняя часть пачки мощностью 4,2 м. Нижняя граница пачки проводится условно по подошве мощного (1-2,5 м) основного верхнекукрузеского сланцевого пласта Ш, прослеживаемого на обширной территории аналогично основанию промышленной пачки. Определенной верхней границы пачка в пределах сланцевого бассейна, в том числе и РФР, не имеет, так как

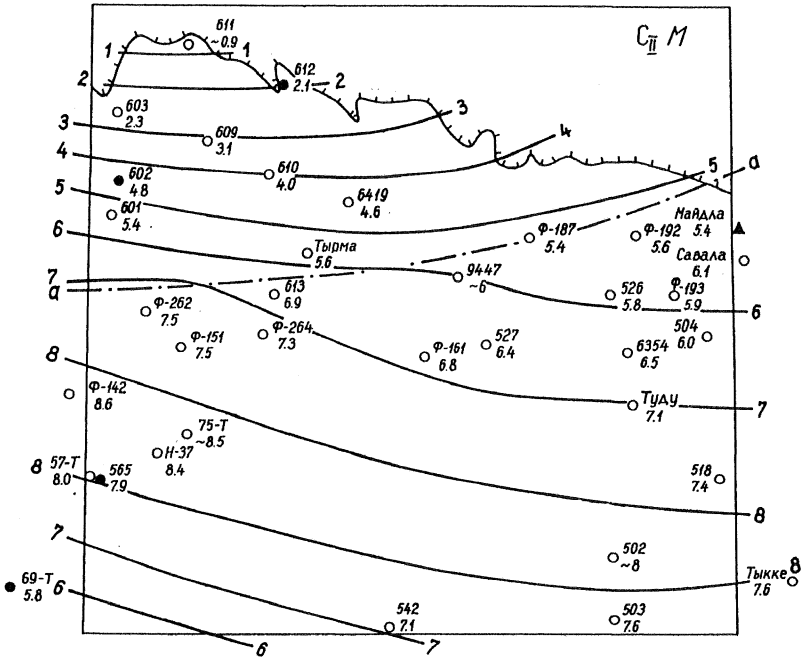


Рис. 3.4.21. Схема мощности майдлаской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.9, разрезы - рис. 3.4.22. Дополнительной линией аа обозначена граница, севернее которой пачка постепенно выклинивается.

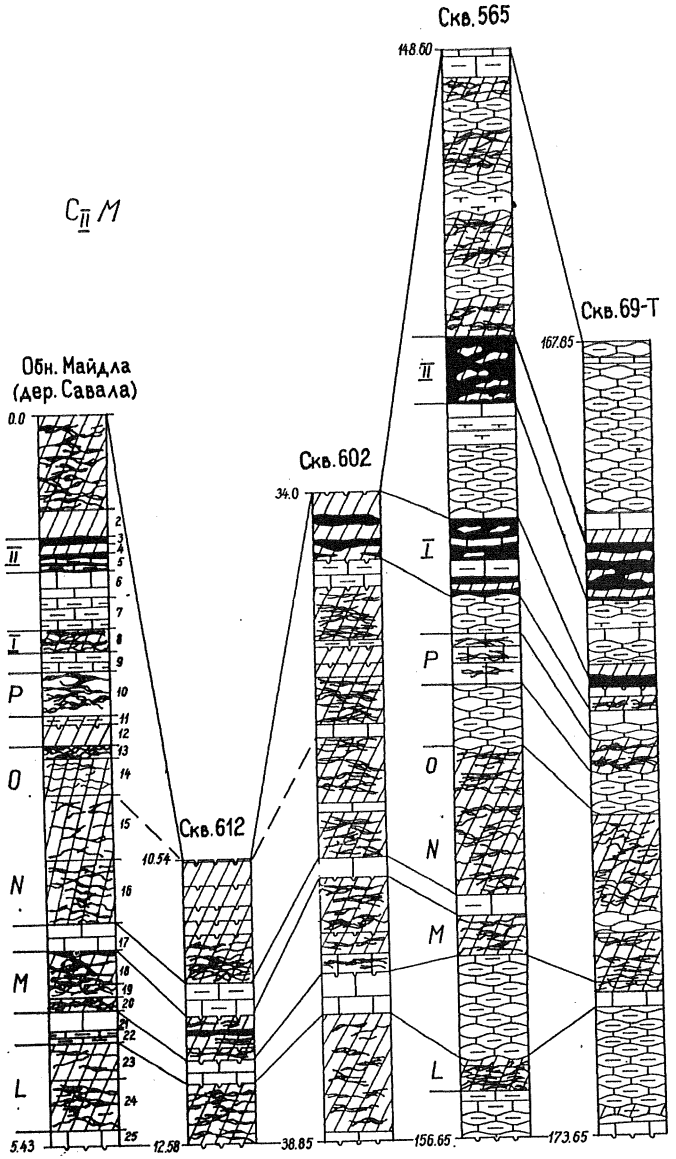


Рис. 3.4.22. Разрезы майдлаской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.10, местоположение разрезов - рис. 3.4.21. Нумерация слоев обн. Майдла по А.Рымусоксу (1970).

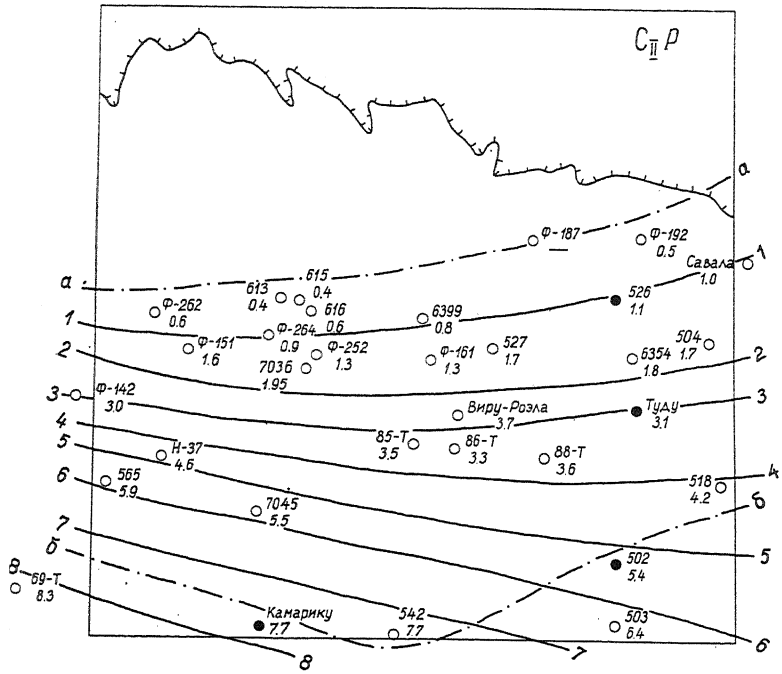


Рис. 3.4.23. Схема мощности пеэтриской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.9, разрезы - рис. 3.4.24. Дополнительными линиями обозначены - аа - северная граница генетического выклинивания пачки, бб - северная граница распространения УП слоя кукерсита.

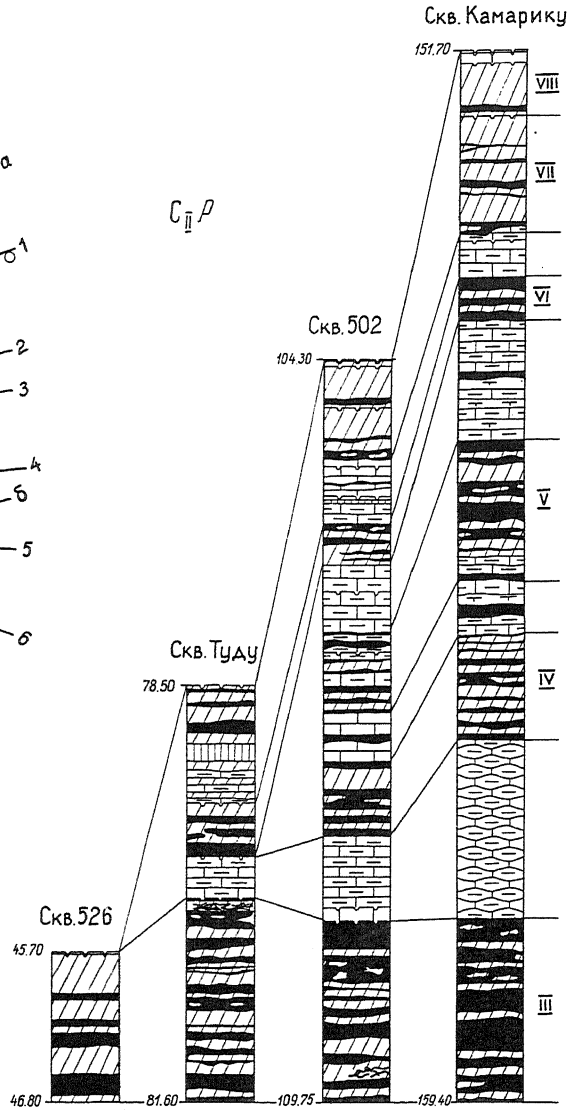


Рис. 3.4.24. Разрезы пеэтриской пачки. Условные обозначения см. рис. 3.4.10, местоположение разрезов - рис. 3.4.23.

верхи пачки здесь отсутствуют и она перекрывается отложениями идавереского горизонта с седиментационным перерывом. Пачка подразделена на две подпачки, с границей между ними по подошве сланцевого пласта УI.

Пеэтриская пачка развита к югу от линии Тапа-Тырма-Кивиыли. Около 20 км южнее, на линии Кергута-Раккла-Оонурме, нижняя подпачка достигает своей стратиграфической полноты при мощности в 4,I-5,2 м. Максимальные общие мощности пачки на южной границе РФР достигают 6,I-7,7 м, из чего верхняя подпачка составляет лишь ок. 0,7 м. Максимальную мощность верхняя подпачка достигает южнее РФР. Субширотная полоса на юге РФР, где нижнепеэтриские слои развиты в полном своем стратиграфическом объеме и включают сланцевые пласты от III до УП включительно, имеет ширину лишь I0-I5 км.

Породы пеэтриской пачки отличаются от таковых нижележащих пачек повышенной глинистостью и заметными концентрациями кукерсита, образующего пласт III (до 2,5 м), сближенные пласты сложного строения IУ и У (суммарно до I,7 м) и сравнительно маломощные (0,3-0,8 м) пласты УI и УII. Вещественный состав, структура и текстура этих пластов от сланцевых пластов нижележащих пачек принципиально не отличаются. Однако заслуживает внимания, что для пластов IУ и У характерна

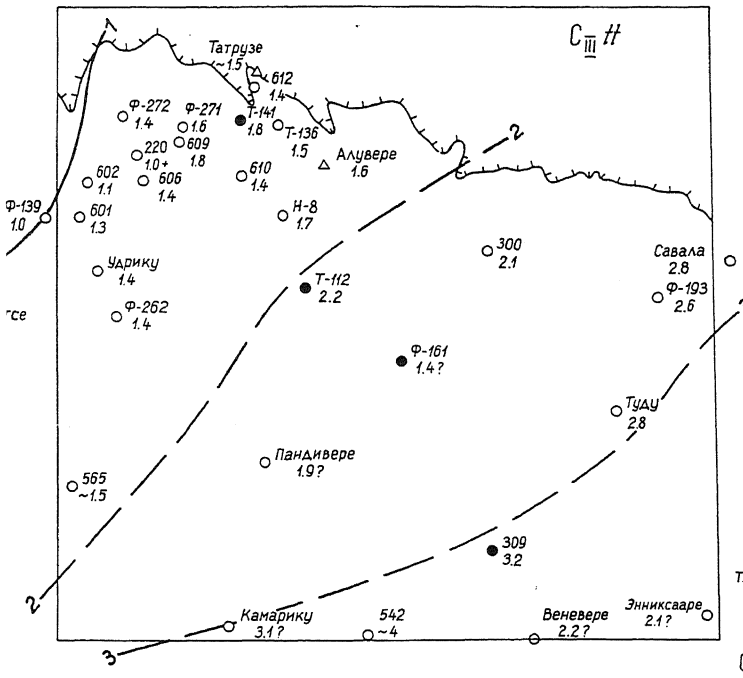
слоистость. Глинисто-карбонатные, промежуточные между сланцевыми пластами интервалы имеют сравнительно постоянную мощность (Ш/IУ - I,0-I,5 м, У/УI - 0,6-0,9 м, УI/УП - 0,3-0,4 м) и в одном случае (УI/УП) включают тонкий (до 5 см) маркирующий прослой метабентонита.

По каждому отдельному пласту кукерсита пеэтриской пачки, как и по пластам майдлаской пачки, на площади РФР можно с севера на юг прослеживать субширотные полосы: I) генетического выклинивания пласта, связанного с общим выклиниванием вмещающих отложений, 2) полосу нормального (наиболее представительного) развития пласта, 3) полосу исчезновения пласта, связанного с изменением вещественного состава как самих пластов, так и вмещающих слоев: исчезновением керогена, увеличением глинистости. Ширина первой полосы по грубой оценке обычно 5-I0 км, остальных - около 20 км.

Идавереский горизонт

Идавереский горизонт в рассматриваемом районе представлен внизу татрузеской, вверху вазавереской свитами, по объему соответствующими нижнему и верхнему подгоризонтам. Л.Пылма и др. в стратотипическом регионе, в основании его разреза выделили кизуверескую пачку. В связи с этим в настоящем обзоре татрузеские отложения рассматриваются состоящими из нижней (кизувереской) и верхней пачек. Идавереским горизонтом начинается карадокский ярус общей шкалы.

Татрузеская свита залегает трансгрессивно на разновозрастных слоях кукрузеского горизонта, начиная с низов майдлаской пачки на севере РФР и кончая верхами нижнепеэтриских - низами верхнепеэтриских слоев - на крайнем юге района. Перекрывается она повсюду отложениями вазавереской свиты. Стратотип свиты - обнажение у дер. Татрузе (рис. 3.4.25 и 3.4.26), где свита обнажалась на полную мощность (I,5 м) (см. Рыымусокс, I970, с. I90). Характерными являются и разрезы скв. Т-I4I, 6I2, карьера Алувере и обнажений на р.Оямаа. Свита слагается,



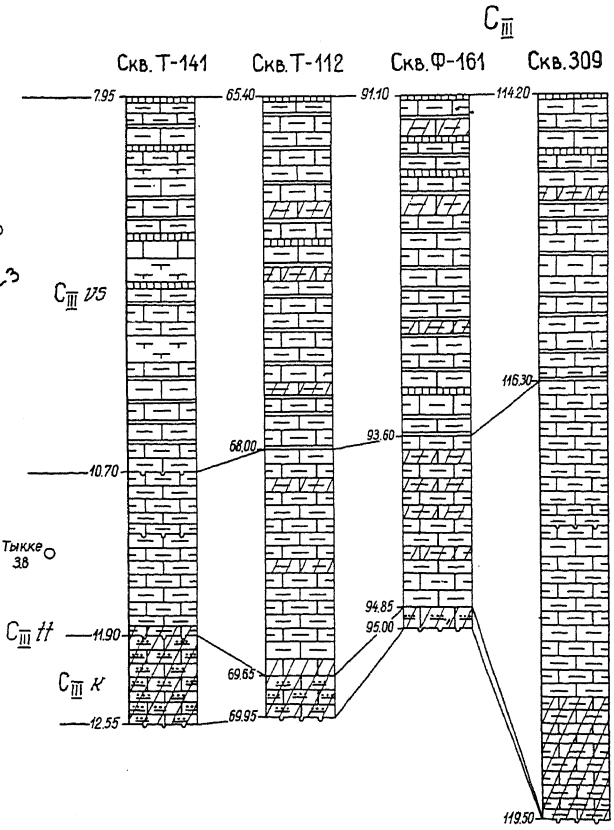


Рис. 3.4.25. Схема мощности татрузеской свиты. Условные обозначения см. рис. 3.4.9, разрезы - рис. 3.4.26.

Рис. 3.4.26. Разрезы идавереского горизонта. Условные обозначения см. рис. 3.4.I0, местоположение разрезов - рис. 3.4.25.

в общем, серыми слабоглинистыми мелкодетритистыми известняками, содержащими обычно лишь небольшую примесь рассеянного кукерситового вещества. Этими признаками свита в целом достаточно хорошо отличается от нижележащих, в общем кукерситистых, и от вышележащих, значительно более глинистых отложений. Нижняя граница татрузеской свиты на всей площади РФР совпадает с уровнем стратиграфического перерыва. На севере граница маркирована слаборазвитой поверхностью перерыва, сопровождающейся изменением литологии в сторону увеличения глинистости и кукерситоносности пород (скв. 612. гл. 9,15 м; скв. Т-141, гл. 10,7 м). Определенные затруднения связаны, однако, с проведением верхней границы свиты, особенно на юге РФР по скважинам. Мощность свиты составляет в РФР 1-3,5 м, она минимальна на северо-западе, максимальна на юго-востоке.

Нижняя кизувереская пачка слагает самые низы идавереского горизонта на выходах в районе Раквере-Кохтла-Ярве и в районе к югу от них, в полосе шириной не менее 20-25 км. Пачка в стратотипическом районе представлена серыми с коричневатым оттенком мелкодетритистыми, обычно среднеслоистыми известняками, содержащими значительное количество грубого (крупноалевритового, мелкопесчаного) терригенного материала и рассеянного керогена. Иногда характерна тонкослоистая текстура, обусловленная волнисто-прерывистыми пленками и скоплениями мергеля и керогена. Характерно присутствие многочисленных поверхностей перерыва. Мощность пачки на значительной площади в средней части РФР колеблется в пределах 0,2-0,5 м и лишь изредка она больше (скв. Кизувере 141 - 0,65 м, Савала 0,65 м). По-видимому, на западе (скв. Охепалу ф-139) и на юге РФР пачка отсутствует.

Верхняя пачка слагается, по данным Л.Пылма, светло-серыми слабоглинистыми мелкодетритистыми, реже мелкодетритовыми средне- и толстослоистыми известняками, содержащими в ограниченном количестве кероген и терригенный материал алевритовой фракции. Мощность пачки в РФР 0,9-2,3 м. На севере, в районе стратотипа свиты, 1,1-1,2 м, к югу и юго-востоку она более или менее постепенно увеличивается.

Вазавереская свита характеризуется чередованием в разрезе тонко- до среднеслоистых известняков и мергелей, а также присутствием прослоев метабентонитов и местами глинистых кукерситов (рис. 3.4.25). Свита является стратоном, на котором фактически основывается объем верхнеидавереского подгоризонта, но стратотипы обоих подразделений имеют пока лишь номенклатурное значение. Характерный гипостратотипический разрез свиты - разрез карьера Алувере (описание см. Рыымусокс, 1970, с. 190-193, слои 1-19), где ее мощность 3,1 м. Вблизи выходов разрез вазавереской свиты можно расчленять условно на три части, нижняя из которых характеризуется повышенной глинистостью и кукерситоносностью и завершается наверху выдержанным слоем кукерсита. В скв. 612 в 0,16 и 0,21 м выше этого слоя встречены слаборазвитые поверхности перерыва. Мощность рассматриваемых нижних слоев в Алувере 0,62 м)(слои № 15-19), в скв. 612 и Савала 1,0 м. Средние слои свиты представлены сравнительно однородными известняками мощностью в районе г.Раквере 0,7-0,9 м. Верхние слои мощностью около 1,5 м характеризуются присутствием прослоев метабентонитов и метабентонитоподобных глин, из которых два основных обозначены индексом "а" и "б". Эти основные слои, верхний из которых ("б") считается традиционной условной границей идавереского и йыхвиского горизонтов, хорошо известны по бывшим обнажениям за пределами РФР. На территории РФР они пока прослежены недостаточно точно. Мощность свиты немного уменьшается с севера на юг (рис. 3.4.26).

Йыхвиский горизонт

Йыхвиский горизонт представлен в разной степени глинистыми известняками, а в средней его части известковыми мергелями, слагающими одноименную свиту. От подстилающей вазавереской свиты йыхвиская свита отличается главным образом в текстурном отношении - отсутствием четких прослоев темно-серых мергелей.

В пределах выхода горизонта на данной территории с середины прошлого века известен (Рыымусокс, 1970) ряд обнажений (Кавасту, Алувере, Пыдрузе, Аркна, Ныммизе и др.), из которых наиболее существенным является старая обширная каменоломня Алувере - стратотип одноименной пачки (рис. 3.4.28); другие к настоящему времени практически полностью заросли. Мощность горизонта увеличивается в северном (северо-западном) направлении от 5,2 (скв. 567) до 10,5 м (скв. Ф-269) вблизи выходов. Нижняя граница йыхвиского горизонта (свиты) проводится по подошве последнего прослоя темно-серого, в основном глинистого мергеля (метабентонита)

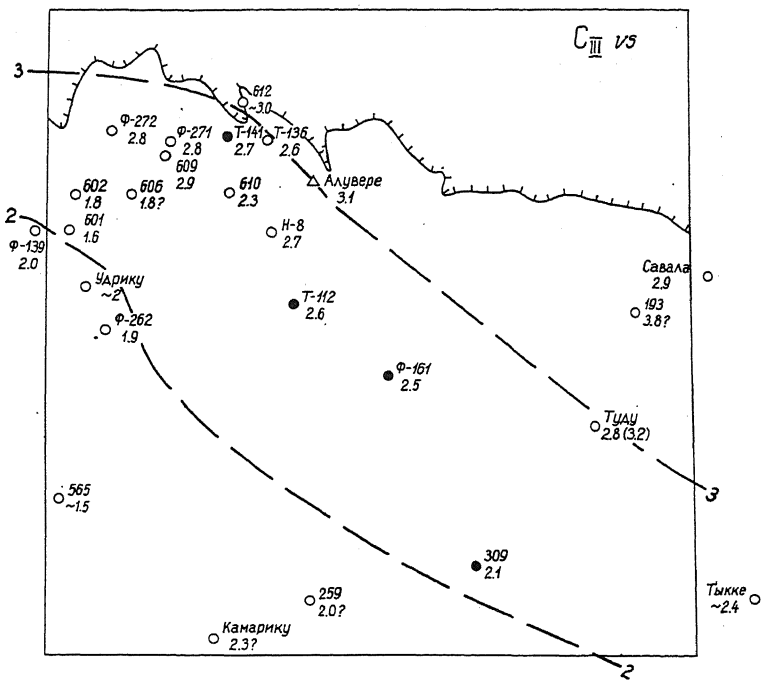


Рис. 3.4.27. Схема мощности вазавереской свиты. Условные обозначения см. рис. 3.4.9, разрезы - рис. 3.4.26.

с четкими контактами, расположенного до I,5 м выше метабентонитового слоя "а" по Э.Юргенсон (I958). Принятая нами граница хорошо отбивается на каротажных диаграммах и четко различима в кернах буровых скважин. Максимальная мощность этого слоя мергеля доходит до 5 см, однако в преобладающем не превышает I см.

Выделенные в пределах йыхвиской свиты (снизу вверх) алувереская, пагариская и мадизеская пачки хорошо различаются в пределах изученной территории (табл. 3.4.I, рис. 3.4.29). Мощность алувереской пачки увеличивается к северу (к выходам) от 2,2 до 4,5 м, а в преобладающем составляет 3,0-3,5 м. Литологически пачка представлена известняками от чистых до сильноглинистых, с преобладанием среднеглинистых, преимущественно микрокристаллическими, мелкодетритистыми, светло-серыми (иногда с зеленоватым оттенком), толсто- или средневолнистослоистыми. Вторичная доломитизация известняков неравномерная, связана с зонами тектонической трещиноватости и имеет общую тенденцию к увеличению в восточном, особенно в юго-восточном направлении. При выветривании, а также при доломитизации породы приобретают желтоватый или коричневатый цвет. Местами в алувереской пачке, особенно в ее нижней половине (часто вблизи подошвы), в ходах илоедов и в прослойках мергеля (скв. 524) присутствует незначительная примесь керогена кукерсита. В низах пачки (0,05-I,0 м от подошвы, в среднем 0,2-0,5 м) отмечена одна (скв. 525) или чаще две (скв. 309, 5I8 и др.) поверхности перерыва. В последнем случае они расположены друг от друга на расстоянии до 0,4 м. Поверхности перерыва с фосфатной или пиритовой импрегнацией, сравнительно слабо выраженные, неровные и несглаженные.

Средняя часть йыхвиской свиты представлена пагариской пачкой, которая к югу от выхода повсеместно распространяется на данной территории. Мощность пачки также как и алувереской увеличивается с юга на север (скв. 567 - I,6 м, скв. Ф-272 - 5,5 м), но обычно колеблется в пределах 2,8-5,0 м. Нижняя граница пачки относительно нечеткая и проводится по подошве первого относительно мощного (I0 см и более) слоя известкового мергеля. Пагариская пачка выделяется как наиболее глинистая часть йыхвиской свиты. Она представлена в основном (около 60 % из общего объема пачки) известковыми мергелями. Среди мергелей встречаются прослои и комки глинистых известняков. Мергели обычно не содержат терригенного материала более 35 % и поэтому даже при несущественной вторичной доломитизации приобретают облик сильноглинистых известняков. Содержание мелкого полидетрита в мергелях неравномерное (часто гнездами), но обычно не превышает I0 %. Цвет мергелей зеленовато-серый, текстура от среднеслоистого до

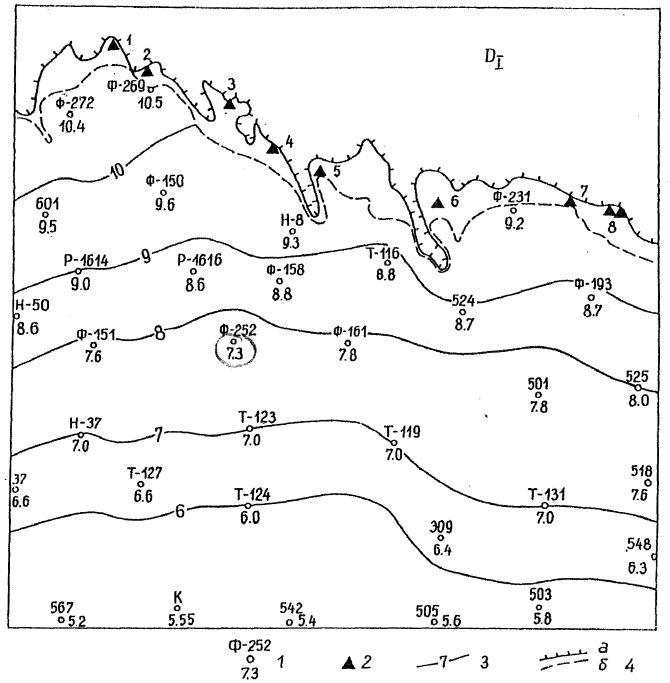


Рис. 3.4.28. Схема мощности йыхвиского горизонта. Условные обозначения к рис. 3.4.28, 3.4.30, 3.4.31: I - буровая скважина, ее номер и мощность отложений (м), 2 - обнажение, 3 - линия равной мощности (м), 4 - линий выхода нижней (а) и верхней (б) границ горизонта. Обнажения: I - Кавасту, 2 - Ванамыйза, 3- Пыдрузе, 4 - Алувере, 5 - Аркна, 6 - Ныммизе, 7 - Сонда, 8 - Кивиыли.

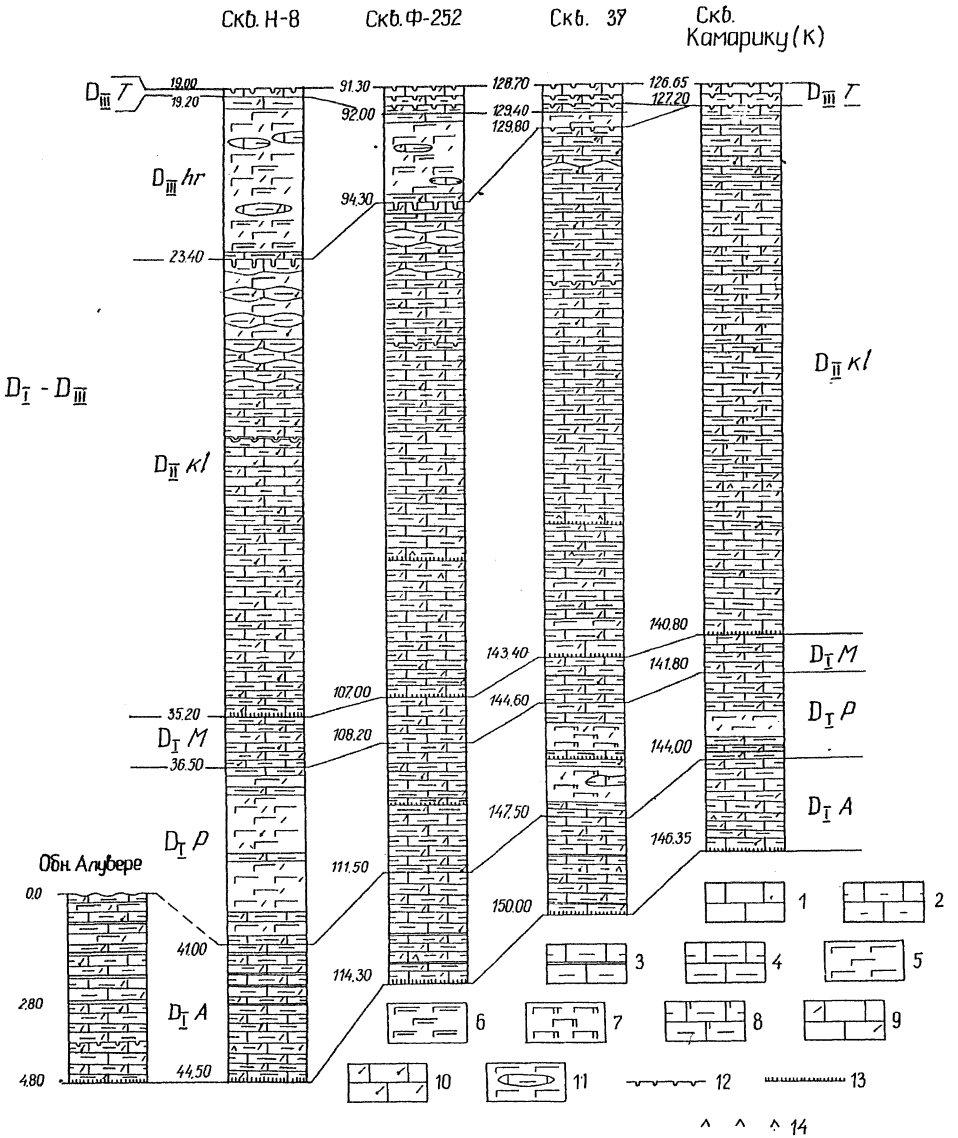


Рис. 3.4.29. Сопоставление разрезов йыхвиского, кейлаского и оандуского горизонтов по линий обн. Алувере - скв. Камарику. Местоположение разрезов см. рис. 3.4.28. I - известняк чистый, 2 - известняк слабоглинистый, 3 - известняк среднеглинистый с прослоями мергелей, 4 - известняк сильноглинистый, 5 - мергель известковый, 6 - мергель глинистый, 7 - мергель доломитистый, известковый, 8 - известняк среднеглинистый, неравномерно доломитистый, 9 - известняк детритистый, I0 - известняк детритовый, детрит частично пиритизированный, II - комок среднеглинистого известняка в известковом мергеле, I2 - поверхность перерыва, I3 - метабентонитовый слой, I4 - керген кукерсита.

массивного, реже они нечетко микрослойчатые. Прослои и комки известняков пагариской пачки в преобладающем сильно- и среднеглинистые, микрокристаллические, мелкодетритистые, светло-серые с зеленоватым оттенком. Представлены они слабоволнистыми прослоями мощностью обычно 5-7 см и комками размерами в основном 3x1 см. Контакты между известняками и мергелями переходные. Метабентонитовый слой "с" по Э.Юргенсон (1958) расположен в средней части пачки или точнее в нижней части верхней половины (0,8-2,3 м от подошвы пачки). Мощность этого слоя не превышает 1-2 см, редко имеет характерные для метабентонитов признаки (крепкий, розоватый). На каротажных диаграммах установление его иногда затруднительно.

Верхняя часть йыхвиской свиты представлена мадизеской пачкой, имеющей повсеместное распространение. Мощность пачки по сравнению с нижележащими пачками йыхвиской свиты незначительная и изменяется в пределах от 0,8 (скв. 505, Т-124) до 1,5 м (скв. 272). Увеличивается в северном направлении. Нижняя граница мадизеской пачки в изученном районе относительно нечеткая и проводится по кровле последнего относительно мощного (10 см и более) слоя известкового мергеля пагариской пачки. Мадизеская пачка является наиболее карбонатной частью йыхвиской свиты. В разрезах преобладают слабоглинистые известняки, реже встречаются среднеглинистые и чистые разновидности. В средней или верхней части пачки во многих кернах буровых скважин встречается прослой (мощностью до 20 см) известкового мергеля или сильноглинистого известняка, который в некоторых разрезах (скв. 524) содержит кероген кукерсита. Известняки мадизеской пачки микрокристаллические, мелкодетритистые, светло-серые, средневолнистослоистые, редко сильно доломитизированные (главным образом, в восточной части района). В северных разрезах (скв. Н-8) в рассматриваемой пачке увеличивается роль пиритизированного детрита, который в остальной части йыхвиской свиты не превышает 10-20 % из общего количества детрита.

Кейлаский горизонт

Кейлаский горизонт на изученной территории залегает на йыхвиском горизонте. Он представлен одноименной свитой преимущественно известняков (от чистых до сильноглинистых), только в верхах и местами в низах ее встречаются прослои известковых мергелей. От подстилающей мадизеской пачки йыхвиской свиты низы кейлаской свиты отличаются большой глинистостью.

Обнаженность кейлаского горизонта уступает обнаженности йыхвиского горизонта в изученном районе. В закопушках (разные коммуникационные канавы и др.) породы горизонта время от времени обнажались в северной и средней части г.Раквере. К настоящему времени заросшая каменоломня известна в дер. Сымеру (к востоку от г.Раквере). На восточной окраине изученной территории расположены небольшие обнажения на руч. Мехиде и на р.Оанду. Все обнажения относятся к верхней половине кейлаского горизонта (см.Рыымусокс, 1970). Мощность горизонта изменяется в небольших пределах, от 11,7 (скв. Т-116) на северо-востоке до 14,2 м (скв. 567) на юго-западе территории распространения (рис. 3.4.30). Следовательно, увеличение мощности кейлаского горизонта практически противоположное к таковому йыхвиского горизонта. Нижняя граница горизонта проводится по подошве наиболее мощного метабентонитового слоя в разрезе среднего ордовика (слой "d"), который хорошо отбивается на каротажных диаграммах.

Кейлаская свита литологически подразделяется на три части, которые более четко выделяются в северных и восточных разрезах. В западных и южных разрезах, где общая глинистость свиты уменьшается, эти подразделения улавливаются менее четко. Снизу вверх эти подразделения следующие: куртнаская пачка и, по-видимому, восточные аналоги пяэскюлаской и сауэской пачек. Прослеживание границ их затруднительно (рис. 3.4.29).

Куртнаская пачка занимает обычно немного меньше половины от общей мощности свиты. В основном ее мощность колеблется в пределах от 5,2 (скв. Н-8) до 6,8 м (скв. 525) и только в редких случаях превышает 7 м (скв. 37 - 7,6 м). Нижняя граница пачки совпадает с нижней границей кейлаского горизонта. Пачка представляет собой нижнюю глинистую часть кейлаской свиты. В ее строении участвуют известняки (от чистых до сильноглинистых) и известковые мергели, однако преобладают среднеглинистые известняки. Известковые мергели приурочены, главным образом, к нижней части пачки. Они с редким мелким детритом, зеленовато-серые, нередко массивной текстуры. Известняки микро- и тонкокристаллические, мелкодетритистые, светло-серые с зеленоватым оттенком, в преобладающем большинстве средневолнистослоистые, редко до толстослоистых. Вторичная доломитизация пород наиболее интенсивна на юго-востоке района. Количество пиритизированного детрита - не более 30 %. Окремнение органогеннообломочного материала отмечается

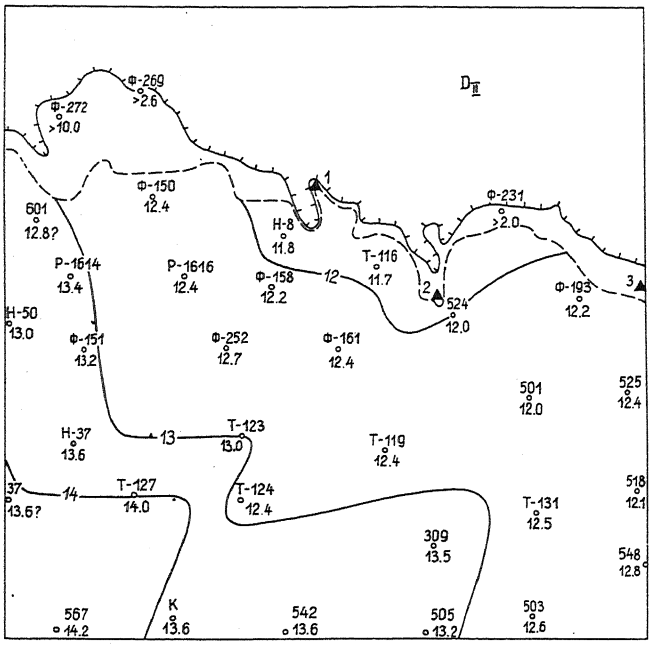


Рис. 3.4.30. Схема мощности кейлаского горизонта. Условные обозначения см. рис. 3.4.28. Обнажения: I - Сымеру, 2 - Пылула, 3 - Оанду.

чаще в низах пачки. В пределах куртнаской пачки встречается два слоя метабентонита ("d" и "e"). Из них первый на нижней границе пачки (свиты, горизонта) имеет мощность до 25 см, а второй до 3 см. Нижняя часть этих прослоев обычно представлена типичным крепким беловатым, розоватым или желтоватым метабентонитом с горизонтальными ходами илоедов, заполненными зеленовато-серым мергелем. Слой "e" может часто отсутствовать в кернах и отбивается не очень четко на каротажных диаграммах. Расстояние между подошвой слоя "d" и слоя "e" составляет от 2,4 на востоке (скв. 518) до 3,4 м на западе (скв. Ф-151). В куртнаской пачке отмечен керо-ген кукерсита в прослойках мергеля и в ходах илоедов, главным образом непосредственно ниже и выше метабентонитового слоя "e", реже на слое "d" или рассеяно по всему интервалу между "d" и "e".

Средняя часть или местами нижняя часть верхней половины кейлаской свиты в изученном районе является наиболее карбонатной и отнесена в данной работе с определенной долей условности в пяэскюласкую пачку. Породы пачки здесь отличаются от пород пяэскюлаской пачки в страторегионе (Западная Эстония) прежде всего большей общей глинистостью. Пачкой охвачена практически вся территория распространения кейлаской свиты, кроме северной части полосы выхода. Мощность пачки составляет обычно 2,5-4,5 м и имеет тенденцию, хотя и не очень четкую, к увеличению в южном направлении. Нижняя граница пачки переходная и проводится по преобладанию в разрезе более чистых от терригенной примеси разновидностей известняков. Пяэскюлаская пачка в изученном районе представлена известняками от чистых до сильноглинистых с преобладанием слабо- и среднеглинистых. Другие разновидности встречаются только прослоями. Известняки средне- и толстослоистые, микрокристаллические, пятнами до скрытокристаллических, мелкодетритистые, некоторые прослои мелкодетритовые, светло-серые, другие со слабым зеленоватым оттенком. Мощность отдельных слоев не превышает 20 см. Вторичная доломитизация пород и связанное с ней укрупнение кристаллической структуры прослеживается, в основном, в юго-восточной части района. Пиритизация детрита составляет не более 25 % и уменьшается к низу пачки, окремнение органогенно-обломочного материала минимальное. Для чистых прослоев известняков характерны вертикальные и субвертикальные ходы зарывания диаметром 3-5 мм. Сгустковый материал встречается исключительно редко (гнездами). Последние два признака более характерны для пачки в страторегионе в Западной Эстонии.

Примерно в нижней части верхней половины пяэскюлаской пачки (от подошвы 2,0-2,4 м выше) в изученном районе встречен т.н. "реперный слой", который хорошо отбивается и на каротажных диаграммах. Более уверенно он устанавливается в северной половине территории распространения пачки. Этот слой - самая глинистая часть рассматриваемого стратона (сильноглинистый известняк или известковый мергель), которая интенсивно обработана горизонтальными, часто сплюснутыми ходами илоедов диаметром I-2 мм. Мощность "реперного слоя" 5-35 см, в основном I0-I5 см. Контакты слоя резкие. Обычно на верхней границе слоя, а изредка (скв. 60I) и на нижней встречаются слабо пиритизированные волнистые, несглаженные поверхности перерыва с карманами глубиной до 4 см. При этом к северу увеличивается количество (до трех) поверхностей перерыва и четкость их выделения, особенно на верхнем контакте слоя.

Верхи кейлаской свиты в изученном районе представлены самой глинистой частью этого стратона. По расположению в разрезе можно предположить, что эти отложения являются более глинистым фациальным аналогом сауэской пачки, выделенной в Западной Эстонии. Эта пачка распространяется повсеместно. В южном направлении пачка становится менее глинистой и соответственно могут возникать трудности проведения ее нижней границы. Мощность пачки увеличивается с юга на север от 2,0 (скв. 5I8) до 4,0 м (скв. 503) и в основном составляет 2-3 м. Нижняя граница сауэской пачки переходная и проводится по исчезновению последних более мощных (I0 см) прослоев слабо- и среднеглинистых известняков пяэскюлаской пачки. Сауэская пачка в северной части ареала распространения представлена известковыми мергелями с прослоями и комками сильно- и среднеглинистых известняков, а в южной части преобладают уже средне- и сильноглинистые известняки. Здесь следует подчеркнуть, что в страторегионе пачки преобладают слабоглинистые известняки с относительно грубым детритом. Характерной особенностью для сауэской пачки на рассматриваемой территории являются частые находки более или менее целых скелетных остатков трепостоматных мшанок и брахиопод. Известняки сауэской пачки микрокристаллические, мелкодетритистые, пятнами до мелкодетритовых, светло-серые с зеленоватым оттенком, среднеслоистые или полукомковатые, на севере - отдельными средних размеров комками. Содержание вторичного доломита в породе доходит до I5 % и еще больше в зонах тектонической трещиноватости. Мергели стратона известковые, мало затронутые вторичной доломитизацией, мелкодетритистые, зеленовато-серые, распадаются на мелкие обломки. Детрит как в известняках, так и в мергелях, сильно (более 60 %) пиритизированный (темный), особенно в северных разрезах (скв. Н-8, Ф-I93).

Оандуский горизонт

На изученной территории оандуский горизонт повсеместно залегает на кейласком горизонте, охватывая хирмузескую свиту и тырремягискую пачку рягавереской свиты среднего ордовика (рис. 3.4.29). Горизонт представлен в нижней (основной) части известковыми и глинистыми мергелями и в верхней части чистыми или слабоглинистыми микро- и скрытокристаллическими известняками. Следовательно, оандуский горизонт в своей нижней части литологически отличается от подстилающей сауэской пачки кейлаской свиты только минимально увеличенной глинистостью, особенно в северных разрезах. Выход горизонта протягивается узкой (ширина до I км) полосой в субширотном направлении (рис. 3.4.3I). Небольшие обнажения горизонта известны в трех районах: г.Раквере, руч. Хирмузе и р.Оанду. Обнажения в последние годы сильно заросли. Выходы на берегах и на дне руч. Хирмузе и р.Оанду являются стратотипами одноименных стратонов. Мощность горизонта уменьшается в южном направлении от 4,8 (скв. 60I) до 0,3 м (скв. 309). Нижняя граница оандуского горизонта проводится по четкой, сильно пиритизированной поверхности перерыва. Здесь следует обратить внимание на то обстоятельство, что при неполном выходе керна эта поверхность порой может быть разрушена и тогда проведение нижней границы горизонта усложняется, особенно на севере района распространения горизонта.

Хирмузеская свита в изученном районе более подробно не подразделена. Она распространяется от выхода на юг до линии населенных пунктов Ваянгу-Вяйке-Маарья - Мууга - Оонурме, где свита полностью выклинивается (рис. 3.4.3I). Мощность свиты увеличивается от линии выклинивания к северу или точнее к северо-западу до 4,4 м (скв. 60I). Нижняя граница свиты совпадает с нижней границей горизонта и проводится по сильно пиритизированной сглаженной неровной поверхности перерыва с вертикальными ходами зарывания (диаметром 2-20 мм), которые доходят до

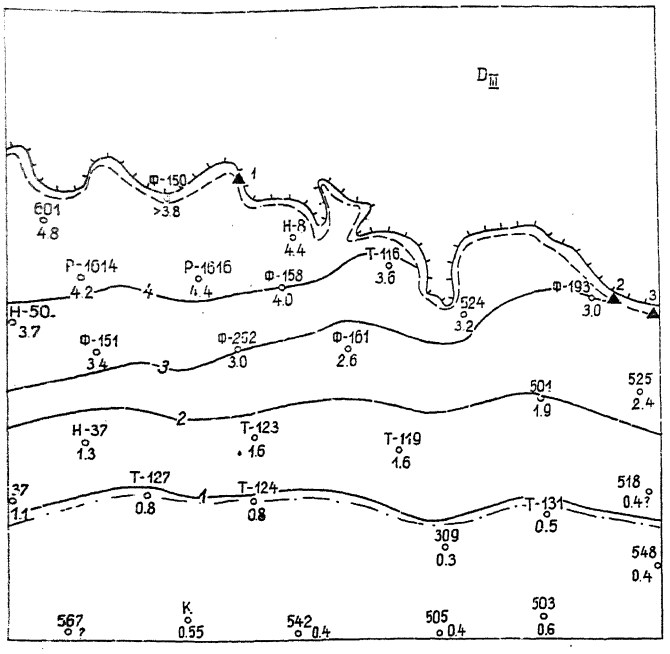


Рис. 3.4.31. Схема мощности оандуского горизонта. Пунктирной линией обозначена южная граница распространения хирмузеской свиты. Обнажения: 1 - Тырремяги, 2 - руч. Хирмузе, 3 - р. Оанду.

глубины 40 см (обычно до 20 см). Эти ходы заполнены зеленовато-серым мергелем оандуского возраста. В южной части местами (скв. 37) глубокие ходы зарывания могут отсутствовать. На изученной территории хирмузеская свита представлена следующими типами пород: 1) глинистые мергели (составляют 45-55 % общего объема свиты); 2) известковы мергели (35-45 %) и глинистые известняки (5-15 %). При этом содержание терригенного материала уменьшается вверх по разрезу. Содержание вторичного доломита вне зон тектонической трещиноватости для этих типов пород не превышает 15 %. Глинистые мергели свиты содержат терригенный материал (в основном пелитовый) обычно в пределах 60-70 %. Мергели с редким мелким детритом, темно-зеленовато-серые, массивной или нечетко микрослоеватой текстурой. Керн их в атмосферных условиях за короткий срок распадается на мелкие обломки диаметром менее 10 и даже 5 мм. Мощность интервалов глинистых мергелей от 0,10 до 1,50 м. Известковые мергели содержат терригенный материал в преобладающем большинстве до 30-45 %; мелкодетритистые, зеленовато-серого цвета. Текстура и облик выветривания аналогичны глинистым мергелям, только образующиеся обломки более крупные (10 и более мм). Мощность интервалов с известковыми мергелями колеблется в пределах от 0,10 до 0,50 м. Среди мергелей хирмузеской свиты встречаются, в основном, сильноглинистые известняки (редко средне- или слабоглинистые) в виде прослоев мощностью от 2 до 20 см, а также в виде комков размерами в среднем 2х5 см. Известняки микрокристаллические, мелкодетритистые, пятнами до мелкодетритовых, светло-серого цвета с зеленоватым оттенком, средне и тонкослоистые. Контакты между известняками и мергелями более или менее четкие. Со всеми типами пород свиты связаны линзовидные скопления (мощностью 1-2 см) более или менее целых скелетных остатков организмов, главным образом брахиопод и мшанок.

Верхнюю часть оандуского горизонта составляет тырремягиская пачка рягавереской свиты, которая распространяется к югу от выхода повсеместно в пределах Раквереского фосфоритоносного района. Севернее линии Ваянгу - Вяйке-Маарья - Мууга - Оонурме пачка залегает на хирмузеской свите, а южнее этой линии - на саузской пачке кейлаской свиты. Нижняя граница пачки, при присутствии хирмузеской свиты, выражена, в основном, в виде резкого литологического перехода, а в некоторых разрезах (скв. 501, 524 и др.) на этой границе прослеживается пиритизированная поверхность перерыва. Сглаженная неровная пиритизированная поверхность перерыва установлена также на верхней границе пачки (оандуского горизонта). Аналогичные поверхности

перерыва (в количестве до шести) встречаются и внутри пачки. Мощность тырремягиской пачки колеблется в пределах от 0,3 (скв. 309, 501 и др.) до 0,8 м в средней части района (скв. Ф-151, Т-119 и др.), однако в преобладающем большинстве составляет 0,4-0,6 м. Литологически пачка представлена чистыми (преобладают в верхней части пачки) и слабоглинистыми (низы пачки), микрокристаллическими, редко до скрытокристаллических, мелкодетритистыми, светло-серыми до серых (пятнами до темно-серых) с зеленоватым оттенком, тонко- и среднеслоистыми, в основном слабо доломитизированными известняками. Детрит в основном водорослевый. Для тырремягиской пачки характерна интенсивная биотурбация осадков. Ходы в основном горизонтальные, диаметром до 5 мм, изредка в них отмечается кероген кукерсита. В пачке часто встречается обломочный материал псефитовой размерности с максимальным диаметром до 7 см. Этот материал обычно сильно пиритизированный, слабо окатанный, часто с ходами сверления и, по-видимому, образовался из разрушенных пород близ поверхности перерыва.

Раквереский горизонт

Раквереский горизонт охватывает основную часть рягавереской свиты - пийлсескую и тудускую пачки, сложенные, в основном, крепкими и плотными микро- и скрытокристаллическими известняками (табл. 3.4.I и рис. 3.4.32 и 3.4.33). Мощность горизонта изменяется в пределах от 8,3 м (скв. Н-35) до I6,7 м (скв. Ф-I6I).

Обнажения раквереского горизонта известны в районе г. Раквере (стратотип горизонта), где наиболее существенным является старая каменоломня Рягавере (на южной окраине города) - лектостратотип горизонта, которая известна уже с середины прошлого века (см. Rõõmusoks, I976, с. II2) и где обнажаются породы пийлсеской пачки. Кроме того, известны несколько временных обнажений в пределах города. За пределами изученной территории, около I км от ее восточной границы, на правом берегу р. Оанду у дер. Пийлсе обнажается голостратотипический разрез пийлсеской пачки (Кырвел, I962).

Нижняя граница раквереского горизонта, совпадающая с границей между тырремягиской (оандуский горизонт) и пийлсеской пачками рягавереской свиты, выражена резко. Она проведена во всех изученных разрезах по сглаженной неровной пиритизированной поверхности перерыва (местами двойной). От подстилающей тырремягиской пачки пийлсеская пачка отличается несколько уменьшенной глинистостью пород. Мощность нижней пийлсеской пачки колеблется в пределах от 2,3 м (скв. Н-37) до II,4 м (скв. Камарику). Пачка представлена чистыми, скрытокристаллическими (афанитовыми) известняками, толсто- или средневолнистослоистыми, местами полукомковатыми, с коричневатыми или зеленовато-серыми пленками известкового мергеля, переходящими местами в стилолиты. В преобладающем большинстве разрезов порода характеризуется синеватым оттенком из-за множества пиритовых узоров, но при доломитизации породы, а также при выветривании (например, обн. Рягавере) она приобретает желтовато-коричневый оттенок. При отсутствии пиритовых узоров (например, скв. 309) цвет породы желтый. Для известняков пачки характерны тонкие кальцитовые жилки синерезиса. Вторичная доломитизация известняков усиливается в южном, особенно в юго-восточном направлении; в скв. Камарику породы пийлсеской пачки полностью доломитизированы.

Нижняя граница верхней, тудуской пачки относительно нечеткая. Часто она проводится по нижней из группы поверхностей перерыва, характерных для верхней части рягавереской свиты. На этом уровне обычно прослеживается изменение в структуре пород: тудуская пачка представлена, в основном, микрокристаллическими (полуафанитовыми) среднеслоистыми, светло-серыми известняками с редким мелким детритом и с волнистыми, тонкими (в среднем до I см) прослоями мергеля, в которых часто встречается примесь керогена кукерсита. Кроме того, встречаются интервалы скрытокристаллических (афанитовых), тонко- и среднеслоистых известняков с желтоватым оттенком и мощностью от 0,I до 2 м. Характерными для стратона являются пиритизированные поверхности перерыва, однако их количество непостоянно: от 3 до I0, что указывает на их локальное развитие. Мощность пачки изменяется в пределах от 3,4 м (скв. Камарику) до I0,0 м (скв. 252). Четко направленных изменений в мощностях не отмечается, однако мощности тудуской пачки и раквереского горизонта в целом могут быть изменены при ревизии ее верхней границы (см. ниже).

При неудовлетворительном выходе керна подразделение отложений рягавереской свиты (в объеме раквереского горизонта) на пачки вызывает некоторые затруднения, особенно в разрезах, где не отмечается пиритового узора, характерного для пород пийлсеской пачки. Необходимо указать

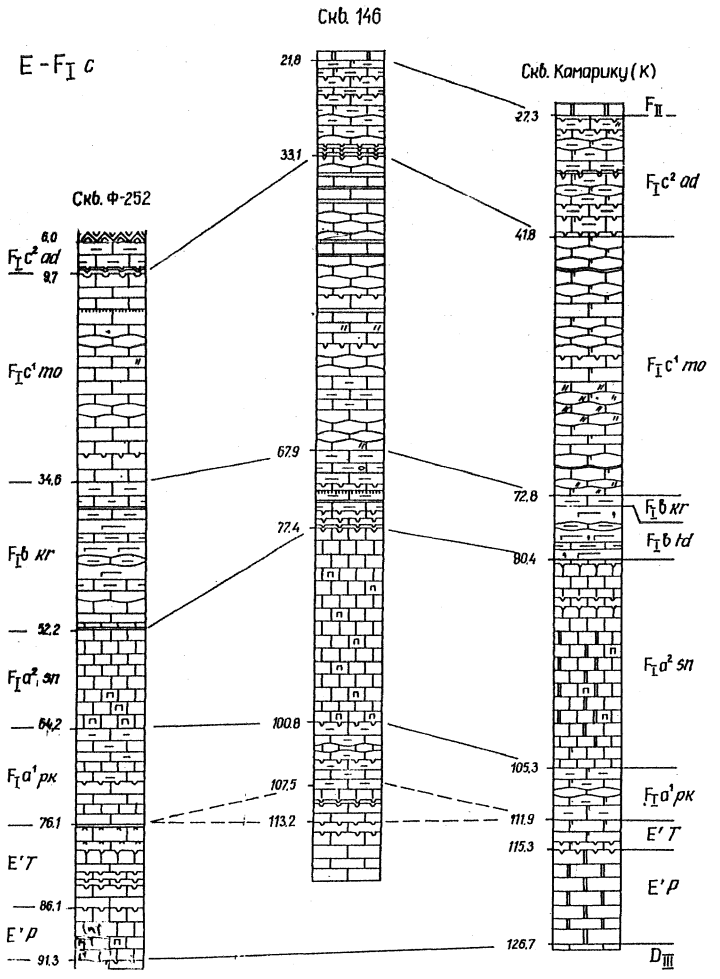


Рис. 3.4.32. Сопоставление разрезов раквереского, набалаского, вормсиского и пиргуского горизонтов (по данным Л.Пылма, Т.Ланг и автора). I - известняк чистый, 2 - известняк скрытокристаллический (афанитовый), 3 - известняк слабоглинистый, 4 - известняк средне- и сильноглинистый с прослоями мергелей, 5 - мергель известковый, 6 - мергель глинистый, 7 - известняки доломитовые, 8 - полукомковатый известняк, 9 - поверхность перерыва, I0 - метабентонитовый слой, II - кероген кукерсита, I2 - пиритовые узоры, I3 - крупный детрит водорослей типа дазипорелл, I4 - гальки, I5 - глауконит.

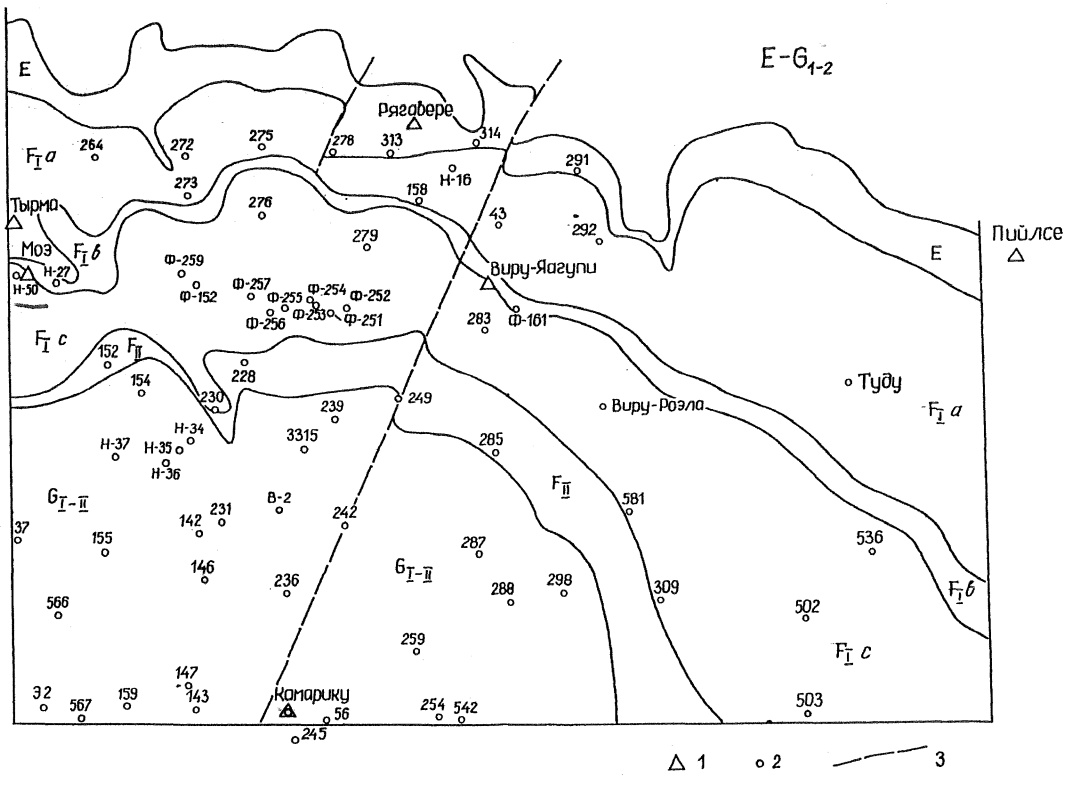


Рис. 3.4.33. Схема расположения изученных разрезов буровых скважин и обнажений от раквереского до кыруского горизонтов. Индексы ордовикских горизонтов см. табл. 3.4.I. Индексом указан кыруский горизонт. I - обнажение, 2 - буровая скважина, 3 - линейное тектоническое нарушение.

еще на различные варианты в интерпретации объема тудуской пачки (см. Мянниль, 1966, рис. 26 и др.). Вторичная доломитизация в породах тудуской пачки развита широко, однако местами (например, скв. Камарику) менее интенсивно, чем в подстилающем стратоне.

Набалаский горизонт

По подошве набалаского горизонта проводится граница среднего и верхнего отделов ордовика - региональной шкалы Восточно-Европейской платформы, в то время как граница отделов, а также карадокского и ашгиллского ярусов общей шкалы проходит в середине набалаского горизонта, по границе нижнего и верхнего подгоризонтов и свит.

Набалаский горизонт охватывает паэкнаскую и сауньяскую свиты слабоглинистых или чистых микро- и скрытокристаллических известняков (рис. 3.4.32 и 3.4.33). Мощность горизонта колеблется в пределах от 23,3 м (скв. Ф-251) до 33,7 м (скв. Н-50). Набалаский горизонт распространяется субширотной, расширяющейся в восточном направлении полосой. На западной окраине выхода известно обнажение Тырма, расположенное около 4 км севернее г.Тапа, где вскрыты афанитовые известняки сауньяской свиты, мощностью в настоящее время около 2 м. Обнажения сауньяской свиты в окрестности пос. Виру-Яагупи (дер. Вооре) к настоящему времени полностью заросли.

Породы нижней части горизонта отличаются от подстилающей тудуской пачки рягавереской свиты только минимально увеличенной глинистостью.

Для проведения нижней границы паэкнаской свиты (и набалаского горизонта) предложены разные литостратиграфические критерии (см. Мянниль, 1966, с. 82; Rõõmusoks , 1983, с. 128). По предложению Л.Пылма в настоящем разделе принят уровень в 0,1-0,7 м выше кровли последнего прослоя кукерсита (характерных для верхней половины рягавереской свиты), по подошве слоя слабоглинистого известняка паэкнаской пачки. Такое положение границы подтверждается также биостратиграфическими данными. Затруднения в прослеживании этой границы могут возникать в случаях неудовлетворительной сохранности кернового материала, когда тонкие прослои кукерсита могут быть истерты (например, скв. 146, рис. 3.4.32). Мощность паэкнаской свиты колеблется в пределах от 6,6 м (скв. Камарику) до 19,5 м (скв. Н-50).

Паэкнаская свита представлена переслаиванием глинистых известняков с 1-5 маломощными прослоями более чистых известняков, число прослоев меньше на юге территории. В разрезах преобладают слабо- и среднеглинистые, микро- до тонкокристаллических, среднеслоистые и местами полукомковатые, зеленовато-светло-серые, с редким мелким детритом известняки с волнистыми зеленоватыми прослоями (в среднем до 5 см) и пленками известкового мергеля. Интервалы (до 0,5 м) чистых, скрытокристаллических (афанитовых), средневолнистослоистых, желтовато-серых известняков с редкими пленками мергелей приурочены к верхам и самым низам стратона. В северной части нижняя половина паэкнаской свиты характеризуется более чистыми известняками по сравнению с верхней половиной, где повышается глинистость известняков и количество, в основном, мелкого детрита. Количество поверхностей перерыва в породах паэкнаской свиты колеблется от 2 до 5. Они с пиритовой, местами с фосфатной импрегнацией. Изредка на поверхностях с пиритовой импрегнацией наблюдается тонкая пленка пылевидного глауконита.

Вторичная доломитизация пород наиболее интенсивна в разрезах юго-восточной части района. Для верхней половины набалаского горизонта - сауньяской свиты - характерны заметные колебания мощностей, наблюдаемые прежде всего в разрезах окрестностей Ассамалла (рис. 3.4.34) и Тамсалу. Так, например, в разрезах скв. Ф-254 мощность составляет 6,0 м, а в скв. Ф-255 18,3 м и в скв. Ф-256 20,6 м, причем расстояние между скважинами Ф-254 и Ф-255 около 1 км. Резкое изменение наблюдается и в районе Тамсалу (скв. Н-35 19,9 м; скв. Н-37 7,8 м). Обычно мощность стратона колеблется в пределах от 18,0 м (скв.Ф-152) до 24,1 м (скв.567). Нижняя граница сауньяской свиты литологически резкая и проводится по исчезновению слабо- и среднеглинистых известняков паэкнаской свиты, в кровле которых изредка прослеживается пиритизированная поверхность (например. скв. 146).

Сауньяская свита является наиболее карбонатной частью набалаского горизонта. В разрезах встречаются главным образом чистые, скрытокристаллические (афанитовые), местами микрокристаллические известняки. Порода желтоватая, местами желтовато-серая, толсто- и среднеслоистая, с редким мелким детритом и с тонкими (до 1 см) и местами четкими прослоями коричневатого известкового мергеля. Последние в основном волнистые, реже мелкобугристые или образуют пучковидные

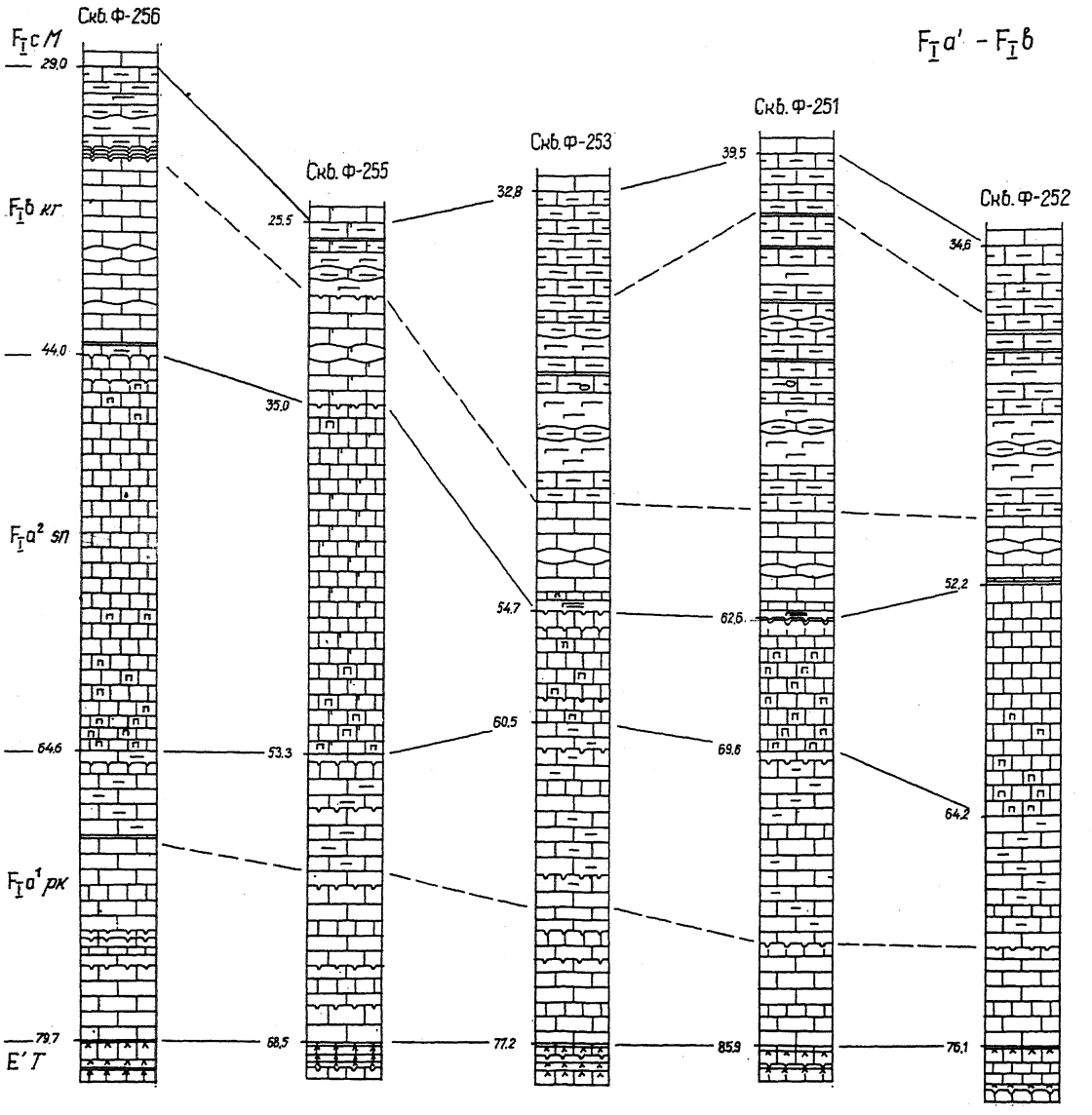


Рис. 3.4.34. Сопоставление разрезов набалаского и вормсиского горизонтов в районе поднятия Ассамалла (по данным Л.Пылма и автора). Условные обозначения см. рис. 3.4.32.

скопления тонких пленок. Встречается до 5 пиритизированных поверхностей перерыва. Пиритовый узор встречается в разрезах с интервалами, изменяется по четкости и интенсивности, однако сопоставления разрезов на основании этого признака пока не обоснованы. Местами, в основном в средней части свиты, встречаются своеобразные горизонтальные, а также вертикальные ходы илоедов (?) диаметром до 1,5 см, заполненные светлым карбонатным материалом или кальцитом. Их контуры часто маркированы пиритовой импрегнацией. Известнякам свойственны частые кальцитовые жилки синерезиса, встречаются редкие конкреции кремня и кремневые фоссилии (скв. 242). Вторичная доломитизация известняков развита широко и имеет общую тенденцию к увеличению в южном, особенно юго-восточном направлении. Как нижняя, так и верхняя граница сауньяской свиты хорошо отбиваются на каротажных диаграммах и в кернах буровых скважин четко различимы. Следует подчеркнуть, что местами известняки пийлсеской пачки рягавереской свиты и сауньяской свиты макролитологически очень сходные.

Вормсиский горизонт

Вормсиский горизонт представлен, в основном, разной степени глинистыми известняками и известковыми мергелями кыргессаареской, а в самых юго-восточных разрезах, по-видимому, час-

тично также тудулиннаской свит. Временные обнажения горизонта были известны в г. Тапа и его окрестностях, в Моэ. На южной окраине пос. Виру-Яагупи во временной закопушке были вскрыты породы верхней половины вормсиского горизонта. Мощность горизонта колеблется в пределах от 6,7 м (скв. 242) до I3,6 м (скв. Н-50) и увеличивается в северном направлении. Однако резкое изменение мощности вормсиского горизонта от 9,5 м (скв. Ф-255) до 23,I м (скв. Ф-25I) установлена в разрезах окрестности Ассамалла. Максимальная мощность наблюдается в разрезах, в которых подстилающие отложения сауньяской свиты представлены резко сокращенными мощностями, в то же время в этих разрезах отложения паэкнаской свиты отличаются своей относительной выдержанностью (см. рис. 3.4.34). Подобные изменения наблюдаются также в разрезах окрестности Тамсалу 6,2 м (скв. Н-35) и I7,4 м (скв. Н-37). От подстилающей сауньяской свиты вормсиские отложения отличаются большей, местами резко повышенной глинистостью.

Нижняя граница вормсиского горизонта литологически резкая и проводится по кровле афанитовых известняков сауньяской свиты, где в ряде разрезов, но не всегда, встречается пиритовая поверхность перерыва (реже двойная).

Кыргессаареская свита представлена известняками от чистых до сильноглинистых, с преобладанием среднеглинистых. Они микро- до тонкокристаллических, мелкодетритистые, прослоями мелкодетритовые, преимущественно светло-серые, тонко- или средневолнистослоистые до полукомковатых. Во многих разрезах более чистые (полуафанитовые) с желтоватым оттенком известняки встречаются в нижней части свиты (например, скв. 567), а местами в верхней (например, обн. Виру-Яагупи). Преимущественно известковистые, детритистые, темно-зеленые мергели представлены маломощными волнистыми прослоями (до 5 см) или разветвляющимися прослойками. Их контакты с известняками в нижней части свиты обычно четкие. При повышении глинистости известняков в средней или верхней части стратона контакты более переходные. К югу, а также в разрезах с сокращенной мощностью увеличивается количество поверхностей перерыва (до 8) с фосфатной или пиритовой импрегнацией и они приурочены, в основном, к верхней половине стратона. Часто образовавшиеся под поверхностями импрегнированные тонкие слои разрушены и встречаются в перекрывающих отложениях в виде галек. Изредка прослеживаются прослои метабентонита (скв. I47, 309).

В юго-восточной части территории, восточнее от скв. Камарику, отложения вормсиского горизонта частично представлены известковистыми мергелями, зеленоватого цвета, с редким мелким детритом и мощностью от 3,0 м (скв. 309) до 6,2 м (скв. Камарику). В мергелях встречаются волнистыми прослоями или комками глинистые, микрокристаллические, зеленовато-серые известняки, мощностью в среднем до I0 см. Как в мергелях, так и в известняках встречаются сравнительно редкие зерна глауконита (например, скв. Камарику, 245), или с распределением этого минерала тесно связанные красновато-коричневые пятна (например, скв. 536, 542 и др.).

По литологическому строению отложений вормсиского горизонта на изученной территории можно выделить три типа разрезов. Первый тип разрезов распространен в ее северной части, в которых отложения кыргессаареской свиты подразделяются, по степени глинистости пород, на две (скв. Ф-256, Ф-255) или три части (скв. Ф-25I, Ф-252, Ф-253), где более глинистые породы характерны соответственно для верхней или средней части стратона (см. рис. 3.4.33). Второй тип разрезов свойственен юго-западной части территории (скв. 37, 567 и др.), где по всему разрезу горизонта встречаются относительно чистые разновидности пород той же свиты и пачка мергелей четко не выделяется. Разрезы третьего типа распространяются юго-восточнее линии скважин Падакюла (I47) - Мууга (58I). В этих разрезах наблюдается сравнительно четкое трехчленное деление: верхняя часть характеризуется слабоглинистыми известняками, типичными для кыргессаареской свиты, в средней части распространяются более глинистые породы с глауконитом, характерные для пород тудулиннаской свиты (см. Мянниль, I958), а в нижней части обычно встречаются самые чистые известняки всего стратона этих разрезов, однако включение их в состав тудулиннаской свиты является условным (см. также Ораспыльд, Кала, I982, с. 67). Вторичная доломитизация пород горизонта развита широко, особенно в разрезах юго-восточной части территории.

Пиргуский горизонт

Пиргуский горизонт охватывает моэскую и адиласкую свиты чистых и в разной степени глинистых известняков. От подстилающей кыргессаареской свиты породы моэской свиты отличаются меньшей глинистостью, а также по коричневатому оттенку пород. Несмотря на сравнительно широкую полосу выхода обнажения крайне редкие. Известна только каменоломня Моэ, расположенная восточ-

нее г.Тапа, – стратотип одноименной свиты (Рыымусокс, 1960). Мощность горизонта изменяется сравнительно мало и колеблется в пределах от 41,4 м (скв. 37) до 46,1 м (скв. 146). Нижняя граница пиргуского горизонта, одновременно и моэской свиты, выражена резко и проводится по уровню изменения окраски, уменьшению глинистости известняков, а в более южных разрезах (скв. Камарику, 309 и др.) – по появлению скопления водорослей типа дазипорелл. В единичных разрезах кровля подстилающих отложений маркирована слабой пиритизированной поверхностью перерыва (скв. 571, 242).

Моэская свита представлена чистыми и слабоглинистыми, микро- до тонкокристаллических, с редким мелким детритом известняками. Текстура изменяется от комковатой до средневолнисто-слоистой. Преобладают коричневато-серые известняки, местами, в средней части нижней половины, встречаются прослои с зеленоватым оттенком (похожие на биогермные известняки) с обильным крупным водорослевым детритом (до 50 %) типа дазипорелл. Во многих разрезах водорослевые скопления встречаются и в самых низах стратона. Известняки чередуются с волнистыми прослоями или сильно- и неправильноволнистыми, местами разветвляющимися тонкими прослоями темно-серого или темно-коричневого известкового мергеля мощностью от 0,1 до 2 см, редко до 10 см. Контакты мергелей с известняками, особенно сильноглинистых прослоев, резкие, в интервалах с повышенной глинистостью известняков эти контакты менее резкие. Характерная черта моэской свиты – ритмичное чередование вышеотмеченных текстурных признаков и глинистости пород, на основании которых в разрезах южной части территории выделяются сравнительно четко выраженные циклиты (количеством до трех – скв. 146). Однако выделение циклитов не всегда однозначное и возможности использования этого признака при сопоставлении разрезов пока ограниченные. На основе текстурных признаков, а также по содержанию остатков водорослей в южных разрезах (например, скв. 146) с определенной долей условности выделяются три пачки (без названий), предложенные Р.Мяннилем (Мянниль, Рыымусокс, 1984), однако их границы не совпадают с границами циклитов.

Мощность моэской свиты колеблется в пределах от 30,8 м (скв. 567) до 34,8 м (скв. 146). Встречаются пиритизированные поверхности перерыва количеством от одной (скв. 146) до трех (скв. 245), а в разрезе скв. 147 – прослой метабентонита, прослеживаемый на расстоянии около 8 м выше уровня максимального скопления водорослей типа дазипорелл. Вторичная доломитизация пород развита широко, особенно в более южных разрезах. Например, в разрезе скв. 309, расположенной на выходе, породы моэской свиты полностью доломитизированы.

Нижняя граница адилаской свиты резкая и проводится по кровле относительно мощных, чистых, с коричневатым оттенком известняков моэской свиты, на которой обычно прослеживается пиритизированная поверхность перерыва. Мощность адилаской свиты колеблется в пределах от 10,5 м (скв. 567) до 14,5 м (скв. Камарику).

Адилаская свита представлена известняками от чистых до сильноглинистых, с преобладанием слабо- и среднеглинистых. Известняки микро- до тонкокристаллических, с редким мелким, неравномерно пиритизированным детритом, зеленовато-серые, а более чистые разновидности – со слабым коричневатым оттенком, среднеслоистые до полукомковатых, редко среднекомковатые. Прослои известкового, местами глинистого мергеля волнистые или разветвляющиеся, мощностью от 1–2 см до 5–10 см, зеленовато-темно-серые или коричневатые. Их контакты с известняками обычно переходные, а в интервалах, представленных более чистыми (местами полуафанитовыми) коричневатыми известняками, очертания пленок или тонких прослоев мергеля резкие. Породы последнего типа часто литологически очень сходные с породами моэской свиты, их мощность около 1 м и число таких интервалов колеблется от одного (скв. 147) до трех (скв. 245). Таким образом, в некоторых разрезах южной части территории наблюдается циклическое строение: глинистые, с зеленоватым оттенком известняки, в которых прослои мергеля с переходными контактами (т.н. адилаский тип) чередуются с чистыми, коричневатыми известняками с резкими очертаниями мергелей (т.н. моэский тип), которые в верхней половине свиты часто перекрываются прослоем мергеля (в среднем до 10 см), с частыми ходами илоедов, заполненными светлым карбонатным материалом. Границы таких циклитов обычно переходные. В самых верхах адилаской свиты в некоторых разрезах прослеживается прослой или интервал (от 0,1 м в скв. 37 до 0,5 м скв. Камарику) слабоглинистого, светло-зеленого, массивного известняка (часто доломитизированного) со слабовыраженными, яркозелеными пленками (пылевидного глауконита?). Границы этих слоев (пачки?) резкие или маркированы пиритизированными поверхностями перерыва. Их возраст требует дальнейшего уточнения, но по расположению в разрезе не исключена возможность, что они являются базальной частью рёаской пачки эринаской

свиты. Следует отметить, что последние редкие находки водорослей типа дазипорелл приурочены к верхам адилаской свиты и связаны с породами т.н. моэского типа, например, в разрезе скв. Камарику, около 2 м ниже ее верхней границы. Характерной особенностью для адилаской свиты являются частые (в количестве до 13) волнистые, несглаженные, обычно слабо пиритизированные поверхности перерыва, с карманами глубиной до 5 см. Вторичная доломитизациям развита почти во всех изученных разрезах, особенно в районе выхода (например, скв. 309), где в породах встречаются фиолетово-красные мелкие пятна. В разрезах, менее затронутых вторичными процессами, она имеет тенденцию к увеличению по разрезам снизу вверх.

Поркуниский горизонт

По последним стратиграфическим схемам поркуниский горизонт венчает ордовикский разрез в Прибалтике. В период с тридцатых до шестидесятых годов XX века он относился к силуру. В стратотипическом районе горизонта в Северной Эстонии он представлен эринаской свитой (Решения..., 1978). Она залегает на адилаской свите пиргуского горизонта и перекрывается варболаской свитой юруского горизонта. От ниже- и вышележащих свит эринаская свита отличается малым содержанием глинистого материала, но наличием примеси кварца алевролитово-песчаной фракции, так что в верхах свиты может местами встречаться карбонатный песчаник. В целом же эринаская свита состоит из сравнительно чистых известняков и доломитов. Характерны детритовые, илисто-детритовые и биогермные известняки и их доломитизированные аналоги.

Эринаская свита распространяется в пределах Пандивереской возвышенности в юго-западной части Раквереского фосфоритоносного района. Выходы свиты протягиваются узкой дугообразной полосой по северному и северо-восточному склонам Пандивереской возвышенности. Ранее она обнажалась в каменоломнях западнее Виру-Яагупи, Виру-Роэла и Паасвере, которые ныне практически заросли.

Окрестность Поркуни является стратотипической местностью как для поркуниского горизонта, так и для эринаской свиты. В стратотипе горизонта - в большой каменоломне на северо-западной окраине парка Поркуни обнажается профиль (сверху вниз) тыреверескоЙ(1,0 м), сиугескоЙ(1,6 м), вохилайдскоЙ(1,2 м) и реаскоЙ (0,5 м) пачек эринаской свиты. Породы эринаской свиты пройдены многочисленными скважинами (табл. 3.4.5, рис. 3.4.33).

Мощность эринаской свиты довольно изменчива и зависит от наличия или отсутствия биогермов и песчанистых отложений камарикуской пачки (от 4,5 м в скв. 236 восточнее Кильтси до 11,8 м в Эллавере - 32). Нижняя граница проводится по подошве массивной породы эринаской свиты, залегающей на волнисто-слоистой (с четкообособленными прослоями мергеля и известняка) адиласкоЙ свите. Эринаская свита подразделяется на 5 пачек (табл. 3.4.1). Последние не во всех разрезах в одинаковой мере развиты. Чаще всего выпадают сиугеская и камарикуская пачки.

Рёаская пачка представлена зеленоватым массивным пористым микрокристаллическим доломитом, частично известковым и глинистым, содержащим рассеянный детрит. Пачка распространяется неповсеместно в ареале свиты и обнажается лишь в большой каменоломне Поркуни (неполная мощность 0,5 м). Вообще мощность пачки колеблется от 0,5 м (скв. 146) до 2,8 м. Местами пачка или отсутствует, или ее наличие проблематично (скв. 147, 152, 254). Доломиты или известковые доломиты обычно содержат глинистый материал, особенно в нижней части пачки, и в небольшом количестве алевритисто-песчанистый материал. Цвет породы зеленоватый и желтоватый, структура микрокристаллическая, тонкопористая, обычно массивная. Доломит содержит рассеянный детрит иглокожих, а также мелкие ругозы и др. Доломит является, видимо, диагенетическим.

Вохилайдская пачка залегает на рёаской пачке, а в некоторых случаях образует основание эринаской свиты. Иногда она может также латериально замещаться сиугеской или тыреверескоЙ пачками. Породы пачки (1,2 м) обнажаются только в старой каменоломне Поркуни.

Вохилайдская пачка представлена светло-серыми чистыми детритовыми известняками массивной или среднеслоистой текстуры. Слоистость обусловлена стилолитовыми поверхностями. Местами известняки частично или полностью доломитизированы, и в таком случае порода кавернозная. Первично зернистая структура отличает данную пачку от ниже- и вышележащих. В буровых разрезах типичная для вохилайдской пачки чистозернистая порода хорошо узнаваема (скв. 147, 56, 254) и только местами она не установлена. Последнее объясняется наличием сравнительно мощных биогермов, относимых к тыреверескоЙ пачке. Некоторые латеральные изменения литологической характеристики пачки связаны, главным образом, с изменением размера зерна: преимущественно порода

Таблица 3.4.5

Залегание (в числителе - глубина подошвы, м) и мощность (в знаменателе, м) пачек эринаской свиты в буровых скважинах (местоположение см. рис. 3.4.33)

№ скв.	Название скв.	Камарикуская п.	Тыревереская п.	Сиугеская п.	Вохилайдская п.	Рёаская п.
I52	Найстевялья	-	5,9/3,7+ 9,I/I,8	-	7,3/I,4+ 9,5/0,4	9,6/0,I
33I5	Пандивере	-	26,8/3,35	28,I/I,3	29,55/I,45	?
I46	Кильтси	I4,6/I,8	I8,8/4,2	-	2I,3/2,5	2I,8/0,5
В 2	Вяйке-Маарья	I9,6/0,2	23,2/3,6	-	24,9/I,7	27,4/2,0
242	Трийги	30,7/2,5	36,6/5,9	-	38,3/I,7	39,2/0,9
287	Роху	28,8/I,6	3I,7/2,9	?	34,6/2,9	36,5/I,9
Э 2	Эллавере	38,4/4,6	-	4I,2/2,8	43,2/2,0	?
567	Пухму	3I,0/I,I	3I,5/0,5	34,2/2,7	35,0/0,8	37,4/2,4
I47	Падакюла	23,6/I,0	30,9/7,3	-	-	32,3/I,4
К	Камарику	20,3/2,I	20,8/0,5	22,4/I,6	24,4/2,0	27,3/2,9
56	Вяйке-Таммику	43,9/I,2	49,3/5,2	-	-	5I,4/2,I
254	Караски	32,0/I,0	-	-	34,5/2,5	-

вохилайдской пачки грубозернистая, реже тонкозернистая, местами (скв. I52) породы вохилайдской пачки встречаются в разрезе дважды, переслаиваясь со скрытокристаллическими известняками тыревереской пачки. Это означает,что под пачками эринаской свиты подразумеваются скорее генетические типы пород, нежели строго разграничиваемые геологические тела. Мощность пачки составляет обычно I,5-2,5 м. Литологически точная нижняя граница пачки проводится по замещению зернистой структуры породы илистой.

Сиугеская пачка расположена между вохилайдской (внизу) и тыревереской (вверху) пачками, но частично замещает их и по латерали. На данной территории она представлена коричневато- или желтовато-серым волнистослоистым или комковатым детритистоилистым известняком с волнистыми микрослойчатыми тонкими прослоями коричневато-серого мергеля. Известняк слабо, мергель сильно битуминозный. От других пачек поркуниского горизонта сиугеская отличается наличием тонких прослоев битуминозного мергеля. Пачка (мощность I,4-2,7 м) развита только локально, более типично она представлена в юго-западной части района (скв. Э2, 567, I47, 245). Возможно, что она в северном и восточном направлениях фациально замещается биогермными и скрытокристаллическими известняками тыревереской пачки. Однако в скв. Вяйке-Маарья-2 битуминозные известняки сиугеского типа залегают выше биогермных известняков тыревереской пачки, что подтверждает латеральные переходы этих типов пород. В окрестности Поркуни порода сиугеской пачки в несколько видоизмененной форме выделяется между породами вохилайдской и тыревереской пачек. Это желтовато-серые, очень слабо битуминозные глинистые известняки волнистослоистой или комковатой текстуры с разнообразной раковинной фауной. Изменчивые взаимоотношения залегания с другими пачками указывают на то, что породы сиугеской пачки образуют, видимо, не единое геологическое тело, а скорее несколько линзовидных тел, генетически представляющих собой отложения тиховодных межбиогермных и межбаровых участков моря.

Тыревереская пачка представляет собой один из наиболее выдержанных подразделений эринаской свиты. В разрезах она залегает на разных пачках эринаской свиты - на сиугеской, вохилайдской (чаще всего) или рёаской. Она перекрывается отложениями камарикуской пачки, а при отсутствии последней - силуром. Представлена тыревереская пачка светло-серыми, иногда пятнистыми скрытокристаллическими или детритисто-мелкокристаллическими известняками с многочисленными кораллами и строматопоратами. Часто развиты настоящие биогермы. Характерно наличие перекристаллизованных участков породы. Встречаются тонкие микроволнистые или стилолитовые пленки зеленовато-серого мергеля, придающие породе тонко- или среднеслоистую текстуру. В биогермах текстура массивная. Тыревереская пачка занимает большую часть из выходов свиты. Пачка обнажается в трех старых каменоломнях в окрестностях Поркуни. Стратотип пачки - старая каменоломня 2 лесничества Тыревере около дер. Койги, расположенная немного западнее рассматриваемой территории. В настоя-

щее время там обнажается I,I м биогермного известняка со скрытокристаллической основной массой и пластинчатыми колониями строматопораты Ecclimadictyon koigiense. В окрестностях Найстевялья и Поркуни биогермные породы тыреверской пачки образуют часто небольшие холмики, высотой 3-5 м, диаметром 40-50 м. Породы тыреверской пачки установлены во всех скважинах, за исключением самой юго-западной скв. 32. Мощность пачки колеблется от 0,5 м до 7,9 м (скв. I47). Большие колебания мощности связаны с тем, что в тыреверескую пачку включены биогермные образования, рост которых мог начаться уже на уровне вохилайдской пачки и продолжаться до времени образования песчанистых отложений камарикуской пачки. О последнем свидетельствует то обстоятельство, что в окрестности Койги-Тыревере в верхах биогермных известняков тыреверской пачки установлена примесь кварцевого песка, иногда до I5 %. Обе границы тыреверской пачки являются метахронными.

Камарикуская пачка в районе Пандивереской возвышенности образует верхи эринаской свиты и всего ордовикского разреза. Она подстилается тыреверской пачкой и перекрывается койгиской пачкой юруского горизонта силура. В камарикускую пачку включены породы, содержащие изменчивое количество песчанистого или алевритистого терригенного материала. Встречаются разновидности от алевритистых или песчанистых доломитовых известняков до известковых доломитовых песчаников. Эти разновидности замещают друг друга как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. Песчаники бывают от светло-серых слабосцементированных (обычно в нижней части пачки) до темно-серых, плотных, пиритизированных. Породы камарикуской пачки обыкновенно содержат темный окатанный, хорошо отсортированный детрит, иногда мелкие ругозы. Пачка содержит тонкие пленки зеленовато-серого мергеля, маркирующие слоистость. Порода микрослоистая или массивная. Камарикуская пачка не обнажается, но она установлена в буровых разрезах, за исключением самых северных в районе выхода поркунискогo горизонта. Очевидно, в районе Тамсалу-Поркуни-Пандивере камарикуская пачка не развита, и ей здесь соответствуют верхи тыреверескоЙ пачки, обогащенные песчаным материалом. В окрестностях Вяйке-Маарья мощность камарикуской пачки 0,2 м. Южнее и восточнее Вяйке-Маарья мощность пачки неравномерно растет и колеблется в пределах I,0-2,5 м. В скв. Эллавере, на юго-западе территории, мощность пачки достигает 4,5 м. В направлении увеличения мощности увеличивается также процентное содержание песчаного компонента. Стратотипическим для пачки считается интервал I8,I-20,3 м в скважине Камарику.

Нижняя граница пачки наиболее четкая в более южных разрезах, где камарикуская пачка начинается слабосцементированным песчаником. В более северных разрезах граница менее отчетлива, лишь в скв. Вяйке-Маарья она представлена поверхностью перерыва.

Верхняя граница свиты и всей ордовикской системы литологически очень четкая и проходит по кровле поркуниских известково-песчанистых отложений, в основании скрытокристаллических известняков койгиской пачки поркунискогo горизонта силура обычно она маркируется двойной пиритизованной поверхностью перерыва.

3.5. Силур

Силурийские отложения имеют в рассматриваемом районе ограниченное распространение. Они выходят под четвертичными отложениями лишь на юго-западе района, охватывая сводовую часть Пандивереской возвышенности. Здесь выходит самый нижний из силурийских горизонтов - горизонт юуру. Этим горизонтом начинается разрез лландоверийского яруса нижнего силура, в полном виде представленный в Средней Эстонии юго-западнее РФР. По структурно-фациальному районированию силура Прибалтики возвышенность Пандивере входит в Средне-Эстонский район (Кальо, I977; Решения..., I978). Силурийские отложения обнажаются в нескольких крупных карьерах (Тамсалу, Камарику) и вскрыты многочисленными скважинами. При составлении настоящего очерка учитывались скважины, пробуренные при средне- и крупномасштабной геологической съемке.

Силурийские карбонатные и глинисто-карбонатные отложения залегают на ордовике согласно, но, видимо, с определенным стратиграфическим перерывом. В рассматриваемом районе расположен ряд стратотипов для пограничных слоев ордовика и силура.

Юруский горизонт

Юруский горизонт образует основание силурийского разреза Прибалтики. Ранее он рассматривался в более узком объеме, соответствующем современной варболаской свите. Х.Нестор и Э.Кала (I968) объединили с юруским бывший тамсалуский горизонт в качестве свиты местного значения.

В районе Пандивереской возвышенности юруский горизонт представлен илисто-детритовыми и биоморфно-крупнодетритовыми известняками, чередующимися с маломощными прослоями глинистого мергеля, значение которых вверх по разрезу уменьшается, так что верхняя часть горизонта представлена почти чистыми карбонатными породами. Нередко известняки и мергели подвержены эпигенетической доломитизации. В отложениях юруского горизонта распространяется довольно богатая и разнообразная раковинная фауна, характерными для которой являются виды Clathrodictyon boreale Riab., Ecclimadictyon microvesiculosum (Riab.), Paleofavosites forbesiformis Sok., Mesofavosites dualis Sok., Stricklandia lens (Sow.), Zygospiraella duboisi (M.V.K.), Hesperorthis imbecilla Rubel, Borealis borealis (Eichwald) и др.

Полную мощность имеет юруский горизонт лишь в скважинах, расположенных в самой юго-западной части рассматриваемого района (скв. Э-2 - 23,8 м; скв.557 - 23,7 м, скв.143 Ракке - 24,9 м, скв. 254 - 23,8 м; рис. 3.4.33). В северном и восточном направлениях эррозионный срез юруского горизонта неравномерно углубляется: в средней части выхода горизонта в районе Кильтси-Трийги сохранилась лишь его базальная часть.

Нижняя граница горизонта очень четкая. Как указано, она проводится между известково-песчанистыми отложениями камарикуской пачки поркуниского горизонта и скрытокристаллическими известняками койгиской пачки юруского горизонта. Верхняя граница горизонта на самой южной границе района литологически чёткая: на чистых тонкокристаллических известняках или вторичных доломитах каринуской пачки залегает примерно метровая пачка глинистых известняков (или доломитов), с которыми начинается райккюлаский седиментационный цикл.

Согласно унифицированной стратиграфической схеме силура Прибалтики (Решения..., 1978) юруский горизонт подразделяется в Средне-Эстонском структурно-фациальном районе на варболаскую (внизу) и тамсалускую (вверху) свиты.

Варболаская свита образует в Средне-Эстонском структурно-фациальном районе нижнюю часть юруского горизонта в его современном понимании, залегая на эринаской свите поркуниского горизонта и перекрываясь тамсалуской свитой. Она представлена волнистослоистыми и комковатыми илисто-детритовыми известняками, роль которых вверх по разрезу убывает. Известняки имеют зеленовато-серый или синевато-серый цвет, мергели - грязно-зеленый. Местами породы варболаской свиты подвергались эпигенетической доломитизации. При этом доломитовые мергели приобрели пятнами фиолетово-красную или ржаво-коричневую окраску. В пределах рассматриваемой территории латеральные изменения свиты весьма незначительны. Наблюдается лишь постоянное увеличение илистости породы в южном направлении.

Варболаская свита распространяется лишь в юго-западной части РФР. Выходы свиты образуют узкую дугообразную полосу, проходящую по северному и восточному склонам Пандивереской возвышенности. Отдельные выходы варболаской свиты расположены также заметно южнее, среди выходов вышезалегающей тамсалуской свиты. Литологически свита довольно однородная, отличается лишь самая нижняя ее часть, выделенная в койгискую пачку (Силур..., 1970). На Пандивереской возвышенности койгиская пачка представлена светло-серыми бугристо-слоистыми или мелкополукомковатыми скрытокристаллическими известняками с тонкими волнистыми разветвляющимися пленками зеленовато-серого мергеля. Пачка не обнажается, но четко выделяется в буровых разрезах. Пандивереская возвышенность является для койгиской пачки стратотипическим районом. Стратотип описан в керне скважины Камарику в интервале 16,3-18,1 м (Нестор, Кала, 1968): светло-серый бугорчато-тонкослоистый, интервалами брекчиевидно-полукомковатый скрытокристаллический известняк с волнистыми прерывистыми тонкими пленками зеленовато-серого мергеля. Порода местами содержит в небольшом количестве детрит, мелкие ругозы и спикулы губок. На нижней границе ровная поверхность, покрытая пленкой зеленого глинистого мергеля. Мощность койгиской пачки на рассматриваемой территории колеблется от 0,5 м на севере (скв. 3315) до 2,5 м на юго-западе (скв. Э-2). Нижняя граница пачки представлена в ряде разрезов двойной пиритизированной поверхностью перерыва, ниже которых в большинстве случаев залегают карбонатные песчаники или песчанистые известковые доломиты камарикуской пачки.

Тамсалуская свита образует верхнюю часть юруского горизонта. Она залегает на варболаской и перекрывается породами райккюлаской свиты. В более ранних стратиграфических схемах она рассматривалась в ранге самостоятельного горизонта. Х.Нестор и Э.Кала (1968) перевели тамсалуский горизонт в ранг свиты, выделяемой только в пределах Средне-Эстонского структурно-фациального района. Тамсалуская свита объединяет слои сравнительно чистого биоморфно-крупнодетритового брахиоподового известняка с Borealis borealis и микро- до тонкокристаллического и детритисто-

Таблица 3.5.I

Залегание (в числителе – глубина подошвы, м) и мощность (в знаменателе, м) свит и пачек юрурского горизонта в буровых скважинах (местоположение см. рис. 3.4.33)

№ скв.	Название скв.	Тамсалуская свита	Каринуская пачка	Таммикуская пачка	Варболаская свита	Койгиская пачка
I54	Уудекюла	7,4/6,4+	–	7,4/6,4+	I6,I/8,7	?
Н-34	Локса	I2,0/4,2+	–	I2,0/4,2+	2I,6/9,6	?
3315	Пандивере	I3,3/II,I+(?)	–	I3,3/II,I+(?)	24,I/I0,8	24,I/0,5
239	Раэкюла	9,0/7,0+	–	9,0/7,0+	I7,4/8,4	?
249	Линнкаэву	9,0/8,2+	–	9,0/8,2+	I9,I/I0,I	?
I55	Мяэтагузе	–	–	–	II,2/5,2+	?
I42	Вао	–	–	–	I2,0/7,I+	?
I46	Кильтси	–	–	–	I2,8/2,7+	I2,8/I,0
В 2	Вяйке-Маарья	I0,2/2,0+	–	I0,2/2,0+	I9,4/9,2	I9,4/I,0
242	Трийги	–	–	–	28,2/I,0+	28,2/0,4
287	Раху	I7,0/4,0+	–	I7,0/4,0+	27,2/I0,2	27,2/2,0
298	Лаэквере	–	–	–	36,6/I7,5(?)	?
Э 2	Эллавере	I9,8/9,6	II,7/I,5	I9,8/8,I	33,9/I4,I	33,9/2,5
I43	Ао	I4,9/8,2	9,0/2,3	I4,9/5,9	28,4/I3,5	?
К	Камарику	3,I/3,0+	–	3,I/3,0+	I8,2/I5,I	I8,2/I,8
56	Вяйке-Таммику	27,8/8,I+	24,3/3,6+	27,8/4,4	4?,7/I4,9	42,7/I,9
254	Караски	I5,2/8,0	II,8/4,6	I5,2/3,4	3I,0/I5,8	3I,0/2,2

илистого известняка с пиритизированным детритом и скоплениями строматопорат. Она распространяется в юго-западной части территории в пределах Пандивереской возвышенности, занимая большую часть территории выходов юрурского горизонта. Обнажения тамсалуской свиты на Пандивереской возвышенности сравнительно многочисленны. Они представлены крупными карьерами в Тамсалу и Камарику около Ракке, а также вблизи старых каменоломен (Пыдрангу, Каарма, Эрина и др.), в которых добывался бореалисовый известняк. Стратотипом свиты считается карьер на южной окраине пос. Тамсалу, восточнее железной дороги.

Тамсалуская свита залегает на всей территории близко к дневной поверхности. Полная мощность свиты определена в немногочисленных скважинах около южной границы рассматриваемой территории и не превышает 8,2 м (скв. I59, I43). Очевидно, что первоначальная мощность свиты увеличивалась в северном направлении, так как на севере в скв. 249 неполная мощность одной бореалисовой банки достигает 8,2 м. Нижняя граница свиты проводится по массовому появлению бореалисов. Тамсалуская свита на данной территории состоит из таммикуской пачки внизу и каринуской пачки вверху. Таммикуская пачка представляет собой брахиоподовую банку, сложенную полными створками и крупным детритом бореалисов. Стратотипом пачки считается старая каменоломня в дер. Таммику, расположенная несколько западнее рассматриваемого района. Полная мощность пачки наименьшая в юго-восточной части ее выхода (3,4 м в скв. 254) и увеличивается к северу до 8,2 м (скв. 249). Наблюдаемая мощность пачки довольно изменчива из-за расчлененного рельефа эрозионной поверхности. Нижняя граница отлично маркируется также поверхностью перерыва. В пределах Пандивереской возвышенности таммикуская пачка литологически довольно гомогенная. Она состоит из светлых массивных или толстослоистых биоморфно-крупнодетритовых известняков, с прослоями, содержащими сгустковый материал. В южном направлении увеличивается содержание глинистого материала, что выражается в появлении тонких волнистых прослоев грязно-зеленого мергеля, обуславливающих среднеслоистую текстуру. Довольно часто порода таммикуской пачки подвержена эпигенетической доломитизации.

Известняки таммикуской пачки служат сырьем для получения извести на крупных заводах в Тамсалу и Ракке. Первый из них в настоящее время работает на базе сырья месторождения Карину, расположенного несколько западнее рассматриваемого района, второй – на базе карьера Камарику. Пачка разрабатывается на всю мощность. Промышленные качества залежи ухудшены сильно развитым карстом и эпигенетической доломитизацией по зонам трещиноватости.

Каринуская пачка. Слои, соответствующие каринуской пачке в районе выходов, ранее относили к райккюласкому горизонту. В тамсалускую свиту юруского горизонта они включены Х.Нестором и Э.Кала (1968). На Пандивереской возвышенности каринуская пачка представлена крепкими чистыми известняками различной структуры, с многочисленными строматопорами и конгломератовыми прослоями. Пачка распространяется только в самой юго-западной части РФР и плохо обнажена. Стратотипическое обнажение - крупный новый карьер в д.Карину - остается немного западнее рассматриваемого района. Мощность каринуской пачки в районе не превышает 5,1 м (скв. 234), для проведения ее верхней границы в данном районе пока отсутствуют единые критерии. Нижняя граница пачки проводится по кровле бореалисового известняка таммикуской пачки. Она представлена неровной поверхностью размыва, выше которой обыкновенно залегает строматопоровый конгломерат или биостром. Литологически каринуская пачка довольно пестрая: чередуются прослои обломочно-детритовых, стоматопоровых и микрокристаллических сгустково-илистых известняков. Прослои однотипных известняков часто отделяются поверхностями перерыва. Прослои строматопоровых известняков чаще образованы их окатанными ценостеумами, реже их скоплениями в прижизненном положении, образующими биостромы. Неровно-плитчатую структуру маркируют тонкие прослойки и пленки грязно-зеленого мергеля, роль которых в южном направлении увеличивается. Породы каринуской пачки добываются вместе с породами таммикуской пачки как сырье для получения извести.

4. ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПОКРОВ

4.I. Рельеф коренных пород

Наряду с общими особенностями структуры района, рельеф коренных пород во многом предопределяет местоположение выходов под четвертичный покров разновозрастных верхневендских и нижнепалеозойских отложений, как это описано в главе 3. Рельефом коренных пород предопределены также главные черты геоморфологии района. Рельеф коренных пород в решающей степени повлиял на особенности формирования четвертичного покрова, на распределение и мощность разнотипных и разновозрастных четвертичных отложений. Наконец, рельеф коренных пород имеет существенное значение с точки зрения формирования гидрогеологических условий и гидрологических особенностей района, имеющих наибольшее значение при решении проблем природопользования и охраны среды.

В Раквереском районе ярко проявлен двухступенчатый характер коренного рельефа: верхнюю ступень образует попадающая в пределы РФР часть Виру-Харьюского плато, нижнюю - узкая предглинтовая низина на берегу Финского залива (рис. 4.I.I). Эти ступени разделены Северо-Эстонским глинтом - одним или несколькими уступами в рельефе коренных пород, которые нередко погребены под четвертичными отложениями и, в связи с этим, не всегда ярко проявлены в современном рельефе. Ниже по рангу положительным элементом коренного рельефа является Пандивереская возвышенность, отрицательным - погребенные долины. Поверхность Виру-Харьюского плато расчленена многими мелкими возвышениями, ложбинами и долинообразными понижениями.

Рельеф коренных пород на предглинтовой низине является довольно спокойным и имеет небольшой наклон в сторону современной впадины финского залива. Абсолютные отметки рельефа составляют в среднем 0-5 м. Непо редственно перед глинтом они повышаются до I5 м, а в самой северной части понижаются до 5-I0 м ниже уровня моря. В предглинтовую низину глубоко врезаются древние долины, дно которых на побережье современного Финского залива расположено под уровнем моря до I00 и более метров, например, в Илуметсаской долине -II2 м, немного западнее РФР; Сельяской -I6 м; Падаской -8 м; Кундаской -I5 м. Долины с абсолютными отметками дна ниже -I00 м вскрыты бурением на предглинтовой низине как западнее, так и восточнее РФР. Погребенные долины на предглинтовой низине врезаны в относительно мягкие и легко эродируемые вендские и кембрийские терригенные породы. Ширина их обычно I-2 км, редко больше. Преобладают корытообразные поперечные сечения (Сельяская, Кундаская). Только самая глубокая Пальмзе-Илуметсаская долина имеет V-образное поперечное сечение.

Северо-Эстонский глинт подробно описан в работах А.Таммекана (Tammekann, I940 и др.). В западной части РФР глинт имеет две низкие террасы, которые покрыты песками. В окрестностях Пальмзе находится заполненная песками глинтовая бухта, в которой течет р.Вызу. Отсюда уступ продолжается на восток по линии Сагади-Вихула-Кандисселья-Кунда и также образует ряд мелких глинтовых бухт и мысов. Реки и ручьи и здесь местами прорезают глинт. Абсолютная отметка глинта в д.Сагади 62 м, относительная высота II м. На крутом склоне коренные породы обнажаются или покрыты тонким слоем морены. В таком виде глинт продолжается до д.Вихула, где в районе глинтовой бухты поворачивает на юг. Восточнее глинтовой бухты между д.д. Тийги и Карула глинт представлен дугообразным уступом с абсолютной высотой 60 м и относительной высотой I0 м. Далее, к востоку находятся глинтовые бухты Варангу и Тоолсе. До р.Селья уступ прослеживается с трудом, он покрыт четвертичными отложениями и лишь местами выражен в современном рельефе. Восточнее р.Селья уступ снова четко прослеживается до глинтовой бухты Тоолсе.

В окрестностях Тоолсе и восточнее Кунда глинт представлен двумя уступами: нижним песчаниковым и верхним карбонатным. Песчаниковый уступ проходит близко к береговой линии. Глинтовый мыс Корисмяги отделяет Тоолсескую и Кундаскую глинтовые бухты. Корисмяги представлен уступом в карбонатных породах, бровка уступа находится на высоте около 57 м. Нижняя песчаниковая терраса находится на 43 м выше уровня моря (на западе глинтовой бухты Кунда; рис. 4.I.2). Восточнее глинт продолжается двумя уступами, причем абсолютная высота бровки верхнего уступа составляет 6I м, нижнего - 38 м. В окрестностях д.Малла абсолютные отметки уступов понижаются и нижняя терраса удваивается (рис. 4.2.I). Уступы продолжаются до р.Пада, где снова наблюдается глинтовая бухта. Абсолютная высота верхней карбонатной террасы составляет здесь около 50 м, нижней террасы - 24 м. Восточнее глинтовой бухты Пада глинт четко прослеживается по линии Раудна - Коогу - Раннакюла и в окрестностях Азери представлен уступом

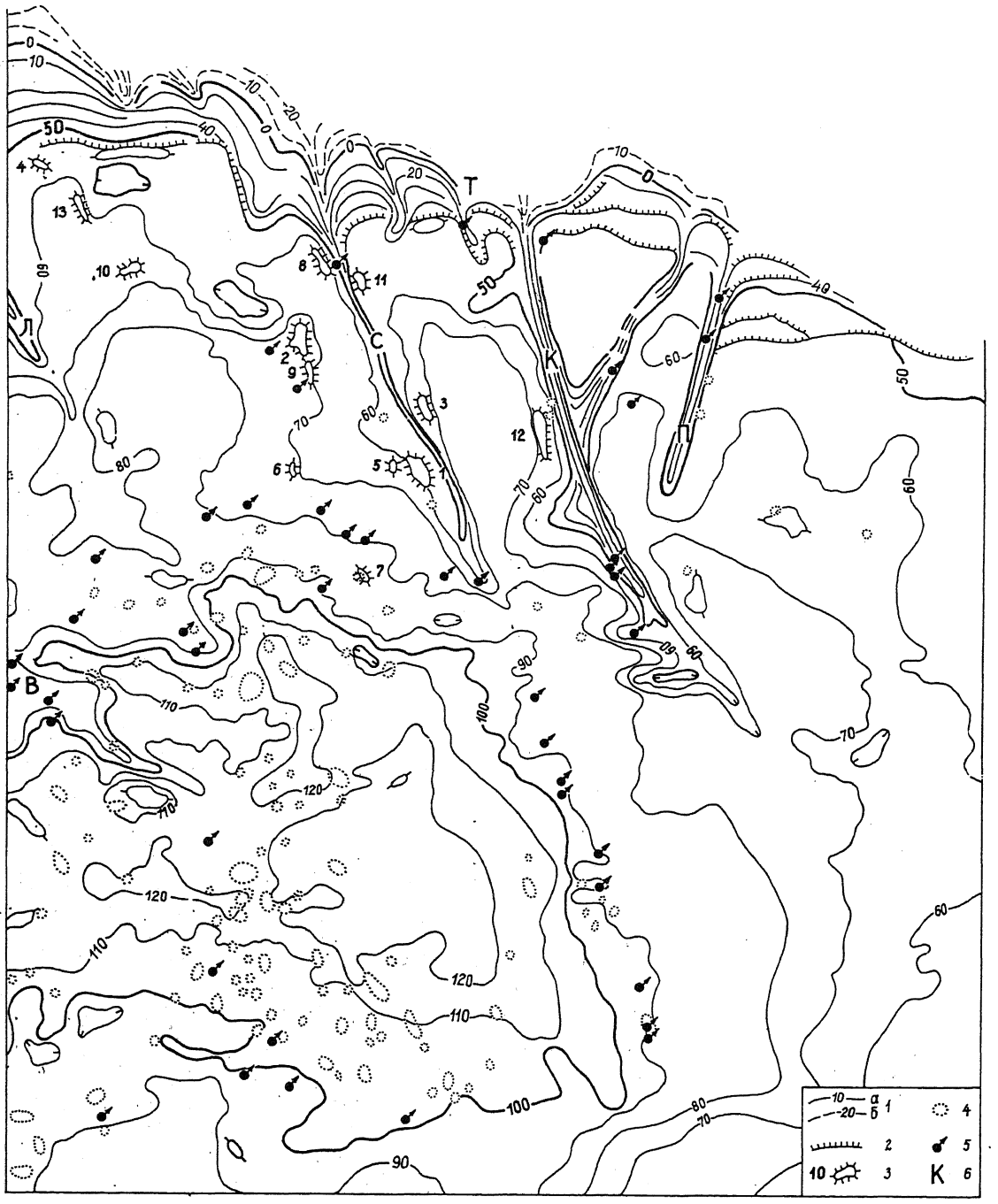


Рис. 4.I.I. Схема рельефа коренных пород и местоположения карстовых форм и родников. Составители Э.Таваст и Ю.Хейнсалу. I-2 - изогипсы; I - выше уровня моря, 2 - ниже уровня моря, 3 - уступы в рельефе коренных пород, 4 - участки с разнотипными карстовыми формами, 5 - крупные родники, 6 - мелкие возвышения коренного рельефа: I - Сымеру - Алуверэ, 2 - Татрузе, 3 - Убья, 4 - Сагади, 5 - Папиару, 6 - Паатма, 7 - Мядапеа, 8 - Кальдамяэ, 9 - Азу, I0 - Кавасту, II - Варангу, I2 - Кохала, I3 - Сагади - Саласте, 7 - обозначения древних долин: В - Валгейыги, К - Кунда, Л - Лообу, П - Пада, С - Селья, Т - Тоолсе.

прямо на берегу моря. Абсолютные отметки бровки глинта составляют здесь около 50 м. В таком виде глинт прослеживается до Пуртсеской глинтовой бухты, прорезанной р.Пуртсе.

Южнее глинта находится Виру-Харьюское плато, абсолютные высоты которого чаще всего составляют от 40 до 60 м. Границей Пандивереской возвышенности принята изогипса 80 м коренных пород (Tavast, Raukas , 1978). Абсолютные отметки коренного рельефа в центральной части Пандивереской возвышенности местами превышают 130 м. Самая высокая часть возвышенности находится между Раквере и Вяйке-Маарья. Древние долины начинаются на склонах возвышенности, лишь верховье Кундаской долины врезано в самую возвышенность. Погребенные долины на Виру-Харьюском плато, в том числе на Пандивереской возвышенности, врезаны в твердые и трудно эродируемые ордовикские карбонатные породы. Глубина их обычно составляет лишь 15-40 м (например, Кундаская долина). Ширина долин чаще всего колеблется в пределах 1-2 км. Так как ширина северо-эстонских долин обычно значительно больше их глубины, поперечные профили этих долин являются пологими и мало выразительными.

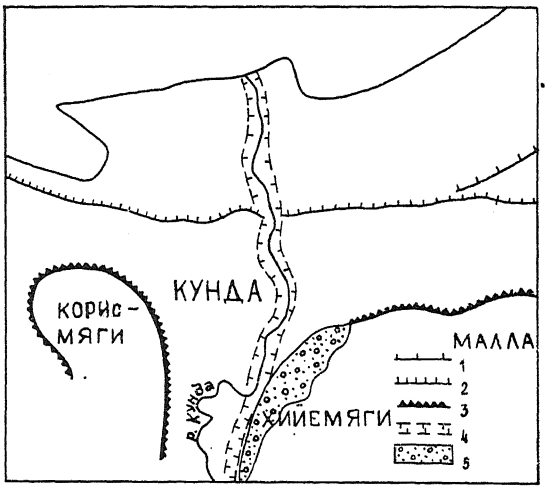


Рис. 4.I.2. Глинтовая бухта Кунда: 2 - уступ в береговых отложениях, 2-3 - уступ глинта (2 - в кембрийских алевролитах, 3 - в ордовикских карбонатных породах), 4 - погребенная долина, 5 - флювиогляциальные отложения.

О продольных профилях дна погребенных долин имеется мало сведений. Имеющиеся профили составлены на основе ограниченного количества геофизических данных и немногих буровых скважин, которые, по всей вероятности, не всегда достигают наиболее глубоких частей долин. Продольные профили являются неровными и местами даже ступенчатыми. Выявляемые локальные переуглубления, видимо, указывают на активное воздействие ледников и их талых вод на дно в пределах первичных доледниковых речных долин. Переуглубленные участки характеризуются значительным сужением, по сравнению со средней их шириной, крутыми склонами, заполненностью водно-ледниковыми отложениями. Предполагается, что местное увеличение скорости движения ледников и их экзарационной деятельности происходило именно в суженных участках палеоврезов (Балтрунас, 1977). На тех же участках усиливалась также эрозионно-аккумулятивная деятельность талых вод при отступлении ледников.

Одной особенностью гидросети данного района является расположение современных рек в древних долинах или над ними, поскольку древние долины заполнены легко эродируемыми четвертичными отложениями и имеют наиболее низкие абсолютные отметки земной поверхности.

Как известно, в коренных породах Северной Эстонии установлены тектонические трещины преимущественно двух направлений: северо-западного и северо-восточного (Teichert, 1927; Хейнсалу, Андра, 1975 и др.), а также субмеридионального и субширотного. Несмотря на то, что трещины широко развиты и по данной территории с северо-востока на юго-запад проходит самое маркантное в Эстонии Азериское нарушение, влияние их на рельеф равнинных участков коренных пород наблюдениями не установлено. А.Мийделом (1966, 1971) установлена тесная связь между направлениями современных долин и тектонической трещиноватостью в Северной Эстонии. Вполне обосновано его предположение, что образование древних долин, в основном, ориентировалось на тектоническую трещиноватость или зоны дробления.

Простирание погребенных долин на Виру-Харьюском плато обычно северо-западное и совпадает с направлением определенной группы тектонических трещин и нарушений. Примером может служить древняя долина Валгейыги, находящаяся в зоне тектонических нарушений северо-западного простирания (Андра, Хейнсалу, 1966). Ряд зон нарушений северо-восточного направления, однако, пересекается субмеридиональными древними долинами без заметного изменения их направления.

Кроме древних долин, в изучаемом районе располагаются мелкие долинообразные понижения и ложбины различной конфигурации. Расположены они обычно между мелкими, удлиненными коренными возвышениями. Глубина их не превышает 6-8 м, а ширина достигает нескольких сотен метров, максимально 1.5-2 км. Склоны их пологие. Местами они образуют сложные системы (например, в окрестно-

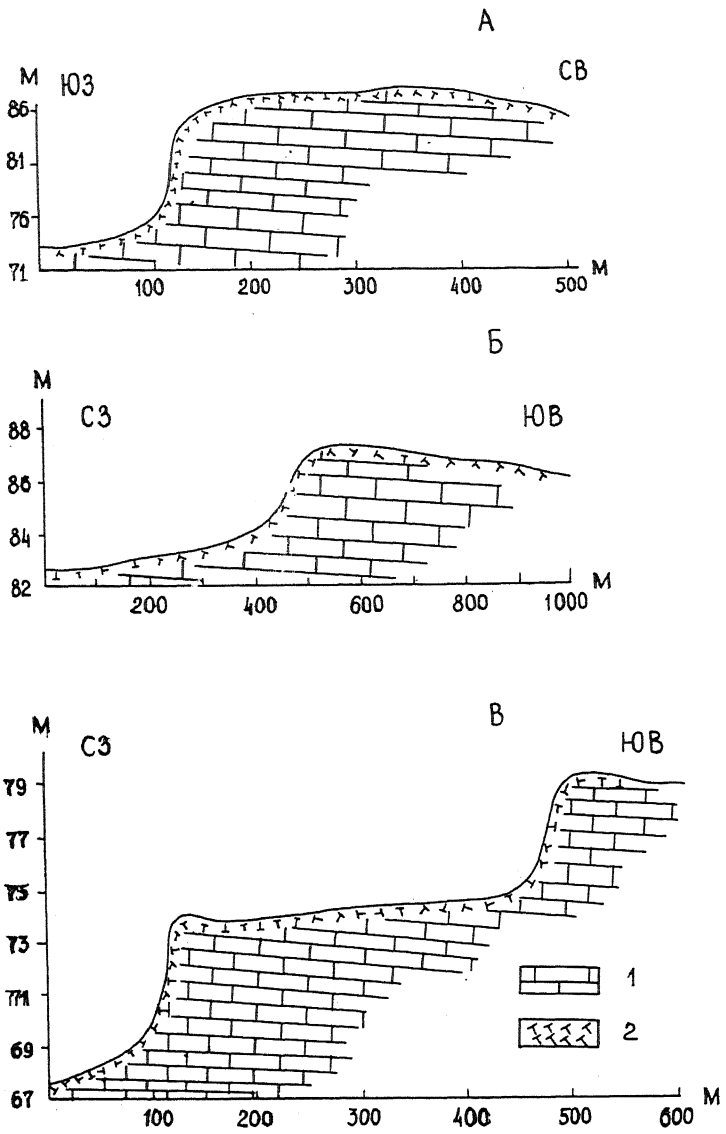


Рис. 4.I.3. Типичные разрезы коренных пластовых возвышений: А, Б - Кабасту, В - Татрузе; I - коренные карбонатные породы, 2 - четвертичные отложения.

стях Хальяла). Ложбины коренного рельефа по форме чаще всего овальные или легко удлиненные. Глубина их до 5-7 м, ширина несколько сотен метров, редко больше. Такие ложбины характерны для района севернее города Раквере.

Широко распространены мелкие коренные возвышения. Здесь представлены почти все разновидности коренных возвышений, выделенных ранее (Таваст, Раукас, 1982). Ниже приводится описание наиболее характерных из них (см. также рис. 4.I.I и 4.I.3.

Среди сложных двухэтажных возвышений самым крупным является Сымеру-Алувереское, длина которого достигает 3,5 км, ширина - I,3 км, а относительная высота I8 м выше плато. На ровном основании находятся три удлиненных мелких возвышения, длиной около I50 м, шириной порядка 60 м,а относительной высотой примерно 6 м.Когфигурация самого основания нерегулярная, а мелкие возвышения на нем имеют овальную форму.

Довольно сложным является строение Татрузеского возвышения длиной I,4 км и шириной I км, на северном и северо-западном склонах которого также находятся уступы, на последнем даже два уступа (рис. 4.I.3) с высотой нижнего из них 2,5 м, верхнего - 2 м. При этом нижний уступ круче верхнего. Между двумя уступами находится ровное плато шириной 400 м. На поверхности возвышения наблюдаются два мелких возвышения длиной 230 и 350 м и относительной высотой I-2 м. Одно из них имеет овальную форму, другое - неправильную.

Пологосклонное Убьяское возвышение имеет удлиненную форму. Морфологические данные его: длина I,8 км, ширина 600 м, относительная высота около 7-8 м. Поверхность возвышения пологая, с самой высокой точкой в центре. Здесь на ровном основании находятся два мелких возвышения длиной 200-250 м, шириной 60 м и относительной высотой 2 м.

Примером овальных возвышений могут служить Сагадиское и Папиаруское. Первое из них вытянуто в северо-западном направлении и имеет длину I,5 км, ширину 500 м и относительную высоту I2-I5 м. Поверхность возвышения слегка волнистая. Наивысшая часть возвышения находится на юго-востоке, где склоны являются наиболее крутыми. Длина Папиаруского возвышения 400 м, ширина - 200 м и относительная высота 5-6 м. Склоны возвышения пологие, причем северный склон немного круче остальных.

Удлиненные возвышения распространены ограниченно, например, небольшие возвышения в окрестностях Паатна и Мядапеа. Длина их до 400-500 м, ширина - I00-I50 м, относительная высота 6-7 м. Склоны очень пологие.

Более распространенными являются уступовые возвышения, которые имеют уступы или на северном или на северо-западном склонах. Возвышения обычно ориентированы в меридиональном или северо-западном направлениях. Примером может служить северо-западное Калдамяэское возвышение, с уступом на северном склоне. Небольшой уступ обнаружен также на северо-восточном склоне, где

он связан с эрозионной деятельностью реки Селья. Длина возвышения I,I км, ширина 450-500 м, относительная высота 6 м. Пологая поверхность возвышения наклонена на юго-запад.

Яйцевидные овальные возвышения обычно имеют длину I-I,3 км и относительную высоту 6-7 м. Вытянуты они чаще всего с севера на юг и с северо-запада на юго-восток. Примером может служить Азуское возвышение юго-восточнее пос. Хальяла. Длина его I,2 км, относительная высота 7 м, поверхность возвышения волнистая. Северо-западная часть возвышения имеет ширину 750 м, а юго-восточная - 350 м.

Довольно широко распространены возвышения неправильной конфигурации. Размеры их разные, склоны обычно пологие, но имеются также возвышения с уступами на северном, северо-западном или северо-восточном склонах. Обыкновенно поверхность этих возвышений является пологой или слегка волнистой. Такие возвышения располагаются, например, в окрестностях Кавасту и Варангу. Кавастуское возвышение имеет относительную высоту 6-7 м, на северо-восточном и восточном склонах его находится уступ высотой 2 м (рис.4.I.3). Варангуское возвышение находится к востоку от Сельяской долины. Диаметр его около 500 м, относительная высота 5-6 м, склоны его, за исключением западного, пологие.

Очень широко в рассматриваемом районе распространены пластовые возвышения, которые имеют уступ параллельно удлиненному склону, а другой склон медленно погружается в дистальную сторону. Такими возвышениями являются Кохалаское, Сагади-Салатсеское и др. Кохалаское возвышение находится к западу от Кундаской долины и располагается параллельно ей. Высота возвышения составляет 3-6 м. Уступ находится на восточном склоне, а западный склон полого погружается. Сагади-Салатсеское возвышение имеет уступ высотой 2-5 м на северо-восточном и северном склонах, а южный склон является пологим.

Из приведенного краткого обзора следует, что в рельефе коренных пород РФР встречаются разные по величине и разнообразные по морфологии положительные и отрицательные формы. Крупные формы образованы, главным образом, в результате длительной доплейстоценовой денудации, а средние и мелкие - в результате ледниковой эрозии. Они видоизменены карстовыми процессами и хозяйственной деятельностью человека.

4.2. Мощность четвертичных отложений

Распределение мощностей четвертичных отложений в РФР определено динамикой плейстоценового ледника, особенностями осадконакопления в голоценовое время и рельефом коренных пород.

Закономерности распространения ледниковых отложений типичны для области экзарации материкового ледника. Преобладают равнины с маломощным покровом морены. Мощности водноледниковых отложений, как правило, превышают мощности морены.

Рассмотрим распределение мощностей четвертичных отложений по схеме районирования территории Эстонии (Раукас, 1978), несколько детализируя последнюю (рис. 4.2.I). Названия выделенных районов только частично совпадают с названиями элементов коренного рельефа (см. выше). На нижней ступени предглинтовой низины (I - I), судя по редким скважинам, мощность четвертичных отложений не более 30 м (рис. 4.2.2). Верхняя ступень предглинтовой низины (I - 2) с абсолютными отметками коренной поверхности 25 до 40 м почти повсеместно покрыта водно-ледниковыми отложениями средней мощностью около 5 м. В погребенных долинах мощность четвертичных отложений максимальна - в Илуметсаской долине (за западной рамкой РФР) превышает II0 м.

Северо-Эстонское плато на изучаемой территории может быть разделено на следующие подрайоны (рис. 4.2.I): Вируское плато (II - I), центральная часть Пандивереской возвышенности (II - 2а) и склон Пандивереской возвышенности (II-2б).

С точки зрения распределения мощностей четвертичных отложений названные подрайоны отличаются незначительно. Альвары и участки с мощностью четвертичных отложений менее I м распространены преимущественно в полосе вдоль глинта (рис. 4.2.2). В сторону Пандивереской возвышенности мощности отложений немного увеличиваются (до 5 м). В пределах погребенных долин, конечных морен и водно-ледниковых форм рельефа мощности четвертичных отложений достигают 20-40 м.

На подножии Пандивереской возвышенности, особенно в его восточной части, сконцентрировано большинство болот района и повышенные мощности четвертичных отложений обусловлены здесь, главным образом, озерными и болотными отложениями.

В центральной части Пандивереской возвышенности наибольшие мощности четвертичных отложений связаны с расчлененным аккумулятивным ледниковым рельефом (озы, конечные морены, камовые поля). Мощность основной морены на моренных равнинах обычно не превышает 2 м, а часто менее I м.

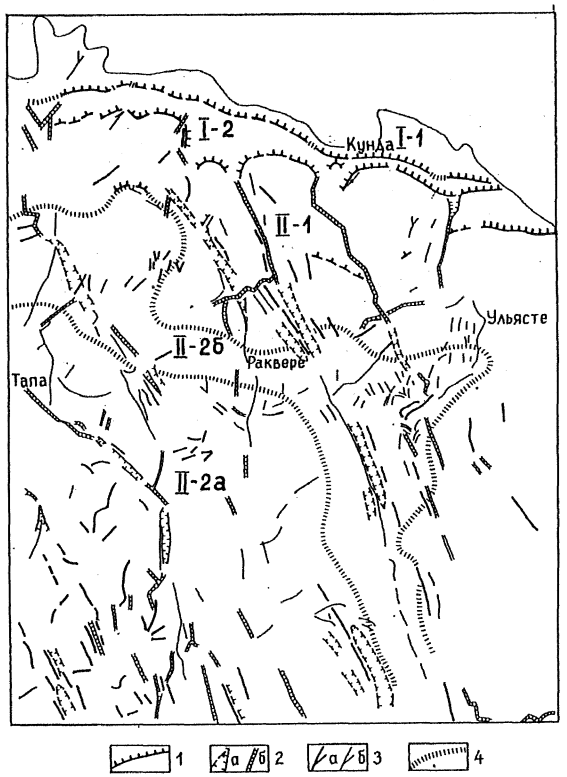


Рис. 4 2.I. Схема районирования рельефа. I - уступ глинта, 2 - линейно-распространенные участки долин: а - масштабные, б - внемасштабные; 3 - линейно-расположенные ледниковые комплексы и формы рельефа: а - моренные, б - водно-ледниковые; 4 - граница районов, районы и подрайоны рельефа (по А.Раукасу, 1978 с дополнениями): I-I - нижняя ступень предглинтовой низины, I-2 - верхняя ступень предглинтовой низины; II-I Вируское плато, II-2а - центральная часть Пандивереской возвышенности, II-2б - склон Пандивереской возвышенности.

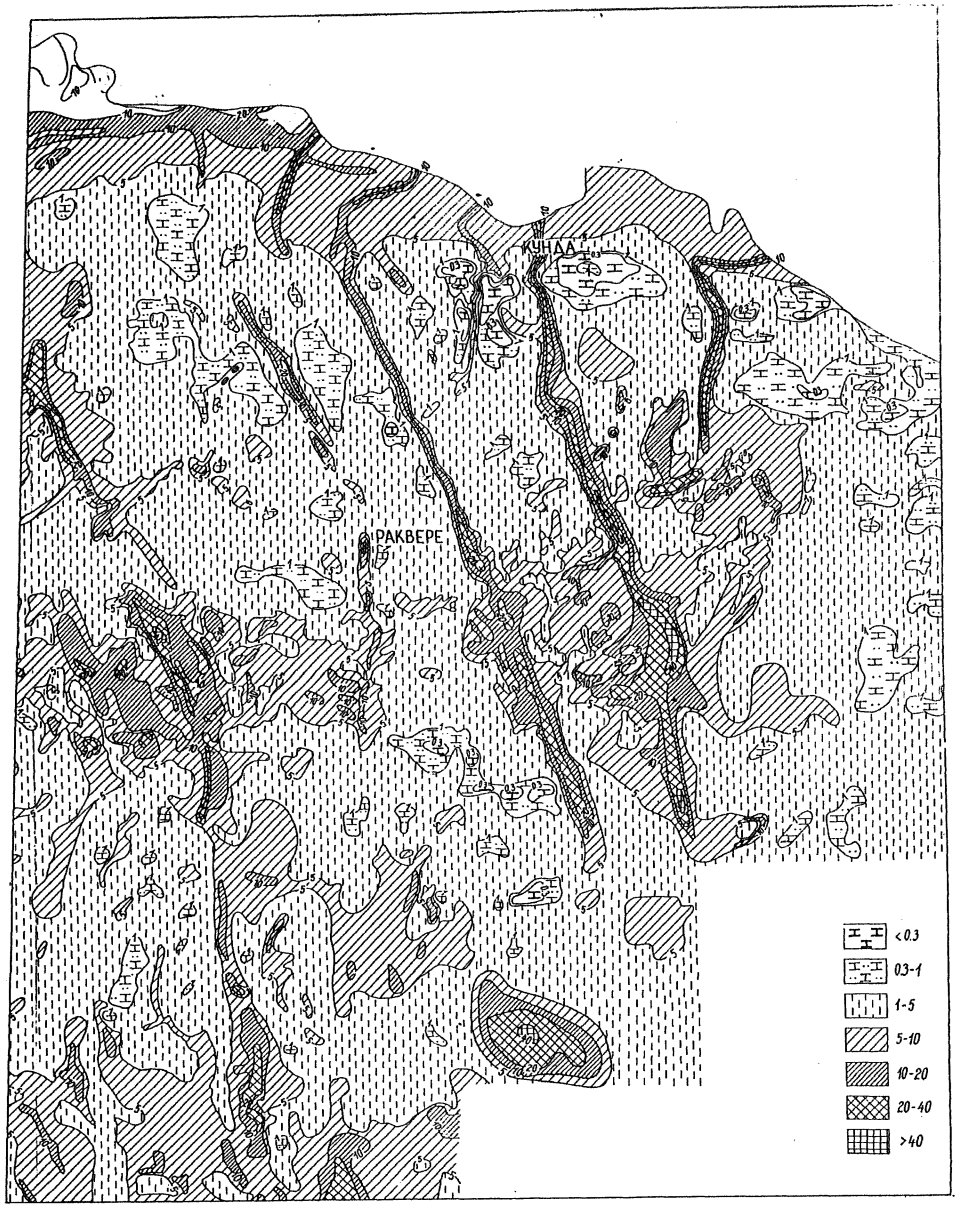


Рис. 4.2.2. Карта-схема мощности четвертичных отложений. Изолиниями и штриховкой показана мощность в м.

Мощности четвертичных отложений на Пандивереской возвышенности увеличиваются также в юго-восточном направлении, в сторону Саадъярвского друмлинного поля.

4.3. Строение четвертичного покрова и формы рельефа

Четвертичный покров рассматриваемого района (рис. 4.3.I) состоит, главным образом, из ледниковых и водно-ледниковых отложений позднеплейстоценового возраста. На предглинтовой низине и в северной половине Вируского плато поверхностная часть ледниковых и водно-ледниковых отложений преобразована водами Балтийского ледникового и Анцилового озер, Литоринового и Лимниевого морей, а также перевеяна в береговые дюны. Озерные и болотные отложения распространены, главным образом, у подножия и в нижней части склонов Пандивереской возвышенности.

Рассмотрим распространение и состав важнейших генетических типов четвертичных отложений по вышеприведенной схеме районирования (рис. 4.2.I).

В предглинтовой зоне выделяется несколько разновозрастных морен с довольно близким литологическим составом (Раукас, I978). Для этих морен характерно небольшое содержание галек и валунов (не более 5 %) и относительно большое содержание (около 50 %) пелитовой фракции. Грубообломочная фракция представлена, в основном, кристаллическими породами, а также обломками вендских и кембрийских песчаников и алевролитов. Разновозрастные морены предглинтовой полосы датированы в Суур-Прангли и Юминда (западнее рассматриваемого участка - Kajak, I96I; Раукас, Лийвранд, I97I и др.), где выделяются средне- и верхнеплейстоценовые отложения. В предглинтовой низине между Вызу и Азери пока межморенные органогенные отложения не обнаружены. В разрезе близ Алтья нижнюю морену и подстилающие озерно-ледниковые отложения на глубине I5-22 м интерпретируют как нижнеярваские (нижневалдайские) (Раукас, I978). Поверхность морены предглинтовой низины повсюду абрадирована или покрыта озерно-ледниковыми или морскими отложениями.

На Вируском плато наблюдается морена последнего оледенения (верхнеярваская, верхневалдайская). Восточнее рассматриваемой территории, в погребенной долине Пуртсе вскрыт бурением более сложный комплекс плейстоценовых отложений, где нижний из двух моренных горизонтов считается нижнеярваским (нижневалдайским) (Каяк и др., I976; Раукас, I978). На поверхности плато отложения древнее последнего оледенения (т.е. древнее верхнеярваских) не обнаружены.

Серая или желтовато-серая морена на Вируском плато отличается высокой карбонатностью и большим содержанием содержанием грубообломочных фракций из местного карбонатного материала. Содержание фракции I0-I00 мм составляет 5-20 % (Раукас, I978). На Пандивереской возвышенности, кроме обширных районов моренных равнин, наблюдаются холмисто-моренный и волнисто-моренный рельеф в западной и северной частях и на ее склонах. Морена имеет такой же облик, как и на Вируском плато.

Характерной чертой для морены всей рассматриваемой территории является уменьшение содержания кристаллических пород и увеличение содержания карбонатных пород с севера на юг. Структура этого изменения говорит о том, что главным фактором, определяющим состав морены, являются коренные породы, а принесенный ледником эрратический материал, как правило, составляет не более 5-20 % из галечной фракции морены (Раукас, I978).

Водно-ледниковые отложения изучаемого района занимают пониженные участки равнин и склоны возвышенности и возвышений. Местами мощность водно-ледниковых отложений значительно превышает мощность морены. Флювиогляциальные песчано-гравийные отложения широко представлены в виде флювиогляциальных дельт и зандродельт, а также озов и камов (рис. 4.3.I). В пределах предглинтовой низины песчано-гравийные отложения флювиогляциальных дельт расположены на более высоком предглинтовом уровне. Местами флювиогляциальные отложения расположены непосредственно на коренных кембрийских породах (например, в нижнем течении реки Тоолсе). Поверхность этой дельты (абс. отм. 35-45 м) преобразована водами Балтийского ледникового озера. Флювиогляциальные дельты более высокого уровня (абс. отм. 50-53 м, Кундакюла и Сями 56-68 м) расположены на Вируском плато. Более мелкие зандродельты и зандры встречаются также на Пандивереской возвышенности, где они сопровождают камовые поля (Мянниквялья) и озовые системы (Мяэтагузе-Коэравере, Мыдрику-Паасвере).

Для отложений флювиогляциальных дельт характерно уменьшение средней величины обломков в дистальном направлении. Гравийно-галечные отложения встречаются только в самой проксимальной части, но могут и вообще отсутствовать, как это наблюдается в флювиогляциальных дельтах предглинтовой зоны. Литологический состав отложений тесно связан с литологическим составом исходной

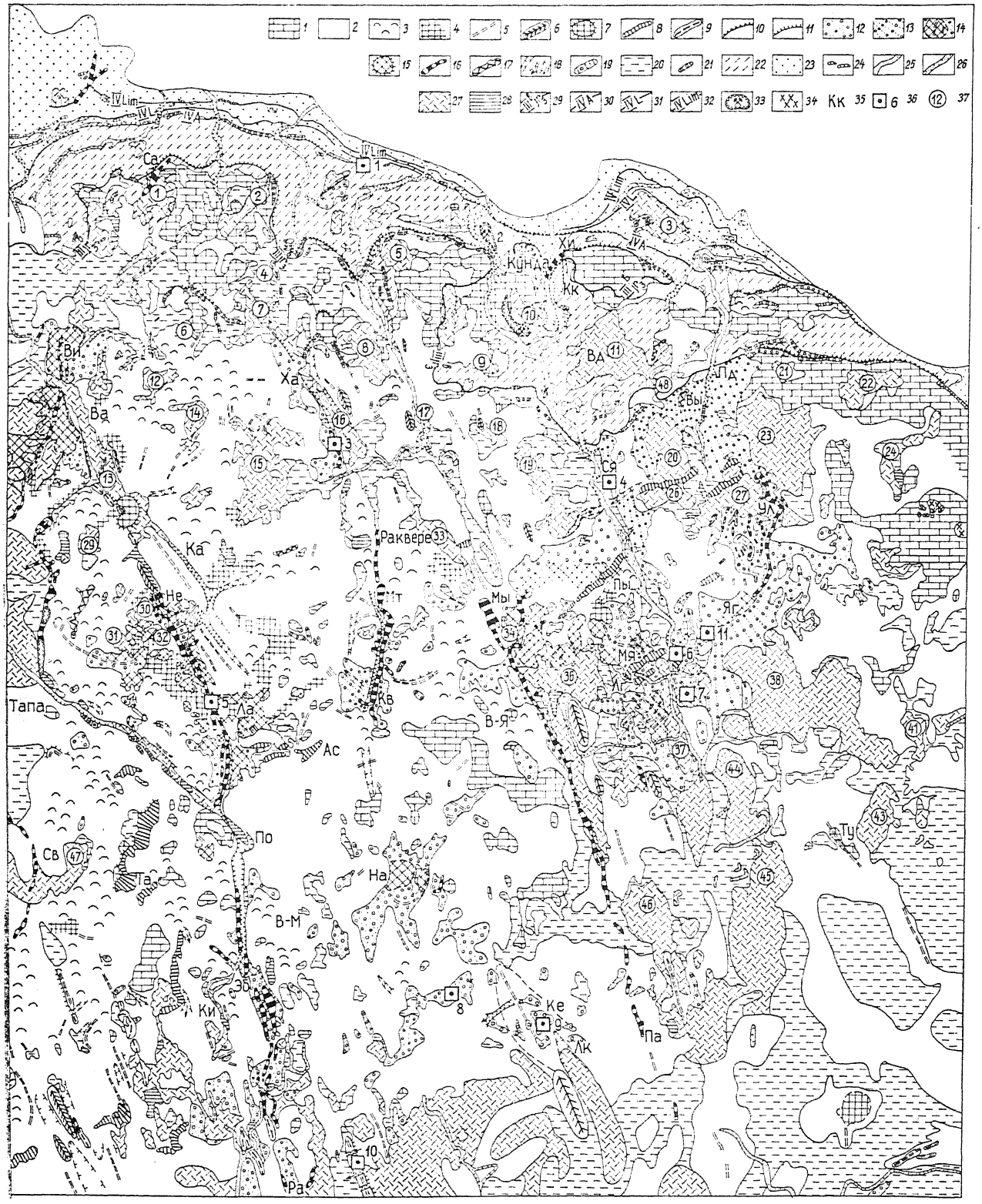


Рис. 4.3.I. Геоморфологическая карта-схема. I - альвары (мощность четвертичных отложений до I м), 2 - моренная равнина, 3 - волнисто-моренный рельеф, 4 - холмисто-моренный рельеф, 5 - оси ориентированных форм рельефа, 6 - друмлин, 7 - холмисто-моренный массив; 8 - конечная морена, 9 - радиальная морена, I0 - глинт, II - уступ в четвертичных отложениях, I2 - флювиогляциальная равнина, I3 - флювиогляциальная дельта, I4 - камы, I5 - камовое поле, I6 - радиальный оз, I7 - оз маргинальный или сложного генезиса, I8 - флювиогляциальные долины, I9 - флювиогляциальная терраса, 20 - лимногляциальная равнина, 2I - береговой вал. 22 - равнина Балтийского ледникового озера, 23 - морская равнина, 24 - дюны, 25 - аллювиальная равнина, 26 - речная долина, 27 - болотная равнина, 28 - озерная равнина, 29-32 - береговые линии Балтийского ледникового озера (29), Анцилового озера (30), Литоринового моря (3I), Лимневого моря (32), 33 - карьер, 34 - терриконник

морены. По этой причине в предглинтовой полосе и наиболее северной части Вируского плато, где исходным материалом послужила слабокарбонатная, насыщенная обломками кристаллических пород морена, в дельтовых отложениях также преобладает богатый кристаллическими породами гравийный и крупнопесчаный материал, в котором обломки карбонатных пород либо совершенно отсутствуют, либо очень немногочисленны (Раукас, 1978). В минеральном составе таких отложений сильно преобладает кварц (в среднем 80 %). Флювиогляциальные внутриледниковые отложения озов и камов концентрируются на подножии и склонах Пандивереской возвышенности. Некоторые озовые системы протягиваются почти через всю Пандиверескую возвышенность (Неэрути-Ракке и Мыдрику-Паасвере), достигая по общей длине до 40 км.

Флювиогляциальные отложения озов, как правило, более грубообломочные, чем камовые. Узкие выпукло- и острогребневые озы состоят из более грубого материала, чем широкие платообразные озы. Дистальные части и основания озовых гряд сложены более мелкозернистым материалом, чем их проксимальные, верхние и склоновые части (Ряхни, 1967; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Состав отложений радиальных озов всюду тесно связан с составом близлежащей основной морены, а также коренных пород, что говорит о непродолжительной транспортировке материала ледником и ледниковыми водами. Максимальная дальность переноса галек в водно-ледниковых потоках достигает 16-20 км. В мелких фракциях содержание эрратического материала более значительное (Раукас и др., 1971). При очень грубом материале флювиогляциальные отложения озов плохо отсортированы и слоистость прослеживается нечетко. В гравийно-галечных и гравийно-песчаных отложениях отсортированность и разнообразная слоистость хорошо прослеживаются. При этом отмечается закономерность: в озах, расположенных в древних долинах, (например, Поркуни) отложения лучше отсортированы, чем в озах, находящихся вне долин (Раукас, 1978). Характер и тип слоистости отложений озов зависят от гранулометрического состава, а также от морфологии оза. Строение и морфология озов Северной Эстонии детально изучены Э.Ряхни (1957, 1960, 1967; Rähni, 1961, 1967 и др.). Установлено, что гранулометрический состав и текстуры отложений озов очень изменчивого характера. Разные части одной и той же формы могут быть сложены отложениями разного характера гранулометрического состава и слоистости, что говорит об очень изменчивом режиме седиментации во флювиогляциальных потоках. Часто встречаются нарушения слоистости, обусловленные таянием погребенного в отложениях льда. Кроме радиальных озов, на рассматриваемой территории встречаются также маргинальные грядообразные формы из флювиогляциальных отложений. Эти гряды, длиной не более 3-4 км, ориентированы преимущественно с северо-востока на юго-запад (например, гряды Хийемяги и Сагади, рис. 4.3.1), расположены на бровке глинта и сильно преобразованы водами Балтийского ледникового озера. Флювиогляциальные отложения этих форм, в основном, грубообломочные и, несмотря на расположение на северной границе распространения карбонатных пород, содержат в преобладающем количестве карбонатные обломки, что вообще трудно объяснимо.

Флювиогляциальные отложения камов распространяются на относительно небольших площадях и связаны со склонами и пониженной центральной частью Пандивереской возвышенности. Камовые поля склонов (Мянниквялья, Вийтна), как правило, более обширные, чем в центральной части (Лазила, Нарака). Минеральный состав отложений камов характеризуется непостоянством. Довольно существенные различия в составе наблюдаются уже в пределах одного камового поля, что объясняется изменчивым режимом и направлениями водно-ледниковых потоков (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). В песчаных фракциях флювиогляциальных отложений преобладает кварц, составляя 75-95 %, содержание полевых шпатов и карбонатов 5-15 % (Раукас, 1978). Текстуры отложений флювиокамов различные. Встречаются все основные типы слоистости. Как правило, сортированность и слоистость отложений менее выражены в мелких формах рельефа, чем в крупных. Наблюдаются некоторые закономерные соотношения между морфологией камов и типом слоистости, которые описаны Э.Ряхни (1960).

Буквенные индексы местностей на схеме: Кк - Кундакюла, Ся - Сями, Мя - Мянниквалья, Мы - Мыдрику, Па - Паавере, Мт - Мяэтагузе, Ко - Коэравере, Не - Неэрути, Ра - Ракке, По - Поркуни, Са - Сагади, Хи - Хийемяги, Ви - Вийтна, Ла - Лазила, На - Нарака, Ту - Туду, Пы - Пылула, Ке - Келлавере, В-М - Вяйке-Маарья, Яг - Ягаару, Ас - Ассамалла, Ул - Ульясте, Вы - Выркла, Пд - Пада, Ха - Хальяла, Ки - Кильтси, Та - Тамсалу, В-Я - Виру-Яагуни, Лк - Лаэквере, Ва - Ватку, Ка - Кадрина, Св - Савалдума, Вд - Варуди, Эб - Эбавере.

В квадратах цифрами - характерные месторождения песчано-гравийной смеси и песка: 1 - Альбья-Ругья, 2 - Тоолсе, 3 - Вельтси-Пахнимяэ, 4 - Сями, 5 - Лазила, 6 - Лави, 7 - Ангузе, 8 - Уникюла, 9 - Келлавере, Вескимяэ, 10 - Таммику, 11 - Мийла.

В кружках цифрами показаны залежи торфа согласно табл. 9.1 и рис. 9.1. Площади болотных отложений на рис. 4.3.1 и торфяных залежей на рис. 9.1 не совпадают из-за различных критериев оконтуривания при геологической съемке и при поисках и разведке торфа.

Озерно-ледниковые отложения широко распространены на изучаемой территории (рис. 4.3.I), особенно в ее северной и юго-восточной частях, и представлены, главным образом, приледниковым генетическим типом, т.е. донными и береговыми отложениями приледниковых озер, в том числе и Балтийского ледникового озера. Внутриледниковый генетический тип озерно-ледниковых отложений в виде лимнокамов для района не характерен. Но комплексы слоев озерно-ледникового типа, свидетельствующие об озерном режиме осадконакопления, часто встречаются во флювиогляциальных отложениях камов. Типичные приледниковые лимногляциальные отложения представлены горизонтально-слоистыми песками, супесями, суглинками и глинами. Слоистость донных отложений приледниковых озер ленточно-подобная или ленточная. В отличие от остальных типов водноледниковых отложений, минеральный состав ленточных глин приледниковых бассейнов отличается большим постоянством и однородностью для всей Северной Эстонии. Некоторым исключением является заметная изменчивость содержания карбонатов (Раукас, I978). Ленточные глины относительно хорошо изучены (Пиррус, Раукас, I962; Пиррус, I968 и др.), что нельзя сказать о других разновидностях приледниковых лимногляциальных отложений. Песчаные и супесчаные отложения широко развиты на Вируском плато и на склонах Пандивереской возвышенности. Эти отложения занимают пониженные участки и долины и их мощность на равнине часто не превышает одного метра. Сортированность маломощных отложений незначительная, слоистость либо отсутствует, либо выражена слабо.

В зоне распространения Балтийского ледникового озера распространены, главным образом, песчано-гравийные отложения, исходным материалом для которых были отложения флювиогляциальных дельт. Такие крупные плейстоценовые водоемы, как Чудское приледниковое озеро, приледниковые озера A_I и A_2 по К.Пярна (I962) и Балтийское ледниковое озеро имели также береговые образования. Береговые валы этих озер севернее Пандивереской возвышенности совпадают с уступами в коренных породах и сост главным образом, из грубозернистого, богатого карбонатными обломками материала.

Древние берего Чудского приледникового озера обозначены чаще всего дюнами. На рассматриваемой терр з Туду, дюнные валы береговой зоны Чудского приледникового озера достигают в длину

В плейстоценовых отложениях, как и в голоценовых, преобладает относительно хорошо отсортированный мелкозер й песок. Доля среднезернистого (менее 20 %), крупнозернистого песка (2-3 %) и алеврита (8-1 %) незначительная (Раукас, I978). Текстурные особенности плейстоценовых эоловых отложений изучены недостаточно.

Эоловые отложения сложены, главным образом, кварцем и полевыми шпатами. Остальные минералы встречаются в ограниченных количествах (Раукас, I978). Различия в минеральном составе между плейстоценовыми эоловыми и исходными отложениями не изучены. Позднеплейстоценовые озерные и аллювиальные отложения рассматриваются ниже, вместе с соответствующими голоценовыми отложениями.

4.4. Плейстоценовый рельеф и основные черты морфогенеза

Главные черты геоморфологии определены элементами морфоструктуры рассматриваемой территории (рис. 4.2.I). Как плейстоценовый, так и современный морфогенез тесно связаны с особенностями рельефа коренных пород. На структурно-тектонических особенностях района мы не останавливаемся, так как они подробно изложены в других главах. Отметим только, что широко распространенная трещиноватость палеозойских пород Вируского плато, а особенно Пандивереской возвышенности, являлась не только предпосылкой для развития карста, но и облегчала экзарационную деятельность ледников. При этом более интенсивная экзарация происходила избирательно: акцентировались зоны тектонических нарушений и трещиноватости, ориентация которых совпадала с направлением движения ледников. Однако, поскольку зоны тектонических нарушений редко совпадают с направлениями движения ледников, ледниковые формы и многочисленные прямолинейные участки речных долин, как правило, не имеют явной связи с дислокациями коренных пород.

Выделенные морфологические районы и подрайоны четко прослеживаются в природе и имеют свои характерные черты морфогенеза.

Предрлинтовая низина разделена уступом в коренных кембрийских отложениях на два уровня (I - I и I - 2) и охвачена морской и озерно-ледниковой равнинами и формами береговых зон древних бассейнов (Балтийского ледникового озера, Анцилового озера, Литоринового и Лимневого морей).

Вируское плато (II - I) имеет абс. отметки от 50 до 65 м в надглинтовой части и 70-80 м - у подножия Пандивереской возвышенности. Поверхность плато охвачена аккумулятивными и абразионными равнинами приледниковых озер и Балтийского ледникового озера и береговыми образованиями этих бассейнов. Последние приурочены к выступам и уступам коренного рельефа. По К.Пярна (1962) и А.Раукасу, Э.Ряхни, А.Мийделу (1971) эти позднеледниковые бассейны покрывали всю поверхность Вируского плато до подножия Пандивереской возвышенности.

Естественной границей Пандивереской возвышенности (II - 2) является зона выходов карстовых вод (см. рис. 4.I.I) и распространения болот на абс. отметках 70-80 м (рис. 4.3.I). Учитывая это, а также предложения К.Вебера (Veber, 1961), граница возвышенности проведена на абсолютной высоте 80 м. Водно-ледниковый расчлененный рельеф между Пылула и Мянниквялья расположен немного ниже этой границы, но морфогенетически связан с возвышенностью и поэтому включен нами в территорию возвышенности. В юго-восточной части граница между возвышенностью и Саадьярвским друмлинным полем имеет переходный характер. Здесь наблюдаются также самые высокие отметки возвышенности: холм Келлавере - 155,7 м, Эбавере - 146 м. Высота поверхности моренной равнины достигает в центральной части возвышенности, в окрестностях Вяйке-Маарья, 120-130 м.

Общие закономерности в ледниковом морфогенезе Северной Эстонии определяются расположением территории в экзарационной зоне концентрической зональной ледниковой системы и в секторе взаимодействия Балтийского и Финляндского ледниковых потоков. Рассматриваемая территория занимает ледораздельную зону между вышеназванными потоками: ледораздельную Пандиверескую возвышенность и краевые части Восточно-Пандивереской гляциодепрессии.

В условиях преобладающей экзарации в течение последнего оледенения (и, по всей вероятности, предыдущих оледенений плейстоцена) ледниковые отложения и аккумулятивные формы рельефа могли образоваться только в стадии отступания ледника. Ледниковая аккумуляция сконцентрировалась, главным образом, в краевых частях гляциодепрессий ледниковых лопастных и языковых понижений, а также на межлопастных возвышениях. Распределение ледниковых отложений и комплексов рельефа предопределялось динамической структурой и направлением движения ледника, литологическим составом и особенностями рельефа подстилающих пород ледника, мощностью ледника во время его отмирания, уровнем талых вод в леднике и другими условиями.

Учитывая вышеприведенные общие принципы, рассмотрим основные закономерности ледниковой геоморфологии и ледникового морфогенеза территории несколько шире рассматриваемого в монографии района.

Рельеф Пандивереской цокольной ледораздельной возвышенности, как и всего Вируского плато, образовался в результате ледниковой экзарации, свидетельством которой служат многочисленные формы ледникового выпахивания на поверхности коренных пород, а также обильное содержание местного карбонатного материала в морене и водно-ледниковых отложениях. Ледниковая аккумуляция относится здесь, кроме редких исключений, только к позднеледниковому времени, к готигляциальному этапу отступания ледника, а именно около 13000-12000 лет назад (Раукас и др., 1971).

Характерны для возвышенности линейно-ориентированные формы и комплексы форм рельефа (озы, друмлины, радиальные морены, долины, холмистые гряды). Наиболее характерными для Пандивереской возвышенности являются длинные, хорошо выраженные озовые системы. Суммарная длина их в пределах границ возвышенности достигает 230 км. В ориентировке озовых систем преобладают два направления: 160° и 180°. Ориентировка друмлинизированного рельефа в юго-восточной части возвышенности 160°. В ориентировке долин или прямолинейных участков долин преобладают направления 140° и 210° (Карукяпп, 1978). Все эти формы рельефа, хотя они разного генезиса, прямым (друмлины) или косвенным (озы, радиальные морены) образом свидетельствуют о направлении движения ледников. Учитывая это, а также ориентировку ледниковых шрамов и удлиненных галек в морене восстанавливаются направления движения ледниковых потоков и языков в пределах возвышенности в последнем этапе их активности. При этом озовые системы маркируют зоны соприкосновения потоков льда с разными скоростями движения. В этих зонах сконцентрировался моренный материал и образовались многочисленные трещины, которые заполнялись флювиогляциальными отложениями уже в стадии мертвого льда.

Учитывая конфигурацию зон холмистого краевого ледникового рельефа на возвышенности (Лазила, Ассамалла) и на ее склонах (Мянниквялья, Ягаару), можно предполагать, что на склонах активность ледника сохранялась несколько дольше, чем в центральной части возвышенности.

Анализ данных об ориентировке радиальных по движению ледника форм рельефа на возвышенности позволяет утверждать, что здесь господствовало дивергентное движение льда, характерное для ледо-

разделов экзарационной зоны материкового ледника, которое предотвратило накопление морены на возвышенности. Более интенсивное осадконакопление происходило на склонах возвышенности, где ледниковые языки встречали препятствие в виде коренного выступа, а местами, возможно, и в виде массивов мертвого льда на возвышенности.

Ледниковый аккумулятивный рельеф Восточно-Пандивереской языковой депрессии образовался в позднеледниковое время при отступании ледника. Максимальные очертания распространения Восточно-Пандивереского ледникового языка маркирует Ийсаку-Иллукаский ледниковый комплекс восточнее РФР. Проксимальнее его наблюдаются несколько маргинальных комплексов, состоящих из конечных морен, камовых полей, флювиогляциальных дельт, маргинальных озов и маргинальных долин. Например, Ульясте-Ягаару-Лангийые, который примыкает к восточному склону Пандивереской возвышенности. Радиальные элементы рельефа представлены, главным образом, понижениями и долинами (долины рек Кунда и Селья в средних течениях?) и небольшими озами (Ульястеский комплекс). Основную площадь языковой депрессии занимают моренные и озерно-ледниковые равнины.

Учитывая вышесказанное, а также ориентировку ледниковых шрамов на поверхности коренных пород и удлиненных галек в морене, восстанавливаются направления движения ледника в пределах языковой депрессии.

Этапам отступления ледника Восточно-Пандивереского языка соответствуют также крупные флювиогляциальные дельты. На линии Лангийые-Ягаару-Ульясте поверхность дельты в среднем на высоте 72–75 м, что соответствует уровню приледникового озера A_2 (Пярна, 1960, 1962). На линии Ухтна-Сями-Выркла-Пада поверхность дельты - на отметках от 55 до 65 м, в окрестностях древнего Кундаского озера - от 50 до 52 м.

В итоге можно заключить, что ледниковый экзарационный рельеф района формировался в течение всего оледенения, при этом происходили как общая, так и избирательная экзарации коренных пород, в частности, по ослабленным тектоническим нарушенным зонам, благоприятно ориентированным с движением ледника и с уступом глинта. Местами под активным ледником произошла друмлинизация рельефа, а на контакте активного и мертвого льда образовались маргинальные озы и конечные морены.

Стагнация ледника как на Пандивереской возвышенности, так и в языковой депрессии произошла в результате уменьшения мощности льда до полной потери способности движения. Аккумулятивный ледниковый рельеф формировался, главным образом, в стадии мертвого льда. При этом преобладающими стали унаследованно-ориентированные формы мертвого льда (Карукяпп, 1979).

В ледниковом морфогенезе района можно выделить следующие этапы: 1 - время формирования Саадъярвского друмлинного поля, когда ледник свободно двигался через Пандиверескую цокольную возвышенность с СЗ на ЮВ (Орвику, 1961); 2 - изменение направления движения ледника (в этап формирования Тюриского друмлинного поля) на западном и северо-западном склоне. Можно предположить, что это вызвало перестройку напряжений не только в активной, но и в пассивной части ледника. Появились многочисленные системы трещин, которые положили начало возникновению озов, а в последующем и камовых полей; 3 - сохранение активности только обрамляющих возвышенность ледниковых языков (этап формирования Арукюласких друмлинов).

4.5. Голоценовые отложения и формы рельефа

Наиболее распространенные среди голоценовых отложений - морские и болотные. Меньшую площадь занимают эоловые, озерные и аллювиальные отложения. Наиболее изученные из голоценовых отложений озерные и болотные, представляющие собой полезные ископаемые: торф, сапропель, озерная известь.

Из рельефообразующих факторов голоцена наибольшее влияние имели морские береговые и эоловые процессы и заболачивание. Менее существенное преобразование рельефа происходило также под влиянием развития рек и озер. В северной и восточной частях рассматриваемого района значительное влияние на рельеф стала иметь хозяйственная деятельность человека (горные работы).

Современные немногочисленные мелкие озера района расположены, главным образом, в долинах и имеют подпруженный характер (Неэрути, Поркуни и др.). В течение голоцена число и площадь озер значительно уменьшились. Большинство болот района образовалось зарастанием озер: по данным Х.Алликвеэ и М.Орру из 21 изученного болота на склонах Пандивереской возвышенности 15 образовались за счет зарастания озер. В таких болотах торф подстилается озерными отложениями: сапропелем, озерной известью, глинами, суглинками, супесью, песком.

Окрестности г.Кунда стали классическим местом тесно переплетающихся между собой археологических и геологических исследований. В связи с археологическими находками на месте добычи озерной извести изучение озерных отложений в районе Кунда началось уже в прошлом веке (Yrewingk, 1982). Кундаские древние озерные отложения стали также первым объектом палинологического изучения в Эстонии (Thomson, 1929). Развитие водоемов в позднеледниковое время изучалось А.Таммеканном (Tammekann, 1926) и В.Рамзеем (Ramsay, 1929).

В связи с новыми археологическими находками на Кунда-Ламмасмяги проблема стратиграфии и палеогеографии озера Кунда поднялась заново (Orviku, 1948; Лисицына, 1958, Пиррус, 1976). Самые древние отложения озера Кунда датируются верхним дриасом (Dr_3). Отсутствие здесь палинологически охарактеризованных аллередских отложений объясняется обмелением Балтийского ледникового озера в начальной стадии его развития, в результате чего прекратилось отложение пыльцы (Пиррус, 1976). Надстилающая озерная известь накопилась, в основном, в пребореале и бореале.

Позднеледниковые озерные отложения изучены также в долине Хальяла (Мянниль, Пиррус, 1963), где нижний комплекс отложений датируется аллередом, и в долине р.Лообу.

Голоценовые озерные отложения древних, ныне исчезнувших озерных бассейнов Пандивереской возвышенности и ее окрестностей изучены Рээт Мянниль (Männil, 1961). В связи с исследованием запасов торфа Управлением геологии ЭССР Х.Алликвеэ, М.Орру и др. изучены отложения древних озер, ныне подстилающие тооф и представляющие интерес с точки зрения добычи озерной извести или сапропеля.

По конфигурации и расположению залежи озерных отложений делятся на два типа (Männil, 1961): а) долинные залежи (например, Ватку и Кадрина), расположенные на более высоких абс. отметках и б) залежи в понижениях неправильной формы, которые расположены у подножия Пандивереской возвышенности и на Северо-Эстонском плато (например, Кунда). Мощность озерных отложений больше в долинах.

Из голоценовых озерных отложений преобладает озерная известь, менее распространены сапропель, ил, глина и песчаноглинистые отложения. Озерная известь в центральных частях залежи обычно желтовато-белая от пелитоморфной до грубозернистой структуры (Männil, 1961). Нижняя граница с подстилающими отложениями переходная, верхняя, с торфом - резкая. Для многих бассейнов характерны прослои и линзы торфа под известью или внутри залежи ее. Озерная известь покрыта обычно маломощным слоем сапропеля. По данным Р.Мянниль (Männil, 1961), Х.Алликвеэ и М.Орру голоценовые озерные отложения могут быть представлены также только сапропелем (Варуди) или глинами (Савалдума, Маху, Неэрути). Озерные отложения содержат створки субфоссильных моллюсков в разных количествах. Чаще встречаются виды Radix ovata, Planorbis planorbis, Bithynia tentaculata, valvata piseinalis, v. cristata и Pisidium (Männil, 1961). Моллюски представлены, главным образом, мелководными видами, колебания уровня воды слабо отражаются в видовом составе моллюсков.

Самые древние отложения озерных бассейнов Пандивереской возвышенности и ее склонов относятся к позднеледниковому времени - аллереду (Männil, 1961; Мянниль, Пиррус, 1963). В это время, наряду с глинами и алевритами, отлагались в ограниченном количестве также озерная известь и органическое вещество. Физический возраст позднеледниковых озерных отложений в разрезе Кунда 11690 ±150 лет (ТА - 194; Пуннинг, 1969) и Лообу 13970 ±115 (верхний), 14725 ±260 лет (нижний) (ТА - 138; Пуннинг и др., 1968) считается завышенным из-за обогащения более древним углеродом (Пуннинг, 1970; Каяк и др., 1976).

Под озерной известью часто залегает торф пребореального или раннебореального возраста, что свидетельствует о низком уровне воды в водоемах в это время (Männil, 1961). В бореальное время господствовала тенденция повышения уровня в озерах. В условиях потепления климата увеличилось растворение известкового материала коренных пород и морены, и в озерах отлагалась озерная известь. Наивысшего уровня вода в озерах северного склона возвышенности достигла в атлантическом периоде (Männil, 1961). Поднятие уровня привело к прорыву и опусканию многих озер в это время. Об этом свидетельствует маломощный слой торфа на озерных отложениях. Остаточные мелководные озера сохранились лишь в пониженных участках. Днища опущенных озер были дренированы долинами рек, которые врезались в легкоэродируемые озерные отложения (древние озера Лехтсе, Тапа, Кунда, Сымеру и др.; Männil, 1961; Пиррус, 1976).

Долины рек и аллювиальные отложения Северной Эстонии изучены А.Мийделом (1968). Им установлено, что отложения в руслах северо-эстонских рек состоят преимущественно из обломков тех пород, которые тут же размываются. Значительному переносу вдоль реки подвергаются обычно лишь мелкозернистые (глинистые, алевритовые и песчаные) фракции. В изученном районе расположены верхние течения рек Валгейыги и Лообу, реки Селья, Кунда и Пада, а также ряд более мелких рек, впадающих в Финский залив. Мощность аллювиальных отложений этих рек небольшая, у истоков и в среднем течении она достигает 2-3 м, в нижнем течении - 1-2 м. В верхнем и нижнем течении рек преобладают русловые отложения (60-70 % от всей мощности аллювия), в среднем течении - пойменные (50-65 %). В общих чертах, в верхнем и среднем течении более мелкозернистые, а в нижнем течении рек - более грубозернистые отложения. В верхнем и среднем течении рек, в равнинном рельефе преобладают морфологически невыраженные долины и пойменные долины с нетеррасированными склонами. Глубокие участки долин в среднем течении рек совпадают с участками прорывов рек через холмистый ледниковый рельеф или флювиогляциальную дельту. Например, верхнее и среднее течение р.Кунда и р.Лообу южнее пос. Вийтна. Реки Валгейыги и Лообу текут в своих верхних течениях по древним долинам, которые заполнены ледниковыми, водно-ледниковыми, озерными и болотными отложениями. Долины современных рек в них слабо выражены. Коньонообразные участки долин характерны для зоны глинта.

Вследствие послеледникового поднятия базис эрозии постепенно понижается. В результате этого преобладает донная эрозия и долины углубляются. Развитие речной сети происходило в соответствии с отступанием вод Балтийского моря. В связи с этим долины рек постепенно удлинялись и удлиняются вниз по течению, т.е. голоценовые долины на своем протяжении разновозрастные. Самое значительное и быстрое удлинение долин рек было связано с регрессией Балтийского ледникового озера. Возрастные соотношения отдельных отрезков долин р.р. Валгейыги, Лообу, Кунда и Селья усложняются также существованием голоценовых плотинных озер в этих долинах. А.Мийдел (1968) предполагает, что прорыв плотинных озер был обусловлен не только поднятием уровня воды в озерах, но и более интенсивным поднятием земной коры.

Важным моментом в развитии долин стало поднятие Северо-Эстонского глинта выше уровня моря во время регрессии вод Анцилового озера. В это время началось интенсивное врезание нижних течений рек. Образовались эрозионные террасы и увеличилась крутизна продольного профиля. В результате изучения северо-эстонских рек А.Мийдел (1968) выделяет два этапа в развитии долин: 1) до поднятия глинта над уровнем моря, когда происходило значительное удлинение рек вниз по течению, по мере отступания Балтийского бассейна с относительно ровного Вируского плато. Врезание незначительное, террасы не образовывались; 2) после поднятия глинта над уровнем моря; окончательное формирование долин в своем современном виде. Интенсивное врезание в нижнем течении, образование эрозионных террас.

Береговые зоны голоценовых водоемов Финского залива Балтийского бассейна маркированы гравийно-песчаными и гравийно-галечниковыми береговыми образованиями, террасами, абразионными уступами. Бассейновые отложения содержат как пресноводный (Анцилловое озеро), так и соленоводный комплекс (Литориновое и Лимневое моря) створок субфоссильных моллюсков. В районе Кунда и Азери, где нижний уступ глинта более четко выражен, все древние береговые зоны сливаются и трудно различаются на крутом склоне. Абсолютная высота древнебереговой зоны Анцилового озера в западной части района примерно 24-27,5 м, Литоринового - 16-16,5 м и Лимневого моря - 10 м (Linkrus, 1981). К востоку высота древнебереговых линий незначительно (1-2 м) уменьшается. Материалом для береговых образований, а также для береговых дюн служили, главным образом, широкоразвитые отложения флювиогляциальных дельт.

4.6. Карст

В районе Пандивереской возвышенности в карбонатной толще ордовика и силура сильно развит карст (рис. 4.1.1). Здесь устанавливаются современные и древние карстовые явления. Современными поверхностными карстовыми формами являются карры и сияющие трещины, в общем крайне редко встречающиеся на альварных участках; разнообразные карстовые воронки, ложбины и котловины имеют широкое распространение. Древний погребенный карст встречается под четвертичными отложениями в виде карр, трещин, воронок, ложбин и долин. На участках древнего карста часто развиты современные карстовые явления. Карстовые формы и процессы Пандивереской возвышенности иссле-

дованы детально в 1961-1963 гг. и описаны в специальных публикациях (Heinsalu, 1967, 1977; Heinsalu j.t. 1982); ниже приводится краткое обобщение результатов исследований.

Карстовые воронки и ложбины, наблюдаемые на поверхности земли, имеют обычно ширину не более 10 м, а глубину - до 4,5 м. В редких случаях они имеют ширину 40-50 м. Среди воронок можно выделить конусообразные, чашеобразные и блюдцеобразные формы. Развитие их происходило в результате различных процессов, среди которых наибольшее значение имели коррозия, суффозия, эрозия, провалы и проседания.

Большинство поверхностных карстовых форм расположено группами, образующими по размерам небольшие (площадью до 3 км^2) карстовые участки и поля. Количество воронок и ложбин на некоторых полях достигает 40-60. Например, в с.Карунга имеется 55 воронок на площади 2,2 км^2, а на карстовом поле Савалдума - более 100 на 103 га.

Поверхностные карстовые формы связаны обычно с пониженными участками рельефа и со слепыми долинами. Это обусловлено тем,что поверхностные воды собираются весной, а иногда также летом и осенью после обильных дождей в пониженных местах, вызывая интенсивное развитие карста. Кроме того, такие пониженные участки и слепые долины расположены часто в местах погребенных доледниковых карстово-денудационных понижений и эрозионных долин. В таких местах в голоцене могло происходить более интенсивное развитие карстовых воронок за счет выноса песчано-глинистых четвертичных отложений в древние карстовые полости. Широкое развитие маломощной песчано-глинистой морены в Пандивереской возвышенности способствует развитию карстовых воронок.

Характер и распространение карста во многом зависит от тектонической трещиноватости коренных пород. Поэтому поверхностные карстовые формы часто имеют продолговатую форму, вытянутую по направлению определенной системы трещин. Многие карстовые участки и поля наблюдаются в пределах зон тектонической трещиноватости, имеющих, в основном, северо-восточное и северо-западное направление. Например, карстовые участки в деревнях Коону, Эйпре, Ависпеа и др. расположены вдоль крупной зоны трещиноватости северо-западного простирания. Карстовый участок Каарма, около пос. Вяйке-Маарья, и участок Раэкюла, около с.Пандивере, развиты по зонам трещиноватости северо-восточного простирания.

5. ТЕКТОНИКА

Тектоника Раквереского фосфоритоносного района в целом достаточно полно изучена в ходе глубинного картирования кристаллического фундамента с проходкой большого количества буровых скважин (рис. I.2), в процессе поисковых и разведочных работ на горючие сланцы, фосфориты, подземные воды и другие полезные ископаемые с бурением в целом свыше 4000 скважин, а также в результате специальных структурных исследований, при которых использованы все имеющиеся геофизические и геологические материалы. Результаты исследований в обобщенном виде опубликованы в работах, посвященных более обширной территории - всей (или северной) Прибалтике (Пуура, 1974, 1979; Тектоника Прибалтики, 1979; Тектоническая карта..., 1980), территория республики (Кристаллический..., 1983), фосфорито-сланцевому бассейну северной Эстонии или отдельным его участкам (Вахер и др., 1962, 1964; Вахер, 1983; Пуура и др., 1986) и др.

По степени детальности изучения тектоники осадочного чехла Раквереский район уступает Кохтла-Ярвескому, где проявления тектоники исследовались непосредственно в сланцевых карьерах и шахтах и задокументированы по многочисленным буровым профилям, специально пройденным для выявления нарушенности пород, в том числе в зонах геофизических аномалий (Гатальский, 1959; Газизов, 1958, 1971; Хейнсалу, Андра, 1975; Каттай, Вингисаар, 1980). Последние данные также ценны для прогноза тектонической ситуации в Раквереском фосфоритоносном районе, прежде всего на уровне пачки кукерсита. Конкретные проявления дислокационной тектоники на уровне фосфоритового слоя могут заметно отличаться из-за литологически иной среды и дополнительных эффектов при дислокации зоны контакта песчано-глинистого комплекса кембрия - нижнего ордовика с перекрывающей ордовикской карбонатной толщей.

Описываемая территория расположена в северо-западной части Русской плиты, на севере Эстонской моноклинали - региональной структуры на южном склоне Балтийского щита. Она характеризуется типичным для древних платформ двухэтажным строением: на выровненной поверхности дорифейского складчато-метаморфического фундамента залегает слабо дислоцированный вендско-нижнепалеозойский осадочный чехол. Нижнеордовикская фосфоритоносная толща обнажается в Северо-Эстонском глинте, откуда она, ввиду слабого регионального южного наклона (около I0-I5′) и повышения в том же направлении рельефа земной поверхности, постепенно погружается в южной части РФР на глубину порядка 200 м. Субширотная моноклинальная структура осадочного чехла нарушена сложными линейными дислокациями и зонами трещиноватости, отражающими разрывы кристаллического фундамента, и брахискладками.

Схема внутреннего строения кристаллического фундамента РФР приведена на рис. 2.I. Она составлена по данным региональных и крупномасштабных геофизических исследований (грави- и магниторазведка) и глубокого бурения. Фундамент в РФР имеет двухъярусное строение, сложен архейским и нижнепротерозойским (свекофеннским) структурными комплексами.

Архейский комплекс выходит на поверхность фундамента в антиклинорных структурах: в Тапаской и Йыхвиской зонах этим комплексом сложены крупные блоки во внутренней части антиклинориев. В Хальялаской (северо-восточное продолжение Тапаской зоны) и Сонда-Ульястеской (юго-западное ответвление Йыхвиской зоны) зонах архейские породы выходят на поверхность фундамента мелкими блоками, а основная площадь этих зон, как и восточное обрамление Тапаского блока, сложена породами нижней части (ульястеской толщи) алутагузеского комплекса нижнего протерозоя.

Нижнепротерозойский (свекофеннский) складчатый комплекс формирует крупные синклинорные зоны: Таллинскую - западнее Тапаской зоны (в основном за пределами РФР) и Алутагузескую - восточнее ее, сложенные соответственно ягаласким и алутагузеским комплексами метаморфических пород. Сложные складчатые структуры в обеих зонах имеют преимущественно субширотное северо-западное простирание, с осложнениями на крыльях антиклинорных зон (см. рис. 2.I).

Интрузивные породы в фундаменте РФР имеют подчиненное значение. По геофизическим и буровым данным выделены тела сильно переработанных при метаморфизме и гранитизации архейских габбро (Тапаский блок), массивы раннепротерозойских габбро - юго-западная граница Йыхвиской зоны, затронутые складчатостью гранодиориты и др. Ультраметаморфические чарнокиты архея установлены в Тапаском блоке; раннепротерозойские мигматитообразующие граниты пользуются достаточно широким распространением как в антиклинорных, так и синклинорных зонах.

По западной границе Тапаского блока проходит региональная зона раннепротерозойских разломов, являющаяся также границей Таллинской и Алутагузеской структурных зон.

Платформенные отложения осадочного чехла относятся к байкальскому (верхний венд - лонтоваский горизонт нижнего кембрия) и каледонскому (талсинский горизонт нижнего кембрия - силур) структурным комплексам, имеющим на описываемой территории практически параллельное залегание (Пуура, Мардла, 1972; Тектоника Прибалтики..., 1979).

С точки зрения разведки и освоения фосфоритовых и сланцевых месторождений наибольшее значение имеют тектонические нарушения каледонского комплекса. Анализ условий залегания каледонского комплекса проведен путем составления крупномасштабных и среднемасштабных структурных карт (рис. 5.1). В соответствии со схемой типизации нарушений, принятой авторами для При-

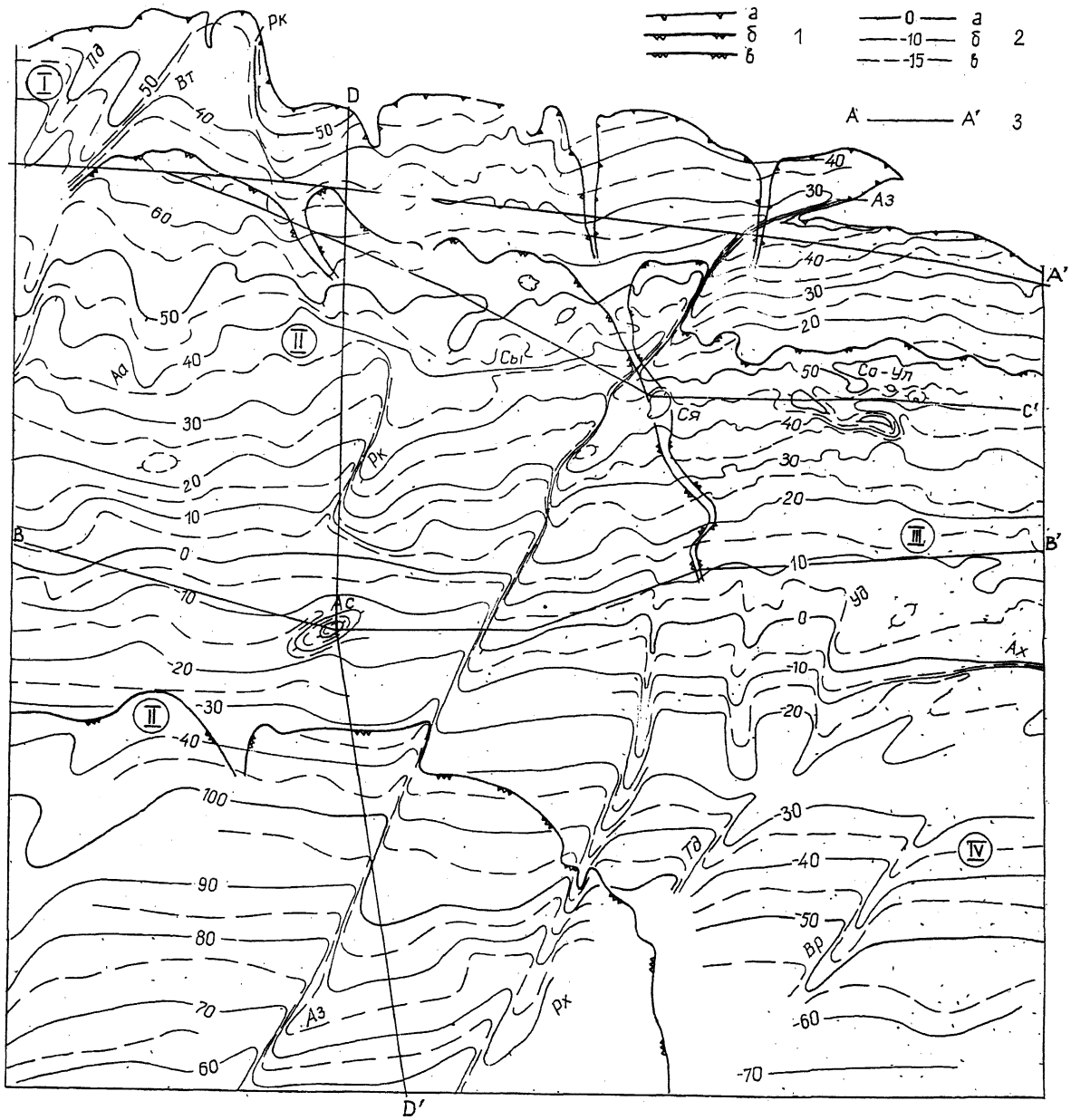


Рис. 5.1. Структурная карта-схема Раквереского фосфоритоносного района. Составлена по данным более 4000 буровых скважин. 1 - границы эрозионного выклинивания: а - волховского горизонта, б - кукрузеского горизонта, в - кууруского горизонта; 2 - стратоизогипсы по подошве волховского (на севере), кукрузеского (в основной средней части РФР) и кууруского (на юго-западе) горизонтов: а - через 50 м, б - через 10 м, в - через 5 м; 3 - линии структурно-геологических разрезов (рис. 5.2 и 5.3).

Римскими цифрами в кружках отмечены межразломные блоки I порядка: I - Таллинский, II - Раквереский, III - Кохтлаский, IУ - Куремяэский. Индексами на схеме отмечены зоны нарушения: линейные I порядка: Пд - Пайдеская, Аз - Азериская, Ах - Ахтмеская, II порядка: Вт - Вийтнаская, Аа - Ааспереская, Рк - Раквереская, Сы - Сымеруская, Рх - Рахклаская, Уд - Удрикуская, Тд - Тудуская, Вр - Вирунурмеская; плакантиклинали: Со-Ул - Сонда-Ульястеская группа, Ас - Ассамаллаская, Ся - мульда Сями.

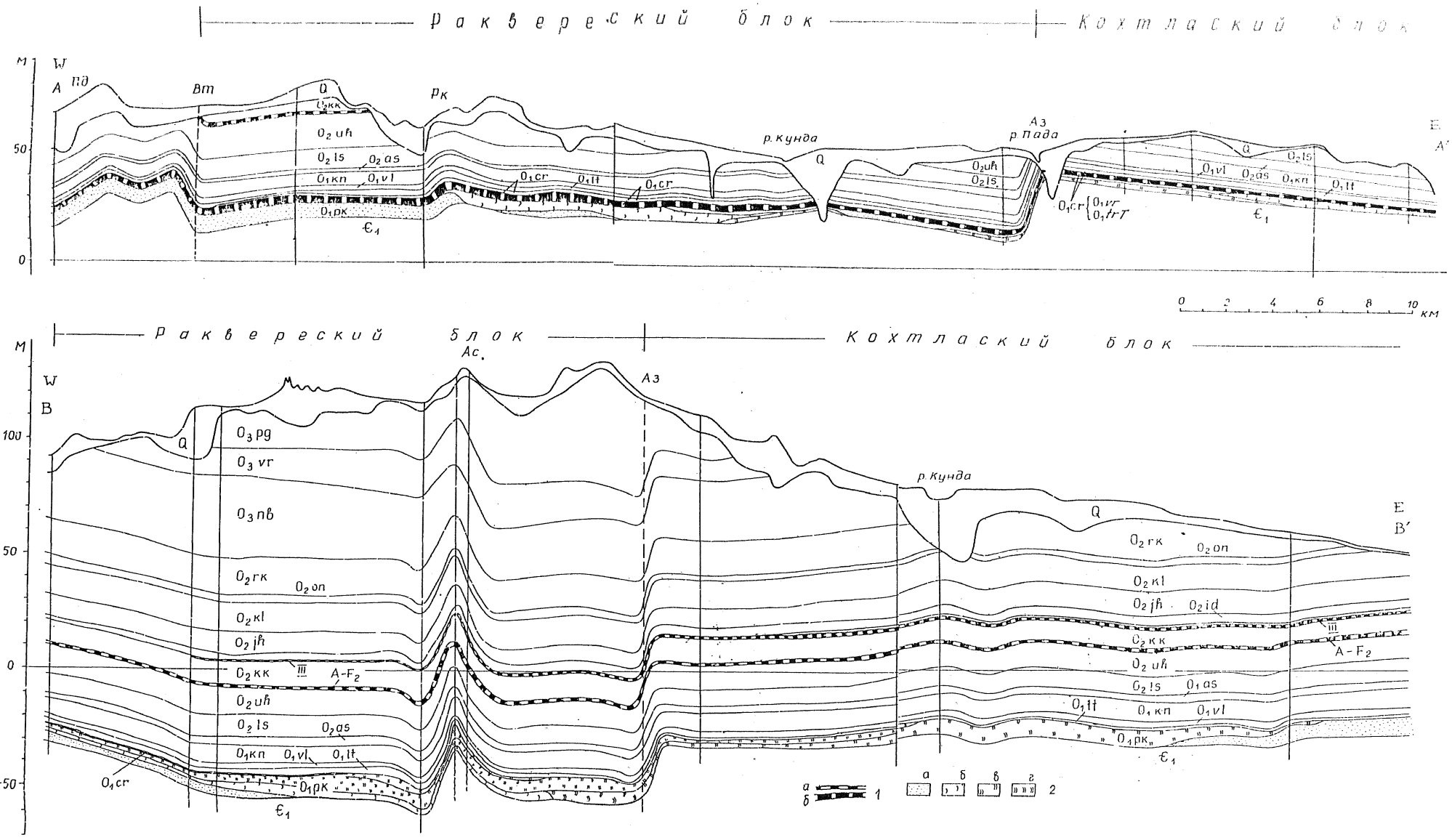


Рис. 5.2. Структурно-геологические разрезы по линиям А-А′ и В-В′. Отношение горизонтального масштаба к вертикальному I:100. Условные обозначения к рис. 5.2 и 5.3: I – пачки и пласты горючих сланцев-кукерситов (пачка $A-F_2$ и слой III) кукрузеского горизонта и граптолитового аргиллита цератопигевого горизонта, 2 – фосфатоносные отложения, содержание P_2O_5 в среднем: а – < 3 %, б – 3-6 %, в – 6-15 %, г – > 15 %. Стратиграфические индексы см. табл. 3.4.I. Местоположение разрезов см. рис. 5.I. Индексы нарушений см. рис. 5.I.

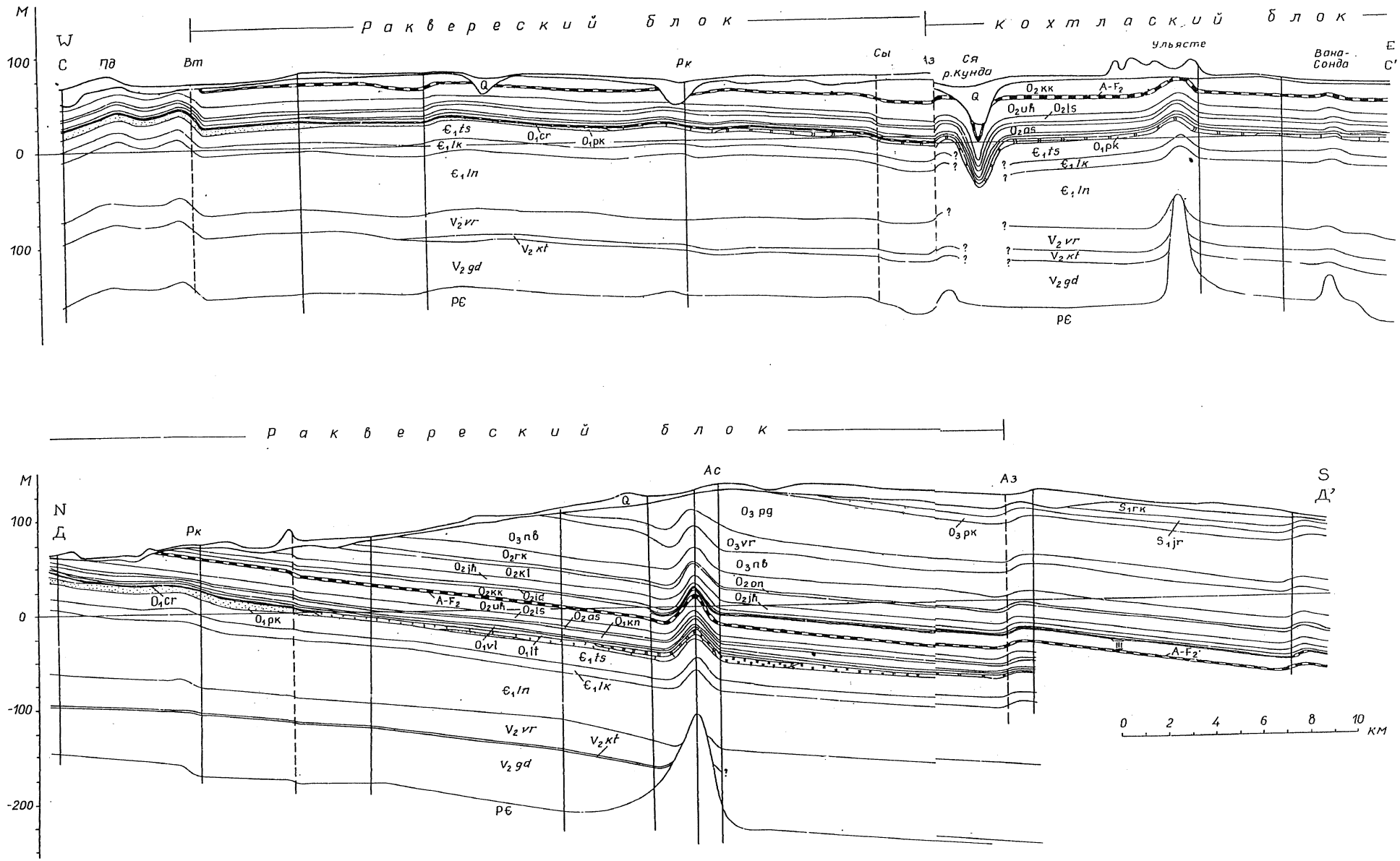


Рис. 5.3. Структурно-геологические разрезы по линиям C–C′ и D–D′. Отношение горизонтального масштаба к вертикальному I:40. Усл. обозн. см. рис. 5.2.

балтийского сланцевого бассейна в целом (Пуура, Вахер, Туулинг, 1986), выделяются региональные (I порядка) и локальные (II порядка) линейные зоны нарушений, зоны трещиноватости (линейные зоны III порядка), брахиантиклинали и брахисинклинали. Такая схема характерна также для всей территории РФР. В общих чертах влияние нарушений на условия залегания осадочных толщ иллюстрируется разрезами (рис. 5.2 и 5.3).

Региональные линейные зоны нарушений северо-восточного простирания целесообразно принять за основу при выделении основных структурных районов - моноклинальных блоков I порядка. Из ранее выделенных авторами блоков в пределы РФР попадают Раквереский блок и западная часть Кохтлаского блока, а также небольшая северо-восточная часть Кехраского блока и юго-западная часть Куремяэского блока (рис. 5.I, см также рис. 6.I.I в статье Пуура и др., 1986).

Эти блоки немного отличаются друг от друга по средней величине южного наклона каледонского комплекса (по подошве кукрузеского горизонта): в Таллинском блоке наклон 3,0 м/км (I0′), Раквереском - 3,I м/км (II′), Кохтласком - 2,9 м/км (I0′), Куремяэском - 2,6 м/км (9′). Границы между блоками проведены по Тапаской, Азериской и Ахтмеской зонам нарушений. Локальные линейные зоны нарушений и зоны трещиноватости, а также брахискладки осложняют внутреннее строение выделенных блоков. Характеристика линейных зон I и II порядка, показанных на рис.5.I,приведена в табл. 5.I.

Таблица 5.I

Характеристика зон линейных нарушений в каледонском комплекте

Зона (порядок)	Структурные элементы	Азимут простирания	Длина, км	Ширина, км	Верхнее крыло	Вертикальная амплитуда, м			
						флексуры	антиклинали	синклинали	общая
Пайдеская (II) } Тапаская зона	А-Ф-С	I0-50°	60	3-4	ЮВ	6-I6	I0-I7	3-5	до 28
Вийтнаская (II) } Тапаская зона	А-Ф-С	I0-40°	40	2-4	СЗ	3-5	5-I2	2-4	до I7
Ааспереская (II)	А-Ф-С	350-360°	I8	3-4	В	2-3	6-9	I-2	до I3
Кахалаская (II)	А-Ф-С	20-30°	25	2-3	ЮВ	3-6	8-9	3-4	до I5
Раквереская (II)	А-Ф-С	290-20°	30	2-4	В-ЮВ	2-4	I2-I5	2-5	до 23
Сымеруская (II)	Ф	260-300°	I3	до I	С	8-II	0-I	н.с.	до I0
Азериская (I)	Ф-А-С	I5-85°	75	I-4	ЮВВ-Ю	I5-I9	0-7	I-3	до 26
Ахтмеская (I)	Ф-А-С-Р	40-95°	50	I-2	СЗ-С	8-I6	0-9	I-3	до 2I
Рахклаская (II)	А	I0-30°	30	I-2	н.с.	н.с.	н.с.	н.с.	до I2
Удрикуская (II)	А-Ф-С	I5-45°	I5	2-3	ЮВ	н.с.	н.с.	н.с.	до II
Тудуская (II)	А-Ф-С	35-65°	20	I-2	н.с.	н.с.	н.с.	н.с.	до I0
Вирунурмеская (II)	А-Ф-С	40-55°	25	2-3	ЮВ	н.с.	н.с.	н.с.	до II

Примечание. Установленные структурные элементы указаны в порядке уменьшения амплитуды. Буквы обозначают: А - антиклиналь, Р - разрыв, С - синклиналь, Ф - флексура, н.с. - нет сведений.

Не останавливаясь на описании строения каждой зоны, отметим лишь общие их черты и приведем данные по некоторым из них. От региональных зон I порядка нередко под острым углом ответвляются зоны II или III порядка (как оперяющиеся), реже наблюдается сочленение нарушений под углами, близкими к прямым. В поперечном сечении, как это достоверно установлено на уровне сланцевой залежи и с большой долей вероятности характерно также для уровня фосфоритового слоя, нарушение обычно представляет собой комбинацию нескольких продольных структурных элементов, как правило, в следующей последовательности (от верхнего крыла к нижнему): пологая асимметричная антиклиналь - флексура (с разрывами сплошности или без того) - пологая асимметричная синклиналь (Вахер, Кала, Пуура, 1978). У этих приразломных складок внутреннее, обращенное к флексуре крыло круче, чем внешнее. В наибольшей степени дислоцирована слоистая среда в пределах флексурного крыла, где наклон слоев достигает нескольких градусов (максимально до 20°) и где иногда встречаются разрывы со смещением. Трещиноватость пород максимальна во флексурном крыле и затухает к обоим краям нарушения. Вдоль зон трещиноватости развивались карстовые процессы, что привело к еще значительно большей степени трещиноватости и появлению мелких сбросов в результате обрушений.

Глубокий характер линейных дислокаций установлен бурением скважин до кристаллического фундамента в Азериской и Ахтмеской зонах нарушений, где доказано наличие конформного изгиба слоев осадочного чехла и поверхности кристаллического фундамента, существование зоны трещиноватости как в осадочном чехле, так и в кристаллическом фундаменте (рис. 5.4; Пуура, Судов, 1976). Анализом распределения вендских и кембрийских отложений установлено, что некоторые линейные нарушения (Ахтмеское, Азериское, Тапаская зона) оказывали влияние на площадное распределение мощности этих отложений (Пуура, 1974; Тектоника Прибалтики, 1979; Вахер, 1983).

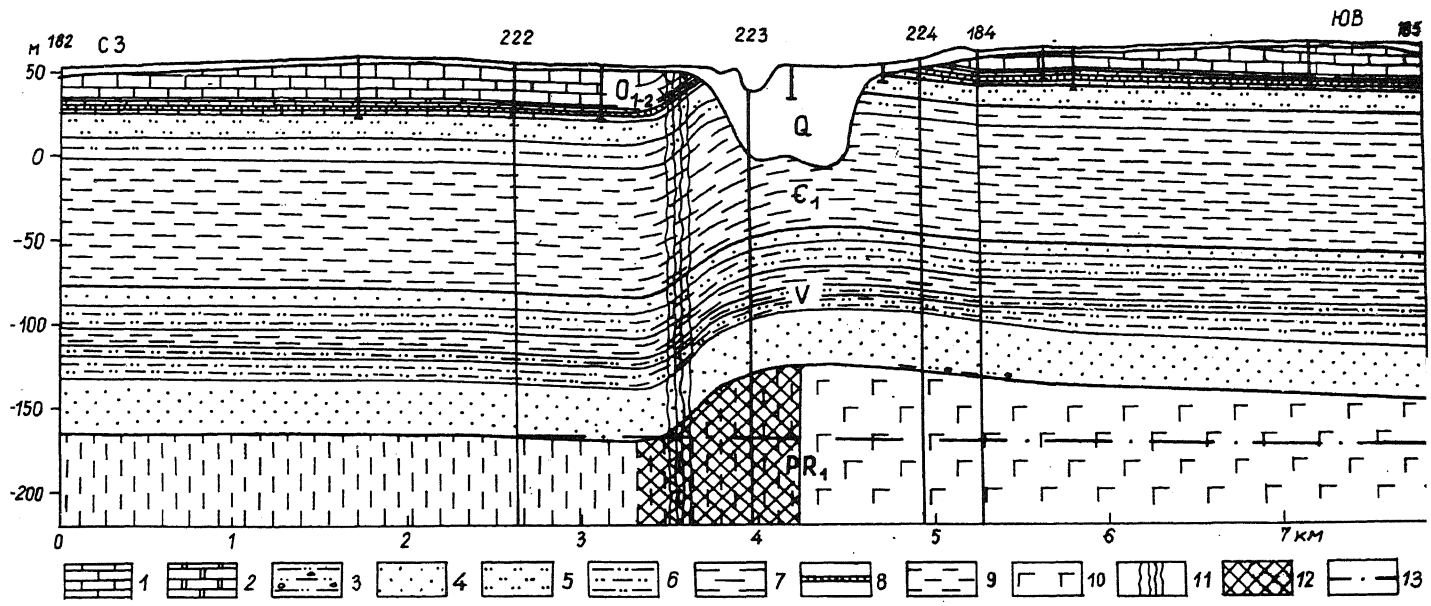


Рис. 5.4. Геологический разрез Азериского нарушения у д.Виру-Нигула. Отношение горизонтального масштаба к вертикальному 1:10. 1 - известняк, 2 - доломит, 3 - микстолит, 4 - песчаник, 5 - алевролит, 6 - чередование алевролита и глины, 7 - глина, 8 - граптолитовый аргиллит, 9 - гнейс. 10 - габбро, 11 - дробление пород осадочного чехла, 12 - катаклиз пород фундамента, 13 - фоновый уровень поверхности фундамента.

В профиле Виру-Нигула в нижнем крыле Азериского нарушения увеличена мощность (против верхнего крыла) уускюлаской пачки гдовской свиты - на 3-4 м, кальвиской пачки воронковской свиты - на 2 м, лонтоваской свиты - на 8-9 м (табл. 5.2.).

Амплитуда нарушения на уровне кровли фосфоритоносной толщи оценивается в 25 м, а по поверхности фундамента - в 45 м. На разрезе западнее д.Канткюла (на западной границе участка Кабала) в строении Азериского нарушения можно различать следующие элементы (рис. 5.5): I) антиклиналь на юго-восточном верхнем крыле нарушения шириной 1200 м и относительной высотой 4 м; 2) синклиналь на северо-западном нижнем крыле шириной 750 м и глубиной 4 м; 3) флексура между ними шириной смыкающего крыла 250 м и вертикальной амплитудой 18 м. Полная высота сложной дислокации равна 26 м, а общая ширина - 2,2 км. Нижняя часть смыкающего крыла пересечена закарстованной зоной трещиноватости шириной 200 м, в пределах которой карбонатные породы доломитизированы, а одной скважиной установлено замещение пачки горючего сланца карстовой глиной.

Ракверескоe нарушение (II порядка) имеет поперечное сечение (рис. 5.6), аналогичное Азериском у. В профиле скважин в дер. Тырма ширина нарушения 3,7 км и общая амплитуда достигает 23 м, из которых на приразломную антиклиналь попадает около 12 м, синклиналь - 6 м и флексурное крыло - 5 м.

В целом по линейным нарушениям произошло смещение блоков (I порядка и их частей) относительно друг друга. Амплитуда такого смещения, если исключить долю, попадающую на приразломные антиклинали и синклинали, по междублоковым нарушениям I порядка доходит до 16-19 м, а по внутриблоковым нарушениям II порядка до 3-6 м, редко до 11 м ("амплитуда флексуры" в табл. 5.1). Зоны трещиноватости III порядка могут быть усложнены очень слабыми антиклиналями и синклиналями, или

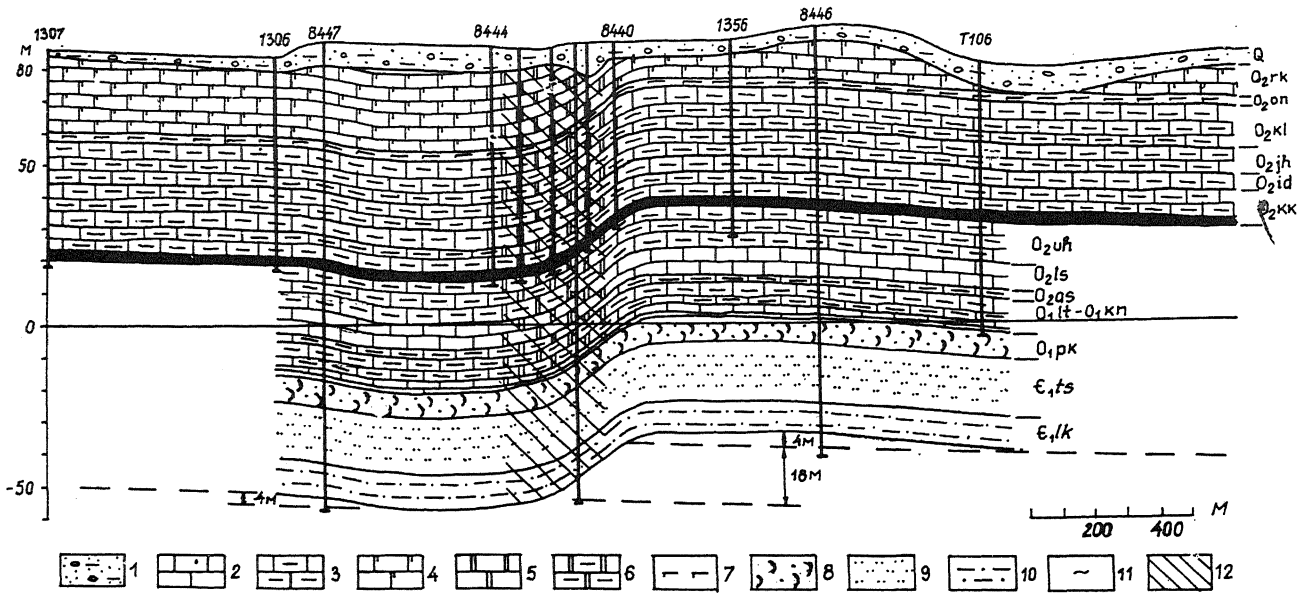


Рис. 5.5. Геологический разрез Азерикского нарушения западнее д.Кантюла (по материалам В.Каттай). Отношение горизонтального масштаба к вертикальному I:I0.
I - морена, 2 - известняк, 3 - глинистый известняк, 4 - доломитистый известняк, 5 - доломит, 6 - глинистый доломит, 7 - мергель, 8 - песчаник, 9 - алевролит, I0 - чередование алевролита и глины, II - карстовая остаточная глина, I2 - зона трещиноватости.

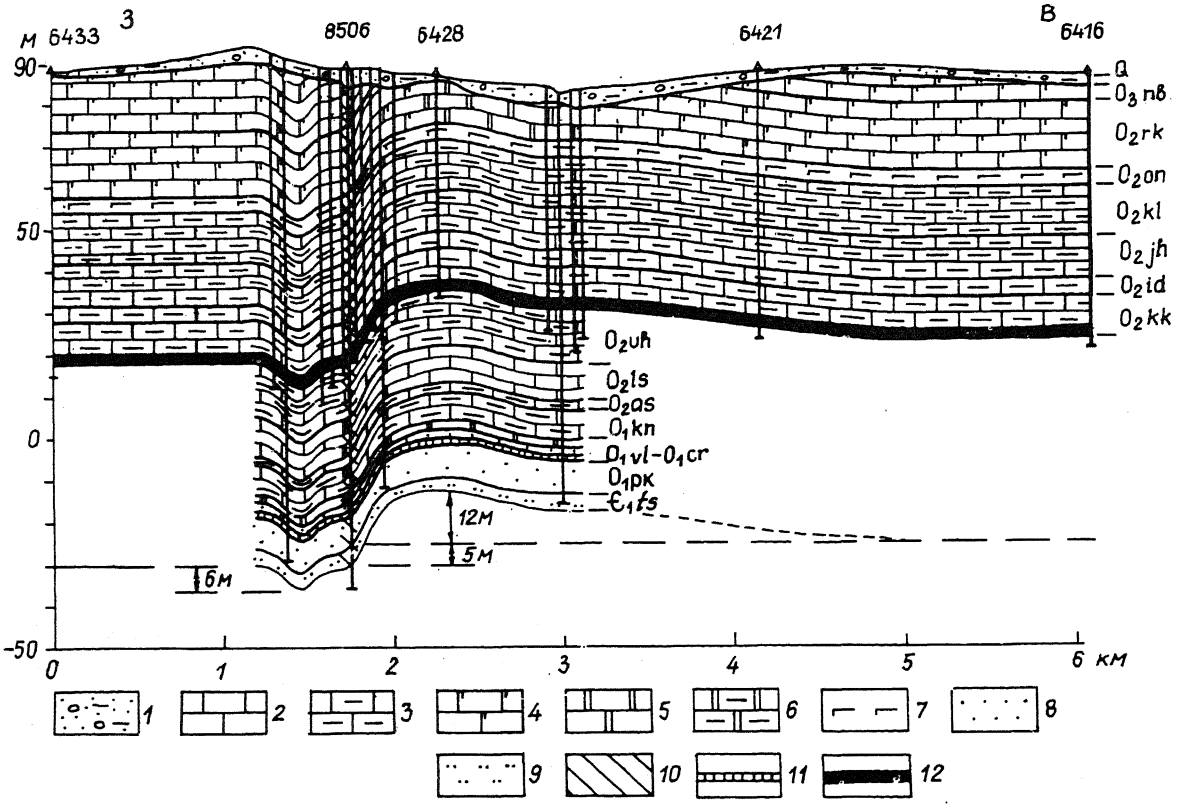


Рис. 5.6. Геологический разрез Раквереского нарушения у д.Тырма. Отношение горизонтального масштаба к вертикальному I:25. Усл. обозн. см. рис. 5.5.
I - морена, 2 - известняк, 3 - глинистый известняк, 4 - доломитистый известняк, 5 - доломит, 6 - глинистый долмит, 7 - мергель, 8 - песчаник, 9 - алевролит, I0 - зона дробления, II - глауконитовый известняк, I2 - пачка кукерситов и известняков.

флексурами и мелкими сбросами, узкими (до 10 м) или относительно широкими (более 60 м) зонами дробления, в свою очередь усложненными структурами карстового растворения и обрушения (см. Хейнсалу, Андра, 1975; Газизов, 1958, 1971; Вахер, 1983). В сланцевом бассейне установленная ширина таких зон до первых сотен метров, длина 1–10 км и более.

Таблица 5.2

Мощности кембрийских и вендских отложений по профилю скважин Виру-Нигула

Индекс	Скважины					
	Ф182	Ф222	Ф223	Ф224	Ф184	Ф185
$\epsilon_1 ts$	14	13	-	13	12	12
$\epsilon_1 lk$	13	14	-	12	12	13
$\epsilon_1 ln$	75	76	50+	67	67	68
VvrK	12	10	8	8	8	7
VvrS	14	14	14	13	14	12
VktM	10	12	12	12	12	13
VktJ	6	6	-6	6	5	6
VgdU	14	12	8	9	9	17
VgdM	32	31	32	33	32	31

С зонами трещиноватости и тектонического дробления любого порядка связаны вторичные изменения пород – доломитизация карбонатных пород и фосфоритов и, как указано выше, закарстованность карбонатных пород. Установлено, что зоны метасоматической доломитизации могут охватывать всю толщу карбонатных пород на всю мощность (ширину) трещиноватой зоны, расширяясь в слоях чистых известняков и сужаясь в глинистых их разновидностях (Вахер, Пуура, Эрисалу, 1962; Пичугин и др., 1976). Карстовые пустоты, частично заполненные карстовым элювием, занимают незначительный объем в массиве пород вдоль зоны максимального дробления или отдельных трещин (особенно в случае наличия в них сульфидного заполнения). Преимущественно закарстованы породы по нарушениям северо-восточного направления.

Изученность линейных зон Ш порядка и процесса развития доломитизации в РФР остается слабой. Попытку решить эти вопросы для северо-восточной части Раквереского месторождения (в том числе участки Рягавере и Кабала) сделали В.Пуура, Р.Раудсеп и др. (1983). На рис. 5.7, помимо нарушений I и II порядка, показаны разнонаправленные зоны электроаномалий, интерпретируемые как зоны трещиноватости – нарушения Ш порядка. По субширотному Канткюласкому нарушению (Ш порядка) южное крыло опущено на несколько метров.

Эпигенетическая доломитизация известняков ордовика и силура имеет региональное распространение в Северной Прибалтике (Пичугин, и др., 1976). Выделяются два морфологических типа доломитовых тел – ареальный (Вингисаар, Таалман, 1974) и зональный (секущие зоны) в тектонических нарушениях (Вахер и др., 1962). В рассматриваемом районе преимущественно распространен второй тип доломитизации карбонатной толщи ордовика, хотя отдельные слои представлены и доломитами ареального типа. В кембрийских терригенных отложениях Северной Прибалтики достаточно широко распространена послойная карбонатная минерализация катагенетической природы и преимущественно доломитового состава (Пиррус, 1977). Соотношения этой минерализации с эпигенетической доломитизацией вышезалегающей карбонатной толщи ордовика не изучены, нет сведений о возможном влиянии эпигенетической доломитизации тектонических зон на раннекатагенетическую карбонатную минерализацию в кембрийских отложениях. Изменчивое распространение карбонатных минералов в фосфоритах Эстонии – явление общеизвестное, однако закономерности распределения карбонатных минералов, в частности доломита, остаются слабо изученными.

Для характеристики распределения доломита в пласте фосфоритов было систематизировано описание керна скважин, а также обработаны результаты стандартных химических анализов руд. Для изучения соотношений зон доломитовой минерализации фосфоритов и доломитизации перекрывающих известняков специально были опробованы (рис. 5.7) известняки средней и верхней части ласнамягиского и идавереского горизонтов (в качестве реперов), которые обычно представлены первичными известняками. Опыт изучения вертикальных зон доломитизации вполне убедительно свидетельствует о возможностип картировать распространение их по результатам опробования выборочных уровней известняков и по макроскопическим описаниям. Фоновое содержание окиси магния в оболовых фосфоритах пакерортского горизонта (O_1рк) до 1 %, в известняках ласнамягиского горизонта (O_2ls) до 7 %, а в известняках идавереского горизонта (O_2id) до 5 %. Максимальное содержание MgO доходит в доломитизированных фосфоритах до 5%, а в перекрывающих доломитизированных карбонатных породах до 20 %.

Пространственное распределение обогащенных доломитом разновидностей руд и пород преимущественно контролируется зонами тектонических нарушений. Таким же пространственным закономерностям подчиняется распределение в рудах и породах повышенного содержания марганца, железа, никеля, меди и пониженного содержания стронция (см. рис. 3 в статье В.Пуура и др., 1983). В целом ряду

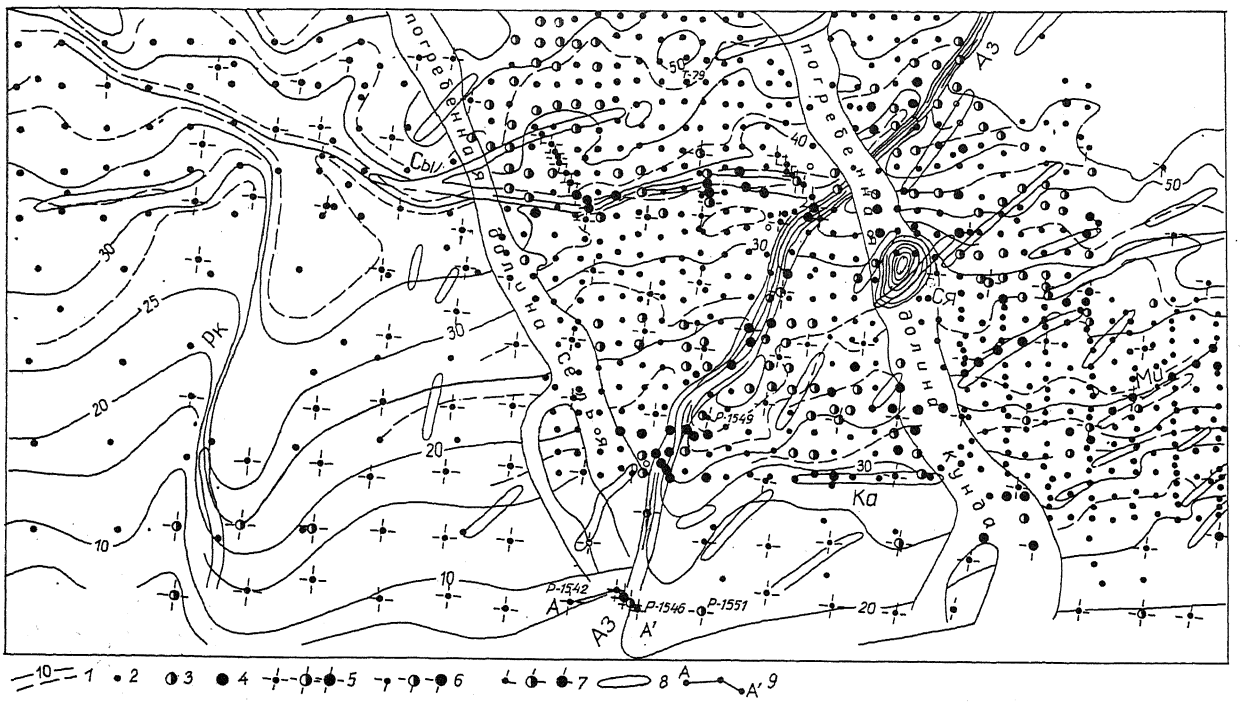


Рис. 5.7. Схема тектоники и вторичной доломитизации карбонатных пород (Пуура и др., 1983) (геологический разрез А-А' см. на рис. 5.8). 1 - изогипсы подошвы кукрузеского горизонта (O_2кк), основные - через 5 м (сплошная линия) и дополнительные - через 2,5 м; 2-7 - буровые скважины: доломитизация пород в разрезе скважины отсутствует или проявлена слабо (2), доломитизация проявлена в средней степени (3), доломитизация интенсивная (4), 5-7 - использованы данные о химическом составе: 5 - пород ласнамягиского (O_2Y) и идавереского (O_2id) горизонтов, 6 - ласнамягиского, O_2ls , 7 - идавереского, O_2id ; 8 - зоны электрометрических аномалий проводимости (по данным В.Данченко). Буквенными индексами на схеме обозначены линейные нарушения: Аз - Азериское, Рк - Ракверескоe, Сы - Сымеруское, Ка - Канткюлаское, Ми - Мийлаское, Ся - мульда Сями, 9 - геологические разрезы см. на рис. 5.8.

пород известняк-доломит выдерживаются закономерности распределения компонентов, установленные П.Вингисааром с соавторами (1981). Такие закономерности доломитизации и распределения микроэлементов подтверждают предположение (Пичугин и др., 1976), согласно которому единый процесс доломитизации в тектонических зонах охватывал, помимо известняков, также нижезалегающие фосфориты.

Хотя зоны тектонических нарушений Ракверескоro месторождения остаются слабо изученными (расстояние между скважинами в профиле обычно не менее 50-100 м), уже имеются конкретные примеры сплошной доломитизации всей карбонатной толщи и нижезалегающих фосфоритов в зонах Сымеруского, Ракверескоro и особенно Азериского нарушений. Морфология участков доломитизации пород в плане и разрезе может быть весьма причудливой, особенно изменчива ширина зоны измененных пород. В описанном конкретном случае (рис. 5.8) зона обогащения доломитом на уровне фосфоритового пласта шире, чем в вышезалегающих известняках.

Совпадение в плане доломитизации пород разных стратиграфических уровней позволяет прогнозировать доломитизацию на глубину, в частности с детально изученного уровня горючих сланцев на уровень фосфоритов, и использовать для этого электрометрические данные. Так, наличие зон доломитизации фосфоритов предполагается в пределах малоамплитудных и безамплитудных тектонических нарушений. Кроме того, некоторое количество точек доломитизации известняков выпадает из известных или предполагаемых тектонических зон, особенно на участках к востоку от Азериского и к северу от Сымеруского нарушений. Ареальный тип доломитовой минерализации в фосфоритах может оказаться генетическим аналогом карбонатной минерализации, описанной Э.Пиррусом (1977) в кембрийских терригенных отложениях.

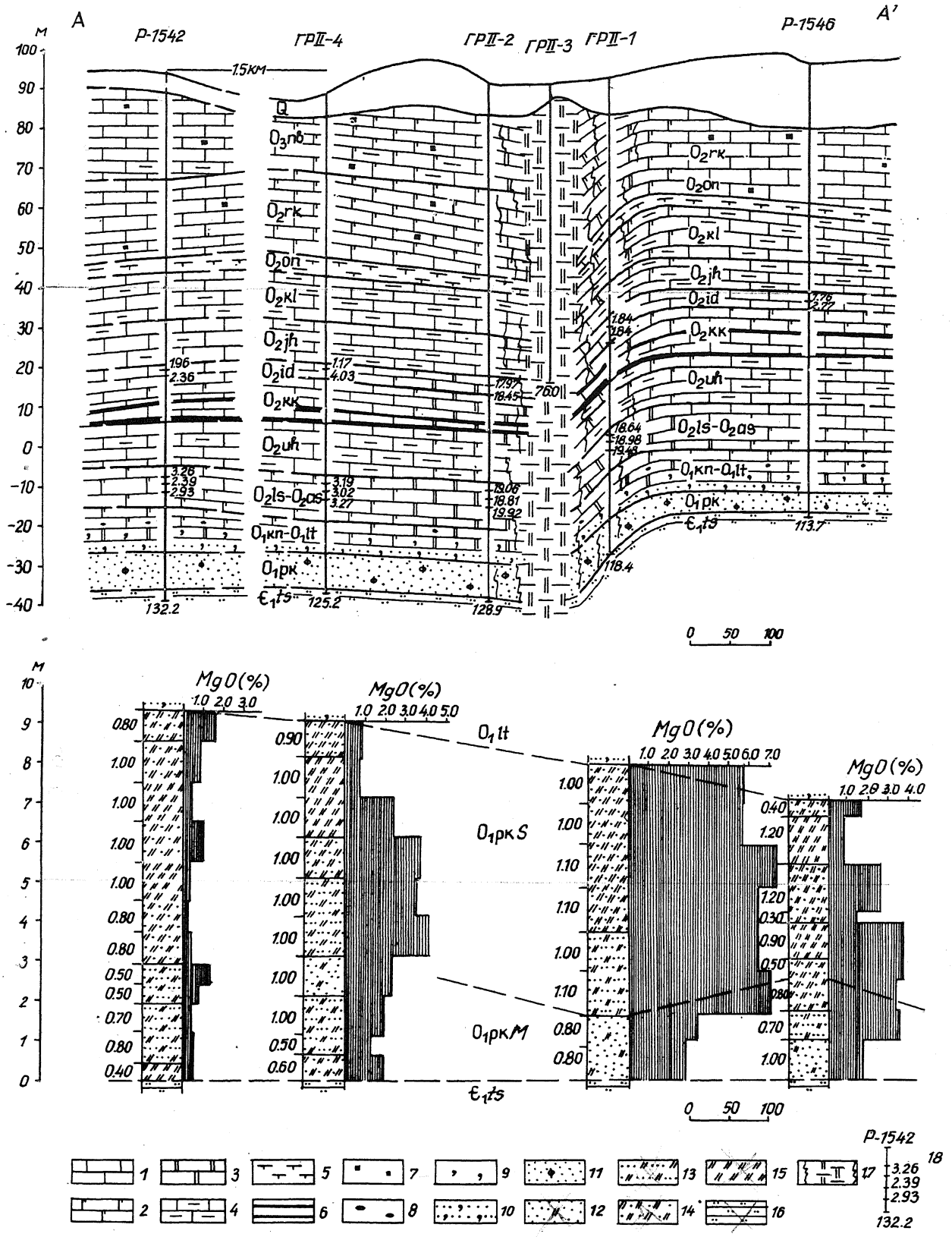


Рис. 5.8. Разрез зоны Азериского тектонического нарушения (вверху) и распределение MgO в пласте фосфоритов по данным химических анализов проб руды в том же разрезе (внизу) (Пуура и др., 1983). 1 – известняк, 2 – известняк доломитовый. 3 – доломит, 4 – известняк глинистый, 5 – мергель, 6 – прослои горючего сланца, 7 – пиритные узоры, 8 – оолиты гидроокислов железа, 9 – зерна глауконита, 10 – глауконитовый песчаник, 11 – 15 – фосфоритоносная толща: нерасчлененная (11), песчаник кварцевый (12), песчаник кварцевый детритистый (P_2O_5 4–9 %) (13), песчаник детритовый (P_2O_5 9–18 %) (14), детрит (P_2O_5 ⩾ 18 %) (15); 16 – алевролит кварцевый, 17 – раздробленные и доломитизированные породы в зоне тектонического нарушения, 18 – буровая скважина, ее номер (вверху) и глубина, м (внизу), содержание MgO (в %) в породах идавереского и ласнамягиского горизонтов (цифры справа). Местоположение разреза см. рис. 5.7.

В карбонатной толще ордовика и силура, помимо зон нарушения и трещиноватости, развита общая фоновая вертикальная трещиноватость диагональной и ортогональной систем. Ввиду слабой обнаженности коренных пород трещиноватость в пределах РФР остается недостаточно изученной. Конкретные обнажения достаточно заметно различаются между собой по ориентировке и густоте трещин (рис. 5.9, табл. 5.3). В распределении направлений выделяется 6 максимумов: СЗ 3II° (28 %), ССЗ 345° (I3 %), С I0° (I3 %), СВ 47° (23 %), ВСВ 77° (I0 %) и В 94° (I3 %). Средняя густота трещин отдельных систем колеблется от 0,I до 3,3 трещин/м, а общая плотность трещин в обнажениях - от I.0 до 4,3 трещин/м (Вахер, I983). По этим характеристикам трещиноватость ордовикских карбонатных пород РФР практически не отличается от их трещиноватости в сланцевом бассейне в целом и в Северной Эстонии. Специальные исследования фоновой трещиноватости в фосфатоносных песчаниках пакерортского горизонта и в зоне контакта карбонатных пород нижнего ордовика и песчаных пород нижнего ордовика-кембрия отсутствуют. Обычно на резких литологических контактах характер трещиноватости изменяется. Вместо вертикальных трещин известняков в песчаниках преобладают наклонные, которые, однако, в обнажениях в глинте недостаточно ярко выражены.

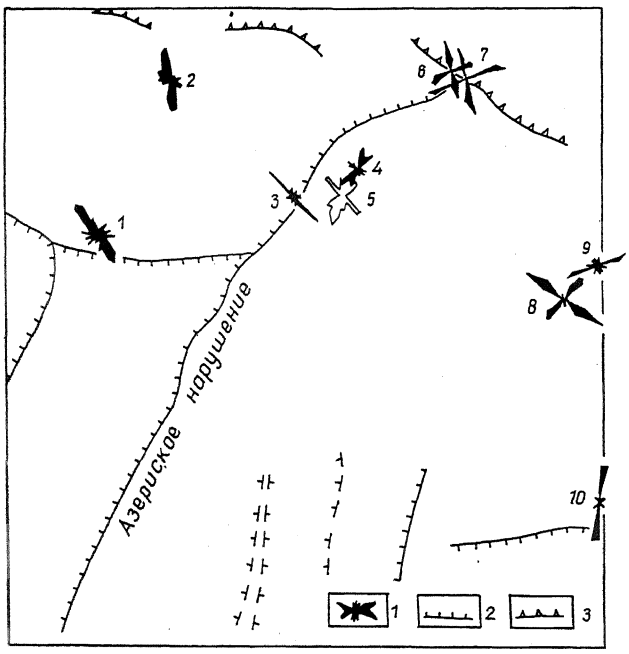


Рис. 5.9. Схема трещиноватости карбонатных пород ордовика (№ обнажения см. табл. 5.3). I - роза-диаграмма трещин, 2 - линейные нарушения, 3 - Северо-Эстонский глинт.

Брахиантиклинальные структуры встречаются группой в районе Сонда-Ульясте (Вахер и др., I962, I964), одиночная такая структура выявлена в д. Ассамалла (Пуура, I974). Исходя из тектонической позиции, с учетом особенностей строения, эти структуры отнесены в группу плакантиклиналей, в понимании Н.С. Шатского (I945). Обобщенная характеристика их следующая (Пуура, Кала, I978). Ядро плакантиклиналей представлено приподнятым блоком, над которым антиклинально приподняты слои осадочного чехла (рис. 5.I0). В аномальном поле силы тяжести им соответствует локальная положительная аномалия, в случае наличия магнитных пород в фундаменте для них характерны также положительные магнитные аномалии. В сводовой части плакантиклиналей мощность горизонтов и свит чехла меньше, чем в крыльях, а нижние (вендские, нижнекембрийские лонтоваские) слои могут вообще выклиниваться. В результате такого выклинивания уменьшается амплитуда поднятия слоев снизу вверх по геологическому разрезу, соответственно уменьшаются и углы наклона слоистости на крыльях складок: от 5-I5° - в нижней части чехла, до I-5° - в его верхах. Амплитуда поднятия фундамента в ядрах плакантиклиналей колеблется в пределах 38-I30 м, а слоев среднего ордовика - в пределах 6-24 м. Форма плакантиклиналей в плане - соотношения ширины и длины складки - примерно соответствует брахиантиклинальным складкам. Размеры отдельных структур в плане колеблются от 0,7xI,3 (Вана-Сонда) до 2x5 км (Ассамалла, см. табл. 5.4). В Сонда-Ульястеской группе плакантиклинали расположены двумя субпараллельными рядами (по 2 или 3 в каждом), длина рядов 5-7 км (рис. 5.II).

Детальными геологоразведочными и горными работами в сланцевом бассейне выявлено довольно большое количество изолированных друг от друга мульд (округлых синклиналей) в залегании сланцевой залежи и перекрывающей толщи. Наиболее крупная среди таких мульд - мульда Сями - расположена в пределах РФР, в северной части участка Кабала. Впервые она описана как мульда Р. Вахером и др. (I962, I964). Форма мульды (размер 2,0xI,3 км) в плане изогнуто-овальная, вытянутая в меридиональном направлении. В восточном крыле залегание слоев волнистое. Установлена одинаковая амплитуда (около 50 м) опускания и отсутствие изменений мощности средне- и нижнеордовикских отложений (рис. 5.I2). Изучение структуры осложняется тем, что она прорезана Кундаской погребенной долиной, где проведение буровых работ затруднительно. По данным глубокой скважины Кабала (К) и гравиметрии, в рельефе поверхности фундамента эта структура якобы не отражается, а данные об

Таблица 5.3

Простирание (А, градусы) систем и густота (Г, $м^{-1}$) трещин карбонатных пород ордовика РФР

Обнажения			Азимут простирания обнажения	Число замеров	Системы трещин							
					СЗ		СВ		С		В	
№ на рис. 5.9	Название	Тип			А	Г	А	Г	А	Г	А	Г
I	Алувере	Каменоломня	I0;27.4	I77	324	I.5	43	0.3	I8	0.2	77 276	0.2
2	Ару	Каменоломня	I0;80	I94	295	0.9	49	0.4	350	2.5	80	0.5
3	Сями	Долина ручья	50	4I	3I2	н.с.	25	н.с.	346	н.с.	78	н.с.
4	Линнаоя	Водопад	90	57	307 336	0.2 0.I	45	0.5	9	0.2	278	н.с.
5	Самма	Долина реки	н.с.	I37	320	н.с.	59	н.с.	I3	н.с.	272	н.с.
6	Азери I	Глинт	330	I09	288	н.с.	62	н.с.	34I	н.с.	-	-
7	Азери II	Глинт	330	I27	302	н.с.	-	-	345	н.с.	73	н.с.
8	Кивиыли	Канава	275	78	304	2.4	42	0.9	344	0.I	-	-
9	Ухаку	Долина реки	н.с.	86	323	н.с.	58	н.с.	3	н.с.	275	н.с.
I0	Пийлсе	Долина реки	20;70	II6	3I2	0.2	4I	0.6	8	3.3	87	0.I

условиях залегания байкальского структурного комплекса отсутствуют (рис. 5.3). Более мелкие структуры подобного типа в сланцевом бассейне имеют диаметр в сотни и десятки метров, а амплитуду - первые метры.

Таким образом, линейные нарушения I и II порядка расчленяют Раквереский фосфоритоносный район на отдельные тектонические "подрайоны". В пределы Раквереского тектонического блока попадают месторождение Тоолсе и отделенные от него Сымеруским нарушением участки Рягавере и Ассамалла.

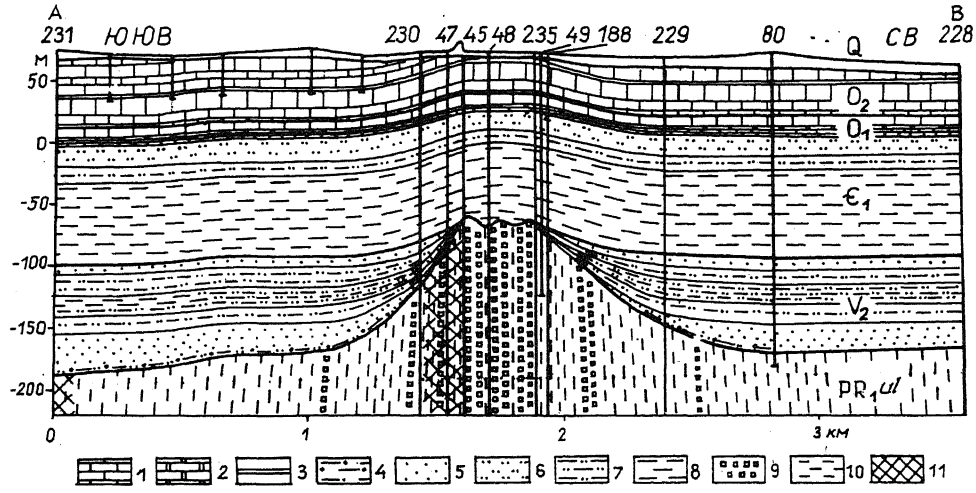


Рис. 5.I0. Геологический разрез Ульястеской плакантиклинали. Отношение вертикального масштаба к горизонтальному 5:I. I - известняк, 2 - доломит, 3 - промышленная пачка горючих сланцев, 4 - микстолит, 5 - песчаник, 6 - алевролит, 7 - чередование алевролита и глины, 8 - глина, 9 - кварцит, I0 - гнейс, II - катаклаз. Разрез по линии А-Б-В см. рис. 5.II.

Раквереское нарушение осложняет строение северной части участка Ассамалла. В пределы Кохтлаского тектонического блока попадают месторождение Азери и участок Кабала месторождения Раквере. Слабо изученный пока юго-восточный участок разбит на отдельные части Азериским нарушением, а также Рахкласким, Удрикуским, Тудуским и другими нарушениями (см. рис. 5.I и рис. 7.I.I). Внутри относительно целых блоков (между нарушениями I и II порядка) геофизическими работами и профильным бурением может быть установлено множество зон трещиноватости с незначительным смещением или без вертикального смещения блоков.

Складкообразные нарушения также осложняют строение относительно стабильных межразломных блоков. Сонда-Ульястеская группа плакантиклиналей попадает на низкопродуктивную площадь между

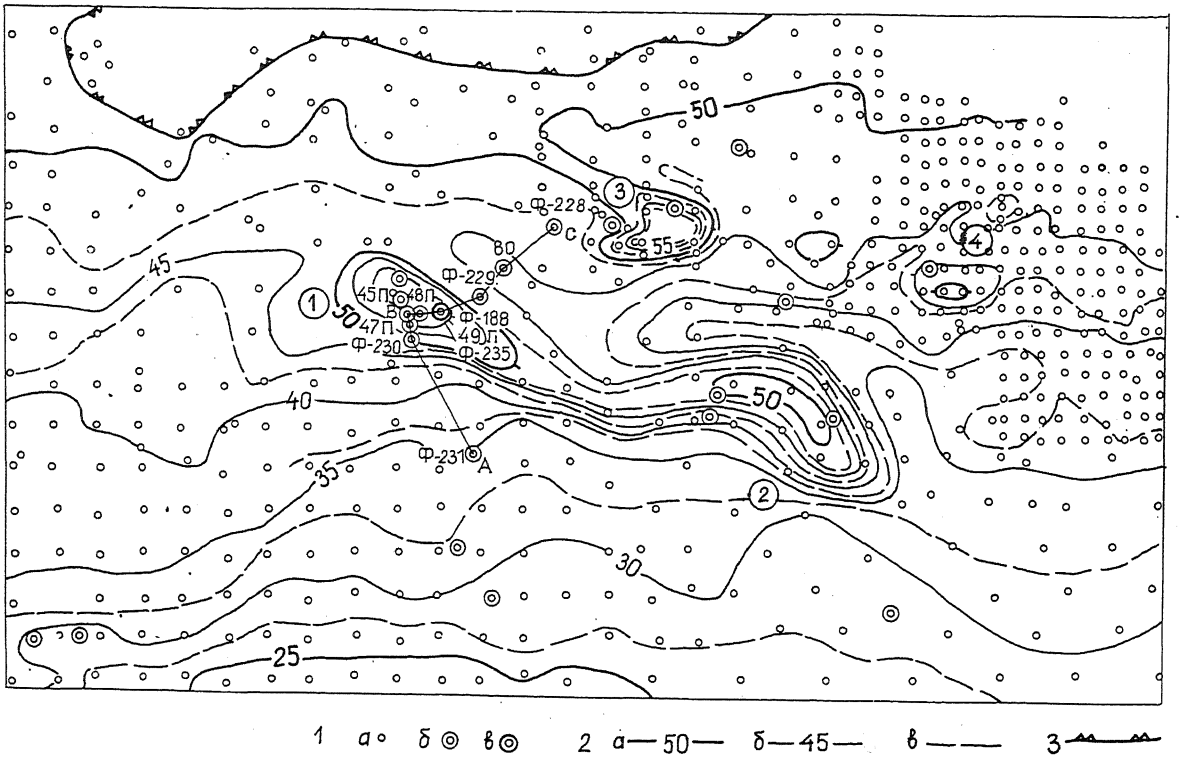


Рис. 5.II. Структурная схема плакантиклиналей участка Сонда-Ульясте. I - буровые скважины, вскрывшие: а - ордовикские отложения, б- кристаллический фундамент, в - группа скважин до фундамента, 2 - стратоизогипсы по подошве кукрузеского горизонта: а - через 25 м, б - через 5 м, в - через 2,5 м, 3 - эрозионная граница кукрузеского горизонта. Геологический разрез см. на рис. 5.I0.

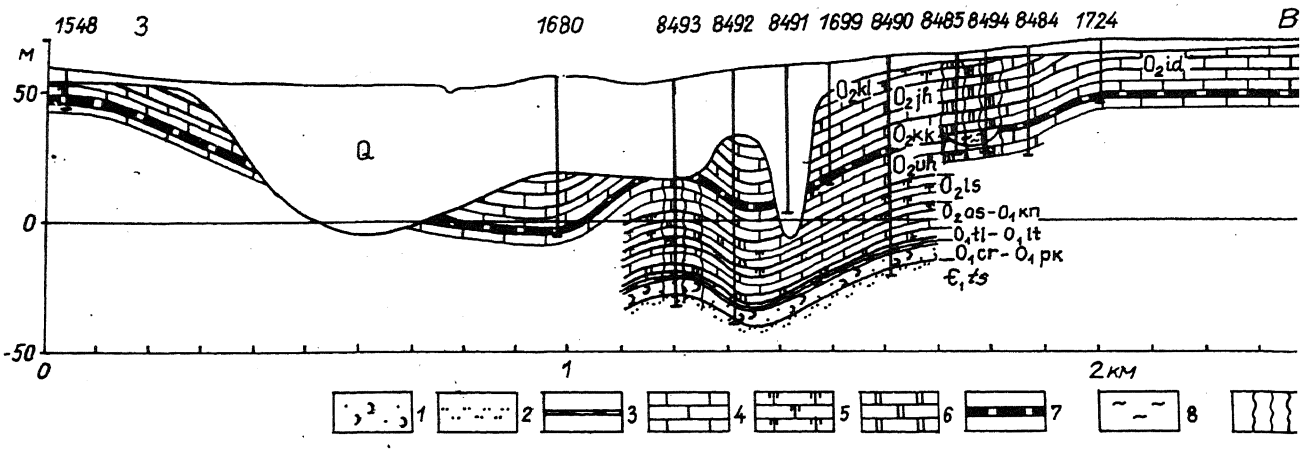


Рис. 5.I2. Геологический разрез мульды Сями. Отношение горизонтального масштаба к вертикальному I:5. I - песчаник, 2 - алевролит, 3 - граптолитовый аргиллит, 4 - известняк, 5 - доломитизированный известняк, 6 - долмит, 7 - промышленная пачка горючих сланцев, 8 - карстовая остаточная глина, 9 - зона дробления.

Таблица 5.4

Характеристика плакантиклиналей ульястеского типа

Показатели	Плакантиклинали				
	Ассамалла Ф254	Вана-Сонда Ф189	Нюри Ф194	Сонда Ф226	Ульясте 46
Размеры в плане, км	2x5	0.7x1.3	1.4x3.1	1.0x1.7	1.2x2.8
Амплитуда поднятия, м:					
по подошве кукрузеского горизонта	24	6	11	11	23
по подошве волховского горизонта	24	7	11	12	23
по подошве люкатиской свиты	23	6	11	11	27
по подошве лонтоваской свиты	40	6	11	17	40
по поверхности фундамента	110	38	67	70	130

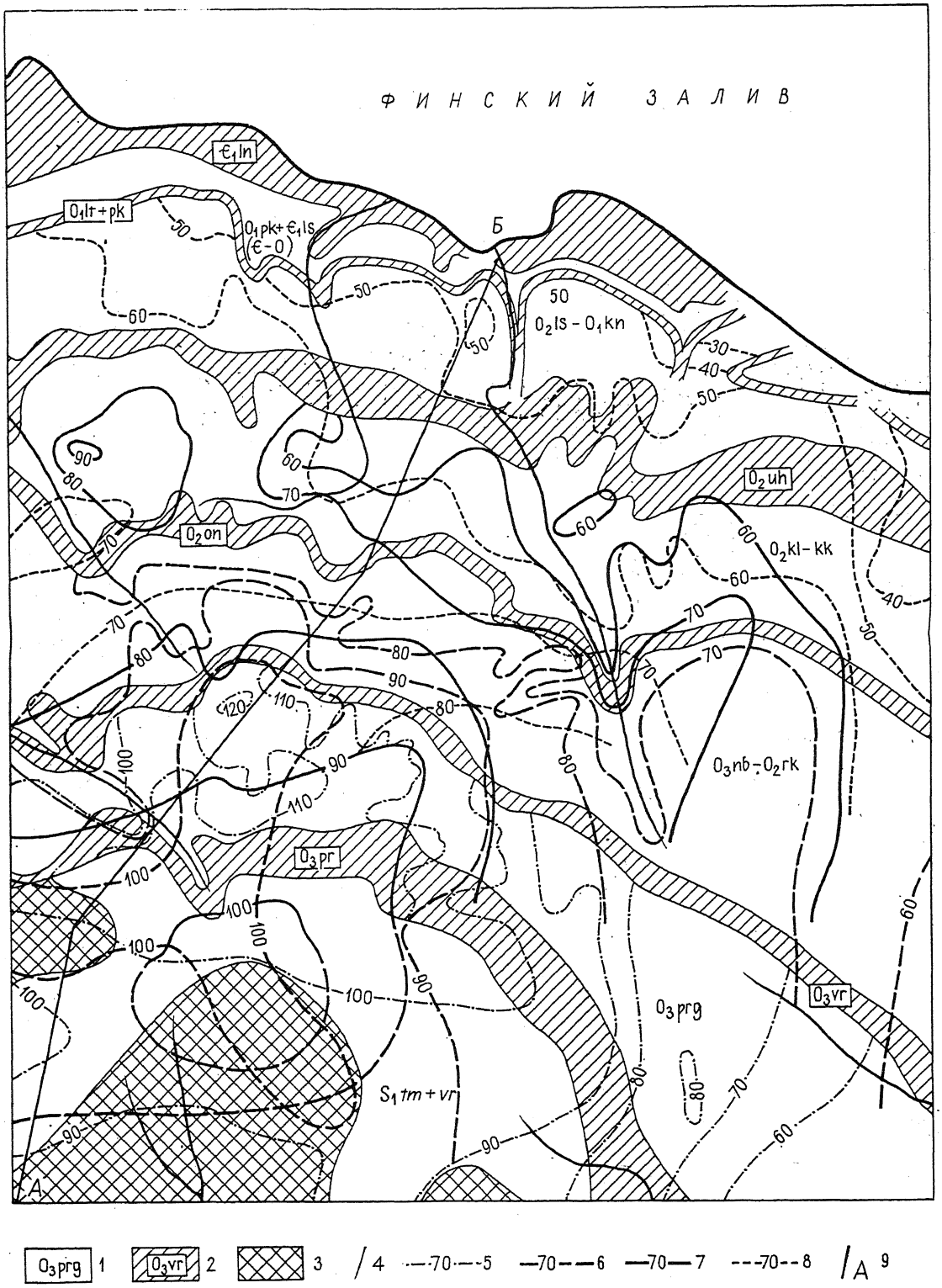
Азериским и Раквереским месторождениями и имеет отрицательное влияние только на условия разработки горючего сланца. Ассамаллаская плакантиклиналь расположена в средней, наиболее богатой части одноименного участка Раквереского месторождения фосфоритов и безусловно требует специального внимания при планировании разработки. Влияние мульды Сями на условия разработки участка Кабала необходимо оценить совместно с влиянием погребенной долины р.Кунда.

Рассмотренные выше линейные нарушения I и II порядка и плакантиклинали имеют длительную историю развития: они заложены до фосфоритонакопления (в венде) и продолжили развитие после этого (после среднего ордовика) (Вахер и др., 1962, 1964; Пуура, 1979, Mens jt. , 1981). Установлено влияние нарушений на распределение мощностей вендских (см. выше), кембрийских, нижне ордовикских (тремадокских) отложений, но редко улавливается такое влияние на фациальную зональность. В региональном плане разломноблоковое строение Северной Эстонии контролирует также распределение фосфатоносных отложений, что было отмечено в специальной статье Х.Хейнсалу (1979).

Вопросы влияния тектонических нарушений на условия фосфоритонакопления, строение фосфоритовой залежи и ее вещественный состав (включая вторичные изменения руды), а также на горно-геологические и гидрогеологические условия требуют дальнейших тщательных исследований. Необходимость детального изучения особенностей строения любого конкретного нарушения на уровне промышленного пласта каждого полезного ископаемого (фосфорита, горючего сланца), их непосредственной кровли и всей перекрывающей толщи доказана опытом эксплуатации прибалтийского бассейна горючих сланцев.

6. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория (рис. 6.I) относится в Эстонскому артезианскому бассейну второго порядка (Валлнер, I980, Верте, I965), который входит в состав Прибалтийского артезианского



O_3prg 1 O_3vr 2 3 /4 —70—5 —70—6 —70—7 ---70--8 /A 9

Рис. 6.I. Водоносные горизонты и основные водоупоры дочетвертичных пород. I - индекс водоносного горизонта (ВГ), 2 - водоупор и его индекс, 3 - область подпитания снизу пиргуского ВГ, 4 - основные реки. Изопьеза воды (абс. высота, м): 5 - пиргуский ВГ, 6 - набала-раквереский ВГ, 7 - кейла-кукрузеский ВГ, 8 - ласнамяги-кундаский ВГ, 9 - линия профиля (рис. 6.2).

бассейна первого порядка (Йодказис, 1980). Гидрогеологические условия здесь весьма сложные. В южной части территории находится одна из наиболее значимых в Эстонии региональных областей питания подземных вод - Пандивереская возвышенность, где имеет место чрезвычайно интенсивная инфильтрация атмосферных осадков. Рядом же, вокруг этой возвышенности, происходит усиленная разгрузка подземных вод непосредственно в русла гидрографической сети или через родники и формируется основная часть минимального стока рек Северо-Восточной Эстонии. Региональной областью разгрузки глубоких фильтрационных потоков являются низина перед Северо-Эстонским глинтом и впадина Финского залива. В пределах рассматриваемой территории грунтовые воды легко подвергаются загрязнению, однако горизонты более глубоких, относительно защищенных вод либо малопродуктивны, либо уже перегружены эксплуатацией в смежных областях. На некоторых участках (например, на своде Пандивереской возвышенности) подземные воды являются практически единственным местным источником водоснабжения. Намечаемая добыча фосфоритов и горючих сланцев значительно усложнит описанную гидрогеологическую обстановку. Рациональное управление водными ресурсами рассматриваемой территории - сложная научно-техническая проблема, от решения которой в значительной мере зависит водное хозяйство всей Северной Эстонии.

6.I. Водоносные комплексы и горизонты

В гидрогеологическом разрезе рассматриваемой территории (рис. 6.2) в качестве наиболее крупных подразделений вертикального расчленения выделяются гидрогеологические этажи:

- силурийских и ордовикских карбонатных пород;
- ордовикских, кембрийских и вендских терригенных пород;
- архейских и протерозойских кристаллических пород.

Четвертичные отложения, ввиду их малой мощности, самостоятельный гидрогеологический этаж не образуют. Более детальными подразделениями гидрогеологической стратиграфии являются водоносные комплексы, горизонты и слои, которые описываются ниже в основном по схеме, разработанной для крупномасштабной гидрогеологической съемки территории Эстонской ССР.

Водоносный комплекс четвертичных отложений

В четвертичных отложениях, повсеместно распространяющихся на рассматриваемой территории, в соответствии с литологическим составом выделяются водоносные слои различной степени водообильности, химического состава вод и площади простирания.

Ниже дана характеристика вод различных генетических типов четвертичных отложений.

Воды современных болотных отложений приурочены как к крупным болотным массивам восточного и южного склонов Пандивереской возвышенности, так и к мелким участкам болот на северном склоне и сводовой части возвышенности. Они питаются, в основном, атмосферными осадками, а также напорными водами дочетвертичных пород в местах, где этому не препятствуют подстилающие торф разновидности четвертичных отложений.

Воды безнапорные, зеркало воды залегает на глубине 0,5-0,7 м от поверхности земли в засушливое время, а в сезон дождей оно поднимается до глубины 0,I-0,2 м. Коэффициенты фильтрации составляют в среднем 0,I-0,4 м/сут.

Воды аллювиальных отложений залегают в соответствующих отложениях на незначительных площадях в долине рек Кунда, Селья и притоков р. Паала. Они питаются за счет выклинивания подземных вод на склонах речных долин и разгружаются непосредственно в реки. Коэффициент фильтрации определен при помощи налива лишь в одной точке - 0,29 м/сут; зеркало безнапорных вод отмечено на глубине 0,5-I,0 м.

Надморенные лимногляциальные отложения преимущественно песчаного, реже супесчаного состава имеют широкое распространение на северном склоне возвышенности и в древних погребенных долинах. Воды этих отложений в основном безнапорные, за исключением случаев, когда они оказываются под ленточными глинами. Зеркало воды отмечено в этих отложениях на глубине I,5-2 м. Коэффициент фильтрации обычно невысок - менее I м/сут.

В флювиогляциальных отложениях, слагающих многочисленные озовые, зандровые, камовые образования, а также заполняющих погребенные долины на северном склоне возвышенности, заключены единственные скопления подземных вод в четвертичных отложениях, которые по своей водообильности и качеству могут удовлетворить требования централизованного хозяйственно-питьевого или технического водоснабжения. Дебит скважин, вскрывающих песчано-гравийные линзы, составляет 0,5-2,2 л/с при понижении уровня 0,4-0,5 м. Коэффициент фильтрации колеблется в пределах от 0,I

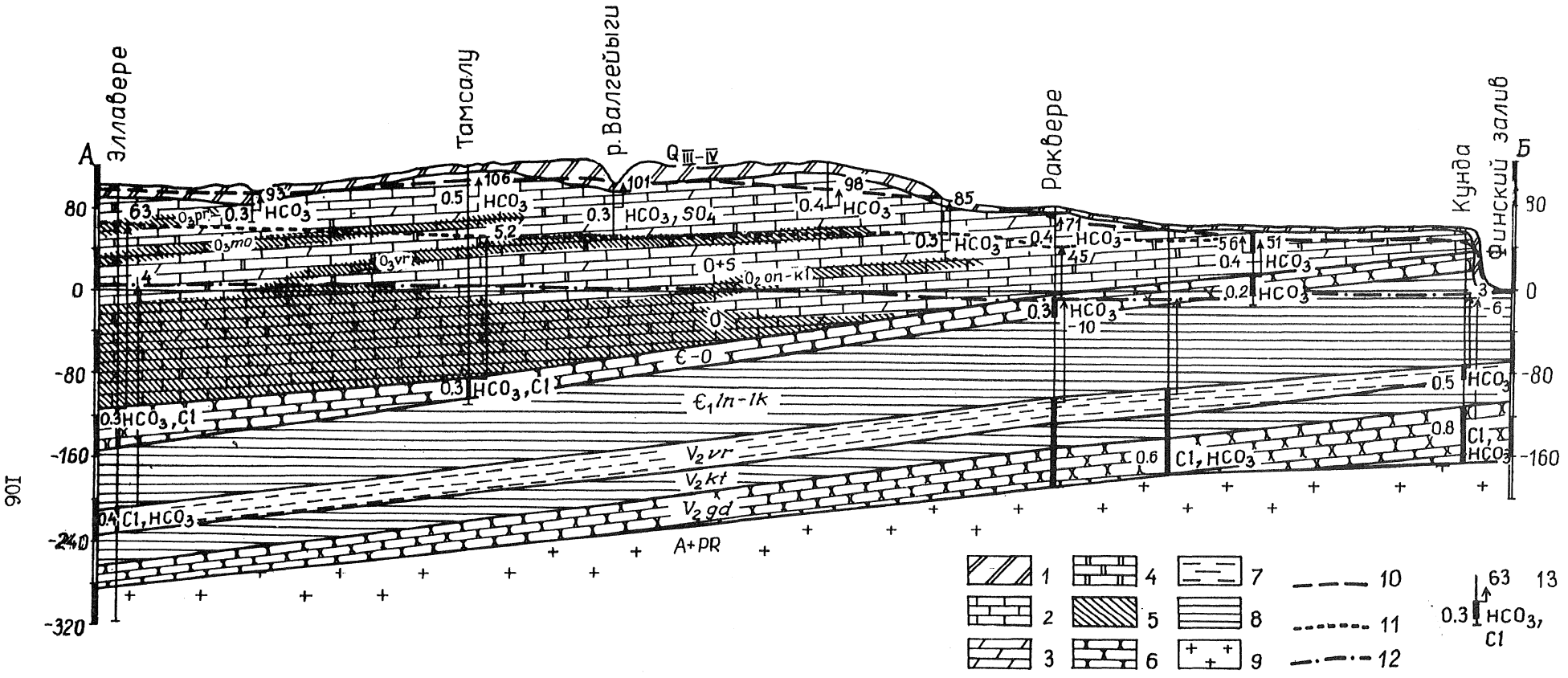


Рис. 6.2. Схематический гидрогеологический разрез А-Б по линии Эллавере-Кунда. Индексы возраста по табл. 3.2.I, 3.3.I, 3.4.I, 3.5.I. I - четвертичные отложения. Породы ордовика и силура; 2 - известняк, 3 - мергель, 4 - доломит; 5 - слабопроницаемая часть карбонатной толщи ордовика. Породы венда, кембрия и нижнего ордовика : 6 - песчаник, 7 - алевролит, 8 - глина (региональный водоупор); 9 - кристаллические породы архея и нижнего протерозоя. Гидроизогипсы (-изопьезы): I0 - ордовикско-силурийского комплекса, II - кембро-ордовикского горизонта, I2 - воронковского горизонта. I3 - скважина, цифра слева - минерализация воды г/л, индексы справа - преобладающие анионы в воде; цифры у стрелки соответствуют абсолютным отметкам пьезометрического уровня водоносного горизонта.

до 37,2 м/сут. Коэффициент пьезопроводности составляет I-I5 $м^2$/сут. Глубина залегания зеркала безнапорных вод зависит от рельефа и может колебаться от I м до I5 м (сводная часть друмлина Таммику-Салла).

Водоносные слои нерасчлененных отложений различных стадий развития Балтийского моря распространены в северной части территории и охватывают в основном предглинтовую низину. Уровень воды залегает на глубине до 3 м. Дебит колодцев и коэффициент фильтрации этих отложений невысок.

Воды спорадического распространения песчаных и супесчаных линз в толще морен распространяются на рассматриваемой территории почти повсеместно. Они находят широкое потребление на хуторах. Воды преимущественно безнапорные, реже напорные, тесно связанные с водами подстилающих отложений других генетических типов четвертичных отложений, а также с подземными водами дочетвертичных пород. Зеркало воды залегает в среднем на глубине I,5-3 м. Питаются водоносные слои морены за счет атмосферных осадков, в меньшей мере напорными подземными водами дочетвертичных карбонатных пород. Наиболее часто дебит колодцев составляет 0,0I-0,I л/сек при понижении уровня воды - 0,3-0,5 м. Коэффициент фильтрации моренных отложений колеблется преимущественно в пределах 0,I-0,5 м/сут. Нередки случаи, когда воды моренных отложений, особенно в своде Пандивереской возвышенности, гидравлически не связаны с нижезалегающими подземными водами дочетвертичных пород. В таком случае они представляют собой типичную верховодку, имеющую сезонный характер появления.

Уровенный режим вод четвертичных отложений зависит от количества атмосферных осадков. Амплитуда колебаний уровня воды в моренных отложениях обычно не превышает I,5 м.

Ордовикско-силурийский водоносный комплекс

Подземные воды, циркулирующие в карбонатных породах ордовика и силура, принято рассматривать как единый водоносный комплекс. В составе комплекса выделяются несколько водоносных горизонтов, разделенных между собой более или менее водоупорными слоями.

Сверху водовмещающие породы комплекса покрыты четвертичными отложениями различной мощности. Внизу комплекс подстилается терригенными отложениями нижнего ордовика, кембрия и венда. Водоупорным ложем силурийско-ордовикского водоносного комплекса являются глинистые известняки волховского горизонта, песчано-глинистые отложения латорпского горизонта, а в северной части РФР - также диктионемовый сланец и алевритовая глина цератопигевого горизонта.

Общая мощность водоносного комплекса увеличивается с севера на юг в связи с моноклинальным залеганием слоев. В полосе вблизи Северо-Эстонского глинта мощность карбонатных слоев составляет не более 40 м, на южной границе она увеличивается до 200 м. Подземные воды комплекса относятся к трещинно-карстовому типу. Циркуляции вод способствуют многочисленные трещины напластования, тектонические трещины, а также карстовые трещины и полости, нередко достигающие в сводовой части Пандивереской возвышенности значительных размеров (0,2-0,5 м в диаметре).

Гидрогеологическое расчленение ордовикско-силурийской карбонатной толщи Эстонии представляет собой одну из окончательно нерешенных гидрогеологических проблем. В последнее время при расчленении гидрогеологического разреза широкое применение нашел метод расходометрии, который применялся также при крупномасштабной гидрогеологической съемке (Перенс, I978, I984).

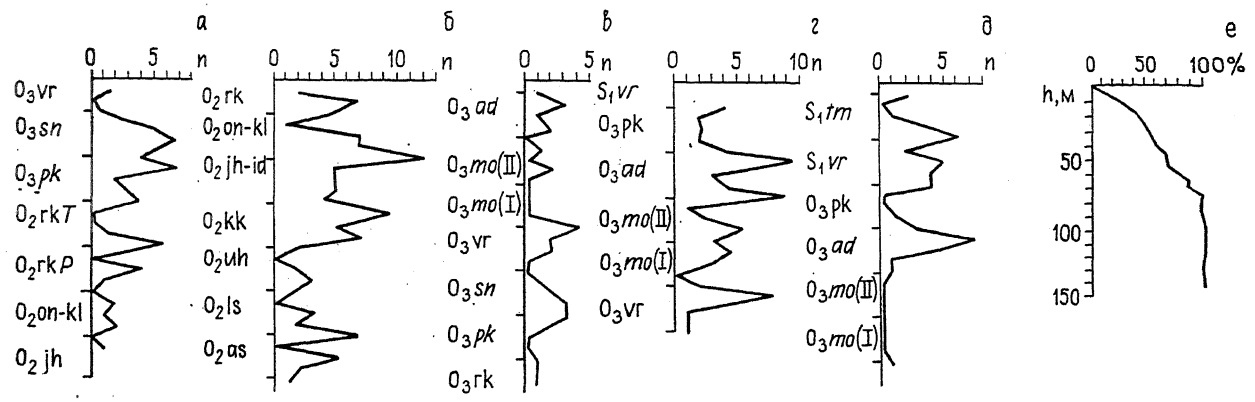
Расходометрические исследования, проведенные в более чем I00 скважинах, показывают приуроченность водоносных зон ко всем стратиграфическим подразделениям в верхней части разреза, вне строгой зависимости от их литологического состава. Однако отдельные зоны сопоставимы только в пределах ограниченных по площади участков радиусом не более 4-6 км. Расчленение водоносного комплекса на относительно слабопроницаемые и водоносные слои условно и предствляется возможным на основании подсчета водоносных зон.

Водообильность карбонатных пород пестрая, что объясняется различиями в их вещественном составе, структуре и текстуре, различной степенью и характером трещиноватости, кавернозности и закарстованности пород. Следует отметить, что ранее водообильными считались обычно наиболее чистые карбонатные породы, а мергели и глинистые известняки с прослоями мергеля считались водоупорными (Верте, I965). Собранный с помощью расходометрии фактический материал не подтверждает такое предположение. Водопритоки в скважины поступают из всех разновидностей пород. Наиболее часто водоносные слои располагаются на контактах разных литологических разновидностей пород. Связано это, по-видимому, с более слабыми контактами между породами различного литологического

состава. Такое предположение подтверждается также прямым осмотром стенок скважин телевизионной установкой "Экран", произведенным на Раквереской фосфоритоносной площади в 1978 году. Установлено, что преобладают горизонтальные и слабоволнистые трещины шириной от 2-3 до 30 мм. Сопоставление результатов осмотра стенок скважин телевизионной установкой с расходометрическими наблюдениями показывает, что именно такие мелкие трещины напластования представляют собой водоносные слои, с наличием которых связаны основные водопритоки в скважины. Водоносность связана только с открытыми трещинами, которые образовались, вероятно, в результате деформации массива пород и последующего их выщелачивания. При рассмотрении водоносности карбонатных пород следует обратить внимание также на волнистую текстуру глинистых известняков ряда стратиграфических горизонтов, которые могут подвергаться выщелачиванию и суффозионным процессам, в результате чего в разрезе образуются водоносные трещины.

Водоносные зоны, обусловленные некоторым количеством трещин, составляют всего 10-15 % от мощности обследованного гидрогеологического разреза. Мощность зон водопоглощений или водопритоков, выделенных по расходометрическим исследованиям, колеблется в пределах 1-7 м, чаще 1-2 м. Иногда в одной скважине можно выделить 5-10 водоносных зон, обладающих различной водообильностью и различными пьезометрическими уровнями, но нередки случаи, когда в скважине обнаруживается лишь одна водоносная зона.

Подсчет водоносных зон водопритока и водопоглощения указывает на неравномерное распределение их по различным стратиграфическим горизонтам. В районе участка Кабала-Западный месторождения фосфоритов и прилегающих территорий (Паюсти, Виру-Ягупи), где опробовано наибольшее число скважин, водоносные зоны отсутствуют в оандуском и в верхних частях ухакуского и ласнамягиского горизонтов. Наибольшее число зон приурочено к идаверескому и кукрузескому горизонтам (рис. 6.3).



6.3. Количество водоносных зон по данным расходометрии: а) северный склон Пандивереской возвышенности (ПВ),б)северо-восточный склон ПВ,в) свод ПВ севернее водораздела, г) свод ПВ южнее водораздела, д) южный склон ПВ, е) зависимость водообильности от глубины. Индексы см. табл. 3.4.I, 3.5.I.

В средней полосе РФР (район Пюркуни, Кулленга, Лазила, Кюти, Виру-Роэла), по данным расходометрии, водоносные зоны отсутствуют в мощной (30-35 м) моэской свите пиргуского и в нижней части вормсиского горизонтов. Еще южнее (район Тамсалу, Вяйке-Маарья, Трийги и Паасвере) водоносные зоны приурочены к адилаской свите и нижней части моэской свиты пиргуского горизонта,отсутствуют в вормсиском горизонте и проявляются в незначительной мере в поркуниском горизонте (рис.6.3). В самой южной части рассматриваемой территории водоносные зоны полностью отсутствуют в поркуниском горизонте.

Характерной особенностью гидрогеологического разреза карбонатных пород является приуроченность водоносных зон к верхней части разреза. По данным Р.Перенса (1978) около 50 % от суммарного водопритока в зонах приходится на долю разреза до глубины 25 м, а почти весь водоприток - на долю разреза не глубже 75 м от поверхности земли (рис. 6.3). Эта особенность сильно затушевывает выделение водоносных горизонтов и водоупоров по расходометрическим данным.

Наряду с расходометрическими исследованиями, проведенными в основном гидрогеологами Управления геологии ЭССР, в Институте геологии АН ЭССР разработан комплексный математический метод (да-

лее как расчетный метод) определения поинтервальных значений гидрогеологических параметров и распознавания водоносных горизонтов и водоупоров (Йыгар, 1984). Этот метод использует всю имеющуюся гидрогеологическую информацию в зависимости от степени достоверности исходных данных, обеспечивает многовариантность разработки и распознавание водоупоров, исходя из строгих правил соответствия или несоответствия разностей поинтервальных значений гидрогеологических параметров выделенным порогам распознавания. В качестве параметров, по которым производится распознавание, приняты пьезометрический уровень и химический состав подземных вод (в процент-эквивалентной форме и в мг/л), в качестве исходных данных - суммарные значения тех же параметров по отдельным гидрогеологическим скважинам, вскрывающим различные по длине и стратиграфической принадлежности интервалы водовмещающих пород. Распознавание водоупоров производится на основе совпадения пиков (конформности) индикаторных кривых уровня и какого-либо одного из химических компонентов. Установлено, что водоупорные свойства отдельных стратиграфических горизонтов на фоне индикаторных кривых проявляются в отдельных подрайонах чаще всего с вероятностью 0,6-0,8, т.е. на 60-80 % территории рассматриваемого подрайона.

В табл. 6.I указаны результаты гидростратификации ордовикского комплекса на территории Пандивереской возвышенности с учетом пределов коэффициентов выдержанности (нижний предел коэффициента указывает обычно на результат распознавания по одному из химических компонентов, верхний - по уровню). Распознавание по расчетному методу охватывает разрез глубиной не более

Таблица 6.I

Водоносные горизонты (слои) и водоупоры ордовикско-силурийской карбонатной толщи

Подрайон	Водоупоры		Водоносные горизонты (слои)	
	Стратиграфические единицы (индексы)	Коэффициент выдержанности	Стратиграфические единицы (индексы)	Коэффициент выдержанности
Северный склон Пандивереской возвышенности (ПВ)	O_2kl (нижняя ч.)	0,7-I,0	O_2id -O_2kk	0,4-0,6
	O_2uh (нижняя ч.)	0,4-0,9	O_2ls	I,0-0,7
	O_2as	0,6-0,7		
Свод ПВ (севернее водораздела, в том числе участок Кабала-Западный с прилегающими площадями)*	O_3sn /O_3pk	0,5-0,9	O_2rkT (верхняя ч.)	I,0
	O_2rkT	0,6	O_2rkP	I,0-0,9
	O_2on (нижняя ч.)	0,7-I,0 0,5-0,6	O_2id -O_2uh	I,0-0,7
	O_2as	0,4-0,8		
Свод ПВ (водораздельная часть)	O_3vr	0,2-0,9	O_3ad -O_3mo O_3nb -O_2rk	I,0-0,6 0,9-0,7
Свод ПВ (южнее водораздела)	O_3pr	0,6-0,8	O_3ad	0,9-0,5
	O_3mo (верхняя ч.)	0,3-0,6	O_3mo (средн.ч)	0,9-0,8
	O_3mo (нижняя ч.)	0,I-0,7		
	O_3vr (нижняя ч.)	0,2-0,8		
Южный склон ПВ	O_3pr	0,2-0,6	S_1tm S_1vr O_3ad-O_3mo	I,0-0,9 0,9-0,6 I,0-0,7

I00 м. По классификационным рекомендациям гидрогеологического института ВСЕГИНГЕО (Методические рекомендации ..., I985), предполагаемые разделяющие слои в карбонатной толще Пандивереской возвышенности по своим численным значениям следует отнести к слабопроницаемым породам.

Весь карбонатный комплекс принадлежит к разряду водопроницаемого локально-водоносного комплекса, характеризующегося преобладанием гидравлически связанных между собой водоносных пород, разделенных регионально невыдержанными слабопроницаемыми породами.

Принимая в толще ордовикских карбонатных пород основными водоупорами глинистые известняки и мергели ухакуского, оанду-кейлаского, вормсиского и поркуниского горизонтов (рис. 6.I), в настоящей работе выделены 4 более или менее выдержанные водоносные горизонта. Выделенные по результатам расходометрических исследований и по расчетному методу водоносные горизонты - ласнамяги-кундаский, кукрузе-идавереский, набала-раквереский - полностью совпадают с объемами соответствующих водоносных горизонтов, выделенных в геолого-гидрогеологических отчетах по сланцевому бассейну в I960-I970-х годах. Первоначально данная гидростратиграфическая схема была предложена в ранних работах А.Верте, а затем подтверждена натуральными наблюдениями на шахтах Я.Кельпманом и В.Олли в I965 году.

Глубина залегания подземных вод от поверхности земли увеличивается с окраинных частей Пандивереской возвышенности в сторону ее водораздельной части, достигая там значительных глубин (до 24 м в д.Кулленга). Рельеф поверхности пьезометрического уровня подземных вод в общем соответствует рельефу поверхности коренных пород. Абсолютные отметки уровней повышаются от 35-40 м - вблизи уступа глинта, до отметок 80-I00 м - в центральной части возвышенности и затем понижаются до 70-85 м - на южной окраине РФР.

Пьезометрические поверхности, как одни из характерных гидрогеологических параметров, выделенных в настоящей работе водоносных горизонтов, показаны на рис. 6.I. Вследствие моноклинального залегания стратифицированной толщи пород водоносные горизонты наложены друг на друга, при этом они образуют на карте характерные полосы выходов широтного направления (рис. 6.I). На полосах выходов подземные воды безнапорные, далее, погружаясь постепенно под отложения вышележащих водоносных горизонтов, подземные воды нижележащих горизонтов приобретают напорный характер, особенно на территории южного и юго-восточного склонов Пандивереской возвышенности. На северном склоне и на водораздельной части возвышенности последовательность залегания уровней в общем соответствует порядку залегания водоносных горизонтов, в самой южной части рассматриваемой территории последовательность залегания пьезометрических уровней обратная (Йыгар, I983).

Фильтрационные параметры ордовикско-силурийского водоносного комплекса по результатам опытных откачек из одиночных скважин колеблются в пределах от 0,I до 35 м/сут, оставаясь в среднем в пределах 6-8 м/сут (в верхней I00-метровой толще карбонатных пород). По данным около 400 скважин (эксплуатационных и гидро-геологоразведочных) определены средневзвешенные коэффициенты фильтрации отдельных стратиграфических горизонтов, служащие основой для вычисления величины водопроводимости. На рис. 6.4 указаны величины водопроводимости всей толщи ордовикских пород, южнее линии Тапа-Виру-Ягупи водопроводимость определена для I00-метровой толщи.

Зоны высоких значений водопроводимости обнаружены в районе Тоолсеского месторождения фосфоритов (по данным отдельных скважин свыше I000 $м^2$/сут), на участке Кабала-Западный - в районе Мянниквялья, в зоне Валгейыеского нарушения между Поркуни и Тапа - и на сводовой части Пандивереской возвышенности - между Нымме и Трийги, по линии простирающегося там же тектонического нарушения. Водопроводимость уменьшается в северном направлении за счет уменьшения мощности карбонатной толщи, в восточном направлении вне пределов возвышенности водопроницаемость карбонатных пород уменьшается и значения водопроводимости не превышают 250-350 $м^2$/сут (Риет, I974).

Химический состав и качество вод четвертичных отложений и силурийско-ордовикского комплекса

В природных условиях воды четвертичных отложений по своему химическому составу сходные. Преобладают гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциевые воды минерализацией 0,3-0,6 г/л. Природные воды самых распространенных генетических видов по своему ионному составу аналогичны нижележащим водам карбонатного комплекса. Лишь воды в торфяных массивах ультрапресные, со значительно меньшей минерализацией (0,03-0,I2 г/л) и pH (4,2-6,5) и высокой окисляемостью. Высокое содержание сульфат-иона и повышенная окисляемость из-за наличия органики характеризует также воды аллювиальных отложений.

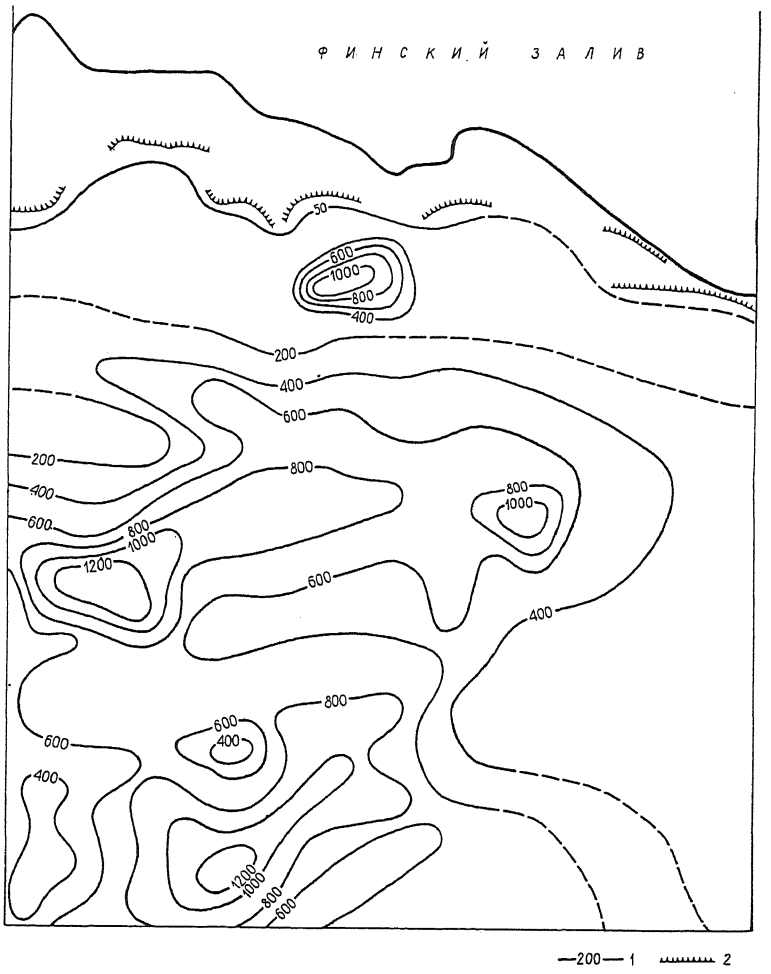


Рис.6.4. Водопроводимость карбонатных пород ордовикско-силурийского водоносного комплекса.
I - изолиния водопроводимости, $м^2$/сут., 2 - уступ глинта.

Воды коренной карбонатной толщи характеризуются выдержанной однотипностью и минерализацией по всему разрезу ордовикских и силурийских пород. Среди анионов преобладает гидрокарбонат-ион со средним содержанием 300-360 мг/л (80-90 % мг-экв), среди катионов - кальций 60-80 мг/л (до 60 % мг-экв) и магний 20-30 мг/л (до 30 % мг-экв), натрий и калий - до 20 мг/л. Содержание сульфат-иона колеблется в пределах I5-25 мг/л, хлор-иона I0-I5 мг/л. Средние показатели pH находятся в пределах 8,0-8,5, окисляемость I,5-2,5 мг/л, жесткость 6-8 мг/экв, минерализация вод не превышает 0,5-0,6 г/л. Как показывают наблюдения, на сильно закарстованных площадях химический состав подземных вод подвергается незначительным сезонным колебаниям (Perens, Eltermann, I978). Относительно хорошие условия водообмена на Пандивереской возвышенности - основная причина отсутствия здесь признаков гидрохимической зональности толщи силура и ордовика, свойственных другим гидрогеологическим регионам Эстонии, начиная с глубин 80-I60 м от поверхности земли.

При анализе современного состояния подземных вод нельзя не упомянуть тенденций загрязнения подземных вод в ходе интенсивной сельскохозяйственной деятельности человека, особенно за последние десятилетия.

Наиболее загрязненными в черте крупных поселков и деревень оказываются воды четвертичных отложений, в том числе воды супесчаных линз в моренах. Источниками загрязнения являются коммунально-бытовые отходы и индивидуальное животноводство. Нередки случаи, когда значительно повышено содержание основных катионов и анионов, например, SO_4'' до I00 мг/л, Cl' до 200-300 мг/л, Ca'' свыше I00 мг/л, Na' до 80 мг/л. Бактериологическое состояние воды нередко неудовлетворительно. Загрязненными часто оказываются также подземные воды верхних слоев карбонатного комплекса, одна из причин которого - наличие большого количества неглубоких (I5-20 м) недостаточно изолированных от сточных вод буровых скважин около хуторов.

Локальными источниками загрязнения подземных вод являются крупные животноводческие фермы, хранилища силоса, склады нефтепродуктов, удобрений и ядохимикатов, ремонтно-технические мастерские (Maastik, 1984). Главную опасность представляют многочисленные животноводческие фермы, построенные в послевоенные годы, у которых средства и условия хранения навозной жижи отсутствуют или недостаточны. Нередки случаи, когда разжиженный навоз или силосный сок течет прямо в карстовые воронки или в мелкие ручьи. Масштабы подобного загрязнения зависят от защищающей способности четвертичных отложений, особенно морен (Йоханнес и др., 1980; Kink jt. 1985).

В результате интенсификации сельскохозяйственной деятельности за последние десятилетия в подземных водах неглубоко залегающих слоев особенно возросло содержание хлоридов и сульфатов, распространенным компонентом в природных водах стали азотистые соединения (Савицкая, 1981). На северном склоне и на своде Пандивереской возвышенности возросла общая минерализация подземных вод неглубокого залегания (Йыгар, 1985). Такая тенденция - результат проникновения сточных вод в водоносные горизонты, а также возрастающего использования различных химических удобрений в сельском хозяйстве. В населенных пунктах в воде эксплуатационных скважин за последние 20 лет обнаружено увеличение нитрат-иона до 20-30 мг/л и больше, натрия и калия - почти в 2 раза, повышение общей жесткости на 2 мг-экв, сухой остаток увеличился в среднем на 50 мг/л. Азотное загрязнение подземной воды возле некоторых ферм выражается в повышенном содержании NH'_4 до 17,5 мг/л и NO'_3 до 100 мг/л. Наиболее неприятными компонентами загрязнения подземных вод являются фенолы и нефтепродукты, при содержании которых вода верхней части карбонатной толщи в ряде населенных пунктов стала непригодной для использования.

Ордовикско-кембрийский водоносный горизонт

Этот горизонт имеет на рассматриваемой территории почти повсеместное распространение, выход его протягивается узкой полосой на предглинтовой низине и в долинах рек (рис. 6.1). Водовмещающие породы представлены мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с оболовым детритусом пакерортского горизонта нижнего ордовика и алевролитами тискреской свиты нижнего кембрия. Водовмещающие породы имеют общее падение на юг, глубина залегания кровли увеличивается на южной границе района до 100 м. Мощность водоносного горизонта колеблется в пределах 17-33 м, в преобладающем большинстве 25-30 м.

В качестве водоупора, отделяющего рассматриваемый горизонт от вышележащего комплекса карбонатных пород, служат диктионемовые сланцы ceратопигевого горизонта, песчаники и алевролиты латорпского горизонта, а также плотные глинистые известняки волховского горизонта. Водоупорные свойства упомянутых пород подтверждаются различием пьезометрических уровней и особенно различным содержанием некоторых химических компонентов в подземных водах обеих гидростратиграфических единиц. Водоупорные свойства нарушены в зонах достаточно широких линейных тектонических нарушений.

Воды горизонта порово-трещинные, преимущественно напорные и только в предглинтовой полосе приобретают безнапорный характер. Питаются они на Пандивереской возвышенности за счет перетекания сверху вод силурийско-ордовикского комплекса. В настоящее время пьезометрические уровни вод ордовикско-кембрийского водоносного горизонта находятся на Пандивереской возвышенности на абсолютных отметках, равных 55-65 м (рис. 6.5). На пьезометрической поверхности выделяются депрессии напора относительной глубиной 10-20 м,обусловленные откачкой воды в г.Раквере и п.Винни. Пьезометрическая поверхность воды понижается в общем в северо-восточном направлении. На подножье глинта водоносный горизонт разгружается.

Водопроницаемость пород горизонта небольшая, но стабильная, что вызвано однородным гранулометрическим составом водовмещающих пород. Коэффициент фильтрации песчаников и алевролитов колеблется в пределах 1,0-3,0 м/сут, водопроводимость - в пределах 20-60 $м^2$/сут (рис. 6.5), при этом относительной стабильностью водопроводимости отличаются регионы около и восточнее г.Раквере, в остальных частях территории водопроводимость более изменчива.

Химический состав вод данного водоносного горизонта мало отличается от состава вод вышележащего водоносного комплекса. В северной части территории распространяются пресные гидрокарбонатные или магниевые воды с минерализацией до 0,5 г/л. Южнее линии Тапа-Виру-Роэла тип химического состава воды переходит в гидрокарбонатный натриевый с минерализацией выше 0,5 мг/л. Признаков загрязнения пока не обнаружено.

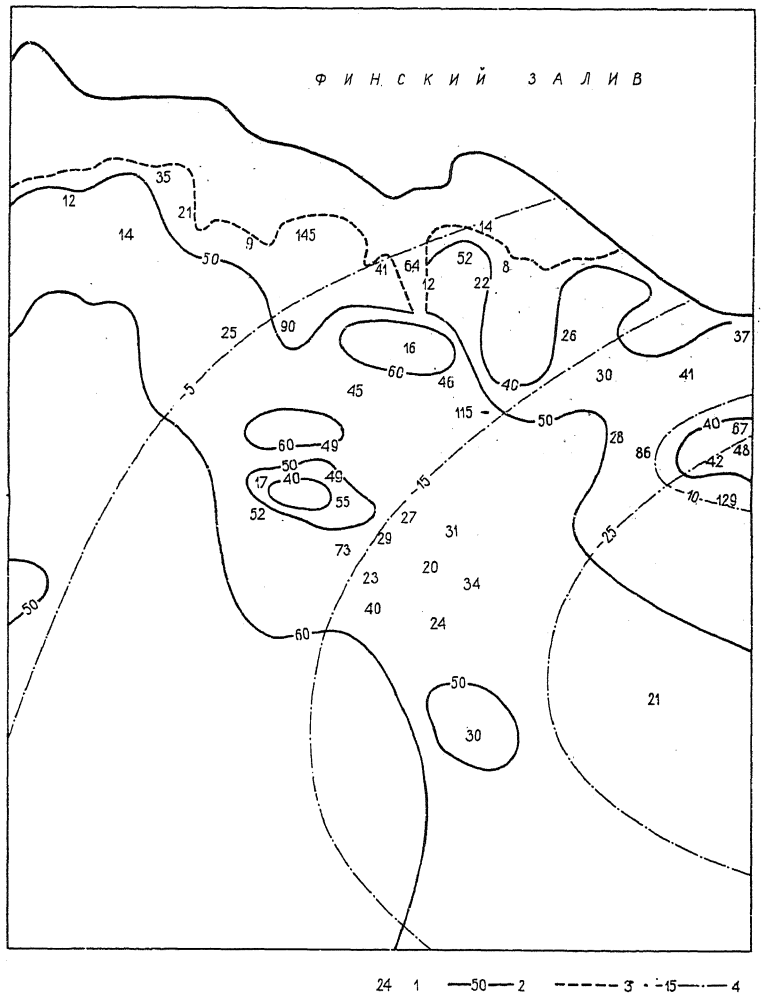


Рис. 6.5. Гидрогеологические параметры ордовикско-кембрийского водоносного горизонта (О-Є) и кембро-вендского водоносного комплекса (Є-V). О-Є: 2 - водопроводимость, м²/сут; 2 - пьезометрический уровень, абс. в., м; 3 - граница выхода. Є-V: 4 - пьезометрический уровень, абс. в.,м.

Кембро-вендский водоносный комплекс

Этот водоносный комплекс состоит из двух самостоятельных водоносных горизонтов: воронковского и гдовского, разделенных между собой водоупорными глинами котлинской свиты. От вышезалегающего ордовикско-кембрийского водоносного горизонта рассматриваемый комплекс надежно изолирован толщей кембрийских глин люкатиской и лонтоваской свит общей мощностью 70-90 м.

Воронковский водоносный горизонт приурочен к воронковской свите вендского комплекса. Водовмещающие породы представлены разнозернистыми слабосцементированными песчаниками с редкими прослоями алевролитов и алевролитовых глин. Мощность горизонта составляет 20-30 м и имеет тенденцию к увеличению с востока на запад. Глубина залегания водоносного горизонта в северной части территории составляет 50-70 м. К югу этот горизонт погружается до глубины 250-300 м от поверхности земли.

Воды горизонта напорные. До начала эксплуатации пьезометрический уровень в северной части района находился на абсолютной высоте 2-3 м выше уровня моря. В настоящее время в связи с интенсивной эксплуатацией пьезометрический уровень снизился на 3-25 м ниже уровня моря. Дебит скважин колеблется в пределах 4-10 л/с при понижении уровня на 2-10 м. Удельный дебит скважин составляет 0,9-2,1 л/(с·м) . Водопроводимость горизонта относительно выдержанная и составляет 50-100 м²/сутки. По химическому типу воды гидрокарбонатные натриево-магниево-кальциевые или магниево-натриевые с общей минерализацией 0,3-0,5 г/л.

Гдовский водоносный горизонт охватывает одноименную свиту верхнего венда. На территории Раквереского района водовмещающие породы представлены слоистыми мелкозернистыми до крупнозернистых и гравелитистыми песчаниками и песчаными алевролитами. Мощность водоносного горизонта

изменяется без особых закономерностей в пределах 20-40 м. От вышезалегающего воронковского водоносного горизонта гдовский водоносный горизонт отделен водоупорной толщей, состоящей из алевролитовых глин котлинской свиты мощностью в преобладающем большинстве 20-30 м. Западнее г.Раквере мощность водоупора уменьшается и западнее г.Тапа выклинивается. Водоупорные котлинские отложения выклиниваются также на Ассамалласком и других локальных поднятиях кристаллического фундамента.

Воды гдовского водоносного горизонта высоконапорные. Ввиду интенсивного их потребления в сланцевом бассейне и в городах Кунда и Раквере в северо-восточной части района в настоящее время образовалась обширная депрессионная воронка с абсолютными отметками до 25 м ниже уровня моря. Водораздел между Таллинским и Кохтла-Ярвеским депрессионными воронками проходит по линии Вызу-Тапа-Ракке. Положительные абсолютные отметки в настоящее время имеются только в окрестности Вызу, где предполагается питание водоносного горизонта через погребенную долину. В результате интенсивной эксплуатации первоначальная природная разгрузка водоносного горизонта во впадине Финского залива полностью прекратилась, и движение подземных вод в настоящее время направлено со стороны Финского залива в сторону крупных городских водозаборов. Водообильность горизонта высокая. Дебит скважин равен 5,5-8,3 л/с при понижениях 2,0-4,2 м. Удельный дебит скважин составляет 2,0-3,9 л/(с·м). Водопроводимость горизонта составляет 150-300 $м^2$/сут.

По химическому составу вода гидрокарбонатно-хлоридная кальциево натриевая или натриевая с общей минерализацией 0,5-0,9 г/л. Изменение уровней полностью зависит от режима эксплуатации.

Воды зоны трещиноватости гнейсов, амфиболитов и гранитов архейско-протерозойского комплекса в настоящее время недостаточно изучены. Судя по некоторым скважинам в смежном Харьюском районе (Хирвли, Пяриспэа, Пудисоо), можно полагать, что на рассматриваемой территории в породах кристаллического фундамента могут вмещаться различные типы минеральных вод, ресурсы которых, по всей видимости, незначительны.

6.2. Гидрогеодинамическое расчленение водовмещающей толщи и подземный сток

В зависимости от современного рельефа, особенностей инфильтрации, условий залегания и водопроницаемости слоев, различных техногенных влияний и других факторов на рассматриваемой территории имеет место сложное разветвление подземного стока. При этом в качестве главных его составляющих могут быть выделены местные, промежуточные и региональные системы фильтрационных потоков (Валлнер, 1980). К местной системе подземного стока относятся воды со свободной поверхностью, которые перемещаются к ближайшим поверхностным водоемам, где и разгружаются. Ветви промежуточной системы стока формируются на водораздельных возвышенностях, откуда фильтрационные потоки с напорной поверхностью направляются по трещинам напластования (вышеописанным водоносным зонам) в сторону пониженных участков рельефа. Они разгружаются преимущественно через вертикальные тектонические трещины или путем перетекания через слабопроницаемые разделительные слои. Система регионального стока представлена напорными фильтрационными потоками, охватывающими самые нижние слои водовмещающей толщи в природных условиях и разгружающимися в море.

По условиям водообмена водовмещающая толща на рассматриваемой территории расчленяется в вертикальном направлении на гидрогеодинамические зоны и подзоны (Валлнер, 1980). Верхние слои до лонтоваского водоупора относятся к зоне интенсивного водообмена. К зоне затрудненного водообмена приурочивается кембро-вендский водоносный комплекс и гидравлически связанный с ним этаж вод кристаллического фундамента.

Исходя из этих принципов, представляется возможным расчленить водовмещающую толщу рассматриваемой территории на ряд гидрогеодинамических подразделений, отличающихся друг от друга по условиям формирования и стока подземных вод. На основании такого расчленения легче понимать проблемы рационального использования и охраны гидросферы.

Район свода Пандивереской возвышенности подзоны быстрого стока

На своде Пандивереской возвышенности на площади, равной 1375 $км^2$ (Эйпре, 1981), коренные карбонатные породы настолько сильно закарстованы, что практически весь поверхностный сток поглащается и идет на пополнение подземных вод (рис. 6.6). Вследствие этого постоянная гидрографичес-

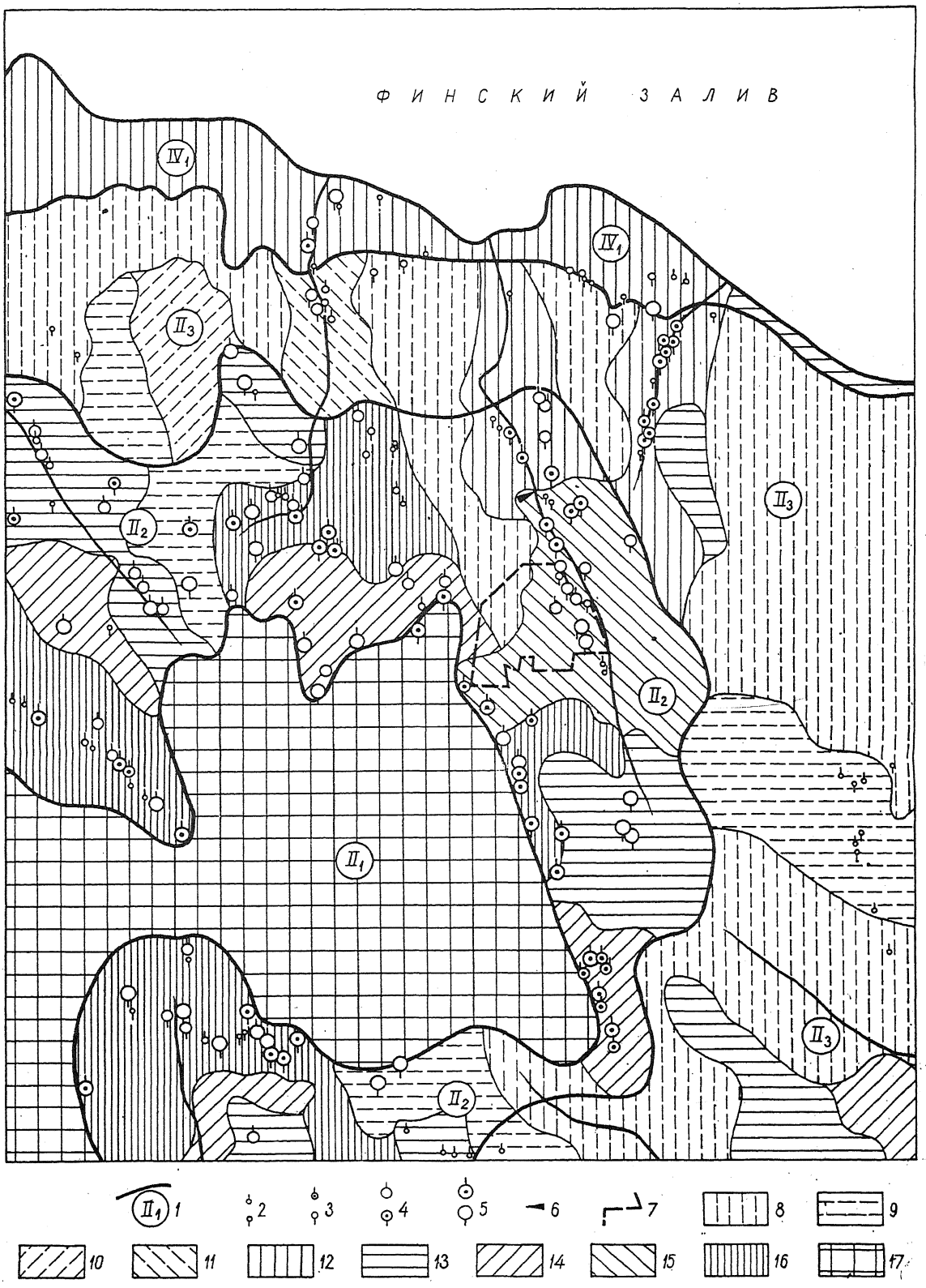


Рис. 6.6. Гидрогеодинамические районы и интенсивность подземного стока. I – граница гидрогеодинамического района и его обозначение (Валлнер, 1980): II_1 – свод Пандивереской возвышенности, II_2 – склон Пандивереской возвышенности, II_3 – Северо-Эстонское плато, $IУ_1$ – предглинтовая низина; родники и их дебит, л/с: 2 – до 0,1; 3 – 0,1–1,0; 4 – 1–10; 5 – более 10 (верхней стрелкой обозначены восходящие родники, нижней – нисходящие; точка посредине кружка обозначает родниковую группу); 6 – гидрологический пост Сями; 7 – граница участка Кабала-Западный; интенсивность подземного стока в гидрографическую сеть, л/(с·км^2): 8 – до 0,5; 9 – 0,5–1,0; 10 – 1,0–1,5; 11 – 1,5–2,0; 12 – 2,0–2,5; 13 – 2,5–3,0; 14 – 3,0–5,0; 15 – 5,0–7,0; 16 – 7,0–9,0; 17 – гидрографическая сеть отсутствует, инфильтрация интенсивностью 7–9 л/(с·км^2).

кая сеть здесь отсутствует, а интенсивность поглощения атмосферных осадков достигает наибольшей в данных климатических условиях величины - до 9л/(с·км^2) или 270 мм в год. Количество подземной воды, формирующейся на своде Пандивереской возвышенности за счет поглощения, составляет в среднем 0,30 км^3. Так как Пандивереская возвышенность является наиболее высоким местом всей Северной Эстонии, то поглощение дает начало стекающим отсюда в радиальных и вертикальном направлениях фильтрационным потокам местной и промежуточной систем, полностью расходующимся на подпитание подземных вод обрамления возвышенности и подстилающей подзоны умеренного стока. На рассматриваемую территорию остается только часть свода Пандивереской возвышенности площадью 700 км^2. Боковой сток составляет здесь 6 м^3/с, вниз идет 0,I м^3/с воды.

На своде Пандивереской возвышенности к подзоне быстрого стока относится в общем маломощный пласт четвертичных отложений и подстилающий их силурийско-ордовикский водоносный комплекс с суммарной мощностью до I20 м. Действительная скорость движения подземной воды в этой части подзоны быстрого стока весьма изменчива. В карстовых пустотах она сравнима со скоростью движения поверхностных вод. Помимо этого, распространена и типичная фильтрация. Соответственно и весьма различны темпы водообмена. Среднее время однократного водообмена здесь в латеральном направлении составляет I0-20 лет при предположительном значении коэффициента активной скважности карбонатных коренных пород, равном 0,02-0,04. Однако в пределах отдельных ветвей подземного стока вода, вероятно, полностью возобновляется в течение одного года, даже нескольких месяцев или недель - об этом свидетельствует режим периодически действующих родников, расположенных в смежном гидрогеодинамическом районе, а также результаты повторных химических анализов подземных вод.

Район склонов Пандивереской возвышенности подзоны быстрого стока

Этот гидрогеодинамический район окружает свод возвышенности со всех сторон. Внутренняя граница района маркируется поясом нисходящих родников, расположенных по краям свода возвышенности. Внешняя граница района в общем совпадает с изогипсой абсолютных отметок, равных 70-75 м. На севере район склонов распространяется до Хальяла, а на востоке - до Кабала и Удрику, на западе и юге выходит за пределы рассматриваемой территории. Подзона быстрого стока охватывает в этом районе четвертичный покров, представленный супесчаной мореной, песчано-гравистыми, торфом и другими отложениями, а также силурийско-ордовикский водоносный комплекс. Суммарная мощность водовмещающих слоев района колеблется от 70 до I00 м, его общая площадь на рассматриваемой территории равна I200 км^2. Район склонов Пандивереской возвышенности характеризуется обилием родников, здесь происходит очень интенсивная разгрузка систем местного и промежуточного стоков. Боковым стоком со свода Пандивереской возвышенности сюда поступает 6 м^3/с воды.

Самые верхние потоки безнапорных вод, формирующихся на возвышенности, выходят на ее склонах в виде нисходящих родников, расположенных на абсолютных отметках 80-I05 м (Роозна-Аллику, Кихме, Аравете, Мыдрику, Симуна и др.). Дебиты нисходящих родников колеблются от долей литра до 200-400 л/с. Многие из них появляются лишь во время половодья или затяжных дождей. Средний максимальный сток нисходящих родников составляет на рассматриваемой территории 4 м^3/с, а средний минимальный сток не превышает 0,3-0,4 м^3/с. Через нисходящие родники разгружается за год в среднем 0,04 км^3 воды.

Нижняя часть радиально передвигающихся со свода Пандивереской возвышенности безнапорных подземных вод встречается на подножье склонов возвышенности с относительно водоупорными четвертичными отложениями, проникает через них и приобретает местный напор. Образующиеся таким образом слабонапорные фильтрационные потоки разгружаются в виде восходящих родников.

Формирующиеся на своде Пандивереской возвышенности подземные воды, которые проникают в коренные карбонатные породы глубже абсолютных отметок 80 м и перемещаются в радиальных направлениях в район склонов возвышенности, приобретают напор, благодаря наличию в силурийско-ордовикской толще вышеописанных относительно водоупорных слоев. Встречаясь на своем пути с зонами тектонических нарушений, напорные фильтрационные потоки с глубины 30-I00 м поднимаются вверх и разгружаются в гипсометрически наиболее низких местах, причем они дают начало и многим восходящим родникам. Всем восходящим родникам свойственен относительно постоянный режим стока: на протяжении года их максимальный дебит обычно превышает минимальный только в I,3-3 раза. Средний дебит восходящих родников колеблется в широких пределах - от I-3 до 20-30 л/с,

в некоторых случаях он составляет 100-200 л/с (Кильтси, Коннавере) и больше. Средний суммарный дебит восходящих родников по рассматриваемой территории равен около 1,5 $м^3/с$.

Фильтрационные потоки с напорной поверхностью формируются и в пределах района склонов - на сложенных коренными карбонатными породами возвышенностях между протекающими здесь реками. Эти потоки относятся к местной системе стока. Снизу их огибают и местами подпитывают напорные потоки промежуточной системы стока.

Часть напорных фильтрационных потоков проникает непосредственно в русла гидрографической сети через аллювиальные отложения. Соответствующие отрезки рек отличаются сильным приращением расхода воды в меженное время, причем модуль стока[1] может составлять 3-30 $л/(с \cdot км^2)$. Разгрузка напорных подземных вод происходит еще путем подпитания снизу болотных отложений с интенсивностью 2-3 $л/(с \cdot км^2)$ в природных условиях. Этим и объясняется распространение вокруг Пандивереской возвышенности многих низинных болот.

Повсеместна в рассматриваемом районе разгрузка в гидрографическую сеть подземных вод со свободной поверхностью, относящихся к верхним ветвям системы местного стока. Эти воды просачиваются в реки через аллювиальные или болотные отложения. Интенсивность стока безнапорных вод сравнительно небольшая - до 1,0-1,5 $л/(с \cdot км^2)$.

Всего в рассматриваемом районе формируется подземных вод за счет инфильтрации 5 $м^3/с$ и бокового притока 6 $м^3/с$. Из этого количества воды около 95 % разгружается здесь же в реки, 4 % стекает латерально в смежные районы и менее 1 % идет на подпитание подстилающей гидрогеодинамической подзоны умеренного стока.

Скорость движения подземных вод в рассматриваемом районе варьирует в значительных пределах. Очевидно, что в трещинах, через которые происходит питание крупных родников, скорость движения подземных вод близка к скорости движения поверхностных вод. В то же время вода фильтруется и через суглинки, торф, а также глинистые слои коренных отложений, причем скорость ее движения на 5-7 порядков меньше. В общем действительная скорость[2] латеральной фильтрации в коренных породах на глубине 30 м от земной поверхности колеблется от 100 до 10000 м/год.

Время однократного водообмена вдоль основных ветвей промежуточного стока составляет 20-100 лет. В пределах ветвей местного стока водообмен происходит гораздо быстрее - от нескольких месяцев или даже недель до 5-10 лет.

Район Северо-Эстонского плато подзоны быстрого стока

Этот район окружает со всех сторон описанный район склонов Пандивереской возвышенности. В северной части рассматриваемой территории, в районе Вируского плато, подзона быстрого стока охватывает ордовикские известняки. Хотя карбонатные коренные породы трещиноваты, степень их закарстованности гораздо меньше, чем на Пандивереской возвышенности и ее склонах. Поэтому геофильтрация, представленная главным образом ветвями местной системы подземного стока, здесь не так интенсивна, как в вышеописанных гидрогеодинамических районах .

Основным источником формирования подземных вод в районе плато является инфильтрация. За счет ее образуется около 2 $м^3/с$ или в среднем 1,5 $л/(с \cdot км^2)$ подземной воды. Основная часть подземных вод района плато разгружается рассеянно в гидрографическую сеть, причем модули стока колеблются в основном в пределах от 0,5 до 2,5 $л/(с \cdot км^2)$. В каньонообразных речных долинах местами распространяются небольшие, преимущественно нисходящие родники, через которые разгружаются латеральные безнапорные фильтрационные потоки. Северо-Эстонский глинт существенного, дренирующего влияния на ордовикский водоносный комплекс не оказывает, поскольку на глинте интенсивного выхода воды из известняков не наблюдается. Общий расход нисходящей фильтрации, подпитывающей в районе плато подстилающую подзону умеренного стока, составляет 0,05 $м^3/с$.

Геофильтрация в рассматриваемом районе более равномерна, чем в районе свода Пандивереской возвышенности и ее склонов. Действительная скорость движения подземных вод здесь в латеральном направлении колеблется в пределах 5-1000 м/год. Время однократного водообмена в районе плато составляет от 1-3 до 100-300 лет и более, в зависимости от направления движения воды и литологического состава фильтрационной среды.

---

1) Здесь и в дальнейшем имеется в виду модуль среднего минимального 30-дневного стока.

2) Действительная скорость фильтрации v определяется по формуле $v = k/n$, где k - коэффициент фильтрации, I - градиент напора и n - активная пористость или скважность фильтрационной среды.

Район предглинтовой низины подзоны быстрого стока

Схватывает часть рассматриваемой территории, расположен между береговой линией Финского залива и Северо-Эстонским глинтом, где к подзоне быстрого стока относятся четвертичные отложения и подстилающие их кембрийские песчаники. За счет инфильтрации в районе формируется 0,5 $м^3/с$ подземной воды, а через глинт из коренных пород притекает воды 0,3 $м^3/с$. Как в гидрографическую сеть, так и в отложения шельфа стекает одинаковое количество воды - около 0,4 $м^3/с$.

Подзона умеренного стока

Эта гидрогеодинамическая подзона представляет собой нижнюю часть зоны интенсивного водообмена и охватывает на рассматриваемой территории ордовикско-кембрийский водоносный горизонт с юга до Северо-Эстонского глинта, а также относительно водоупорные слои ордовикской карбонатной толщи, залегающие ниже уровня моря (рис. 6.2). Снизу подзона ограничивается лонтоваским стратиграфическим горизонтом кембрия. Подзона относится к системам промежуточного и регионального стоков. Воды ее питаются из залегающей выше подзоны быстрого стока, причем суммарный расход поступающего сверху фильтрационного потока равен 0,2 $м^3/с$, а средняя интенсивность его составляет 0,I $л/(с \cdot км^2)$. Наибольшая интенсивность подпитания сверху наблюдается на своде Пандивереской возвышенности, где перепад напоров между подзонами быстрого и умеренного стоков достигает 30 м, а градиент напора в слабопроницаемой кровле ордовикско-кембрийского водоносного горизонта имеет значение от I до 3 (Вяйке-Маарья). В природных условиях воды подзоны перемещались из района свода Пандивереской возвышенности в радиальных направлениях, причем на рассматриваемой территории фильтрационные потоки стремились, в основном, к Северо-Эстонскому глинту, на котором они и разгружались. К настоящему времени сформировалась депрессия напора в Раквере, где вследствие откачки с суммарным дебитом, равным I800 $м^3/сут$, пьезометрические уровни воды понизились до абсолютных отметок, равных 35-40 м. Вблизи Северо-Эстонского глинта движение воды в подзоне приобретает напорно-безнапорный характер. Действительная скорость движения воды в подзоне составляет 5-25 м/год. Время однократного водообмена колеблется от 200 до I000 лет.

Подзона замедленного стока

Эта подзона относится уже к зоне затрудненного водообмена и охватывает кембро-вендский водоносный комплекс, а также содержащую гравитационную воду верхнюю часть кристаллического фундамента. В природных условиях вода в подзоне перемещалась в северном направлении по региональной системе стока и разгружалась на выходе вендских слоев во впадине Финского залива, причем в районе Пандивереской возвышенности пьезометрический напор в подзоне, наверное, достиг абсолютных отметок, равных 5-I0 м. В настоящее время на рассматриваемой территории вода в подзоне замедленного стока движется в сторону Кохтла-Ярве, где кембро-вендский водоносный комплекс интенсивно эксплуатируется. Подзона замедленного стока питается сверху, по-видимому, как за счет перетекания через лонтоваские глинистые слои, так и путем их дегидратации. Средняя действительная латеральная скорость движения воды в подзоне замедленного стока в природных условиях составила 0,4-7 м/год. В настоящее время в нарушенных условиях действительная скорость перемещения воды на рассматриваемой территории доходит до I0 м/год.

6.3. Горно-гидрогеологические условия и защита подземных вод

При рассмотрении горно-гидрогеологических условий месторождения фосфоритов, сосредоточим внимание на участке Кабала-Западный, где намечается добыча фосфорита уже в ближайшем будущем. (рис. 6.6). Согласно экономическим и эколого-социальным соображениям многих специалистов считается, что перед разработкой фосфоритов или одновременно с ней должна происходить и разработка горючих сланцев. Добыча как фосфорита, так и горючих сланцев предусматривается только подземным способом. Таким образом, для проведения горных работ на участке Кабала-Западном осушению будет подвергаться ордовикский водоносный комплекс и ордовикско-кембрийский водоносный горизонт.

Вдоль северо-западной границы участка проходит Азериская зона тектонических нарушений. С востока участок ограничен р.Кунда, современное русло которой в основном расположено над погребенной долиной, однако местами примыкает и к коренным бортам этой долины. Ширина погребенной долины составляет 400-1600 м, ее глубина от поверхности поймы современной речной долины достигает 76 м. В погребенной долине под современными аллювиальными слоями залегают флювиогляциальные песчано-гравийные отложения мощностью до 20 м. Их коэффициент фильтрации равен 2-6 м/сут. Нижняя часть погребенной долины заполнена супесчаной и суглинистой мореной мощностью до 40 м.

Вне погребенной долины четвертичный покров представлен главным образом флювиогляциальными песчано-гравистыми отложениями мощностью 2-16 м, в которых распространяются практически только линзы верховодки. Единый уровень безнапорной гравитационной воды находится в ордовикских известняках на глубине 10-20 м земной поверхности или на абсолютных отметках от 54 до 84 м.

Южную часть рассматриваемого участка занимает выход набала-раквереского водоносного горизонта, представленного здесь трещиноватыми и кавернозными известняками только раквереского стратиграфического горизонта, мощность которого возрастает от нуля до 20 м в зависимости от условий залегания всей ордовикской толщи. Среднее значение коэффициента фильтрации этих пород в латеральном направлении составляет 25-35 м/сут, коэффициент уровнепроводности - порядка 10^4 $м^2$/сут. Вода в набала-раквереском водоносном горизонте безнапорная. Этой водой питается нисходящий родник Лави, среднегодовой дебит которого по данным наблюдений, произведенных с 1959 до 1973 гг., составлял 160-300 л/с (Эйпре, 1981). На базе родника Лави осуществляется водоснабжение форелевого рыбозавода Пылула.

Водоупорным ложем для набала-раквереского водоносного горизонта служат мергелистые слои оандуского стратиграфического горизонта общей мощностью 4-6 м. Экранирующее влияние оандуского водоупора на рассматриваемом участке совершенно отчетливое. Так, например, содержание тяжелого кислорода ^{18}O в воде непосредственно под оандуским водоупором на протяжении года было практически постоянным, в то время как содержание ^{18}O в подземных водах, не изолированных сверху оандускими слоями, подвергалось значительным изменениям (Вайкмяэ, Валлнер, Раямяэ, 1986). Кроме этого, вода исчезла из многих колодцев, заложенных в набала-раквереском водоносном горизонте после разбуривания оандуского водоупора геологоразведочными скважинами, которые в большинстве оказались незатампонированными. Коэффициент фильтрации оандуского водоупора в природном состоянии, оцененный П.Э.Йыгаром (1983) косвенным путем, имеет порядок величин 10^{-3} - 10^{-5} м/сут.

Данные расходометрического каротажа, произведенного на рассматриваемом участке по более чем 60 скважинам Р.Перенсом и В.Белкиным, показывают, что здесь в ордовикском водоносном комплексе могут быть выделены еще и кейла-йыхвиский, идавере-кукрузеский и ласнамяги-кундаский водоносные горизонты. Ранее относительная водоносность слоев кейлаского стратиграфического горизонта отмечена А.Я.Верте, Я.Кельпманом, а также М.С.Газизовым (1971).

Кейла-йыхвиский водоносный горизонт выходит под четвертичные отложения в северной части рассматриваемого участка. Слагается он глинистыми трещиноватыми известняками общей мощностью 15-20 м, коэффициент фильтрации которых в латеральном направлении составляет 10-18 м/сут. Вода в северной части участка преимущественно безнапорная, а в южной части, под оандуским водоупором - напорная. Пьезопроводность горизонта около 10^6 $м^2$/сут. Относительно водоупорным основанием для водоносного горизонта являются низы йыхвиского и верхняя часть идавереского стратиграфических горизонтов, содержащих мергелистые и метабентонитовые прослои.

Идавере-кукрузеский водоносный горизонт общей мощностью 12-15 м на рассматриваемом участке под четвертичные отложения не выходит. Его кровля залегает на глубине 15-70 м от земной поверхности. Нижняя часть водоносного горизонта сложена промышленной пачкой кукерсита (горючих сланцев), абсолютные отметки почвы которой уменьшаются от 40-45 м на севере участка до 0-5 м на юге. Вода в этом водоносном горизонте полностью напорная и питается за счет перетекания из залегающих выше слоев. Ее пьезометрическая поверхность находится на абсолютных отметках от 55 до 80 м. Коэффициент фильтрации в латеральном направлении и пьезопроводность составляют соответственно 8-11 м/сут и 10^6 $м^2$/сут. Относительно водоупорным основанием для идавере-кукрузеского водоносного горизонта служат сильноглинистые известняки и мергели ухакуского стратиграфического горизонта, суммарная мощность которых 10-15 м.

Ласнамяги-кундаский водоносный горизонт состоит из известняков и доломитизированных известняков ласнамягиского, азериского и кундаского стратиграфических горизонтов общей мощностью

18–20 м. Вода в горизонте напорная, ее пьезометрическая поверхность на восточной части участка на 1–2 м выше пьезометрической поверхности воды идавере-кукрузеского горизонта. Коэффициент фильтрации ласнамяги-кундаского водоносного горизонта составляет 7–8 м/сут, коэффициент пьезопроводности имеет величину порядка 10^6 $м^2$/сут.

Региональный водоупор, отделяющий ордовикский водоносный комплекс от подстилающего ордовикско-кембрийского водоносного горизонта, сложен глинистыми слоями волховского и латорпского стратиграфических горизонтов, общая мощность которых 4–6 м. Так как на рассматриваемом участке напор в ордовикско-кембрийском водоносном комплексе на 10–20 м превышает напор в ордовикско-кембрийском горизонте, экранирующее влияние волховско-латорпского водоупора довольно сильное. Согласно результатам региональных исследований (Валлнер, 1980), коэффициент фильтрации упомянутого водоупора в вертикальном направлении составляет 10^{-7} м/сут.

Общая мощность ордовикского водоносного комплекса на рассматриваемом участке колеблется от 50 до 90 м. Средневзвешенное значение коэффициента фильтрации всей водовмещающей толщи, залегающей выше ухакуского водоупора, составляет по оценке П.Ыгара 8,5 м/сут. Водопроводимость всего ордовикского водоносного комплекса колеблется здесь от 700 до 1100 $м^2$/сут, что в 2–4 раза больше, чем по Северной Эстонии в среднем.

Ордовикский водоносный комплекс питается на рассматриваемом участке за счет инфильтрации атмосферных осадков и бокового фильтрационного потока, поступающего со стороны Пандивереской возвышенности. Как безнапорная, так и напорная вода в ордовикских слоях перемещается главным образом в севёро-восточном направлении – к р.Кунда. При этом гидравлические уклоны фильтрационных потоков составляют преимущественно 10^{-3}–10^{-2}. Как отмечалась выше, значительная доля безнапорных вод в южной части участка разгружается через нисходящий родник Лави. На северной части участка передвигающиеся в известняках в сторону р.Кунда напорные воды встречаются на своем пути со слабопроницаемыми глинистыми отложениями погребенной долины, поднимаются вверх и разгружаются в бортах современной долины р.Кунда в виде восходящих родников. Всего таких родников в пределах рассматриваемого участка насчитывается около 20, а их суммарный средний многолетний дебит составляет 0,5–0,7 $м^3$/с. Безнапорные воды разгружаются здесь же в виде нисходящих родников или просачиваются через аллювиальные отложения в р.Кунда. Некоторая часть фильтрационных потоков проникает и непосредственно в р.Кунда вдоль тектонических трещин – об этом свидетельствуют полыньи в реке зимой на таких местах, где явный приток родниковой воды не наблюдается.

Рассматриваемый участок относится, в основном, к водосбору гидрологического поста Сями, площадь которого составляет 390 $км^2$ (рис. 6.6). Стационарные гидрологические наблюдения ведутся в Сями с 1942 года по настоящее время (Ресурсы..., 1972). Средняя годовая температура воздуха колеблется здесь в диапазоне 3,9–4,4 °С, причем среднесуточная температура проходит через 0 °С примерно 6 апреля и 20 ноября (Климатический ..., 1969). Годовое количество осадков по осадкомеру, исправленное поправками на ветровой недоучет и смачивание, составляет в среднем 630 мм. Величина испарения с поверхности водосбора, рассчитанная по методу А.Р.Константинова, равна 460 мм.

Таблица 6.2

Средние многолетние гидрологические характеристики
р.Кунда на гидрологическом посту Сями

Вид стока	Расход воды	
	$м^3$/с	л/(с·$км^2$)
Годовой сток	4,5	11,7
Максимальный сток	22,3	59,0
Сток наибольших дождевых паводков теплого периода	11,9	30,5
Минимальный 30-дневный сток летнего периода	2,0	5,1
То же, зимнего периода	1,9	4,9
Минимальный суточный сток летне-осеннего периода	1,7	4,3
То же, зимнего периода	1,5	3,9

Согласно региональным исследованиям (Валлнер, 1980), на водосборе гидрологического поста Сями средняя многолетняя величина естественных ресурсов вод ордовикской толщи равна 2,0 $м^3$/с

или 5,I л/(с·км^2) или I60 мм/год. По табл. 6.2 видно, что в данном случае естественные ресурсы подземных вод численно равны среднему 30-дневному поверхностному стоку теплого периода. Доля подземного стока от среднегодового общего поверхностного стока составляет по створу Сями 44 %. Коэффициент подземного стока, показывающий, какая часть атмосферных осадков идет на питание основных водоносных горизонтов, равен 0,25. Следует отметить, что интенсивность подземного стока в гидрографическую сеть на водосборе гидрологического поста Сями по площади распределяется весьма неравномерно. По частным водосборам правых притоков р.Кунда она не превышает I,5 л/(с·км^2), а по участкам левого берега реки составляет в среднем 6,4 л/(с·км^2) или 200 мм/год. Расход подземных вод, стекающих из ордовикской карбонатной толщи в р.Кунда непосредственно с рассматриваемого участка, определенный по формуле Дарси, равен 0,6-0,8 м^3/с. От этого до 0,2 м^3/с формируется здесь же за счет инфильтрации атмосферных осадков, а остальная часть поступает с юго-запада, из района свода Пандивереской возвышенности в виде транзитного потока. Примерно половина всего подземного стока по участку приходится на набала-раквереский водоносный горизонт, а 30-40 % на слои, залегающие между оандуским и ухакуским водоупорами. Таким образом, на основании вышеприведенного напрашивается вывод, что интенсивность подземного стока на участке Кабала-Западный гораздо выше, чем в районе существующих сланцевых шахт Северной Эстонии, где модуль подземного стока составляет лишь 2-2,5 л/(с·км^2) и меньше (Валлнер, I980).

Предпосылкой описанной интенсивности подземного стока является повышенная трещиноватость, а также, по-видимому, и закарстованность карбонатных пород ордовика. Объясняя возникновение характерных для рассматриваемого участка родников со средними максимальными дебитами 80-350 л/с (Луйга, Лави и др.), можно предполагать, что в карбонатной толще ордовика существуют либо системы достаточно раскрытых трещин, либо карстовых каналов. К настоящему времени бесспорно доказано существование интенсивного движения подземных вод в вертикальном направлении по Азериской зоне тектонических нарушений. Произведенные в течение двух лет наблюдения за изменением содержания тяжелого кислорода в воде показали, что фильтрационные потоки проникают здесь с поверхности земли в ласнамяги-кундаский и даже ордовикско-кембрийский водоносные горизонты за время одного сезона (Вайкмяэ, Валлнер, Раямяэ, I986). Другие, сделанные по рассматриваемому участку анализы содержания тяжелого кислорода, трития и радиоуглерода свидетельствуют о сравнительно хорошей перемешанности вод карбонатной толщи ордовика, что указывает на возможность их тесной гидравлической взаимосвязи. Это согласуется и с результатами региональных исследований геотемпературного поля, согласно которым на рассматриваемом участке сезонные изменения геотемпературы, а следовательно и инфильтрация атмосферных осадков, достигают 50-60 м с земной поверхности (Юрима, I984). Вертикальному водообмену в ордовикской толще способствуют и многочисленные незатампонированные геологоразведочные буровые скважины, а также нарушение сплошности слоев вследствие обрушения кровли подземной выработки при эксплуатации месторождения. С другой стороны известно, что в пределах существующих сланцевых шахт слагающие их кровлю породы кейлаского, йыхвиского и идавереского стратиграфических горизонтов обладают значительной экранирующей способностью (Газизов, I97I, Гидрогеология СССР, I966). Только тогда, когда мощность этих слоев оказывается меньше 40 м, кровля теряет изолирующие свойства и шахтный дренаж охватывает весь разрез до поверхности земли. Тем не менее, аналогия с существующими сланцевыми шахтами в данном случае не совсем правомерна, поскольку рассматриваемый участок, как уже отмечалось выше, отличается повышенной интенсивностью подземного стока.

Таким образом, пока прямых экспериментальных данных насчет экранирующей способности йыхви-идавереского водоупора на рассматриваемом участке нет, целесообразно считать, что при осушении сланцевой шахты дренированию подвергается, кроме идавере-кукрузеского водоносного горизонта, в значительной мере и кейла-йыхвиский водоносный горизонт. Набала-раквереский водоносный горизонт, ввиду существенной изолирующей способности оандуского водоупора, будет вероятно дренирован в меньшей степени. Сравнительно небольшому дренирующему влиянию сланцевых шахт подвергается ласнамяги-кундаский водоносный горизонт, поскольку залегающие над ним ухакуские слои отличаются низкой водопроницаемостью в вертикальном направлении.

Для оценки водопритока в намечаемую сланцевую шахту необходимо сперва установить границы области фильтрации и краевые условия потоков подземных вод. В связи с этим считаем, что шахта будет охватывать практически весь рассматриваемый участок площадью около 35 км^2. Тогда для ее осушения придется понизить напор в идавере-кукрузеском, а вместе с тем и кейла-йыхвиском водо-

носных горизонтах на 20–60 м – до кровли ухакуского водоупора. Последняя залегает на абсолютных отметках от нуля на южной границе участка до 40 м на севере.

Как было уже сказано, осушаемые водоносные горизонты в пределах шахты питаются в основном за счет поступающего с юго-запада транзитного напорного-безнапорного потока подземных вод, который формируется в районе свода Пандивереской возвышенности. Расстояние от шахты до контура постоянного напора для этого потока однозначно определить затруднительно, так как поток на всей протяженности своего пути от подземного водораздела до края свода возвышенности, составляющей 15 км, интенсивно питается нисходящей фильтрацией. Известная формула (Бочевер, 1968; Справочное ..., 1967)

$$\bar{R} = 1{,}5\sqrt{at}\,, \qquad (6.1)$$

где $\bar{R}$ – радиус влияния, a – пьезопроводность и t – время осушения, дает в данном случае нереальный результат, так как уже при $a = 10^5$ м^2/сут и $t = 20$ лет, будем иметь $\bar{R} = 28{,}7$ км, что очевидно не соответствует действительности. Радиус влияния водопонижения сланцевыми шахтами Северо-Восточной Эстонии не превышает 8 км (Газизов, 1971). Исходя из этого и принимая во внимание закономерность, согласно которой влияние объекта водопонижения распространяется против течения фильтрационного потока на гораздо меньшее расстояние, чем ниже по течению, можно предположить, что контур постоянного напора будет находиться не дальше 5–6 км от шахты в юго-западном и западном направлениях. Не исключена возможность, что контуром постоянного напора с западной стороны будет Азериская зона тектонических нарушений, вдоль которой происходит интенсивное движение подземных вод, но достаточно веских данных для обоснования этого предположения нет.

С востока будущая шахта будет примыкать к погребенной долине р.Кунда, причем слабопроницаемые четвертичные отложения ныне являются естественным барьером для поступающего со стороны Пандивереской возвышенности потока подземных вод. Река Кунда, протекающая над погребенной долиной, является восточной границей области фильтрации, и вдоль нее придется, вероятно, задавать граничные условия III рода при фильтрационных расчетах. В настоящее время степень взаимосвязи р.Кунда и ордовикского водоносного комплекса на рассматриваемом участке требует доизучения. На некоторых отрезках русло р.Кунда выходит за пределы погребенной долины и имеет тесную гидравлическую связь с карбонатной толщей ордовика, а это необходимо учитывать при прогнозировании водопритоков в шахту.

Южную границу области фильтрации целесообразно провести вдоль левого притока р.Кунда – ручейка Выху, по которому при фильтрационных расчетах можно задавать граничное условие III рода. В северном направлении влияние водопонижения, предположительно, распространяется максимально на расстояние 5–6 км от шахты до протекающих там левых притоков р.Кунда. Контуром постоянного напора на севере может оказаться и Азериское тектоническое нарушение, однако это еще требует подтверждения.

Таким образом, область фильтрации, где происходит понижение напора в ордовикском водоносном комплексе вследствие осушения сланцевой шахты, располагается на левом берегу р.Кунда между поселками Винни, Раудлепа, Сями, Аравузе и Виру-Яагупи площадью, равной около 180 км^2. На участки правобережья р.Кунда понижение напора в ордовикском водоносном комплексе практически распространяться не будет.

Произведем теперь ориентировочную оценку водопритока в сланцевую шахту на основании одномерной стационарной расчетной схемы (Справочное ..., 1967). Приведенный радиус шахты определяем по формуле:

$$r = 0{,}565\sqrt{F}\,, \qquad (6.2)$$

где F – площадь подземной выработки.

При $F = 35$ км^2, $r = 3{,}34$ км.

Тогда радиус влияния шахтного водопонижения вычисляется по зависимости

$$R(\lg R - \lg r - 0{,}217)^{0{,}5} = 0{,}66\left[\frac{K}{W}S(2H-S) - 0{,}5r^2\right]^{0{,}5} \qquad (6.3)$$

Здесь $K = 8{,}5$ м/сут – значение средневзвешенного коэффициента фильтрации осушаемой ордовикской карбонатной толщи, $W = 4{,}38\cdot10^{-4}$ м/сут – средняя интенсивность инфильтрационного питания подземных вод на водосборе гидрологического поста Сями, $S = 60$ м – максимальное понижение напора при шахтном водоотливе и $H = 60$ м – максимальная мощность осушаемой толщи. При таких исходных данных $R = 8{,}2$ км.

Водоприток в шахту можно теперь определить по формуле:

$$Q=\pi W R^2+\mu(H^2+h^2)(R^2-r^2)(26tH\lg\frac{R}{r})^{-1}, \qquad (6.4)$$

где μ = 0,02 – водоотдача осушаемой толщи, h = 0 м – остаточная мощность безнапорного водоносного горизонта (в данном случае водоносный горизонт осушается полностью) и t = =I0 лет – время от начала водопонижения.

На основании таких расчетов выясняется, что к десятому году осушения шахты средний водоприток в нее составит I,I6 $м^3$/с или 4200 $м^3$/час. Это в 2-2,5 раза больше, чем средний водоприток в другие сланцевые шахты Северной Эстонии. Можно полагать, что интенсивность водопритока будет подвергаться сезонным изменениям. Во время длительных оттепелей или затяжных дождей водопритоки, по всей видимости, будут в 2-4 раза больше, чем в сухой период (Савицкий, I980).

По сравнению со сланцевой шахтой горно-гидрогеологические условия подземной добычи фосфорита на рассматриваемом участке будут проще. Ордовикско-кембрийский водоносный горизонт, залегающий на глубинах 70-I20 м от земной поверхности, по своим фильтрационным свойствам относительно однороден. Общая мощность его составляет 25-30 м. Верхняя часть горизонта сложена пачкой слабосцементированных детритовых песчаников мощностью до I0 м, которые и образуют продуктивный пласт фосфорита. В нижней части распространяются перемежающиеся слои песчаников и алевролитов. Средняя водопроводимость водоносного горизонта на рассматриваемом участке составляет 50 $м^2$/сут, а пьезопроводность – примерно $2\cdot10^6$ $м^2$/сут. Вода в горизонте напорная, причем ее пьезометрическая поверхность на рассматриваемом участке находится на абсолютных отметках 53-58 м, т.е. на I0-20 м ниже, чем вода в залегающей выше ордовикской карбонатной толще. Ордовикско-кембрийский водоносный горизонт питается как в районе Пандивереской возвышенности, так и на рассматриваемом участке за счет фильтрационного перетекания из ордовикского водоносного комплекса через волховский-латорпский водоупор. Согдасно нашим региональным водобалансовым исследованиям, модуль перетекания через этот водоупор составляет 0,05-0,I5 л/(с·$км^2$), а коэффициент фильтрации в вертикальном направлении равен примерно 10^{-7} м/сут (Валлнер, I980). Латеральное движение воды происходит в северо-восточном направлении. Водоупорным ложем водоносного горизонта служат аргиллитоподобные глины лонтоваского стратиграфического горизонта мощностью 60-80 м.

Для осушения фосфоритовой шахты потребуется понижение напора в ордовикско-кембрийском водоносном горизонте на 50-95 м – до кровли тискреской свиты кембрия. Это значит, что на южной и северной границах участка пьезометрическая поверхность воды должна находиться на абсолютных отметках соответственно минус 35 и 0 м.

В целях экономии качественной воды, содержащейся в ордовикско-кембрийском водоносном горизонте, фосфоритовую шахту целесообразно осушать с помощью комбинированного дренажа. Один компонент такой дренажной системы – это ряд вертикальных дренажных скважин, заложенных в ордовикско-кембрийский водоносный горизонт по периметру фосфоритовой шахты на расстоянии примерно 0,5 км от последней. Откачкой воды из вертикальных скважин следует понижать напор в горизонте в технически возможных пределах, имея в виду, что чрезмерное понижение может повлечь за собой подсос песка в скважины. Окончательное осушение фосфоритовой шахты можно произвести с помощью обычной сети канав и водосборных зумфов, заложенных в подошву подземной выработки. При осушении шахты посредством вертикальных дренажных скважин можно каптировать поступающий к шахте поток высококачественной воды. Откачиваемая непосредственно из шахты вода будет загрязнена вредными веществами, выщелачиваемыми из материала закладки шахты, нефтепродуктами вследствие утечки из горных машин и т.п., однако количество этой воды будет сравнительно небольшое.

Производительность системы вертикального дренажа и режим водопонижения можно оценить с помощью формул (Бочевер, I968)

$$S=\frac{Q}{4\pi T}W(\alpha, r/B), \qquad (6.5)$$

$$W(\alpha, r/B)\approx 2K_0(r/B)-I_0(r/B)[-E_i(-bt)], \qquad (6.6)$$

где $\alpha=r^2/4at$, $B=(a/b)^{0,5}$, $b=K_0/\mu m_0$,

W, K_0 и I_0 – известные табулированные функции.

Результаты расчета по формулам (6.5)-(6.6) изложены в табл. 6.3. При этом были использованы следующие расчетные значения фильтрационных параметров: a = 10^6 $м^2$/сут – пьезопроводность

Таблица 6.3

Понижение пьезометрического напора
в ордовикско-кембрийском водоносном горизонте

Время от начала осушения шахты, годы	Суммарный дебит системы вертикального дренажа, $м^3$/сут	Расстояние от центра круговой дренажной системы, км					
		3	I2	23	50	I00	I50
0,27	I0270	52	<0,I	<0,I	<0,I	<0,I	<0,I
2,7	I0270	85	I3	3	<0,I	<0,I	<0,I
5	8770	92	43	23	2	0,I	0,I
I0	8770	87	48	29	I5	3	2
20	8770	87	49	3I	I5	4	2
30	8770	87	49	3I	I7	4	3
45	8770	87	49	3I	I7	4	3

ордовикско-кембрийского водоносного горизонта, T = 50 $м^2$/сут - его водопроводимость и μ = 0,2 - водоотдача; K_o = $I0^{-7}$ - коэффициент фильтрации волховского-латорпского водоупора в вертикальном направлении, m_o = 7,2 - мощность этого водоупора и B = $6 \cdot I0^4$, r/B = 0,05 - параметры, определенные по данным эксплуатации ордовикско-кембрийского водоносного горизонта в Раквере. Расчетная величина понижения напора S на контуре вертикальных дренажных скважин принималась равной 80 м.

Из табл. 6.2 видно, что осушение ордовикско-кембрийского водоносного горизонта на рассматриваемом участке необходимо начинать за 3 года до строительства самой фосфоритовой шахты, причем суммарный дебит вертикальных дренажных скважин должен составлять около I0 тыс. $м^3$/сут. Вследствие шахтного водоотлива пьезометрическая поверхность воды ордовикско-кембрийского водоносного горизонта понизится к пятому году осушения в Раквере на 43 м (расстояние I2 км) и Кивиыли на 23 м (расстояние 23 км), а в дальнейшем понижение увеличится там до 30-50 м. В связи с этим практически не представляется возможным эксплуатировать ордовикско-кембрийский водоносный горизонт в упомянутых городах, а также в других поселках, оказывающихся на таком же расстоянии от фосфоритовой шахты. Возникающий дефицит воды можно в известной мере покрыть за счет воды, которая будет откачиваться из скважин вертикального дренажа, однако их суммарный дебит впоследствии уменьшится до 8000 $м^3$/сут.

Добыча фосфорита на рассматриваемом участке может быть в принципе осуществлена и без предварительной или одновременной выемки горючих сланцев. Тогда полного осушения ордовикского водоносного комплекса, вероятно, не предвидится. Для обеспечения безопасности проведения горных работ достаточно дренирования с помощью восстающих скважин ласнамяги-кундаского водоносного горизонта, приуроченного к непосредственной кровле подземной выработки. В таком случае прогнозировать водоприток сверху в шахту затруднительно. За счет осушения только ласнамяги-кундаского водоносного горизонта в шахту может поступать воды I0-I5 тыс. $м^3$/сут, кроме того значительным источником обводнения подземной выработки могут являться еще недостаточно изолированные вертикальные выработки (вентиляционные шурфы, технические скважины и т.п.), а также незатампонированные геологоразведочные скважины. Осушение ласнамяги-кундаского водоносного горизонта повлечет за собой понижение напора и в верхней части ордовикской карбонатной толщи, которое, по-видимому, все же не превысит I0-I5 м.

6.4. Охрана гидросферы от загрязнения и истощения

На рассматриваемой территории подземные и поверхностные воды взаимно настолько тесно связаны, что охранять их можно только комплексно и в целом - на основании подхода к гидросфере как единому целому. Под охраной гидросферы следует подразумевать сочетание различных мероприятий, имеющих своей целью предотвращение загрязнения или ликвидацию его последствий, сохранение и улучшение качества вод как важного компонента окружающей среды, а также для эффективного их использования. Охрана гидросферы от истощения заключается в рациональной эксплуатации ее ресур-

сов, локальном и региональном их перераспределении. Истощение водных ресурсов может быть обусловлено извлечением их в количествах, превышающих естественное или искусственное восполнение, а также возникновением условий, ввиду которых водные ресурсы будут уменьшаться.

Как уже было отмечено в разделе 6.I, основной причиной ухудшения качества подземных вод на рассматриваемой территории в настоящее время является интенсивное сельскохозяйственное производство. Главными источниками загрязнения являются жидкий навоз, который в большом количестве производят животноводческие фермы, а также силосный сок. Последний особенно опасен, так как обладает способностью проникать через сравнительно мощный слой супесчаных отложений, причем даже при разбавлении I:I0000 дает воде неприятный привкус и запах (Инк и др., I978; Maastik, I984). На деле единственным практически осуществляемым способом обеззараживания жидкого навоза и силосного сока считается их внесение на земледельческие поля при орошении в строгом соответствии с установленными нормами внесения (Maastik, I984). Тем не менее, в действительности эти нормы часто превышаются, а навоз вывозится на поля уже зимой, откуда значительная часть его выносится талыми водами в гидрографическую сеть. В условиях чрезвычайно интенсивной инфильтрации, которая на рассматриваемой территории свойственна своду Пандивереской возвышенности, а также закарстованным междуречным возвышенностям, утилизацией жидкого навоза и силосного сока на полях орошения вообще вряд ли возможно избежать загрязнения. Об этом свидетельствует все более ухудшающееся качество подземных вод. На участках с интенсивной инфильтрацией в целях охраны гидросферы наиболее перспективно внедрять в животноводство технологию, при которой возникновение жидкого навоза сводится к минимуму (применение на фермах в достаточных количествах подстилки, вывоз навоза на поля после снеготаяния и т.д.), а силосный сок следует вывозить на поля орошения только туда, где подземные воды сравнительно хорошо защищены. Во всех случаях необходимо надежно заизолировать навозо- и силосохранилища

На протяжении последнего тридцатилетнего периода применение минеральных удобрений увеличилось на рассматриваемой территории в I,5-2 раза и составляет в настоящее время около 250 кг/га в пересчете на действующее вещество. По мнению П.Йыгара (I985), Л.Савицкой (I98I) и Р.Перенса, это обусловило увеличение содержания в подземной воде хлор-ионов в I,5-2, а сульфат-ионов - до 4 раз по сравнению с их природным фоновым содержанием. Концентрация ионов натрия и калия повысилась, соответственно, в 2-4 раза. Пока содержание упомянутых макрокомпонентов в воде в общем еще не превышает ПДК, но их совместное присутствие в повышенных концентрациях все же указывает на нежелательную тенденцию изменения качества подземных вод. Согласно исследованиям Р.М.Перенса с ростом минерализации подземных вод, вследствие техногенных влияний, повышается и их общая жесткость. В I962 году жесткость вод как четвертичных отложений, так и силурийско-ордовикского комплекса редко превышала 6,4 мг-экв/л, однако в настоящее время жесткость вод четвертичных отложений уже часто составляет 7-8 мг-экв/л, а около 25 % от общего количества изученных скважин силурийско-ордовикского комплекса отличаются недопустимо высокой для централизованного водоснабжения жесткостью воды (более 7 мг-экв/л). Неправильное, слишком интенсивное применение минеральных удобрений вызывает эвтрофикацию поверхностных водоемов, особенно мелких озер. Для уменьшения загрязнения гидросферы различными удобрениями и ликвидации его последствий, необходимо применять правильные приемы агротехники, по возможности переходить на удобрение хорошо забороженным навозом и отказаться от удобрения сельскохозяйственных угодий с борта самолетов.

Загрязнение гидросферы в значительной мере обусловлено еще и сточными водами г.Раквере и многих поселков, в том числе различных промышленных предприятий. Хотя сточные воды в принципе должны быть очищены перед спуском в поверхностные водоемы, тем не менее нередко очистные сооружения работают неудовлетворительно.

Умеренно загрязнена р.Лообу ниже поселка Кадрина. В настоящее время практически чисты р.Кунда полностью и верхнее течение р.Валгейыги. В подземную гидросферу коммунальные и промышленные стоки попадают из неисправных канализационных коллекторов, а в некоторых случаях сточные воды отводят прямо в поглощающие карстовые воронки. Часть сточных вод попадает в водоносные горизонты через недостаточно уплотненные затрубные пространства буровых колодцев. Для предотвращения загрязнения гидросферы сточными водами необходимо привести в порядок очистные сооружения, канализационные коллекторы, свалки твердых отходов, склады минеральных удобрений, строго соблюдать санитарные правила в охранных зонах буровых колодцев и хранилищ нефтепродуктов.

Специфические формы загрязнения гидросферы обуславливают развитие добычи полезных ископаемых на рассматриваемой территории. Так, например, вследствие осушения карбонатной толщи ордовика при разработке горючих сланцев увеличилось содержание сульфат-иона в шахтной воде до 500 мг/л против природного фонового его содержания, не превышающего в среднем 50 мг/л. Это произошло в результате окисления пирита, находящегося в зоне аэрации. Наиболее массовые скопления пирита приурочены к поверхностям перерыва на границе идавереского и кукрузеского стратиграфических горизонтов. Относительно меньшая концентрация пирита связана с поверхностями перерыва между оандуским и кейласким стратиграфическими горизонтами. В шахтной воде увеличивается и жесткость до 17-19 мг-экв/л за счет усиленного растворения кальция и магния. Выпадение карбонатов из раствора обусловлено уменьшением в нем углекислоты, а также под действием серной кислоты, образующейся при окислении пирита. Шахтной воде свойственны еще и повышенная мутность, содержание железистых коллоидов, спорадическое бактериальное и масляное загрязнение. Вследствие всего этого шахтная вода не пригодна для питья и спуск ее в поверхностные водоемы рыбохозяйственного значения не допускается. Шахтные воды могут вызывать вторичное загрязнение подземной гидросферы, если для их отвода на закарстованных участках применяются неизолированные русла природной гидрографической сети или обычные каналы. После завершения горных работ вода в заброшенных шахтах на протяжении многих десятилетий сохраняет свои специфические свойства. В северной части рассматриваемой территории это наблюдается в районе заброшенной сланцевой шахты Убья.

Эффективным способом уменьшения количества шахтных вод низкого качества может оказаться дренаж основной кровли сланцевых шахт с помощью заложенных с земной поверхности буровых скважин, забои которых не доходят до нижней части идавереского стратиграфического горизонта. Поскольку зона аэрации, возникающая в результате работы таких скважин, не охватывает основное скопление пирита на границах идавереского и кукрузеского горизонта, можно полагать, что откачиваемая вода сульфатами не будет особенно обогащена, она не мутна и не чрезмерно жесткая. Откачиваемая из описанной системы шахтного дренажа вода в принципе не должна быть загрязнена нефтепродуктами. После бактериологического обеззараживания она может оказаться пригодной для питья. Та часть воды ордовикской толщи, которая проникает в сланцевую шахту из ее непосредственной кровли и почвы, конечно становится сильно загрязненной, но ее количество значительно меньше количества воды, откачиваемой с помощью заложенных с земной поверхности скважин.

Согласно расчетам Л.Валлнера, общий ущерб стоку р.Кунда, обусловленный осушением будущей сланцевой шахты на участке Кабала-Западный, составит до I $м^3/с$, если не произойдет прорыва речной воды в шахту. Считается целесообразным откачиваемую из сланцевой шахты загрязненную воду не спускать в р.Кунда, имеющую важное рыбохозяйственное значение, а после ее очистки отводить в р.Селья, уже загрязненную стоками г.Раквере. Если посредством предложенного выше вертикального дренажа основной кровли шахты представляется возможным получить качественную воду, то ее в зависимости от содержания сульфат-ионов целесообразно ирспользовать либо для покрытия потребностей рыбозавода Пылула, либо в целях хозяйственно-бытового водоснабжения. Загрязненная вода сланцевой шахты может быть применена в технологических целях самого рудника, а также для орошения сельскохозяйственных культур, для обеспечения их стабильно высокой урожайности.

Сильное загрязнение окружающей среды, а подземной гидросферы особенно, вызовет разработка месторождения Тоолсе открытым способом в варианте, предложенном ранее некоторыми всесоюзными организациями (см. раздел I3.3). Разработка месторождения фосфорита в Тоолсе открытым способом представляет большую опасность также для поверхностных вод, в том числе и прилегающих частей Финского залива. Ввиду этого необходимо решительно отказаться от добычи фосфорита открытым способом во всей Северной Эстонии, пока не будет найден эффективный метод одновременной утилизации диктионемового сланца и пиритсодержащего песчаника.

При разработке фосфорита на участке Кабала-Западный, для предотвращения оседания земной поверхности, подземные выработки намечается закладывать затвердевающей смесью, состоящей из отходов обогащения фосфоритов (кварцевого песка) и сланцевой золы. Так как при обогащении фосфорита в качестве флотореагентов используются нефтепродукты, то хвостохранилища. комплексы обогащения руды и подготовки материала закладки должны быть тщательно изолированы от поверхностных и подземных вод, особенно от вод закарстованной ордовикской толщи.

На рассматриваемой территории ранее по ряду населенных пунктов произведено определение прогнозных и эксплуатационных ресурсов подземных вод. Результаты этих подсчетов в большой

мере утрачивают свое реальное содержание для будущего как в связи с все расширяющимся загрязнением силурийско-ордовикского водоносного комплекса, так и в связи с намечаемой здесь добычей фосфоритов и горючих сланцев. Таким образом, на рассматриваемой территории действительно имеет место истощение ресурсов подземных вод в изложенном выше смысле. С целью регионального использования водных ресурсов, кроме дренирования ордовикско-кембрийского водоносного горизонта вертикальными скважинами, заложенными вокруг шахты, перспективно и усиление эксплуатации этого водоносного горизонта перед началом строительства фосфоритового рудника. Этим путем можно создать значительное предварительное понижение напора на участке рудника, в результате чего количество подземной воды, откачиваемой непосредственно из шахты, будет значительно уменьшаться. При таком способе регионального водопонижения можно, по-видимому, наиболее рационально использовать ресурсы ордовикско-кембрийского водоносного горизонта, однако это требует еще обоснования путем гидрогеодинамического моделирования.

В условиях чрезвычайно интенсивного техногенного воздействия на гидросферу, в частности на все водоносные горизонты (водозаборы, шахтный водоотлив, загрязнение), в перспективе целесообразно специально изучить возможности искусственного подпитания ресурсов глубоких горизонтов за счет приповерхностных.

7. КОМПЛЕКС ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ НИЖНЕГО ОРДОВИКА

7.I. Ракушечный (оболовый) фосфорит

Фосфоритоносная толща в Эстонии представлена песчаными и алевритовыми отложениями каллавереской свиты нижнего ордовика, включающими фосфатные створки беззамковых брахиопод. Содержание в породе и руде полезного компонента P_2O_5 находится в прямой зависимости от количества в них брахиоподового материала.

В мировой практике фосфоритами считаются породы, содержащие P_2O_5 не менее I8 %. Для легкообогатимых прибалтийских ракушечных фосфоритов нижний предел среднего содержания полезного компонента в соответствии с требованиями кондиций установлен на уровне 7-I0,5 % (табл. 7.I.I).

Таблица 7.I.I

Кондиционные требования к фосфоритам Раквереского района

№ п.п.	Показатели	Месторождение, участок					
		Тоолсе		Азери	Вихула, В-Нигула и др.	Кабала, Рягавере, Ассамалла и др. южные участки	Кабала-Западный
		разработка открытым способом	подземная разработка	разработка открытым способом		подземная разработка	
I-3	Минимальные содержания P_2O_5, %						
I.	В пробе	4	3	4	3-4	3	3
2.	По буровой скважине	-	-	-	-	6	6
3.	По подсчетному блоку	8,5	8,3	7,0	7,0	8,3	I0,5
4.	Минимальная мощность пласта фосфоритов (м) по буровой скважине	0,5	I,5	I,0	0,5-I,0	I,5	I,5
5.	Максимальное среднее содержание MgO по блоку (%)	0,6	0,6	I,0	-	-	I,0
6.	Максимальное среднее содержание железа в пересчете на Fe_2O_3 по блоку (%)	-	-	2,0	-	-	2,0
7.	Максимальное соотношение $\frac{Fe_2O_3}{P_2O_5}$, среднее по блоку	0,I9	0,I9	-	-	-	-
8.	Максимальный линейный коэффициент вскрыши по буровой скважине	24	-	-	-	-	-
9.	Минимальная мощность вскрыши (м) по буровой скважине	-	I5	-	-	-	-

7.I.I. Строение пласта

Промышленный пласт (промпласт) фосфоритов в разрезе каллавереской свиты занимает нижнюю или верхнюю часть, нередко полную ее мощность. По положению промпласта в разрезе выделяются:

I) Западная и северо-западная части района (участки Ассамалла и Вихула - рис. 7.I.I и 7.I.2), где промышленный пласт сложен породами суурйыгиской пачки и залегает в верхней половине

каллавереской свиты. В Вихула промпласт вскрыт лишь на небольшой площади, а в Ассамалла он распространен повсеместно. В Вихула кровлей промпласта являются породы орасояской пачки относительно небольшой мощности (около I метра), выше которых залегают граптолитовые аргиллиты, а в Ассамалла - граптолитовые аргиллиты или же - к югу от линии выклинивания последних - глауконитовые песчаники. Подошвой промпласта везде являются бедные P_2O_5 песчаники маардуской пачки, имеющие мощность от 4 до 8-9 м.

2) Северная и северо-восточная части района (месторождения Тоолсе и Азери), в пределах которых промпласт сложен породами как суурйыгиской (80-90 % от общего объема пласта), так и маардуской пачек. Промпласт залегает в нижней половине каллавереской свиты, и его кровлей являются алевритистые песчаники орасояской пачки с редкими прослойками аргиллитов. Так как маардуская пачка здесь представлена, в основном, ракушечником небольшой мощности, она входит в состав промпласта и последний залегает непосредственно на алевролитах тискреской свиты. На площади, расположенной между этими двумя месторождениями (Виру-Нигула), пласт фосфоритов промышленного значения практически отсутствует.

3) Южная и юго-восточная части района (участки Рягавере, Кабала и Юго-восточный), где основной объем промпласта составляют породы суурйыгиской пачки. Маардуская пачка здесь имеет минимальную мощность и часто выклинивается. В промпласт включается либо вся каллавереская свита, либо основная ее часть. Кровлей промпласта являются либо граптолитовые аргиллиты, либо южнее линии выклинивания последних, глауконитовые песчаники. В подошве залегают, в основном, алевролиты тискреской свиты.

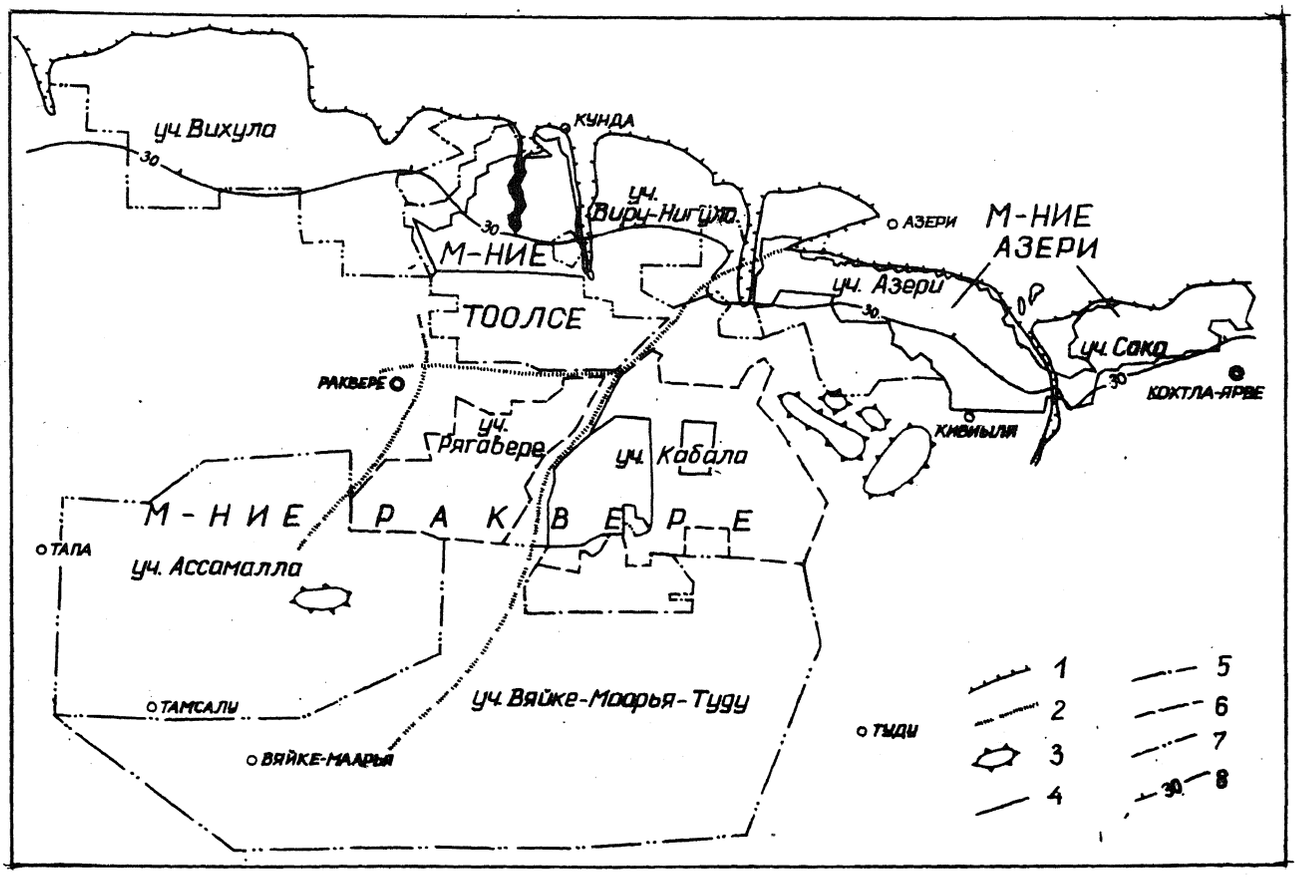


Рис. 7.I.I. Схема фосфоритовых месторождений (РФР) Раквереского фосфоритоносного района. I - эрозионная граница фосфатоносной толщи, 2 - линейное тектоническое нарушение, 3 - куполовидная структура, 4-7 - контуры ресурсов и запасов: 4 - балансовых запасов категорий $A+B+C_I$, 5 - забалансовых запасов, 6 - перспективных запасов C_2, 7 - прогнозных ресурсов; 8 - изолиния мощности вскрыши фосфоритового пласта 30 м.

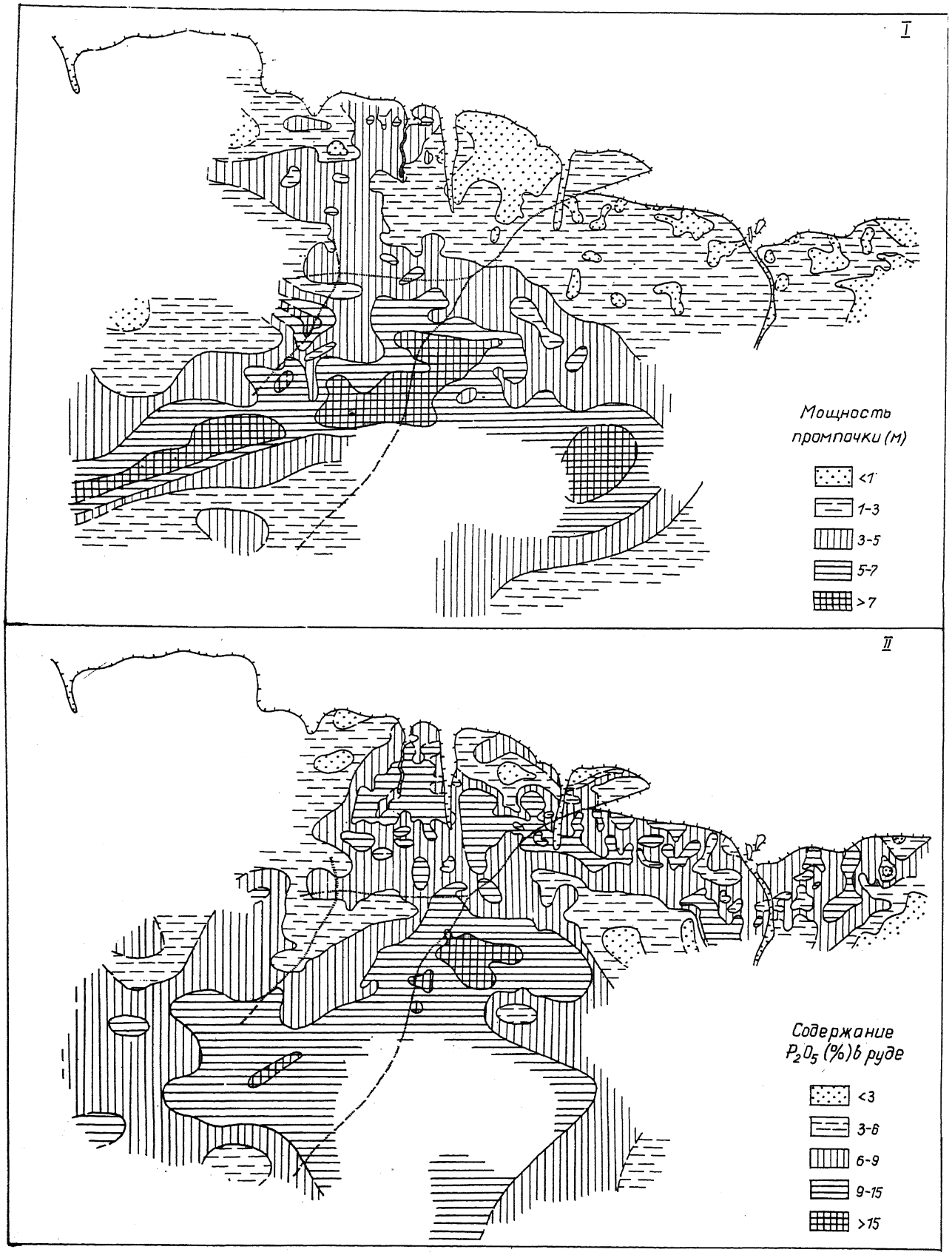


Рис. 7.I.2. Схема мощности фосфоритового слоя (I) и среднего содержания P_2O_5 в руде (II).

В целом промпласт сложен следующими литологическими разновидностями пород: детритистыми кварцевыми песчаниками, детритовыми песчаниками, песчаными детрититами и ракушечниками. Количественные соотношения между этими разновидностями разные. Так, например, на месторождении Тоолсе в промпласте фосфоритов доля, в среднем, детритистых кварцевых песчаников составляет 30 %, детритовых песчаников - 40 %, детрититов - 20 %, ракушечников - 10 %. На южных участках (Кабала, Рягавере и Ассамалла) основную роль приобретают детрититы. В краевых зонах Ракверескоro фосфоритоносного района, близко к линии выклинивания промпласта, появляются прослои кварцевого песчаника ("пустой породы"), мощность которых не превышает 0,5 м.

Гранулометрический состав фосфоритов изменчивый (Раудсеп, 1984). Общая закономерность следующая: при увеличении в породе содержания P_2O_5 (т.е. содержания брахиоподового материала) увеличиваются размеры зерен кварца. Основная масса кварца, присутствующего в фосфоритах, имеет размеры от 0,1 до 1,0 мм. Детрит и створки брахиопод имеют размеры в пределах от 0,5 до 10 мм. Самый мелкий детрит наблюдается на участках Вихула и юго-восточный, самый крупный - в фосфоритах участков Кабала и Рягавере. Детрит фосфоритов месторождений Тоолсе и Азери занимает промежуточное положение.

Мощность промпласта колеблется в широких пределах (рис. 7.I.2). Западнее месторождения Тоолсе промпласт, в основном, отсутствует или же имеет мощность меньше кондиционной ($\leqslant$0,5 м). В пределах месторождения Тоолсе мощность промпласта колеблется от 0,5-1,0 до 5-6 м и уменьшается к юго-востоку; на месторождении Азери не превышает 3 м (табл. 7.I.2), а в южной части уменьшается до минимально промышленной. Максимальную мощность (до 12,1 м) промпласт фосфоритов имеет в пределах Ракверескоro месторождения (рис. 7.I.2, табл. 7.I.2).

Мощность вскрыши от 1-2 м на севере возрастает до 200 м на юге месторождения (табл.7.I.2).

Таблица 7.I.2

Мощность промпласта фосфоритов и вскрыши на разных месторождениях (м)

№ п.п.	Месторождение, участок	Мощность промпласта		Мощность вскрыши	
		макеимальная	средняя	минимальная	максимальная
I.	Тоолсе	6,8	2,9	I	59
2.	Азери	2,8	I,4	2	4I
3.	Раквере:				
	- Ассамалла	I0,0	5,0	II0	I95
	- Рягавере	9,3	5,7	50	I33
	- Кабала	I2,I	5,2	42	I07
	- Юго-восточный	8,5	3,3	II3	I98

7.I.2. Качественная характеристика

7.I.2.I. Минеральный состав

Минеральный состав фосфоритов относительно однообразен (Наливкина, I977, I978; Раудсеп, I97I, I975, I984; Хейнсалу, Горбунова, Вийдинг, I979). Основную роль в составе фосфоритов играют следующие минералы: кварц, фосфаты, доломит, пирит, гидроокислы железа (лимонит, гётит и др.), кальцит, глауконит, калиевые полевые шпаты и др.

Терригенные минералы.

Основную массу фосфоритовой руды обычно слагает кварц, который представлен прозрачными, полупрозрачными или молочно-белыми разновидностями. Зерна кварца обычно окатанные или хорошо окатанные, размерами от 0,0I до 1,0 мм. В мелких фракциях ($<$0,1 мм) и чаще всего в ракушечниках встречаются неокатанные зерна (Раудсеп, I975). Общее содержание кварца в промпласте фосфоритов колеблется от 20 до 90 % и составляет в среднем около 60-70 %. Полевые шпаты (преимущественно калиевые) встречаются редко.

Фосфатные образования.

Фосфатные раковины и их детрит составляют основную массу фосфатов (90 % и более), принимающих участие в составе фосфоритов. Минералогически они представлены фторкарбонатапатитом, содержащим в среднем 35-36 % P_2O_5.

В северной части изучаемого района брахиоподовый материал имеет обычно черный или темно-серый цвет. Вблизи линии глинта и в зонах погребенных долин, а особенно южнее линии выклинивания перекрывающей пачки граптолитовых аргиллитов, брахиоподовый материал имеет светло-серую, светло-желтую, бурую или красновато-серую окраску.

Раковинный материал может иметь различную степень сохранности, крайними из которых являются ракуша (целые створки или их крупные фрагменты) и мелкий детрит. Выделяются две генетические разновидности детрита: автохтонный и аллохтонный (Раудсеп, Хазанович, 1980). Автохтонный детрит образовался в результате несущественного переноса створок после отмирания организмов в прибрежной зоне бассейна. Он характеризуется слабой абрадированностью, остроугольностью, мелкими и микроскопическими размерами (1–3 мм и < 1 мм). Аллохтонный детрит формировался в результате размыва и переотложения более древних ракушечных образований, он сильно отполирован, имеет блестящую или зеркальную поверхность и закругленные края.

При разделении в тяжелых жидкостях раковинный материал попадает как в легкую, так и в тяжелую фракции.

Вторичный фосфат наблюдается на зернах кварца и реже на детрите створок брахиопод, а также является цементом породы. В большом количестве (до 10–15 % от общего количества фосфатов) вторичный фосфат развит в фосфоритах в зоне Азерского тектонического нарушения и вблизи его. Иногда устанавливается образование псевдоморфоз доломита по фосфатам створок раковин с сохранением полос вторичного фосфата. Электронномикроскопические исследования вторичного фосфата, выполненные в ГИГХСе В.Г.Ефремовым и Р.А.Козловой, показали, что перекристаллизованный вторичный фосфат состоит из столбчатых, удлиненных по оси ультрамикрокристаллов характерной сферолитовой "центральносимметричной" упаковки, а также упаковки с "осевой симметрией". По данным некоторых исследователей (Занин и др., 1979), вторичный фосфат характеризуется плохой растворимостью. Следовательно, при значительном развитии такого фосфата ухудшается качество получаемых из фосфоритов концентратов.

Фосфат железа представлен вивианитом $/Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O/$, который образует радиально-лучистые формы или мелкоигольчатые кристаллы от темно-синего до черного и желтовато-зеленого цветов, а также землистые массы почти черного цвета (Раудсеп, 1975). Вивианит встречается относительно редко и его находки пока известны из северной (приглинтовой) части месторождений Тоолсе и Азери (Raudsep, 1976).

Минералы железа.

Они представлены в фосфоритах сульфидами (пирит), гидроокислами, силикатами и карбонатами железа.

Пирит встречается в фосфоритах в разных формах, среди которых выделяются две разновидности: тонкодисперсная и наиболее крупнокристаллическая (диаметром более 0,2 мм). Тонкодисперсный пирит является раннедиагенетическим и находится в фосфатных раковинах и в детрите. Его количество в породе увеличивается пропорционально увеличению содержания в ней брахиоподового материала. Крупнокристаллический пирит считается эпигенетическим. Он представлен в фосфоритах отдельными кристаллами, а также покрывает зерна кварца и створки раковин, образует псевдоморфозы по створкам и цементирует их. Доля пирита в тяжелой фракции от 0,2 до 27 %. В общей массе соединений железа доля пирита иногда до 70 %. Содержание пиритного железа существенно больше на площади, где фосфатоносная толща перекрыта пачкой граптолитовых аргиллитов. К югу от линии выклинивания пачки аргиллитов содержание в фосфоритах обеих разновидностей пирита сокращается.

Гидроокислы железа образуют пленки на зернах кварца, реже на кристаллах других минералов, а также бесформенные стяжения, корочки по трещинам и плоскостям наслоения. Местами они образуют цемент породы или же псевдоморфозы по пириту. Гидроокислы железа являются продуктами окисления пирита и железистого доломита, а также занесенными водами извне, характерны для выветрелых фосфоритовых руд. Ярко-красная или охристо-желтая окраска гидроокислов придает всей породе такую же окраску. Их минералогия пока неясна, но, судя по различной окраске, присутствует целая гамма гидроокислов железа. Содержание гидроокислов железа в тяжелой фракции составляет от 0,1 до 14 %.

Силикаты железа присутствуют в составе глинистых минералов в граптолитовых аргиллитах и частично распылены среди карбонатного цемента, а также представлены глауконитом.

Карбонатные минералы.

Доломит цементирует терригенный материал. Прежде всего от количества доломитового цемента зависит крепость фосфатсодержащих пород. Кроме того, во многих местах обнаружены песчано-доломитовые конкреции, в которых цементом является доломит. Доломит представлен крупными ромбоэдрическими кристаллами, содержащими примесь глинистого и пиритно-глинистого материала. Тип цемента - базальный, реже - заполнения пор. В особенно большом количестве доломит обнаружен в фосфоритах в зонах тектонических нарушений и вблизи них, а также на площади, южнее линии выклинивания пачки граптолитовых аргиллитов. В фосфоритах месторождения Азери и участков Рягавере и Кабала встречается иногда доломит, содержащий железо, который представлен либо анкеритом, либо паранкеритом. Доломит присутствует как в легкой, так и в тяжелой фракциях. Содержание его в легкой фракции составляет 0,3-59 %, а в тяжелой - 0,2-56 %.

Кальцит присутствует в фосфоритах вместе с доломитом и образует цемент породы. По сравнению с доломитом кальцита в породе меньше, и он частично доломитизирован или ожелезнен. Содержание кальцита в легкой фракции колеблется в пределах 0,2-55 %, а в тяжелой фракции он представлен лишь редкими зернами.

В тяжелой фракции встречены также следующие аллотигенные минералы, содержание которых колеблется от единичных и редких зерен до долей процента: лейкоксен, амфиболы, пироксены, гранаты, турмалин, циркон, рутил, сфен, ставролит, ильменит.

7.I.2.2. Химический состав

Главными показателями качества фосфоритовой руды является содержание в ней полезного компонента (P_2O_5) и вредных примесей (MgO и Fe_2O_3).

Содержание в фосфоритах P_2O_5 зависит от количества в них брахиоподового материала. По сравнению с другими месторождениями, Ракверескоe отличается наиболее высоким содержанием P_2O_5 в створках раковин брахиопод и их детрите (табл. 7.I.3), особенно если брахиоподовый материал имеет светлую окраску. В последних максимально также содержание CaO и CO_2. Очевидно, светлые остатки раковин брахиопод сложены наиболее чистым фторапатитом. В темноцветном материале обнаружено больше соединений железа, особенно пиритного железа, от которого и зависит их окраска. Доля P_2O_5 вторичного фосфата от общей концентрации фосфатов максимальна на Ракверескоm месторождении, но все же не превышает I0-I5 %. Количество P_2O_5, содержащегося в других фосфатных образованиях, незначительное.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах изменяется в широких пределах, как по пробам, так и по скважинам (рис. 7.I.2). Площади, где средневзвешенные содержания P_2O_5 по скважине менее 6 %, исключены из подсчета запасов.

В вертикальном распределении P_2O_5 повторяются вышеотмеченные закономерности. В северной половине рассматриваемого района (м-ния Тоолсе и Азери, до зоны Сымеруского нарушения) содержание P_2O_5 возрастает в разрезах фоспласта, в основном, сверху вниз и доходит максимально до 26-28 % в ракушняках. В разрезах фоспласта Ракверескоro месторождения содержание полезного компонента увеличивается снизу вверх. Исключением является северная часть участка Рягавере, где встречаются разрезы как тоолсеского, так и ракверескоro типа. Помимо названных типов, в пределах Ракверескоro месторождения могут встречаться разрезы, где в низах маардуской пачки залегает тонкий слой ракушняка с повышением содержания P_2O_5 в самой нижней части промпласта.

Средние содержания MgO в фосфоритах колеблются от 0,44 % (Тоолсе) до 0,74 % (Азери). В площадном распределении MgO наблюдается возрастание его концентрации в южном и восточном направлениях (рис. 7.I.3). Заметное повышение содержания MgO до аномального происходит в зонах тектонических нарушений и вблизи их (Пуура, Раудсеп и др., I983; Раудсеп, I984). Наиболее распространенными для рассматриваемого района являются средневзвешенные содержания по скважинам от 0,5 до I,5 %.

Содержание MgO в фосфоритах обусловлено наличием этого компонента в створках брахиопод (0,63-0,67 %), доломитовом цементе и песчано-доломитовых конкрециях. При среднем содержании в промпласте фосфоритов брахиоподового материала около 30-35 %, доля MgO, входящего в состав фосфатных раковин, в породе не превышала бы 0,I9-0,25 %. Следовательно, бо́льшая часть соединений магния присутствует в составе доломитового цемента и песчано-доломитовых

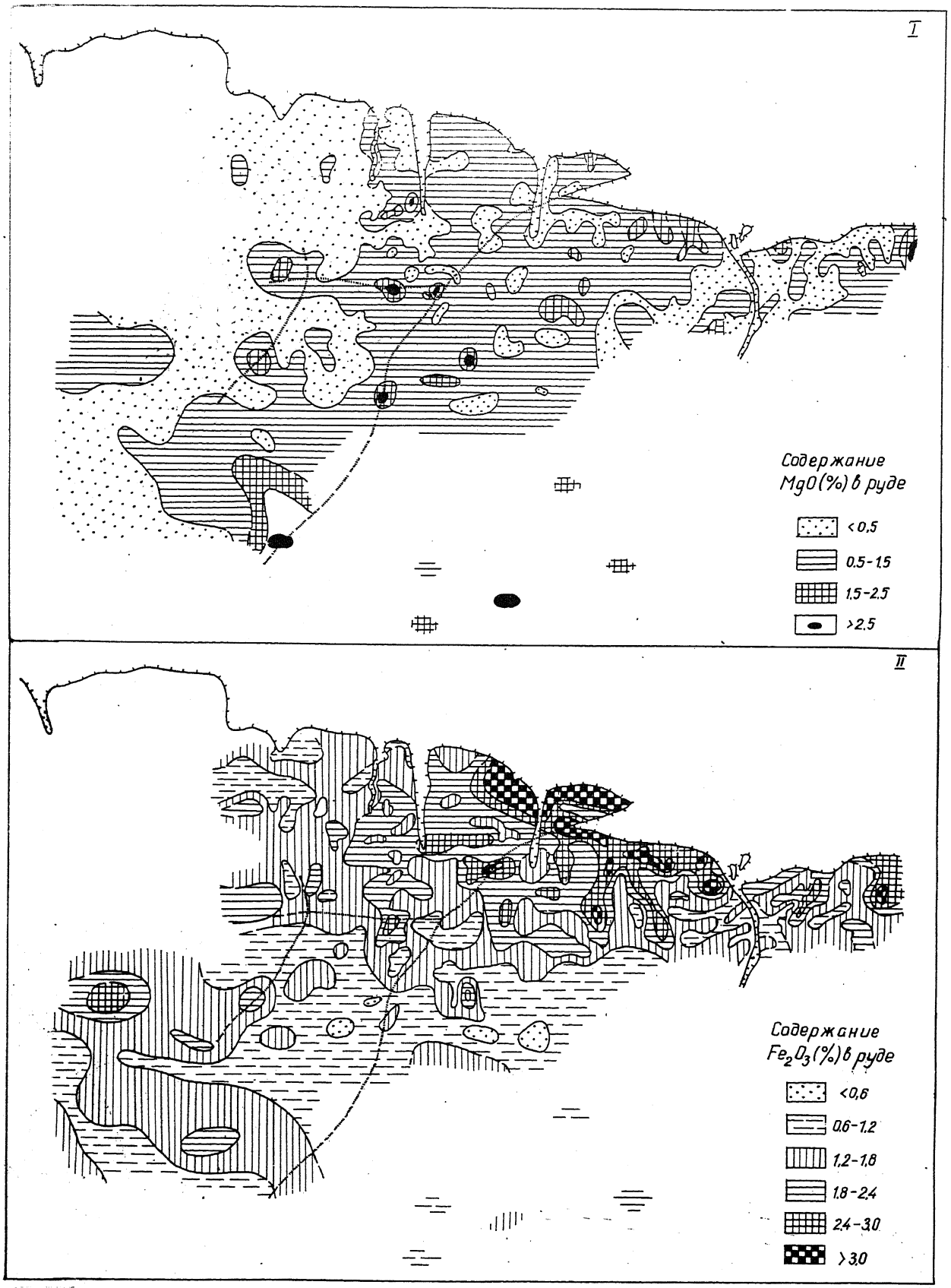


Рис. 7.I.3. Схема содержания MgO (I) и Fe_2O_3 (II) в руде.

Таблица 7.I.3

Средний химический состав створок раковин брахиопод и их детрита разных месторождений

№ п.п.	Компоненты	Раквере		Тоолсе	Азери	Маарду	Кингисеппское
		темный брахиоп. материал	светлый брахиоп. материал				
I.	P_2O_5	35,37	37,II	33,85	34,59	34,66	36,80
2.	н.о.	I,04	I,20	3,9I	I,I8	0,7I	не опр.
3.	MgO	0,63	0,67	0,45	0,47	0,2I	"
4.	Fe_2O_3	3,I5	I,I7	2,45	3,47	I,59	"
5.	Fe_2O_3 пир.	2,24	0,I4	не опр.	не опр.	не опр.	"
6.	FeS_2	3,36	0,2I	"	4,46	3,20	"
7.	SO_3	0,47	0,32	"	0,27	I,26	"
8.	SiO_2	0,79	I,I7	3,I6	0,64	не опр.	"
9.	Al_2O_3	0,5I	0,46	0,3I	0,73	"	"
I0.	CaO	50,2I	52,34	47,56	49,78	50,58	5I,9I
II.	CO_2	3,46	3,68	3,4I	3,57	не опр.	3,50
I2.	$S_{общ.}$	I,20	0,24	I,53	2,66	"	не опр.
I3.	P	2,03	2,0I	2,07	2,2I	2,67	нет данных
I4.	Na_2O	0,54	0,47	0,89	0,6I	не опр.	не опр.
I5.	K_2O	<0,I0	<0,I0	следы	<0,I0	"	"
I6.	P_2O_5 лимоннораств.	I0,39	II,06	9,69	8,67	"	"
I7.	п.п.п.	5,00	5,29	не опр.	5,54	5,46	"
I8.	P/P_2O_5	0,06	0,05	0,06	0,06	0,08	0,I2
I9.	$\frac{P_2O_5 \text{ лим.раств.}}{P_2O_5 \text{ общ.}}$	0,29	0,30	0,29	0,25	не опр.	не опр.
20.	Количество анализов	6	I2	I2	I5	I	8

конкреций. Имеются данные, что на Кингисеппском месторождении интенсивно развитая доломитизация фосфоритоносных отложений и образование конкреций объясняются отсутствием там пачки граптолитовых аргиллитов как экранирующей толщи (Наливкина, Тушина, I976). Последние авторы предполагают, что образование конкреций происходило в процессе диагенеза, под влиянием передвигающихся железо-карбонатных вод через пористые песчаные отложения. В Раквереском районе основная масса цемента и конкреций, по всей вероятности, образовалась в период диагенеза и катагенеза. На катагеническое происхождение конкреций указывает широкое распространение доломитизации фосфоритов в зонах тектонических нарушений на площади, расположенной к северу от линии выклинивания пачки граптолитовых аргиллитов.

По разрезам фосфоритного пласта MgO распределяется по-разному. В пределах месторождений Тоолсе и Азери, а также в северо-западной части Рягавере и Ассамалла в большинстве случаев содержание MgO возрастает сверху вниз по разрезу. Однако встречаются разрезы скважин, по которым происходит противоположное: содержание MgO уменьшается сверху вниз. В таких разрезах отмечается в низах пласта новое повышение содержания MgO. Эти разрезы характерны для юго-восточной части месторождения Тоолсе, самой западной части месторождения Азери, восточной части участка Рягавере и участка Кабала.

На Раквереском месторождении распределение MgO по вертикальному разрезу фоспласта изменчивое. Особенно отличаются фосфориты зон тектонических нарушений, в пределах которых MgO часто распределяется по разрезу без какой-либо закономерности.

Соединения железа, как и соединения магния, являются вредными для фосфоритов компонентами, затрудняющими обогащение и переработку концентратов. Как уже было сказано выше, соединения железа обусловлены, в основном, наличием пирита и гидроокислов железа. Сульфиды и гидроокислы железа по-разному ведут себя в процессах обогащения и переработки концентратов. Поэтому в последние годы в пробах, помимо содержания общего железа, определяется содержание пиритного железа (в пересчете на Fe_2O_3 - пиритное). Содержание общего железа (Fe_2O_3) колеблется в пробах от долей процента до 6-7 %, а средневзвешенные содержания по буровым скважинам - от 0,25 до 4,5 % (рис. 7.I.3). В общих чертах наблюдается уменьшение содержания Fe_2O_3 с севера на юг. Фоновое содержание Fe_2O_3 остается в пределах от I,0 до 2,0 %. Резко повышенные (аномальные) содержания общего железа (более 2-2,5 %) обнаружены в разрезах скважин, расположенных в некоторых зонах тектонических нарушений или вблизи их. Такое явление не наблюдается везде: в зоне крупного Азериского нарушения содержание Fe_2O_3 в фосфоритах остается фоновым (рис. 7.I.3). В вертикальном направлении обычно наблюдается уменьшение содержания Fe_2O_3 сверху вниз по разрезу фоспласта, хотя во многих случаях (часто на месторождении Тоолсе) содержание Fe_2O_3 вновь повышается в нижней части промпласта. Особенно заметно обогащение железом верхней части пласта на площади, где над фосфоритами залегают богатые железистыми соединениями граптолитовые аргиллиты. Содержание общего железа не зависит от содержания P_2O_5 в фосфоритах.

Пиритное железо присутствует в фосфоритах в значительных количествах (до 70 % от количества общего железа) и сосредоточено, в основном, на площади, где фосфоритоносная толща перекрыта граптолитовыми аргиллитами. В вертикальном разрезе при увеличении содержания P_2O_5 возрастает и содержание пиритного железа. К югу от линии выклинивания пачки аргиллитов наблюдается в фосфоритах резкое уменьшение содержания пиритного железа (до 5-I5 % от общего железа) как в породе в целом, так и в раковинах и детрите.

Содержание CaO в фосфоритах пропорционально содержанию P_2O_5, так как основное количество CaO входит в состав фосфатных ракушек.

Содержание фтора в фосфатных ракушках и фосфоритах разных месторождений приведено в табл. 7.I.3 и 7.I.4. По сравнению с брахиоподовым материалом других месторождений Прибалтики, ракушки месторождения Раквере содержат несколько меньше фтора, в то время как концентрация в них P_2O_5 самая высокая. Установлено, что значение соотношения F/P_2O_5 уменьшается с увеличением содержания P_2O_5 в породе. Такое явление позволяет предполагать, что, помимо фтора, входящего в состав раковин, существует еще фтор, который содержится в породе. Предполагаемое количество такого фтора колеблется в пределах от 0,04 до 0,05 % (Фролов, Беляков и др.,I985).

Содержание Al_2O_3 в фосфоритах изменяется обратно пропорционально содержанию в них P_2O_5. По данным анализов установлено, что основное количество Al_2O_3, присутствующего в фосфоритах, содержится в фосфатных ракушках, калиевых полевых шпатах и глинистых минералах. Содержание Na_2O и K_2O в фосфоритах низкое. Изменение содержания K_2O аналогично изменениям концентраций Al_2O_3, так как они оба входят в состав калиевых полевых шпатов. Содержание Na_2O в фосфоритах немного выше, чем K_2O, но без резких колебаний.

Содержание микроэлементов в фосфоритоносных отложениях изучено многими исследователями (Лоог, I962; Петерселль, Минеев, Лоог, I98I). Кроме фосфата и фтора, в фосфоритах в повышенных против кларка содержаниях обнаружены *La*, *Sr*, *Y*, *Mo*, *Re*, *Hg*, *Sb*, *As*, *S* и др. Первые из них - *La*, *Sr* и *Y* - изоморфно входят в кристаллическую решетку фосфатного минерала створок брахиопод и поэтому концентрируются и представляют наибольший интерес. Другие элементы (*Cu*, *Mn*, *Zn*, *Co*, *Ni*) представляют практический интерес как микроудобрения, но концентрация их в фосфоритах обычно остается ниже кларковой.

7.I.2.3. Продуктивность промышленного пласта

Продуктивность является показателем, наиболее удачно отражающим концентрацию фосфоритов на территории (Раудсеп, I983). Расчеты значений продуктивности производятся по следующей формуле:

$$P = \frac{M \times C \times O}{I00},$$

где P - продуктивность (количество P_2O_5 в т на I кв. метр);
M - мощность промпласта (в м);

Таблица 7.I.4

Химический состав фосфоритов

№ п.п.	Место-рождения	Среднее содержание компонента в % (минимальное и максимальное содержание в пробах в %)																
		P_2O_5	MgO	Fe_2O_3	н.о.	SiO_2	CaO	CO_2	F	FeS_2	Fe_2O_3 пир.	FeO	SO_3	Sобщ.	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	P_2O_5 лимонно-раствори-мый
I.	Тоолсе	I0,60 (I,75-28,04)	0,44 (0-5,92)	I,53 (0,24-4,95)	7I,49 (24,I8-89,II)	70,88 (2I,62-88,26)	I3,72 (4,64-38,43)	I,94 (0,I7-I3,06)	0,80 (0,66-I,88)	не опр.	не опр.	0,70 (0,I7-I,6I)	0,68 (0,I8-3,06)	0,85 (0,23-I,46)	0,57 (0,0I-2,80)	0,29 (0,09-0,57)	0,22 (0,05-0,43)	6,2I (0,93-9,59)
2.	Азери	7,96 (4,30-I7,43)	0,74 (0,I0-5,05)	I,85 (0,27-4,4I)	69,56 (38,93-83,54)	57,33 (38,30-80,65)	I3,42 (7,28-29,4I)	3,36 (0,64-9,79)	0,69 (0,2I-I,85)	I,55 (0,36-5,05)	не опр.	0,49 (0,29-I,22)	0,20 (0,I0-0,35)	0,98 (0,24-3,02	I,I4 (0,68-2,08)	не опр.	не опр.	5,40 (3,89-8,I0)
3.	Раквере	I0,30 (I,6I-28,63)	0,69 (0-8,49)	I,2I (0,0I-8,75)	68,57 (2I,I4-94,I0)	66,56 (24,I2-90,I8)	I6,68 (4,48-38,25)	2,9I (0,40-23,76)	0,8I (0,08-2,40)	0,5I (0-4,34)	0,33 (0,02-2,98)	0,4I (0,07-2,22)	0,25 (0,04-0,85)	0,37 (0,04-2,55)	0,69 (0-2,90)	0,28 (0,I0-0,58)	0,24 (0,I0-0,80)	6,38 (2,04-I8,94)
Количество анализов																		
I.	Тоолсе	3870	3870	3870	3870	87	87	828	8	46	-	I05	I6	I05	864	87	87	727
2.	Азери	654	654	654	654	20	20	45	20	20	-	20	45	45	59	-	-	59
3.	Раквере	2069	2069	2069	2069	I95	I95	244	I77	2030	2030	I95	I253	I95	244	I95	I95	244

С - средневзвешенное содержание P_2O_5 в промпласте (в %);

О - объемная масса фосфоритовой руды (в данном случае принимается равной 2 т/м^3).

Так как продуктивность фосфоритового пласта является производным двух показателей - мощности пласта и содержания в нем P_2O_5 - она более наглядно, чем каждый из этих показателей в отдельности, отражает площадное распределение полезного компонента. Отметим, что для карт изопахит фоспласта (рис. 7.I.2) и равных содержаний P_2O_5 (рис. 7.I.2) характерна пестрота изображений.

Продуктивность фоспласта в Раквереском районе особенно высока в пределах Раквереского месторождения (табл. 7.I.5). Максимальные значения продуктивности обнаружены в пределах полосы, которая тянется от с.Кабала почти до Ассамалла (рис. 7.I.4).

Таблица 7.I.5

Продуктивность залежей фосфоритов месторождений Прибалтики

№ п.п.	Наименование месторождений и участков	Продуктивность (P_2O_5 в т/м^2)	
		максимальные значения	средние значения
	Раквереский фосфоритоносный район		
I.	Тоолсе	I,30	0,6I
2.	Раквере, в том числе:	4,02	I,I0
	Рягавере	2,46	I,08
	Ассамалла	2,72	0,97
	Кабала,	4,02	I,28
	в том числе Кабала-Западный	4,02	2,29
3.	Азери	0,60	0,2I
	Другие месторождения		
4.	Маарду	0,54	0,24
5.	Нарва	0,39	0,20
6.	Кингисеппское (южный участок)	0,56	0,26

7.I.2.4. Природные разновидности и геолого-промышленные типы фосфоритовых руд

Типы фосфоритовых руд выделяют на основе изменений их вещественного состава (от чего зависит обогатимость фосруд), а также с учетом кондиций и требований к качеству фоссырья. Среди фосфоритовых руд месторождения Тоолсе было выделено четыре типа (разновидности), а в фосфоритовых рудах месторождения Азери - два типа (Наливкина, Горлова, I974; Наливкина, I977). Основные качественные показатели этих типов приведены в табл. 7.I.6.

Для фосфоритов Раквереского месторождения на основе многочисленных данных, полученных в ходе геологических работ Управления геологии ЭССР, сотрудниками Кингисеппской КНИЛ ГИГХСа была выработана предварительная классификация руд с выделением их геолого-промышленных типов. Ввиду отсутствия постоянных кондиций для этих фосфоритов в классификации были использованы требования, предъявляемые к содержанию вредных компонентов в фосруде месторождений Тоолсе (железистый модуль - 0.I9) и Кингисеппского (магниевый модуль - 0,I2). Подразделение фосруд на бедные и богатые осуществляется в зависимости от содержания в них полезного компонента. Применяемые предельные содержания P_2O_5 соответствуют содержанию ракушечного материала в отдельных литологических разновидностях по классификации Р.Раудсепа и К.Хазановича (I980). Названная классификация была усовершенствована автором настоящего раздела: минимальное содержание P_2O_5 для бедных руд принято 3 % (бортовое содержание P_2O_5 в пробах по временным кондициям) и абсолютные значения вредных компонентов заменены модулями, которые с достаточной точностью характеризуют выделенные типы руд.

В итоге, в пределах рассматриваемого фосфоритоносного района, выделяется большое количество типов фосфоритовых руд. Как видно из табл. 7.I.6 суммирующей классификации по всем месторождениям, при выделении типов руд разные авторы исходили из различных предельных содержаний полезного компонента и вредных примесей, а также значений модулей. Для устранения такого разнообразия нами предлагается применение для всего Раквереского района предварительной типизации, предназначенной первоначально лишь для фосфоритов Раквереского месторождения (см. табл. 7.I.6 № п.п. 7-I4). Однако она также невсеобъемлющая, так как в ней вообще не выделены окисленные руды (рис. 7.I.4), распространение которых известно на месторождении Тоолсе и предполагается вокруг зоны Азерского нарушения. Минералого-петрографические исследования по одной технологической пробе, отобранной из этой зоны, показали, что местами в фосфоритах распространены гидроокислы железа, которыми пропитаны фосфатные раковины и детрит, в то время как пирит содержится в небольших количествах. Отмечается появление вторичного фосфата. В настоящее время имеется слишком мало данных, чтобы оконтурить площадь распространения таких измененных руд, но все же необходимость пополнения схемы типизации руд впредь очевидна.

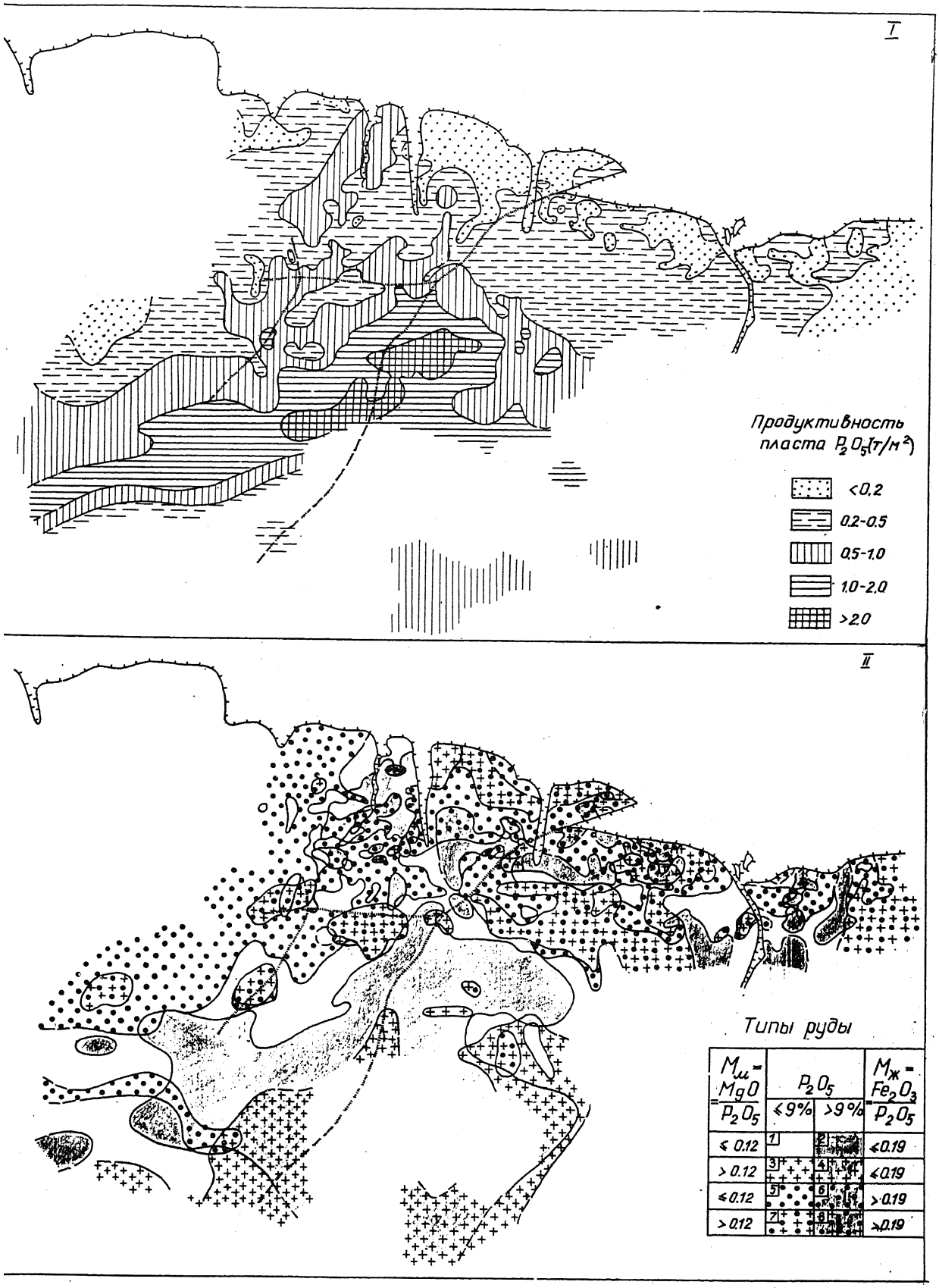


Рис. 7.I.4. Схема продуктивности фосфоритового пласта, P_2O_5 т/м^2 (I) и распространения геолого-промышленных типов фосфоритов (II). Названия типов руды см. табл. 7.I.6 (№№ п/п 7-I4).

Таблица 7.I.6

Геолого-промышленные типы фосфоритов РФР

№ п.п	Месторождение	Геолого-промышленные типы фосфоритов	Содержание компонента, %				Модули		№ на рис. 7.I.4
			P_2O_5	н.о.	Fe_2O_3	MgO	$\frac{MgO}{P_2O_5}$ (Мм)	$\frac{Fe_2O_3}{P_2O_5}$ ($M_ж$)	
I.	Тоолсе	Кремнистые	8-I4	60-70	I,5-2,0			0,I	
2.	"	Высококремнистые	4-8	более 70	I,0-I,5			0,2	
3.	"	Железистые	более I4	50-60	более 2,0			более 0,2 менее 0.I и более 0,2	
4.	"	Выветрелые (окисленные)	4-I6	50-70	I,0				
5.	Азери	Железистые	7-9 и более	до 70	до 2,0	0,I-I,0		до 0,26	
6.	"	Высокожелезистые	4-7	до 90	более 2,0	0,I-I,0 и более		более 0,26	
7.	Раквере	"Чистые" бедные	3-9				⩽0,I2	⩽0,I9	I
8.	"	"Чистые" богатые	более 9				⩽0,I2	⩽0,I9	2
9.	"	Магнезиальные бедные	3-9				>0,I2	⩽0,I9	3
I0.	"	Магнезиальные богатые	более 9				>0,I2	⩽0,I9	4
II.	"	Железистые бедные	3-9				⩽0,I2	>0,I9	5
I2.	"	Железистые богатые	более 9				⩽0,I2	>0,I9	6
I3.	"	Железисто-магнезиальные, бедные	3-9				>0,I2	>0,I9	7
I4.		Железисто-магнезиальные, богатые	более 9				>0,I2	>0,I9	8

В строении промпласта принимают участие многие литологические разновидности (см. 7.I.I), которые в определенной мере созвучны с геолого- промышленными типами. Наиболее часто распространены следующие 4 разновидности: детритистые (ракушистые и ракушисто-детритистые) кварцевые песчаники; детритовые песчаники; песчанистые и песчаные детрититы; ракушняки. Прослоями в них встречаются кварцевые песчаники (см. табл. 3.4.2 и рис. 3.4.2).

К группе бедных руд (с подразделением на "чистые", магнезиальные, железистые и железисто-магнезиальные) относятся, в основном, детритистые (и ракушистые) кварцевые песчаники и кварцевые алевролиты. Остальные природные разновидности встречаются редко и в виде маломощных прослоев. Богатые фосфориты сложены, главным образом, детритовыми песчаниками и детрититами, а также ракушняком. В I982 году сотрудниками ГИГХСа (Загураев, Хазанович, Шувалова, I982) была предложена новая усовершенствованная классификация типов фосфоритовых руд всего Прибалтийского бассейна. Однако и эта схема не всеобъемлющая и требует детализации. Известно, что при обогащении фосруд разные соединения железа (сульфиды, гидроокислы и др.) ведут себя по-разному: одни переходят в концентраты (пирит в раковинах), другие - в хвосты (гидроокислы железа, кристаллы пирита). Поэтому необходимо выделить среди железистых и железисто-магнезиальных типов руд более детальные разновидности.

7.I.2.5. Технологические свойства фосфоритов

Технологические свойства и обогатимость фосфоритов изучены сотрудниками ГИГХСа (Юркова и др., I970; Цуцульковский, Юркова и др., I972, I977 а,б). Наиболее детально исследовались фосфориты месторождений Тоолсе и Азери.

Опыты проводились по анионной, катионной и анионно-катионной схемам флотации, а также методом электростатической сепарации (фосфориты месторождения Тоолсе). Установлено, что фос-

Таблица 7.I.7

Результаты опытов на обогатимость фосфоритовых руд
(по данным ГИГХСа)

№ п.п.	Месторождение	Схема флотации; метод обогащения	Разновидность фосфоритов	Содержание в исходной руде, %				Концентраты, %						Хвосты отвальные, %		
				P_2O_5	MgO	Fe_2O_3	Выход, %	P_2O_5		MgO		Fe_2O_3		Выход	P_2O_5	
								Извлечение	Содержание	Извлечение	Содержание	Извлечение	Содержание		Извлечение	Содержание
I.	Тоолсе	Анионная	Кремнистые	I2.30		I.I9		83.6	28.20				2.57		46.5	I,25
2.	"	"	Высококремнистые	6.05		I.I3		42.2	I8.II				-		57.6	4.05
3.	"	"	Выветрелые	II.58		0.94		53.0	25.76				-		47.0	6.I0
4.	"	"	Железистые	II.65		2.38		83.2	26.00				3.I8		I6.8	I.20
5.	"	Катионная	Кремнистые	9.03				77.2	29.00						22.8	I.50
6.	"	"	Железистые	II.60		2.74		78.6	30.90				3.I5		2I.4	I.54
7.	"	Анионно-катионная	Кремнистые	9.06				74.6	33.50						25.4	I.80
8.	"	"	Железистые	I0,38				7I.0	33.50						29.0	I.62
9.	"	Электростатическая сепарация	Кремнистые	9.I0				72.0-75.0	28.0-32.0						25.0-28.0	I.0-2.0
I0.	Азери	Анионная	Железистые	I0.03		2.I3		60.4	25.22		3.5I	40.5	3.98			
II.	"	"	Высокожелезистые	7.I4	0.75	2.36		66.8	25.I0	42.0	I.65	40.9	5.07			
I2.	"	Катионная	Железистые	8.70		2.II		54.2	28.75		3.26		3.62			
I3.	"	"	Высокожелезистые	7.I4		2.20		60.2	28.50				4.48			
I4.	"	Анионно-катионная	Железистые	I0.03	I.28	2.I3		56.3	28.20		2.82	25.5	3.27			
I5.	"	"	Высокожелезистые	7.I4	0.75	2.36		63.I	28.I5	40.0	I.85	29.2	4.25			
I6.	Раквере	Анионная	Бедные магнезиальные	7.95	I.4I	I.I5	26.I	76.8	23.40		4.3		I.88	73.9	23.2	2.50
I7.	"	"	Богатые "чистые"	II.70	I.05	I.80	28.6	70.0	28.60		2.50		2.90	7I.4	30.0	4.90
I8.	"	"	Богатые магнезиальные	I2.09	I.44	I.78	29.7	63.4	25.80		3.0		I.99	70.3	36.6	6.29
I9.	"	Катионная	Бедные магнезиальные	8.09	I.45	I.04	I9.I	6I.2	25.90		3.0		I.90	80.9	38.8	
20.	"	"	Богатые "чистые"	II.70	0.99	I.74	3I.0	75.2	28.40		I.62		3.00	69.0	24.8	4.20
2I.	"	"	Богатые магнезиальные	I2.38	I.43	I.45	3I.0	70.5	28.20		2.42		2.52	69.0	29.5	5.29
22.	"	Комбинированная	Богатые "чистые"	I2.07	0.98	I.9I	24.3	56.0	27.30		I.77		2.76	75.7	44.0	7.02
23.	"	"	Богатые магнезиальные	I2.I4	I.6I	I.55	I4.7	58.5	33.40		0.40		2.98	85.3	4I.5	5.90
24.	"	"	То же	II.72	I.97	I.26		85.3	26.50		4.00		2.I8			
25.	"	Флотационно-хим.	"	II.72	I.97	I.26		8I.00	29.70		I.44		I.97			
26.	"	Комбинированная	Богатые "чистые"	23.I0	0,95	I.40		95.0	29.00		I.25		I.65			
27.	"	То же	То же	I5.50	I.00	I.00		9I.3	28.80		I.75		I.48			

форитовая руда месторождения Тоолсе обогащается лучше всего по анионной схеме флотации, которая была рекомендована и для полупромышленных испытаний. Высококремнистые и выветрелые руды обогащаются плохо и полученные концентраты содержат мало P_2O_5.

Фосруды месторождения Азери флотируются плохо. При недостаточном извлечении P_2O_5 при флотации по катионной и анионно-катионной схемам получены концентраты, содержащие около 28 % P_2O_5, но с высоким содержаниеи Fe_2O_3 (табл. 7.I.7).

Фосфориты Раквереского месторождения относительно богаты магнием. По анионной схеме флотации при недостаточном извлечении P_2O_5 иногда получали некондиционные концентраты. По катионной схеме также получены (при использовании катионно-активного собирателя шведской фирмы "Кеманорд") некондиционные концентраты с низким содержанием P_2O_5 и высоким содержанием вредных примесей.

Концентраты, полученные по комбинированной схеме флотации, являются наиболее стабильными по качеству, но извлечение P_2O_5 в концентрат остается весьма низким. Главным осложняющим фактором при флотации фосфоритов Раквереского месторождения является наличие в них разнообразных форм железистых и железисто-карбонатных минералов. При всех видах флотации тонкодисперсное железо ракушек попадает в концентраты.

Наилучшие результаты опытов обогащения фосфоритов Раквереского месторождения получены по руде участка Кабала-Западный (табл. 7 I.7). Кингисеппской КНИЛ ГИГХСа разработаны технологические схемы и реагентные режимы обогащения чистых руд (т.е. с низким содержанием MgO и Fe_2O_3) на основе применения анионного и углеводородного собирателей. Качество полученных концентратов достаточно высокое: содержание в них P_2O_5 28,8-29,0 % (при извлечении более 90 %), содержание вредных примесей MgO - I,25-I,75 % и Fe_2O_3 - I,48-I,65 %. Однако обогащение магнезиальных руд возможно только с применением комбинированной флотационно-химической технологии.

Изучение в лаборатории УГ ЭССР малых технологических проб (весом 3-8 кг) фосфоритов Раквереского месторождения проводилось по анионной схеме флотации. Из I38 изученных проб по 83 пробам получены концентраты,удовлетворяющие техническим требованиям по всем показателям. Кажется, что по анионной схеме флотации обесшламленные помолы независимо от содержания в них P_2O_5 при малых концентрациях примесей обогащаются хорошо и дают высокий процент извлечения P_2O_5 в концентрат. Однако со шламами теряется от I0 до 4I % P_2O_5. Совместно с P_2O_5 удаляется значительная часть вредных примесей.

7 2. Характеристика фосфоритов Раквереского месторождения как сырья для получения минеральных удобрений

В связи с открытием крупных запасов фосфоритов в Раквереском районе предстоит важная задача их комплексной характеристики как сырья для производства минеральных удобрений и сравнения с другими видами фосфатного сырья страны. Ранее (Аасамяэ и др., I979 а, б, в, I980) были изучены и охарактеризованы фосфориты месторождений Тоолсе и Азери, представляющие собой, в соответствии с результатами геологоразведочных работ последних лет, лишь относительно небольшие северные участки Раквереского фосфоритоносного района. С получением первых образцов фосфоритного концентрата участков Рягавере, Кабала и Ассамалла авторы приступили к изучению химико-технологической характеристики фосфорита по основному массиву месторождения.

К настоящему времени проанализированы 22 образца фосфоритного концентрата Раквереского месторождения, полученные из Государственного научно-исследовательского института горнохимического сырья (ГИГХС) и Таллинской геолого-методической партии Управления геологии ЭССР. Как следует из результатов анализа (табл. 7.2.I), концентраты раквереского фосфорита, полученные в основном анионной флотацией,*) содержат 24-34 % P_2O_5 и 4-26 % нерастворимого остатка. По содержанию примесей, мешающих химической переработке фосфорита (соединения железа и магния), наблюдаются также значительные колебания. Согласно классификации эстонских фосфоритных концентратов (Аасамяэ, Вейдерма, I983 а), изученные образцы раквереского фосфоритного концентрата относятся к четырем разновидностям.

*) Образец Рягавере ФМ получен катионной флотацией.

Таблица 7.2.1

Химический состав образцов фосфоритного концентрата Прибалтийского фосфоритового бассейна

Показатели, %	Ракверское месторождение, участки							Другие месторождения			
	Кабала			Рягавере			Ассамалла	Тоолсе	Азери	Маарду	Кингисепп
	Ч	Ф	ФМ	Ч	П	ФМ	П	П	ПМ	П	М
Содержание:											
P_2O_5	27.8-33.8	30.8-32.9	25.5-29.3	25.5-30.9	27.8	24.4	29.5	23.1-30.0	25.9	28.8	28.5
CaO	41.7-49.2	45.6-48.8	41.9-47.0	38.5 -45.9	43.0	42.0	45.2	34.8-44.1	40.0	41.2	44.1
MgO	0.4-1.8	0.8-1.6	2.7-3.6	1.0	2.2	4.0	1.5	0.6-1.5	2.5	1.1	3.1
R_2O_3	1.6-2.2	2.0-2.3	1.8-2.2	1.5-1.7	3.9	2.4	2.5	2.5-4.7	5.0	3.4	1.7
общ. Fe_2O_3,	1.3-2.0	1.8-2.0	1.5-2.1	1.2-1.4	3.2	2.0	2.1	2.3-4.6	4.6	2.9	1.2
в т.ч. пир. Fe_2O_3	0.1-1.2	0.1-0.2	0-0.1	0.6	1.9	0.5	1.7	1.3-3.6	3.6	2.5	0.2
непир. Fe_2O_3	0.7-1.3	1.7-1.9	1.4-2.1	0.6-0.8	1.3	1.5	0.4	0.7-1.2	1.0	0.4	1.0
общ. SO_3	0.5-3.1	0.5-0.6	0.4-0.7	1.5-1.8	4.5	1.4	3.8	3.3-7.8	7.7	5.5	0.5
CO_2	3.0-6.8	4.8-7.4	7.7-11.6	4.0-4.4	6.7	10.3	6.5	3.5-4.4	5.2	3.4	7.5
F	2.3-3.0	2.5-2.9	2.1-2.3	2.2-2.8	2.3	2.2	2.6	2.5-2.9	3.0	2.7	2.7
Нераств. остаток	5.0-15.6	4.1-9.3	7.1-15.3	9.4-26.0	9.3	10.5	8.6	10.2-28.6	13.2	14.5	9.3
Соотношение:											
$CaO:P_2O_5$	143-161	147-154	159-168	149-151	155	172	153	144-151	158	143	155
$MgO:P_2O_5$	1.1-6.4	2.4-5.3	9.3-14.1	3.2-3.8	7.9	16.4	5.1	2.3-6.5	9.9	4.5	11.0
общ. $Fe_2O_3:P_2O_5$	3,7-6.6	5.8-6.0	5.7-7.2	4.6-4.7	11.5	8.2	7.0	7.4-15.3	17.6	9.9	4.0
в т.ч. пир. $Fe_2O_3:P_2O_5$	0.2-3.6	0.1-0.3	0-0.4	2.0-2.3	6.8	2.1	5.6	5.6-12.0	13.9	8.6	0.6
непир. $Fe_2O_3:P_2O_5$	2.5-4.3	5.6-5.8	5.3-7.2	2.4-2.6	4.7	6.1	1.4	2.4-4.8	3.7	1.3	3.4
(MgO + непир. Fe_2O_3): P_2O_5	3.6-9.8	8.2-10.9	15.5-20.8	5.8-6.2	12.6	22.5	6.6	5.8-10.8	13.6	5.8	14.4

Разновидности фосфорита: Ч - чистая, Ф - ферроидная, ФМ - ферроидно-магнезиальная, П - пиритовая, ПМ - пирито-магнезиальная, М - магнезиальная.

I) пиритовая (П) - с модулем пиритного железа (т.е. отношением массового содержания пиритного железа, в пересчете на Fe_2O_3, к содержанию P_2O_5) более 5 % (2 образца);
2) ферроидная (Ф) - с модулем ферроидного (непиритного) железа более 5 % (3 образца);
3) ферроидно-магнезиальная (ФМ) - с модулем магния ($MgO:P_2O_5$) более 9 % и модулем ферроидного железа более 5 % (7 образцов);
4) чистая (Ч) - с модулем магния менее 9 % и модулями указанных выше двух форм железа менее 5 % (I0 образцов).

Таким образом, больше всего встречаются образцы чистой и ферроидно-магнезиальной разновидностей.

Общий диапазон изменения модулей примесей в изученных фосконцентратах составлял по общему железу 3,7-II,5 %, по пиритному железу 0-6,8 %, по непиритному железу I,4-7,2 %, по магнию I,I-I6,4 %. Ферроидно-магнезиальные образцы фосконцентрата получены из руды, отобранной либо с зон тектонических нарушений, либо с юго-западной части участка Кабала. Образцы пиритовой разновидности фосфорита получены с двух участков (Рягавере и Ассамалла), при этом точки отбора руды находятся на значительном расстоянии друг от друга, а из руды с промежуточных скважин получены концентраты чистой разновидности. Таким образом, распределение отдельных типов фосфорита по месторождению имеет относительно сложный характер.

Качество фосконцентрата возможно улучшать усовершенствованием методов обогащения. Например, ГИГХСом анионно-катионной флотацией фосфорита достигнуто более полное удаление пирита (Аасамяэ, Вейдерма, I979), а флотационно-химическим обогащением фосфорита (Шувалова и др., I985) - удаление магния. Так, образец концентрата флото-химического обогащения с участка Кабала содержал 32,6 % P_2O_5 при модуле магния, равном 3,4 %, а в концентрате только анионной флотации эти показатели были, соответственно, равны 25,5 и I4,I %.

Проанализированные образцы раквереских фосконцентратов содержали, кроме указанных в табл. 7.2.I компонентов, еще 0,2-0,5 % органического вещества (в пересчете на углерод), 0,I % K_2O, 0,5-0,9 % Na_2O, 0,I5-0,22 % оксидов редкоземельных элементов и 0,03-0,07 % Cl. В общем количество указанных микрокомпонентов невысокое и не должно вызывать затруднений при кислотной переработке фосфорита.

Кроме фосфорита Раквереского месторождения, в табл. 7.2.I приведены также данные по химическому составу основных разновидностей фосфоритного концентрата других месторождений Прибалтийского фосфоритного бассейна. Из этих данных следует, что для Раквереского месторождения наиболее характерно наличие чистой и ферроидно-магнезиальной разновидностей фосфорита и меньшее содержание пирита в концентратах, чем в фосфоритах других эстонских месторождений.

В Прибалтийском фосфоритном бассейне в настоящее время эксплуатируются Кингисеппское и Маардуское месторождения. Полученные концентраты используют частично в виде фосфоритной муки, а во всевозрастающем количестве как вторичное сырье в производстве двойного суперфосфата, причем кингисеппский концентрат уже в течение 20 лет (Репенкова, I968). Возможность переработки маардуского фосконцентрата на двойной суперфосфат доказана давно (Вейдерма, Аасамяэ, I973), но в производстве его начали использовать лишь с I984 года, после освоения выпуска качественного флотоконцентрата на ПО "Эстонфосфорит". Кингисеппский и маардуский фосфоритные концентраты относятся, соответственно, к магнезиальной и пиритовой разновидностям фосфорита, в наименьшей мере представленным на Раквереском месторождении.

Исследование переработки фосконцентратов Раквереского месторождения в минеральные удобрения проводилось с I979 года в лабораторном масштабе по разным вариантам кислотного разложения, качество полученных удобрений показано в табл. 7.2.2.

Сернокислотная переработка

Разложение фосфорита проводилось в условиях получения экстракционной фосфорной кислоты (ЭФК) в дигидратном режиме. Из фосконцентратов разного типа получены образцы ЭФК, содержащие 20-27 % P_2O_5, которые перерабатывали на аммофос и нитроаммофоску. Результаты работ частично опубликованы (Аасамяэ, Вейдерма, I982).

Таблица 7.2.2

Показатели качества удобрений

Удобрения и вариант процесса	Тип фосфорита	Содержание в продукте, %			
		N	P_2O_5 усв.	K_2O	сумма питат. веществ
Двойной суперфосфат из фосфорита и экстракционной фосфорной кислоты из хибинского апатита:					
а) бескамерно-поточный	Ч, П, ФМ	-	39-45	-	39-45
б) камерно-поточный	П, ФМ	2-3	41-45	-	43-47
Аммофос	Ч, П, ФМ	10-12	40-52	-	50-64
Нитроаммофоска	П, ФМ	20-21	16-17	16-17	52-54
Нитрофоска с выделением фосфогипса					
а) с применением H_2SO_4	Ч, П, ФМ	18-19	14-16	15-16	47-50
б) без применения H_2SO_4	Ч, П, ФМ	23-24	10-11	10-12	44-45
в) без применения H_2SO_4 с утилизацией фтора и редкоземельных элементов	Ф	22	12	12	46
Нитрофоска без выделения фосфогипса	Ч	11	10	10	31

Анализ экспериментальных данных показал, что при получении ЭФК примесные минералы фосфорита, содержащие магний и ферроидное (непиритное) железо, растворяются практически полностью, а пирит не разлагается. Растворенные в ЭФК примеси вызывают увеличение ее вязкости, за счет чего ухудшаются разложение фосфорита и фильтрация фосфогипса.

При получении аммофоса (аммонизация ЭФК до pH = 5, упаривание, сушка), примеси вызывают ретроградацию усвояемых форм фосфора и снижают содержание полезного вещества в готовом продукте. Образцы аммофоса из раквереских фосконцентратов (табл. 7.2.2) содержали 40-52 % усвояемой P_2O_5 и 10-12 % азота. Анализ экспериментальных данных показал, что получение стандартного продукта по ГОСТ 18918-79 (не менее 41 % усв. P_2O_5) возможно переработкой фосконцентратов, имеющих сумму модулей магния и ферроидного железа не более 16-18 %. Этому условию отвечают чистая, пиритовая и ферроидная разновидности фосфорита.

При получении нитроаммофоски использовали схему с аммонизацией смеси HNO_3 и упаренной ЭФК, упариванием пульпы и сушкой. Было установлено, что определенной модификацией технологического режима (в частности, аммонизацией до pH = 6-7) возможно получение качественного продукта, отвечающего требованиям ГОСТ 19691-80 (содержание суммы действующих веществ $N+P_2O_5+K_2O$ не менее 51 %), из всех испытанных разновидностей раквереского фосфорита, в том числе из ферроидно-магнезиальной.

В указанных процессах, благодаря удалению нерастворимого остатка на стадии получения ЭФК, содержание P_2O_5 в фосфоритном концентрате не имеет решающего значения. Стандартные удобрения возможно получать из фосфорита, содержащего, например, 24-25 % P_2O_5.

Фосфорнокислотная переработка

Исследовано получение двойного суперфосфата (ДС) поточными способами, разлагая фосконцентрат (вторичное фосфатное сырье) экстракционный фосфорной кислотой (ЭФК), полученной из хибинского апатита. Готовые продукты содержали 39-45 % усвояемой P_2O_5 (Аасамяэ, Вейдерма, 1982). В данном процессе растворимость примесей такая же, как при получении ЭФК - пирит не растворяется и переходит в состав инактивного балласта, магний и ферроидное железо растворяются.

Анализ экспериментальных данных показал, что для получения стандартного ДС по ГОСТ 16306-80 (не менее 42 % усв. P_2O_5) по бескамерно-поточному способу, с применением неупаренной ЭФК, фосконцентрат должен содержать не менее 28 % P_2O_5, а сумма модулей магния и ферроидного железа в нем не должна превышать 12 % (допускается значение модуля магния до 9 %, ферроидного железа - до 5 %). Следовательно, в данном процессе применимы чистая, пиритовая и ферроидная разновидности фосконцентратов Раквере. Степень разложения фосфорита составляет 70-75 %.

При другом варианте процесса - камерно-поточном способе, где применяется упаренная ЭФК, стандартный ДС возможно получать из фосфорита несколько меньшей степени обогащения (26-27 % P_2O_5), но в отношении содержания примесей требования такие же, как при указанном выше варианте. На стадии разложения фосфорита необходимо применение пеногасителя, например, сукцинола, (Михеева и др., 1979).

Азотнокислотная переработка

Азотнокислотное разложение эстонских фосфоритов затрудняется интенсивным выделением пены и газов - CO_2, оксидов азота (Аасамяэ и др., 1980). Оксиды азота образуются, главным образом, в результате взаимодействия азотной кислоты с пиритом - их количество пропорционально содержанию пирита в фосконцентратах (Кудрявцева и др., 1983). Потери HNO_3 при разложении раквереских фосконцентратов азотной кислоты были в пределах 11-110 г на 1000 г фосфорита (Кудрявцева и др., 1983).

Пено- и газовыделение может быть устранено предварительным обжигом фосфорита (Аасамяэ и др., 1975). Однако возможно и использование непрокаленного фосфорита, при условии введения в реакторы специальных добавок. Для подавления выделения окислов азота испытано несколько реагентов (Мальцева и др., 1976; Беглов и др., 1975; Аасамяэ и др., 1980), из которых в промышленности применяется карбамид (Rosenzweig, 1975). Было установлено, что введение карбамида в процессы азотнокислотной переработки раквереских фосфоритов позволяет снижать потери HNO_3 до 0,1-1,1 г на 1000 г фосфорита, что сравнимо с этим показателем при переработке апатитов. Кроме того, добавка карбамида подавляет вспенивание пульпы, уменьшает извлечение железа в жидкую фазу и улучшает фильтруемость твердой фазы (Аасамяэ, Вейдерма, 1983 б, 1984).

Исследованы 3 варианта получения нитрофоски по азотнокислотно-сульфатным способам с выделением фосфогипса, разлагая фосфорит:

1) смесью $HNO_3 + H_2SO_4 + (NH_4)_2SO_4$;

2) смесью $HNO_3 + (NH_4)_2SO_4$;

3) азотной кислотой, с последующим введением $(NH_4)_2SO_4$

Первый вариант имитирует процесс, предусмотренный проектом для переработки апатита на заводе сложных удобрений в г.Кохтла-Ярве.*) При третьем варианте из азотнокислотной вытяжки перед осаждением кальция выделяли фтор и редкоземельные элементы (РЗЭ).

Было установлено, что в первых двух вариантах возможно использование всех известных разновидностей фосфорита (Аасамяэ, Вейдерма, 1984, 1985). Третий вариант испытан с применением ферроидной разновидности, но принципиально возможна и переработка других типов фосфорита, кроме пиритового. Полученные образцы нитрофоски содержали при первом варианте суммарно 47-50 %, при втором и третьем 44-46 % питательных веществ. Отношение $N:P_2O_5$ при первом варианте возможно варьировать в диапазоне от 1:0,6 до 1:1,1, а при других вариантах оно изменяется мало - от 1:0,45 до 1:0,6. Кроме азота, фосфора и калия, образцы нитрофоски содержат до 2 % MgO как питательного вещества.

Третий вариант обеспечивает комплексное использование фосфатного сырья - при этом на каждую тонну перерабатываемого фосфоритного концентрата получают приблизительно 15 кг фтора и до 1,5 кг оксидов РЗЭ в виде полупродуктов.

Испытан также способ переработки раквереского фосфорита чистого типа (31,8 % P_2O_5) в азотно-сернокислотную нитрофоску без выделения фосфогипса. При этой схеме, которая широко применяется в промышленности с использованием апатитового концентрата, разложение фосфатного сырья проводится последовательно азотной и серной кислотами, с дальнейшим аммонизированием пульпы, добавлением KCl и сушкой. Образец нитрофоски, полученный из вышеуказанного раквереского фосфорита, содержит 31 % питательных веществ при отношении $N:P_2O_5$ = 1:0,9. Продукт аналогичного состава получен ранее из ковдорского апатита (Абашкина и др., 1979 б).

---

*) Процесс проверен на опытной установке (Абашкина и др., 1973, 1979 а).

Лабораторные образцы удобрений, полученные из раквереских фосфоритов, испытаны Эстонским научно-исследовательским институтом земледелия и мелиорации в вегетационных опытах и оказались высокоэффективными, не уступая удобрениям из хибинского апатитового концентрата.

Из проведенных исследований следует, что фосфориты Раквереского месторождения характеризуются изменчивостью состава по примесям, в особенности по содержанию магний- и железосодержащих минералов. Поэтому они являются более сложным объектом для химической переработки, чем, например, фосфориты месторождений Маарду, Тоолсе и Кингисепп. Однако результаты экспериментов переработки образцов фосфорита с участков Рягавере, Кабала и Ассамалла показали, что с применением определенных технологических приемов возможно из большинства фосфоритных концентратов получать удобрения, отвечающие требованиям существующих государственных стандартов и обладающих высокой агрохимической эффективностью. В частности, показана возможность получения нитрофоски по схеме, предусмотренной для завода в г.Кохтла-Ярве, даже из ферроидно-магнезиальной разновидности фосфорита, которая мало пригодна для серно- фосфорнокислотной переработки. Другие разновидности фосконцентрата (чистая, пиритовая, ферроидная) возможно перерабатывать как на нитрофоску, так и на двойной суперфосфат и аммофос.

Дальнейшие исследования должны быть направлены на оптимизацию разных процессов получения удобрений в лабораторных условиях и на опытных установках.

7.3. Перспективные полезные ископаемые непосредственной вскрыши фосфоритов района их открытой разработки

7.3.I. Граптолитовые аргиллиты (диктионемовые сланцы)

Керогенсодержание аргиллиты, известные в литературе под названием "диктионемовые сланцы" (тоолсеская пачка цератопигевого горизонта), в северной части РФР залегают либо непосредственно в кровле промпачки фосфоритов, либо отделены от нее слоем некондиционного детритистого или "пустого" песчаника каллавереской свиты.

Граптолитовые аргиллиты представляют интерес как потенциальное полезное ископаемое ввиду содержания органического вещества (керогена) и ряда металлов, а их неорганический остаток пригоден для производства некоторых строительных материалов. Хотя граптолитовые аргиллиты являются низкокачественным сырьем и спрос на них в настоящее время отсутствует, утилизация их при разработке месторождений фосфоритов заслуживает внимания по крайней мере ввиду двух обстоятельств:

I) необходимости комплексного использования природных ресурсов;

2) требования исключить вредные экологические последствия добычи фосфоритов, так как керогенсодержащие граптолитовые аргиллиты обладают ярко проявленной склонностью к самовозгоранию и разложению в карьерных отвалах, в результате чего карьерные и подземные воды загрязняются различными компонентами вследствие выщелачивания аргиллитов.

Мощность граптолитовых аргиллитов в РФР достигает 3,4 м, на месторождениии Тоолсе колеблется в пределах 0,8-2,3 м (в среднем I,4 м) и на месторождении Азери - 0,5-3,4 м (I,7 м). Глубина залегания увеличивается от полосы выхода в южном направлении, в пределах месторождения Тоолсе - до 60 м и Азери - до 45 м.

В составе граптолитовых аргиллитов представлены следующие минералы: глинистые (гидрослюды и хлорит) - в среднем 60 %, терригенные (кварц, калиевые полевые шпаты, слюда) - 20 % и аутигенные (пирит, кальцит, доломит и др.) - 5 %. Органическое вещество (кероген) присутствует в рассеянном виде или же в виде редких остатков хитиновых граптолитов. Содержание его доходит до I7-I9 %, в среднем до I0-I5 %. От содержания органического вещества (ОВ) зависит теплота сгорания аргиллитов, а также содержание в них редких и рассеянных элементов, находящихся в корреляционной зависимости от содержания ОВ.

Химический состав аргиллитов иллюстрируется табл. 7.3.I. Содержание SiO_2 в граптолитовых аргиллитах зависит от количества прослоев алевритисто-песчаного материала и колеблется в широких пределах, самое низкое в слое D. Соответственно содержание Al_2O_3 и K_2O самое высокое в слое D, где преобладают глинистые минералы. Содержание CaO связано с конкрециями антраконита и в меньшей степени с карбонатным цементом, а в слое C - с карбонатным це-

Таблица 7.3.I

Химический состав граптолитовых аргиллитов (в %)

№ п.п.	Месторождение, участок, слой	Химические компоненты													
		SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Fe_2O_3 общ.	FeO	S общ.	S сульфатное	MgO	CaO	TiO_2	Na_2O	P_2O_5	п.п.п.	влага
I.	Тоолсе, слой D	49,94	II,23	6,33	7,85	2,00	4,84	0,70	0,93	I,29	0,76	0,I0	0,25	I9,I5	I,59
	Тоолсе, слой C	56,94	0,50	0,46	I8,09	0,89	II,94	0,26	0,76	6,97	0,44	0,08	2,43	I0,0I	0,33
	Тоолсе, слой B	50,08	8,74	5,28	8,33	2,II	5,48	0,85	I,44	2,69	0,70	0,09	0,43	I8,49	I,87
	Тоолсе, слой A	53,43	9,3I	5,58	7,9I	2,04	4,90	0,85	0,87	I,66	0,72	0,08	0,50	I8,65	2,07
2.	Азери	47,I3	8,74	4,74	6,38	I,68	5,I9	нет	I,46	4,20	0,56	0,I0	н.д.	2I,07	3,06
3.	Рягавере	52,67	7,46	4,32	7,9I	I,76	6,4I	данных	I,I3	3,07	0,6I	0,II	I,30	I7,52	I,4I
4.	Кабала	49,68	II,26	6,85	5,43	2,48	2,69	то же	I,46	I,92	0,72	0,I0	0,65	2I,4I	I,97
5.	Виру-Нигула	53,82	7,68	4,I8	7.69	I,I2	5,89	"	I,23	2,98	0,52	0,I0	нет	I7,68	I,69
6.	Вийтна	49,70	9,74	4,67	5,83	I,49	4,64	"	I,6I	2,83	0,63	0,I0	данных	I9,5I	2,I4

ментом и фосфатными створками ракушек брахиопод. Содержание Fe_2O_3 заметно высокое и связано с пиритовым цементом в алевритово-песчаных прослоях или конкрециями пирита. Содержание общей серы в аргиллитах довольно высокое (2,7-I2 %). Основное количество ее (~80 %) представлено пиритной серой, на сульфатную серу падает около I3 % и на органическую около 7 %.

Содержание органического вещества (керогена) в "чистых" аргиллитах достигает I7-I9 %, а в алевритовых и песчаных прослойках оно падает ниже I %. Послойное распределение органического вещества в аргиллитах месторождения Тоолсе следующее (в среднем): слой A - I4,2 %, слой B - I2,7 %, слой C (алевролиты) - 3,6 %, слой D - I3,6 %. Чаще всего наблюдается увеличение содержания органического вещества сверху вниз по разрезу пачки аргиллитов.

Хотя изученность распределения органического вещества пока весьма слаба, все же можно заметить, что как по месторождению Тоолсе, так и по всему Ракверескому фосфоритоносному району в целом наблюдается некоторое увеличение содержания керогена в аргиллитах в южном направлении (рис. 7.3.I).

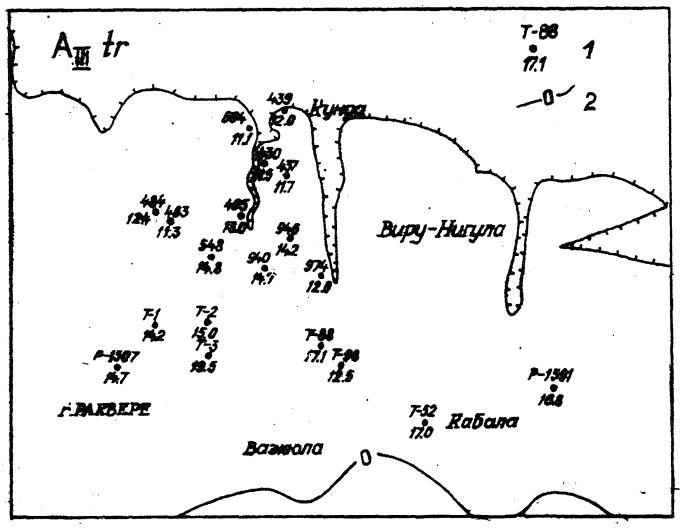


Рис. 7.3.I. Схема содержания органического вещества в граптолитовых аргиллитах тюрисалуской свиты в районе месторождения Тоолсе участка Кабала. I - буровая скважина, ее номер и содержание органического вещества (%), 2 - линия генетического выклинивания свиты.

Теплота сгорания (Q^c_d) аргиллитов зависит от содержания в них керогена и, в меньшей степени, от содержания пиритной серы. На месторождении Тоолсе она колеблется в пределах от 906 до

1674 ккал/кг (1,3-7,0 МДж/кг) и составляет в среднем 1145 ккал/кг (4,4 МДж/кг). На участках Рягавере и Кабала этот показатель немного выше: от 1020 до 2146 ккал/кг (4,5-9,0 МДж/кг). Средняя теплота сгорания аргиллитов месторождения Тоолсе по выделенным литологическим слоям следующая: слой А - 1310 ккал/кг (5,4 МДж/кг), слой В - 1160 ккал/кг (4,8 МДж/кг), слой С - 540 ккал/кг (2,3 МДж/кг и слой - 1200 ккал/кг (5,0 МДж/кг). При этом 92-95 % этих значений падает на кероген, остальные - на пиритную серу. Средняя теплота сгорания "чистых" аргиллитов месторождения Тоолсе, содержащих керогена 18 % и пиритной серы 2 %, составляет 1550 ккал/кг (6,5 МДж/кг). Средневзвешенные значения теплоты сгорания по тоолсеской пачке, включая слой аргиллитов и алевролитов-песчаников (С), колеблются в пределах месторождения Тоолсе от 974 до 1327 ккал/кг (4,1-5,5 МДж/кг), а по Рягавере и Кабала - от 1020 до 1648 ккал/кг (4,3-6,9 МДж/кг).

При добыче аргиллитов из открытых карьеров, влажность их может достигать 10-20 %, а иногда и больше. Расчеты показывают, что средняя теплота сгорания рабочего топлива аргиллитов месторождения Тоолсе составляет до 850 ккал/кг (3,6 МДж/кг) (коэффициент 0,75).

Выход смолы и газа при термической обработке аргиллитов месторождения Тоолсе в алюминиевой реторте при температуре 510-550° охарактеризован в табл. 7.3.2.

Таблица 7.3.2

№ п.п.	№ пробы	Выход продуктов обработки, %				Примечание
		смола	пирогенная вода	газы	полукокс	
1.	Д-1701	2,26	0,69	3,75	93,3	Северная часть месторождения Тоолсе
2.	Д-1702	2,15	0,83	3,22	93,8	Южная часть месторождения Тоолсе

Зольность аргиллитов месторождения Тоолсе составляет 81-82 %, а аргиллитов участков Рягавере и Кабала - 79-82 %.

Содержание микрокомпонентов изучено полуколичественным и количественным спектральным анализом, частично также при помощи химического анализа. Установлены содержания порядка 20 малых элементов, в том числе ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля, меди, свинца, цинка, галлия, молибдена, циркония, иттербия, бериллия, стронция, бария, мышьяка, серебра и др. Из них ряд элементов характеризуется средними содержаниями, в несколько раз превышающими кларковое содержание для соответствующего типа пород: молибден, свинец, медь, ванадий (Лоог, Петерсель, 1978; Петерсель и др., 1981).

Некоторые элементы, которые имеют более низкий процент встречаемости или низкое фоновое содержание относительно кларка, обладают в аргиллитах месторождения Тоолсе значительными максимальными содержаниями. Такими являются марганец (максимальное содержание 3000 г/т, т.е. 3,5 кларка), никель (300 г/т, 4,4 кларка), цинк 1500 г/т, 15,8 кларка), галлий (60 г/т, 3,2 кларка). В последнее время установлено повышенное содержание рения в граптолитовых аргиллитах. По данным анализа содержание рения в среднем 0,134 г/т.

Содержание молибдена в аргиллитах месторождения Тоолсе составляет в среднем 406 г/т. При этом установлено, что в вертикальном разрезе пачки происходит закономерное увеличение содержания молибдена сверху вниз. В аргиллитах участков фосфоритов, расположенных к югу от месторождения Тоолсе, среднее содержание молибдена составляет около 400 г/т.

Содержание ванадия в аргиллитах, по данным детальной разведки месторождения Тоолсе, составляет в среднем 1040 г/т. Общие тенденции распространения ванадия такие же, как у молибдена. В разрезах, расположенных к югу от месторождения Тоолсе, содержание ванадия в аргиллитах колеблется в пределах от 900 до 1000 г/т.

Характер распределения как молибдена, так и ванадия в общих чертах совпадает с характером распределения содержания органического вещества.

Перспективы практического использования аргиллитов связываются с содержанием в них органического вещества (кероген) и некоторых микроэлементов (Кивимяги, Тээдумяа, 1971).

Результаты лабораторных технологических испытаний показывают, что сжигание низкокачественных аргиллитов месторождения Тоолсе (при влажности 10-15 % их теплота сгорания 700-900 ккал/кг) возможно только в специальных установках с кипящим слоем. Испытаниями получен стабильный и легко регулируемый процесс сгорания аргиллитов, который достигается в достаточно широком диапазоне температур. Для сжигания аргиллитов в названной установке необходимо измельчение последних до крупности частиц менее 5 мм (40-50 % топлива с крупностью около 1 мм).

Аргиллиты восточной фации (в понимании Кальо, Кивимяги, 1970) и особенно месторождения Тоолсе характеризуются относительно высоким содержанием горючей (в основном пиритной), а также органической серы. В результате сгорания последних и разложения сульфатной серы, с топочными газами выделяется значительное количество сернистого ангидрида (SO_2), достигающего 2 %.

В настоящее время предъявляются строгие санитарные требования к чистоте атмосферного воздуха по количеству поглощенного сернистого ангидрида и летучей золы. При сжигании аргиллитов дымовые газы должны очищаться. Результаты опытов показали, что наиболее перспективным является аммиачно-цикличный способ очистки дымовых газов от серы, который сопровождается получением 100 %-го сернистого ангидрида, кристаллического сульфата аммония, элементарной серы (Кивимяги, Тээдумяэ, 1971). Пока не изучены поведение в процессах сжигания и перспективы очищения дымовых газов и зольных остатков от тяжелых металлов. В целом экологическая сторона энергетического использования сланцев не разработана, в связи с чем говорилось о них как о потенциальном органическом топливе пока преждевременно.

Ориентировочные геологические ресурсы граптолитовых аргиллитов в пределах Ракверского фосфоритоносного района составляют до 3 млрд. тонн (на площади 1000 $м^2$, при средней мощности слоя 1,3 м и при средней объемной массе аргиллитов 2,0 $т/м^3$). Из них количество ресурсов, подсчитанное в пределах детально разведанных месторождений фосфоритов (в контурах балансовых запасов фосруды): по месторождению Тоолсе 141 млн.т, по месторождению Азери 227 млн.т. В южной части площади распространения тоолсеской пачки слой аргиллитов маломощный и практическое использование аргиллитов маловероятно.

7.3.2. Алевритовые глины

Перспективы практического использования варангуских алевритовых глин следует рассматривать в связи с неизбежным извлечением их из недр при открытой добыче фосфоритов.

Алевритовые глины варангуской свиты ceратопигевого горизонта залегают непосредственно на граптолитовых аргиллитах и распространяются лишь в северной половине Ракверского фосфоритоносного района. Их мощность максимальна на месторождении Тоолсе и уменьшается к югу, востоку и западу до полного выклинивания. Глубина залегания увеличивается с севера на юг от 5-10 м до 100-150 м.

Глины плотные, содержащие алевритовые частицы (около 25-35 %), зерна глауконита и кристаллы пирита (Вийра, Кивимяги, Лоог, 1970). Химический состав глин следующий: SiO_2 - 60-77 %, Al_2O_3 - 6-16 %, Fe_2O_3 - 1-5 %, CaO - 1-5 %, MgO - 1-2 %, K_2O - 5-10 %, Na_2O - 0,05-0,10 %, TiO_2 - 0,6-0,8 %, п.п.п. - 2-5 %.

Полуколичественным спектральным анализом в варангуских породах обнаружено 18 микроэлементов: титан, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель, медь, свинец, цинк, галлий, германий, олово, молибден, бериллий, стронций, барий, мышьяк и серебро. Содержания всех обнаруженных элементов ниже кларковых содержаний, за исключением молибдена (до двух кларков).

По результатам анализов, проведенным в лаборатории УГ Латвийской ССР, число пластичности варангуских глин месторождения Тоолсе колеблется в пределах от 15,4 до 17,2 %. Согласно ГОСТ 9169-59 эти породы классифицируются как среднепластичные.

По данным лаборатории цементного завода "Пунане Кунда", варангуские глины из-за высокого содержания щелочей (K_2O + Na_2O) и частиц песчаной фракции как сырье для производства цемента не пригодны.

По данным лаборатории УГ Латвийской ССР, варангуские глины пригодны для изготовления керамзита. При обжиге в нейтральной среде, в интервале температур около 1130-1190 °С из исследованных глин без добавок получен керамзит с объемным весом около 1,30-0,75 $г/см^3$, что соответствует маркам около "800" - "500". Комбинированная добавка в глину 4 % Fe_2O_3 - в виде пиритовой изгари, и 2 % органических веществ - в виде мазута, существенно улучшает вспучиваемость их. При обжиге в нейтральной среде в интервале температур около 1070-1130 °С из массы с комбинированной добавкой получен керамзит объемной массой в куске около 1,15-0,60 $г/см^3$, что соответствует маркам "700" - "400".

Геологические ресурсы глин огромные, в пределах Ракверского фосфоритоносного района составляют около 2,3 млрд.т, в том числе в пределах месторождения Тоолсе (в контуре балансовых запасов фосруды) около 240 млн.т.

7.3.3. Глауконитовые песчаники

Ируская пачка глауконитовых песчаников залегает непосредственно на описанных алевритовых глинах, в нижней части леэтсеской свиты латорпского горизонта. Мощность пачки колеблется в пределах рассматриваемого района от 0,5–0,6 м до 2,0–2,5 м. Глубина залегания пачки возрастает с севера на юг от 5–10 до 190 м.

Песчаники состоят, в основном, из двух минералов – глауконита и кварца. Содержание глауконита в глауконитовых песчаниках является наибольшим во фракции 0,25–0,5 мм – 85–95 %, а наименьшим – в крупноалевритовой фракции (0,05–0,1 мм) – 66–74 % (Хейнсалу, 1975). Соотношение количества кварца к количеству глауконита колеблется от 1:1 до 1:5. Помимо глауконита и кварца, в легкой фракции присутствуют доломит (5–30 %), гидрослюды и обломки фосфатных раковин брахиопод. Наибольшее количество фосфатного материала обнаружено в нижней части ируской пачки в пределах участка Кабала, где содержание P_2O_5 в отдельных пробах достигает 10 % и более. По общепринятым классификациям, породы ируской пачки относятся к смешанным глинисто-алевритово-песчаным. Их гранулометрический состав следующий: <0,05 мм – 17–34 %, 0,05–0,1 мм – 19–56 %, 0,1–0,25 мм – 10–37 %, 0,25–0,5 мм – 0,5–21 %. Во фракции крупнее 0,5 мм имеются лишь отдельные зерна.

Химический состав глауконитовых песчаников рассматриваемого района следующий: SiO_2 – 30–89 %, Al_2O_3 – 3–12 %, Fe_2O_3 – 4–20 %, TiO_2 – 0,4–0,5 %, CaO – 1–8 %, MgO – 0,5–5 %, K_2O – 3–8 %, P_2O_5 – 0,4–11 %, Na_2O – 0,4–0,8 %, п.п.п. – 4–9 %. Наиболее закономерно по разрезу меняется содержание Fe_2O_3, которое всегда выше в нижней части пачки, где больше глауконита. Содержание K_2O также выше в нижней части разреза, но не всегда такая закономерность выдерживается. Содержание Al_2O_3 в большинстве разрезов увеличивается снизу вверх.

Из микроэлементов анализами обнаружены титан, ванадий, хром, марганец, кобальт, никель, медь, свинец, цинк, галлий, германий, молибден, бериллий, стронций, барий, серебро и мышьяк.

Специальных технологических испытаний по глауконитовым песчаникам в РФР не проводилось. Подобные испытания глауконитовых песчаников месторождения Маарду были проведены в 1970 году в НИПИсиликатобетон. Установлено, что глауконитовые песчаники пригодны для изготовления цветных изделий из силикатобетона, как плотных марок "100" и "250", так и ячеистых декоративных и стеновых плит марок "25" – "50". Добавление в смесь природных глауконитовых пород в количестве 30 % придает изделиям из силикатного бетона зеленый цвет. Добавление термически обработанных (при 800–900 °С) глауконитовых пород придает изделиям коричневый цвет и, по сравнению с природными глауконитовыми добавками, ухудшает стройтехнические показатели изделий. Использование в качестве пигментирующего материала продукта совместного обжига глауконитовых песчаников и граптолитовых аргиллитов позволяет получить оранжевато-бежевые и оранжевато-коричневые изделия силикатного бетона. По ориентировочным экономическим расчетам наиболее рациональным считается производство тонкостенных декоративно-акустических плит со сравнительно объемной массой, а также двуслойных силикатных кирпичей с толщиной цветного слоя около 5 мм.

Предварительно обогащенные глауконитовые песчаники пригодны для производства глауконитовых пигментов и водосмягчителя (Kirret, Vilbok, 1946; Vilbok, 1949). Технологический процесс изготовления глауконитовых пигментов прост и не требует больших капиталовложений. Они устойчивы по отношению к свету, атмосферным влияниям, кислотам и щелочам (Поликарпов и др., 1953). Технологическими испытаниями установлено, что глауконитовый водосмягчитель способен в фильтрах смягчить количество воды в 40–50 раз больше своей массы. Водосмягчительная способность глауконита 240–250 тонн/градусов. Для пермутитовых фильтров пригодны зерна глауконита размером 0,25–0,85 мм (Kirret, Vilbok, , 1946).

Процесс обогащения глауконитовых пород состоит из двух принципиальных операций: 1) гидроциклонирования, при котором отделяются частицы размером менее 0,03 мм; 2) магнитной сепарации, которая обеспечивает 90 %-ый выход глауконита с размером зерен более 0,03 мм.

Ориентировочные геологические ресурсы глауконитовых песчаников в пределах Раквереского фосфоритоносного района составляют 4 млрд.т (на площади 2000 км^2, при средней мощности слоя 1,0 м и при объемной массе песчаников 2,0 т/м^3), в том числе ресурсы в пределах детально разведанных месторождений фосфоритов месторождения Тоолсе около 60 млн.т и Азери – 240 млн.т.

8. ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ-КУКЕРСИТЫ

8.I. Кукерситоносность района

На территории РФР в перекрывающей фосфоритовую залежь толще карбонатных пород среднего ордовика развиты горючие сланцы-кукерситы широко известного Прибалтийского сланцевого бассейна (ПСБ). Первые прослои кукерсита и обогащенных керогеном известняков отмечаются в разрезе ухакуского горизонта. Промышленная сланценосность приурочена к отложениям следующего - кукрузеского горизонта. Единичные, маломощные прослои кукерситов зафиксированы также выше по разрезу - в идавереском и раквереском горизонтах.

На основании биомикростратиграфических исследований Р.М.Мяннилем разработана местная схема детального расчленения сланценосной толщи среднего ордовика (Строение..., I986, см. гл. 3.4). Собственно кукерситоносная толща выделяется в составе ухакуского (верхний подгоризонт) и кукрузеского горизонтов (табл. 8.I). Сланцевые слои в ухакуском горизонте прак-

Таблица 8.I

Стратиграфическое положение слоев кукерсита
в сланценосной толще среднего ордовика
(по данным Р.Мянниля, I984)

	Региональная схема	Местная схема				Месторождения
	Горизонт	Свита	Пачка	Подпачка	Сланцевые слои (пласты)	
	Идавереский C_{III}	Татрузеская			нет	
Кукерситоносная толща	Кукрузеский C_{II}	Вийвиконнаская	Пеэтриская C_{II}^{P}	Верхняя	УI, УП, УШ	
				Нижняя	Ш, IУ, У	Тапаское (Ш пласт)
			Майдлаская C_{II}^{M}	Верхняя	I, П	
				Нижняя	L, M, N, O, P	
			Кивиылиская C_{II}^{K}	Верхняя	G, H, K	
				Нижняя	A,A', B, C, D, E, F	Эстонское (слои А-Р)
	Ухакуский C_{I}	Кыргекаллаская	Эрраская		c,d, g, h, k, l, m, n	
			Пяртлиоргская		x, x_2, a_1-a_4, b_1-b_5	
			Кольялаская			
		Вяоская			нет	

тической ценности не представляют. Кукрузеский горизонт по объему совпадает с вийвиконнаской свитой и подразделяется на 3 пачки (снизу вверх): кивиылискую, майдласкую и пеэтрискую. В этой толще кукерситы в виде слоев мощностью от нескольких сантиметров до одного и более метра переслаиваются с известняками, глинистыми известняками, зачастую обогащенными керогеном. Основное сланцепроявление приурочено к кивиылиской пачке в нижней части горизонта (т.н. "нижний сланцевый комплекс"), где восемь наиболее мощных и выдержанных слоев (индексы снизу вверх от А до Р) образуют промышленную залежь Эстонского месторождения общей мощностью I,5-3,0 м. Выше по разрезу на I,5-2,0 м залегают слои кукерсита G и H мощностью по I0-30 см, которые из-за значительной удаленности от основной залежи совместно не отрабатываются, а са-

мостоятельно промышленной ценности не имеют. Выше слоев G и H выделяются слаборазвитые слои кукерсита, также не представляющие практического интереса.

В верхней части кукрузеского горизонта (верхняя часть майдлаской пачки и пеэтриская пачка) отмечается второй интервал с частым переслаиванием прослоев горючих сланцев и известняков, т.н. "верхний сланцевый комплекс", где выделяется до десяти сланцевых пластов или слоев (индексы от I до X). Наиболее перспективным является пласт III в основании пеэтриской пачки, имеющий на площади Тапаского месторождения мощность 0,6-2,3 м (рис. 8.I; табл. 8.I).

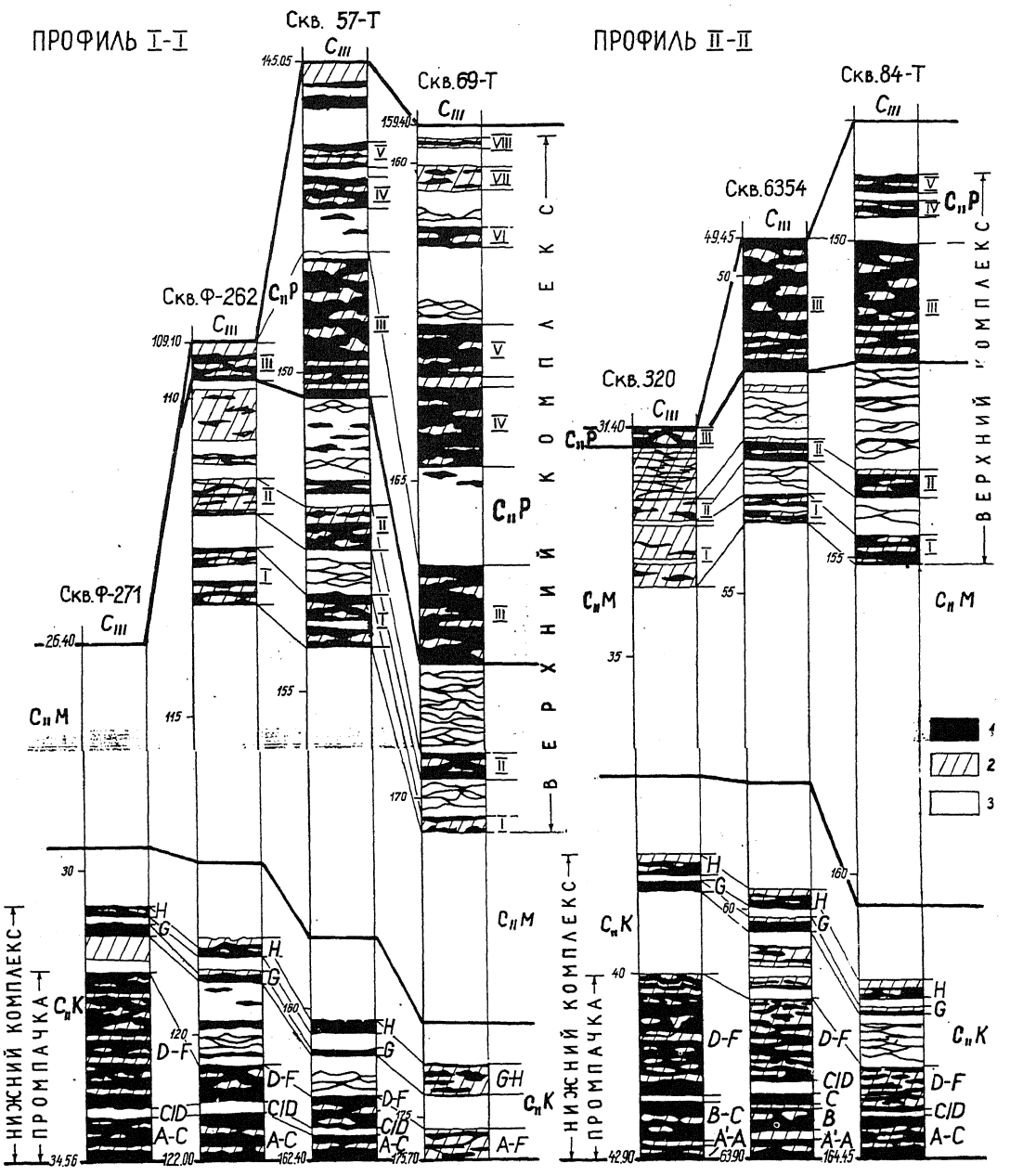


Рис. 8.I. Корреляция нижнего и верхнего сланцевых комплексов в западной части Эстонского и восточной части Тапаского месторождений кукерситов. Местоположение профилей см. рис. 8.2. I - кукерситы, 2 - керогенсодержащие известняки, 3 - известняки, глинистые известняки.

Площадь наибольшего сланценакопления в течение кукрузеского времени мигрировала. В результате наибольшая мощность нижней (слои А и А′) и средней частей (слои В и С) промышленной пачки Эстонского месторождения приходится на район г.Кохтла-Ярве, а максимальная мощность верхней части (слои Д, Е, F) смещена в западном направлении в район гг.Кивиыли - Раквере. Наибольшую мощность пласт Ш Тапаского месторождения имеет юго-западнее Эстонского месторождения (южнее г.Тапа). Постоянное дальнейшее смещение максимального сланценакопления на юг отмечается по пластам IУ, У, УI, УП (Строение..., 1986).

8.2. Эстонское месторождение

Общая площадь месторождения в промышленных границах составляет 2,I тыс. км^2. В пределах РФР находится примерно I/4 его часть (табл. 8.2, рис. 8.2).

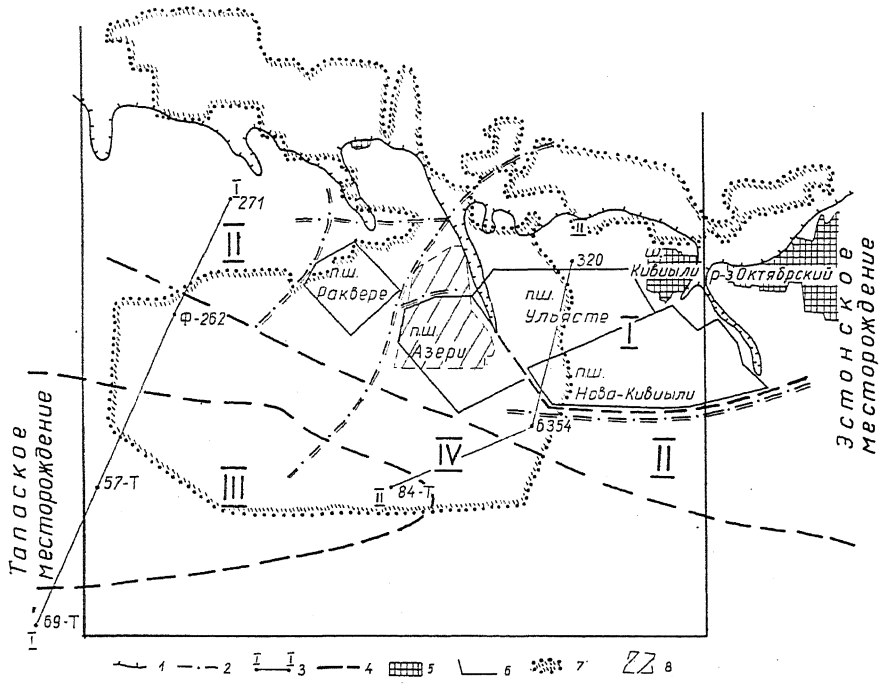


Рис. 8.2. Совмещенная схема размещения месторождений кукерситов и фосфоритоносных площадей. I - эрозионная граница Эстонского месторождения кукерситов, 2 - зоны тектонических нарушений, 3 - линии геологических профилей, 4 - границы геолого-промышленных сланценосных районов: I - промышленный, II - перспективно-промышленный, III - перспективный I очереди, IУ - перспективный 2 очереди, 5 - отработанные площади Эстонского месторождения, 6 - границы перспективных сланцевых шахтных полей, 7 - фосфоритоносные площади, 8 - фосфоритоносный участок Кабала-Западный.

Строение и мощность промышленной пачки

Промышленную залежь месторождения принято называть промышленной пачкой (промпачка) или, что терминологически менее точно, промышленным пластом (промпласт). Строение ее сложное и представлено переслаиванием 7 слоев горючих сланцев (А, А′, В, С, Д, Е, F), объединяемых в 3 сланцевых пласта (А-А′, В-С и Д-F), и до 5 разделяющих прослоев известняков, хорошо коррелируемых в пределах всего месторождения. Сланцевые слои (кроме А и А′) содержат керогенсодержащий известняк в виде сильно вытянутых линз и включений, в процентном отношении составляющих в разных слоях и различных участках месторождения от 5-I0 до 50-60 %.

Северная граница месторождения эрозионная. В южном и западном направлениях происходит постепенное генетическое выклинивание сланцевых слоев и фациональное замещение их глинистыми известняками. На востоке, на территории РСФСР, продолжение месторождения именуется Ленинградским.

Несмотря на свое сложное (в вертикальном разрезе) строение промпачка имеет выдержанную, закономерно изменяющуюся мощность, что обусловлено особенностями седиментации. Резкие обрывы распространения залежи происходят в результате наложенных эрозионных, тектонических и карстовых процессов. В пределах месторождения отмечаются размывы промпачки по эрозионным долинам, разрывы сплошности сланцевых слоев в тектонических нарушениях и локальные участки замещения их карстовым элювием в зонах глубинного карста. Наибольшая мощность промпачки 2,7-3,0 м (в составе слоев А-F) приходится на север центральной части месторождения. Характерно постепенное и закономерное уменьшение мощности промпачки от центральных частей к периферийным, причем градиент изменчивости в южном направлении в I,5-2 раза выше (3-5 см на I км), чем в широтном (I-3 см на I км). На южной границе месторождения мощность ее составляет 2,0-2,2 м, на

Таблица 8.2

Основные геолого-промышленные параметры
месторождений кукерситов

Параметры	Ед. измер.	Эстонское месторождение		Тапаское месторождение	
		Всего	В том числе в пределах РФР	Всего	в том числе в пределах РФР
Площадь (в промышленных границах)	тыс.км^2	2,I	0,5	I,2	0,2
Глубина залегания залежи	м	0-I00	0-I00	60-I70	I20-I60
Мощность залежи (общая)	м	I,6-3,0	I,6-2,5	I,6-2,3	I,6-2,0
То же (по сумме сланцевых слоев)	м	I,I-2,4	I,I-2,0	-	-
Теплота сгорания горной массы	ккал/кг	I450-2300	I450-2000	I450-I800	I450-I700
	МДж/кг	6,I-9,6	6,I-8,4	6,I-7,5	6,I-7,I
То же, суммы сланцевых слоев	ккал/кг	2000-3I00	2000-2900	2500-3000*	2500-2800*
	МДж/кг	8,4-I3.0	8,4-I2,2	I0,5-I2,6	I0,5-II,7
Выход смолы	%	I5,0-23,2	I5,0-2I,7	I8,7-22,5*	I8,7-2I,0*
Продуктивность пласта:					
по смоле	кг/м^2	350-870	350-650	250-470*	250-380*
по условному топливу	т/м^2	0,6-I,5	0,6-I,I	0,4-0,8*	0,4-0,6*
Запасы сланца	млрд.т	5,9	I,4	2,0*	0,35*
Категория запасов		$A+B+C_I$	$A+B+C_I$	C_2	C_2

Примечание. * - показатели даются из расчета на "условно чистый сланец"

западной - I,6-I,8 м. В пределах РФР мощность сланцевой залежи уменьшается от 2,5-2,4 м - на северо-востоке до I,8-I,6 м - на юге района (рис. 8.3 А).

Данные об основных геолого-промышленных параметрах промпачки в пределах всего месторождения, а также по площади РФР, в том числе и по участку Кабала-Западный, сведены в табл. 8.2 и 8.3. Для сравнения приводятся параметры сланцевой залежи по полям действующих шахт Таммику, Эстония и проектируемой шахты Куремяэ, расположенных в центральной и восточной частях месторождения.

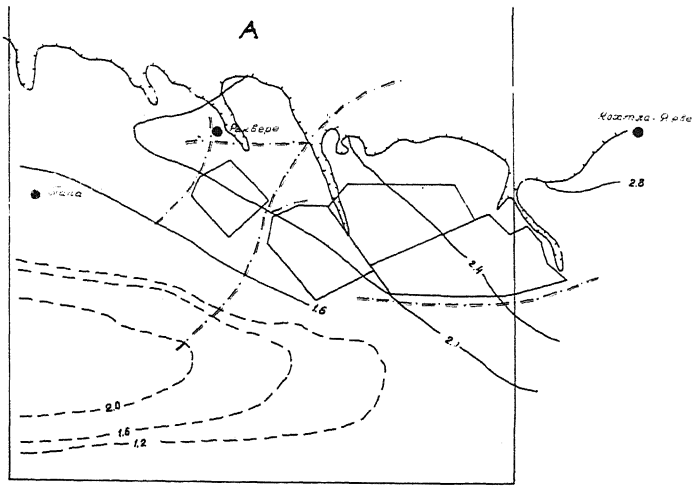
Состав и свойства сланцев. Кукерситы представляют собой первичноосадочные образования, состоящие из органического вещества - керогена (ОВ), карбонатного (КМ) и терригенного (ТМ) материала, составляющих минеральное вещество (МВ). Соотношения этих трех компонентов в собственно кукерситах и керогенсодержащих породах в вертикальном разрезе промпачки и по площади варьируют в широких пределах (рис. 8.4).

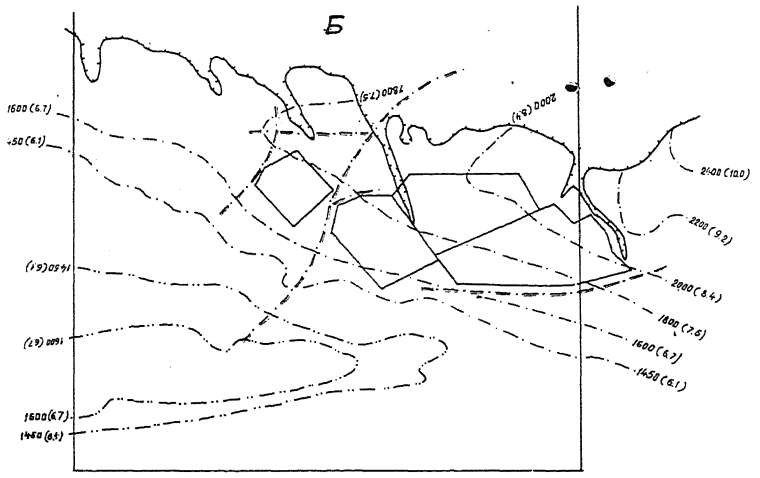
Карбонатный материал (I5-70 %) представлен, главным образом, кальцитовым детритом. Карбонатность сланцевых слоев в пределах месторождения увеличивается преимущественно в западном направлении, а на восток и юг намечается тенденция возрастания магнезиальности как кукерсита, так и известняковых прослоев (Вингисаар и др., I984).

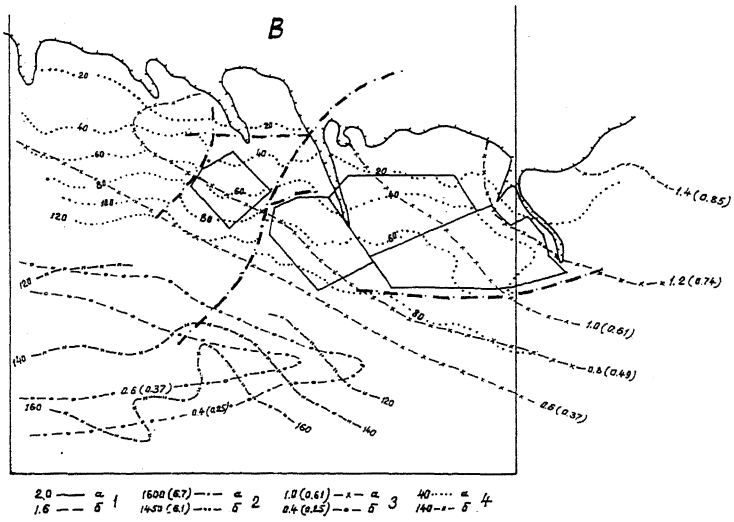
Терригенный компонент (I0-I5 %) в кукерситах тонкодисперсный, представлен обломочными (кварц, полевой шпат) и глинистыми минералами (в основном гидрослюды). В пределах месторождения содержание терригенного компонента увеличивается в восточном и южном направлениях. В этих же направлениях в его составе возрастает содержание гидрослюд, а в западном - зернистого компонента (кварц+полевой шпат) (рис, 8.5 и 8.6) (Каттай, I985[а]).

Основными компонентами химического состава золы кукерситов являются кремнезем, глинозем, окислы кальция, железа и магния. Их содержание в различных сланцевых слоях в пределах месторождения может варьировать в довольно широких пределах. Средний состав золы кукерсита в пределах РФР примерно следующий: SiO_2 - I8 %; Al_2O_3 - 5 %; CaO - 45 %; Fe_2O_3 - 4 %; MgO - 3 %. Тип золы карбонатный.

С ОВ (I5-60 %) сланца связаны основные, характерные черты и свойства кукерсита, определяющие его практическую ценность как энергетического и химического сырья. Наиболее высокие кон-







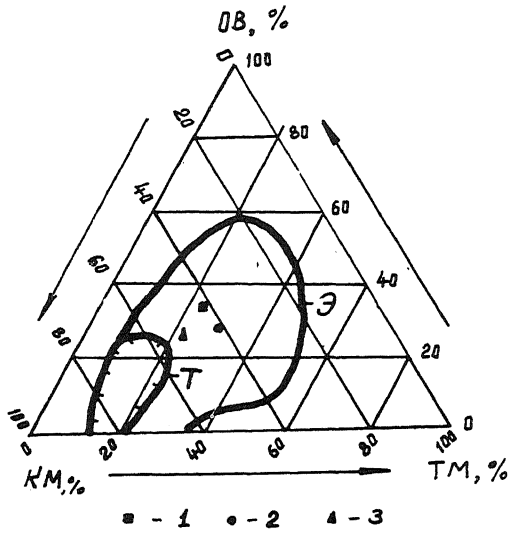


Рис. 8.4. Вещественный (3-компонентный состав кукерситов и керогенсодержащих пород промышленных залежей Эстонского (Э) и Тапаского (Т) месторождений. ОВ - содержание условной органической массы, ТМ-содержание терригенного материала, КМ - содержание карбонатной примеси. I - средний состав кукерситов по шахтному полю Таммику, 2 - по ш.п. Куремяэ, 3 - по участку Кабала-Западный.

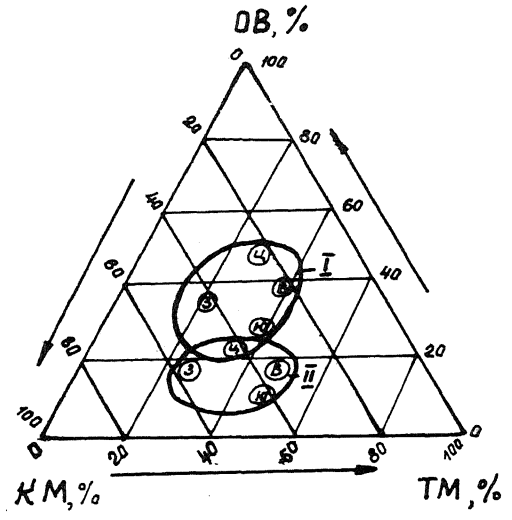


Рис. 8.5. Закономерности изменения 3-компонентного состава кукерситов Эстонского месторождения. Средний состав кукерситов по слоям А (I) и А' (II) в центральной (Ц), западной (З), южной (Ю) и восточной (В) частях месторождения.

Рис. 8.3. Закономерности изменения основных геолого-промышленных параметров сланцевых залежей в пределах РФР. А - общая мощность залежей, Б - теплота сгорания горной массы, В - глубина залегания и продуктивность залежей. I - изопахиты мощности промпачки Эстонского (а) и пласта Ш Тапаского (б) месторождений, м, 2 - изолинии теплоты сгорания промпачки (а) и пласта Ш (б), ккал/кг (МДж/кг), 3 - изолинии продуктивности промпачки (а) и пласта Ш (б) по выходу условного топлива (смолы), т/м^2, 4 - изолинии глубины залегания промпачки (а) и пласта Ш (б), м. Прочие условные обозначения см. рис. 8.2.

Таблица 8.3

Сравнительная таблица средних параметров промышленной пачки кукерситов по различным шахтным полям Эстонского месторождения и северо-восточной части Тапаского месторождения

Шахтное поле	Глубина залегания пласта, м	Мощность, м		Теплота сгорания, ккал/кг МДж/кг		Продуктивность пласта		Примечания
		общая	по сумме сланцевых слоев	на общую мощность	на сумму сланцевых слоев	по выходу смолы, т/м^2	по выходу условного топлива, т/м^2	
Таммику	I5–40	2,78	2,23	2300 9,6	3I00 I3,0	0,85	I,4	Действующая шахта (высокорентабельная)
Эстония	40–65	2,72	2,I0	2000 8,4	2820 II,8	0,74	I,2	Действующая шахта (рентабельная)
Куремяэ	56–76	2,59	I,84	I700 7,I	2530 I0,6	0,6I	I,0	Проектируемая шахта (перспективно-рентабельная)
Участок Кабала-Западный	25–95	2,07	I,59	I680 7,0	2350 9,8	0,55	0,9	
Северо-восточная часть Тапаского месторождения	I20–I60	I,8	–	I570 6,6		0,37	0,6	

центрации ОВ в отдельных сланцевых слоях практически совпадают по площади. В направлении от площади максимального осадконакопления к периферийным частям месторождения по всем слоям наблюдается постепенное уменьшение концентрации ОВ в сланце. Кероген тонкодисперсно рассеян в породе в виде микрочастиц размером 20–25 микрон. По составу основного керогенобразующего вещества кукерситы условно относят к классу собственно сапропелитов с преобладанием микрокомпонентов талломоальгинита и в подчиненном количестве коллоальгинита (Гинзбург, I969). В пределах всего бассейна кероген кукерсита обладает довольно постоянным элементным составом, теплотой сгорания (35–39 МДж/кг), выходом смол (65–70 %), содержанием летучих (80–90 %), что объясняется однотипностью состава исходного ОВ и однообразием его последующих изменений.

Основными показателями качества горючих сланцев являются теплота сгорания ($Q_б^d$) и выход смол ($T_{sк}^d$). Первый определяет энергетический потенциал сланцев, второй – химический.

$Q_б^d$ и $T_{sк}^d$ различных слоев промпачки в разных частях месторождения колеблются в широких пределах: $Q_б^d$ – от 800–I200 ккал/кг до 4500–5000 ккал/кг (3,4–20,9 МДж/кг) и $T_{sк}^d$ – от 5–I0 до 35–40 %. Эти показатели находятся в прямой функциональной зависимости от содержания в кукерсите ОВ (рис. 8.7). Корреляционные связи выражаются уравнениями регрессии (Каттай, I985 а, б): $Q_б^d$ (ккал/кг) = 97,I ОВ (%) – 204; коэффициент корреляции R = 0,99I. $T_{sк}^d$ (%) = 0,67 ОВ (%) – 0,6; R = 0,975. Связь между $T_{sк}^d$ и $Q_б^d$ соответствует эмпирической формуле: $T_{sк}^d$ (%) = 0,0075 $Q_б^d$ (ккал/кг); R = 0,988.

Наиболее высокие показатели качества промышленной пачки на горную массу (сумму сланцевых слоев и породных прослоев и включений) отмечаются на севере центральной части месторождения, где $Q_б^d$ ее составляет 2200–2400 ккал/кг (9,2–I0,0 МДж/кг). Постепенно и закономерно качество промпачки ухудшается к периферийным частям месторождения, где $Q_б^d$ снижается до I200 ккал/кг (5,0 МДж/кг) и менее. В периферийных частях месторождения отдельные сланцевые слои теряют свое промышленное значение, и рациональной для выемки становится промпачка не в составе слоев А-P_I, как обычно, а В-P_I или даже Д-P_I. В пределах РФР $Q_б^d$ горной массы промпачки А-P_I снижается от 2000 ккал/кг (8,4 МДж/кг) – на северо-востоке, до I450 ккал/кг (6,I МДж/кг) и ниже – на юге района (рис. 8.3 Б).

Направления использования сланцев. В использовании кукерситов имеется 2 основных направления:

– сжигание сланца на электростанциях;

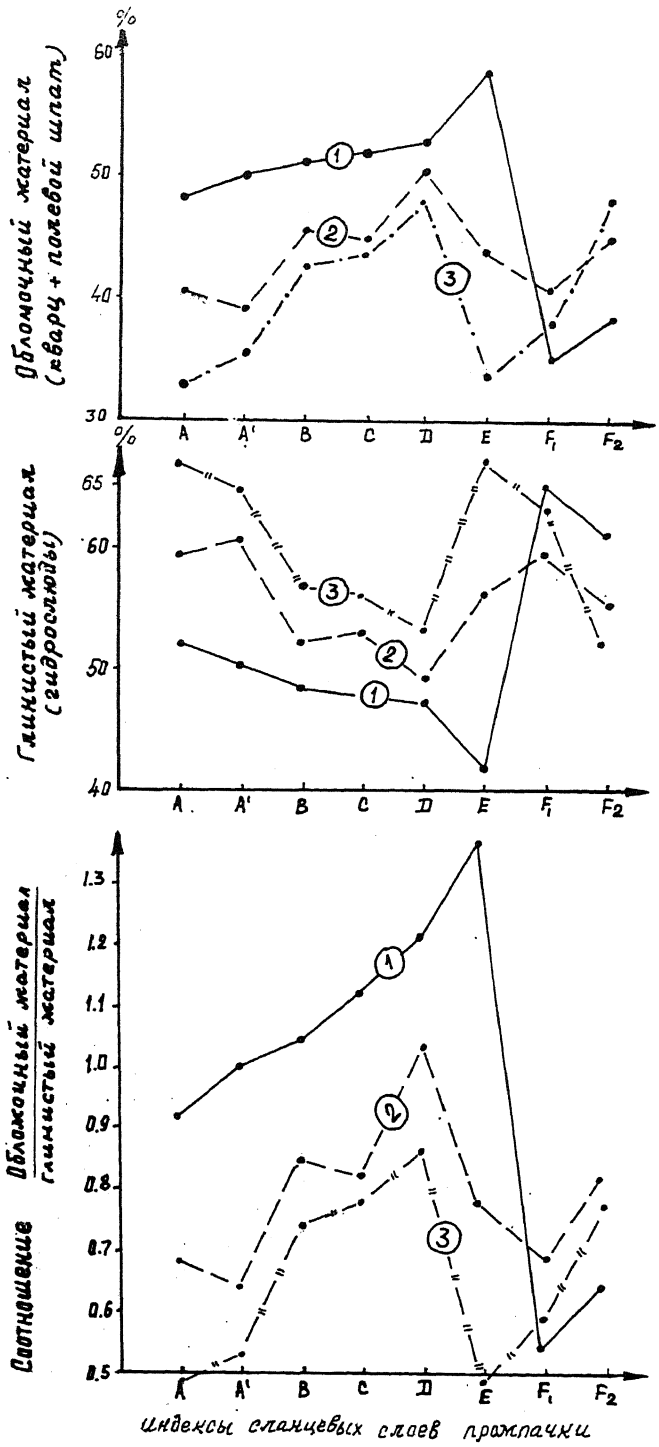


Рис. 8.6. Графики изменения среднего содержания обломочного и глинистого материала в составе терригенного компонента кукерситовых слоев в различных частях Эстонского месторождения. I - западная часть месторождения, 2 - восточная часть, 3 - южная часть.

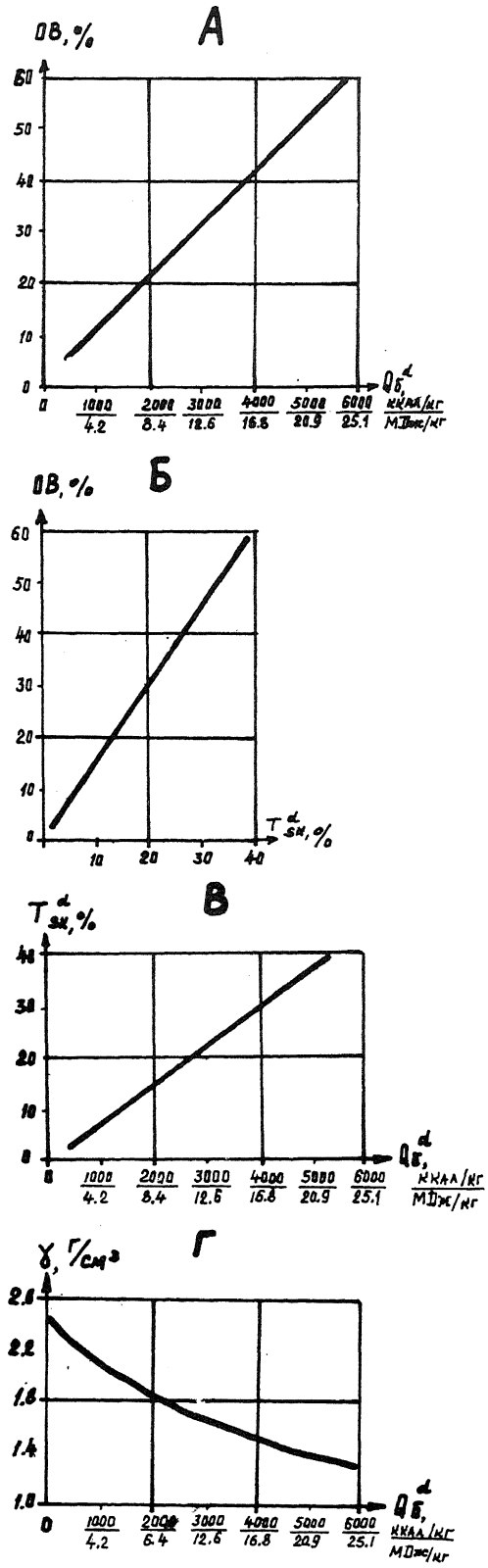


Рис. 8.7. Корреляционные зависимости между составом и свойствами кукерситов. А - между содержанием условной органической массы (ОВ) и удельной теплотой сгорания на сухую массу ($Q_б^d$), Б - между содержанием условной органической массы и лабораторным выходом смол на сланец (T_{sk}^d), В - между выходом смол (T_{sk}^d) и удельной теплотой сгорания ($Q_б^d$), Г - между объемной массой (γ) и удельной теплотой сгорания сланца ($Q_б^d$).

- термическая переработка для получения топливных и химических продуктов.

В настоящее время около 75 % добычи используются в энергетических целях - сжигается в котлах электростанций и промышленных предприятий. Более 20 % сланца подлежит термической переработке на газ и смолу. Сланцевая смола и фенольная вода являются сырьем для ряда продуктов: топочного масла, электродного кокса, эпоксидной смолы и др.

Выделяемый путем флотации из горючего сланца концентрат керогена (т.н. "кероген-70") применяется в производстве пластмасс и резинотехнических изделий.

Для пылевидного сжигания в топках электростанций используются сланцы с теплотой сгорания 2450-2750 ккал/кг (I0.2-II.5 МДж/кг), а для термической переработки идет высококачественный кусковой сланец (класс 25-I25 мм) с $Q_б^d$ - 3I00-3300 ккал/кг (I3,0-I3,8 МДж/кг) и выходом смолы - 23-25 %. Летучая зола, образующаяся при сжигании сланца на электростанциях, используется для производства портланддемента, автоклавных ячеистых бетонов и для известкования кислых почв в сельском хозяйстве. Известняковые отходы обогащения горючих сланцев пригодны для производства низкокачественного щебня.

Поскольку качество сланца в залежи не отвечает требованиям потребителей к качеству товарного сланца, в настоящее время при добыче применяется селективная выемка сланцевых слоев (комплексов слоев) или обогащение извлекаемой горной массы. Различие в объемной массе сланца (γ - I,3-I,8 г/см^3), находящегося в обратной корреляционной зависимости от содержания ОВ и известняка (γ - 2,0-2,5 г/см^3), позволяет применять при обогащении гравитационные методы: мокрой отсадки или обогащение в тяжелых средах.

Изменение параметров промпачки по площади обусловливает неодинаковый выход и разное качество получаемого из нее товарного сланца. По мере удаления от центра месторождения с уменьшением $Q_б^d$ исходной горной массы уменьшается $Q_б^d$ и процент выхода товарной продукции. С.Бауков и др. (I983) доказали, что имеется прямая зависимость между $Q_б^d$ горной массы и выходом из нее товарного сланца и его $Q_б^d$, что позволяет прогнозировать их выход.

Суммарная продуктивность промпачки может быть охарактеризована по выходу смолы (Рт) или условного топлива (Ру.т.) с I м^2 (Каттай, I98I; Бауков и др., I982). По этим показателям сланцевая залежь в пределах РФР (Рт - 650-350 кг/м^2, Р у.т. - I,I-0,6 т/м^2) существенно уступает центральной части месторождения (Рт - 700-900 кг/м^2; Р у.т. - I.2-I,5 т/м^2), где расположены основные действующие сланцедобывающие предприятия, и несколько ниже, чем в восточной части, где располагаются наиболее перспективные новые шахтные поля Куремяэ и Пермискюла (Рт - 500-750 кг/м^2; Р у.т. - 0,8-I,2 т/м^2) (рис. 8.3 В).

Общие балансовые запасы (кат. $A+B+C_I$) кукерситов по Эстонскому месторождению оцениваются в 5,9 млрд.т, в том числе на площадь РФР приходится порядка I,4 млрд.т. Запасы сланца в пределах участка Кабала-Западный составляют около 290 млн.т.

8.3. Тапаское месторождение

Тапаское месторождение кукерситов уступает Эстонскому по основным геолого-промышленным параметрам и запасам. В плане оно имеет вытянутую линзовидную форму, ориентированную в субширотном направлении. Площадь его наиболее перспективной части (мощность $\geqslant$ I,4 м, $Q_б^d \geqslant$ I450 ккал/кг) составляет около I,2 тыс.км^2, порядка I/6 ее территории занимают фосфоритоносные участки Ассамалла и Юго-Восточный (табл. 8.2). Сланцевой залежью, представляющей практический интерес, является пласт Ш. Залежь "слепая", т.е. не имеющая выхода на поверхность. Глубина ее залегания увеличивается от 60 м - на северо-западе, до I70 м - на юге за счет регионального наклона слоев на юг под углом I0-I3′, а также неровного рельефа дневной поверхности.

Мощность и строение залежи. Пласт Ш Тапаского месторождения по текстурным особенностям относится к залежам сложного строения. Он содержит большое количество (30-65 %) включений керогенсодержащего известняка размером в поперечнике от I до 6 см и несколько маломощных (5-I0 см) прослоев известняка. Маркирующие прослои, хорошо коррелируемые между скважинами, не выделены. По результатам поисковых работ (данные О.В.Морозова, Е.М.Басанец и др.), с учетом особенностей строения и качественной характеристики сланца, пласт условно подразделен на 3 неравнозначные по мощности части (Шн, Шс, Шв - снизу вверх). Наиболее мощной является средняя часть пласта Шс - в среднем I,2 м. Мощности Шн и Шв - 0,2-0,4 м. В целом мощность пласта выдержанная. Наибольшая его мощность приходится на центральную (осевую) часть месторождения (2,0-2,3 м), от которой происходит ее постепенное уменьшение в различных направле-

ниях, причем в меридиональном более быстро, чем в широтном. В пределах РФР мощность пласта Ш составляет 1,6-2,0 м (рис. 8.3 А).

Состав и качество сланца. По вещественному составу кукерсит пласта Ш более карбонатный, но содержит меньше ОВ и терригенного материала, чем сланец промпачки Эстонского месторождения (рис. 8.4). Наибольшая концентрация ОВ в сланцевом пласте отмечается на перспективной центральной части месторождения (ОВ - 17-22 %), к периферии содержание ОВ снижается до 10-5 %. Содержание терригенного материала довольно стабильное - 15-20 %. Карбонатный компонент составляет 60-70 %, в периферийных частях месторождения - 70-75 %.

Низким средним содержанием ОВ определяются в целом низкие показатели качества пласта Ш: $Q_б^d$ - 1200-1800 ккал/кг (5-7,5 МДж/кг), T_{SK}^d - 8-13,5 % (рис. 8.3 В). Лабораторными исследованиями доказана принципиальная возможность получения при обогащении товарного сланца энергетического класса с $Q_б^d$ - 2700-3000 ккал/кг (11,3-12,6 МДж/кг) при выходе 45-50 %.

Суммарная продуктивность пласта Ш в целом по месторождению по выходу смолы составляет 470-250 кг/м^2, условного топлива - 0,8-0,4 т/м^2, т.е. по этим показателям он может быть приравнен к промпачке периферийных частей Эстонского месторождения (рис. 8.3 В, табл. 8.2).

По месторождению подсчитаны запасы "условно чистого сланца" по категории C_2 в количестве 2,0 млрд.т, из которых на РФР приходится около 350 млн.т.

8.4. Геолого-промышленное районирование сланцевых месторождений и местоположение фосфоритоносных участков

РФР охватывает западную часть Эстонского и крайнюю северо-восточную часть Тапаского месторождений кукерситов. Промышленная пачка Эстонского месторождения залегает выше пласта фосфоритов на 32-35 м, а пласт Ш Тапаского - на 45-50 м.

Результаты анализа изученности и закономерностей сланценосности региона, оценки ресурсов горючих сланцев и промышленной их значимости позволили В.Каттай (1985[а]) выделить в западной части ПСБ следующие 4 класса районов: промышленный (I), перспективно-промышленный (II) и перспективные первой и второй очереди (III и IУ), имеющие свое распространение и на территорию РФР (рис. 8.2). В соответствии с новой схемой раскройки западной части Эстонского месторождения на шахтные поля, фосфоритоносные участки совпадают с полями новых сланцевых шахт Ульясте, Ново-Кивиыли, Азери и Раквере. Наиболее перспективный фосфоритоносный участок Кабала-Западный, расположенный примерно в центральной части РФР, частично совпадает с полем шахты Азери, строительство которой намечено после 2025 года.

В пределах промышленного района (I) запасы горючих сланцев подсчитаны по категориям $A+B+C_I$ по кондициям 1965 года. Геолого-промышленные параметры сланцевой залежи и горно-геологические условия здесь наиболее благоприятны для эксплуатации, технико-экономические показатели добычи наиболее высокие. Промышленная залежь обеспечивает получение товарного сланца технологического и энергетического классов в соответствии с требованиями потребителей. На площади района расположены все действующие сланцевые шахты и карьеры и намечаемые к строительству до 2020-2025 гг. перспективные шахты. Фосфоритоносные участки (Кабала-Восточный, Юго-Восточный) общей площадью порядка 130 км^2 территориально совпадают с западными частями перспективных ш.п. Ульясте и Ново-Кивиыли промышленного района бассейна.

К перспективно-промышленному району (II) отнесены западная и южная части Эстонского месторождения. Запасы сланца на площади района оценены частично по старым кондициям 1956 года, другая часть - по временным кондициям (1980 г.) для южной части месторождения. Эта площадь является перспективной для приращения балансовых запасов и постановки детальной разведки. Здесь выделены перспективные ш.п. Азери и Раквере, намечаемые к строительству после 2025 года. Все геолого-промышленные параметры залежей на этой площади ниже, горно-геологические условия эксплуатации более сложны по сравнению с таковыми в промышленном районе (I). При обогащении горной массы промпачки возможно получение, в основном, только товарного сланца энергетического класса. Запасы сланцев в пределах района II (в пересчете на условное топливо) практически равны остаточным запасам промышленного района. Каждый из них при достигнутом уровне добычи обеспечивает срок службы бассейна в среднем на 45 лет, итого на 90 лет. Площадь фосфоритоносных участков (Кабала-Западный, Рягавере, Ассамалла и др.) в пределах этого района составляют около 400 км^2.

В качестве следующего его района (Ш) по перспективности (перспективная первой очереди) для изучения выделена центральная часть Тапаского месторождения (Ш) с балансовыми запасами, предварительно оцененными по категории C_2. Общая мощность сланцевой залежи и теплота сгорания горной массы на этой площади близки по своим значениям к параметрам залежи перспективно-промышленного (П) района Эстонского месторождения, однако продуктивность залежи по выходу товарного сланца, смолы и условного топлива несколько ниже и залежь залегает более глубоко. Все это несомненно скажется впоследствии на себестоимости продукции. Лабораторными исследованиями доказана принципиальная возможность получения из сланцевого пласта Ш Тапаского месторождения товарного оланца, но только энергетического класса. При соответствующем обосновании на месторождении следует провести предварительные разведочные работы. Фосфоритоносные участки (Ассамалла, Юго-Восточный) занимают порядка I/6 площади района, что составляет около 220 км^2.

Крайняя, южная часть Эстонского и периферийные части Тапаского месторождений отнесены к перспективным районам второй очереди (IУ). Геолого-промышленные параметры сланцевых залежей наиболее низки в окраинных частях того и другого месторождений. При принятой в настоящее время технологии добычи и обогащения невозможно из сланцев этого района получение товарного сланца, соответствующего по показателям качества требованиям потребительских ГОСТов. В составе промышленной части бассейна перспективные районы второй очереди пока не рассматриваются. Фосфоритоносные участки (Ассамалла, Юго-Восточный) на этой площади занимают около 340 км^2.

9. ТОРФ

При достаточной мощности и площади распространения торфяные залежи болот имеют промышленное значение и рассматриваются как месторождения. В Эстонской ССР геологоразведочные работы (согласно "Методическое..., 1976) с подсчетом запасов проводятся на болотах и болотных системах с площадью торфяной залежи более 10 га и минимальной мощностью торфа 0,9 м. Более мелкие болота взяты на учет, но запасы в пределах их не подсчитаны. На площади Раквереского фосфоритоносного района расположено 48 торфяных месторождений (табл. 9.1, рис.9.1) и 803 мелких болота. Размещение торфяных месторождений неравномерное. Значительные их площади отмечены на склонах Пандивереской возвышенности (рис. 9.1). В пределах самой Пандивереской возвышенности встречаются единичные месторождения.

На основе особенностей геолого-географических условий и в зависимости от генезиса и строения торфяных залежей в Эстонской ССР выделено всего 8 торфяных районов ("Nõukogude Eesti", 1978). Из них на рассматриваемой территории представлено 4: предглинтовая равнина, Северо-Эстонское плато, склоны Пандивереской возвышенности и Пандивереская возвышенность (рис. 9.1).



Рис. 9.1. Схема торфяных залежей на фоне размещения месторождений фосфорита и горючего сланца (рис. 8.2). 1 – Торфяные районы и их границы: А – предглинтовая равнина, Б – Северо-Эстонское плато, В – склоны Пандивереской возвышенности, Г – центральная часть Пандивереской возвышенности; 2 – залежи торфа: а – низинные, б – верховые; 3 – фрезерное поле; 4 – границы месторождений фосфоритов и их участков, 5 – контуры месторождений горючих сланцев: а – Эстонского, б – Тапаского; 6 – болота, взятые под охрану природы; 7 – контур, в пределах которого торф при добавке горючих сланцев выброшен в отвалы.

Таблица 9.I

Запасы торфа Раквереского района

№ п.п.	Название торфяного месторождения	Площадь торфяного месторождения, га	Запасы подстилочного торфа, тыс.т	Запасы торфа на топливо и удобрение, тыс.т	Итого, тыс.т	Кат. разведанности запасов торфа
I	2	3	4	5	6	7
I.	35 x)	I24	-	I6	I6	прогн.
2.	36	577	-	I8	I8	прогн.
3.	Маху	454	638	I824	2462	C_2
4.	42	52	-	44	44	прогн.
5.	Селья	3I0	68	484	552	C_I
6.	40	I06	-	I3	I3	прогн.
7.	4I	I65	-	I93	I93	прогн.
8.	44	I09	-	24	24	прогн.
9.	43	5I0	-	30	30	прогн.
I0.	Кунда	375	258	I224	I482	C_I
II.	Варуди	I387	577	2083	2660	C_I
I2.	45	247	-	78	78	прогн.
I3.	Ахила	996	-	926	926	C_2
I4.	Ааспере	424	52	432	484	C_2
I5.	Хулья	I500	I09	I566	I675	C_2
I6.	46	457	-	6I	6I	прогн.
I7.	47	206	-	80	80	прогн.
I8.	Сооалусе	2I5	2	202	204	C_2
I9.	Ваэкюла	580	I4	480	494	C_2
20.	Сями	807	539	22I8	2757	C_2
2I.	49	30I	-	I95	I95	прогн.
22.	Ранну	644	78	2I04	2I82	C_2
23.	Курэ	I387	437	630I	6738	C_2
24.	Сатсу	2I07	-	I075	I075	C_2
25.	Сака	70	-	II5	II5	C_2
26.	Кабала	472	49	497	546	C_2
27.	Ульясте	I332	585	2462	3047	C_2
28.	Воорепере	2355	-	880	880	C_2
29.	Армико	205	249	3II	560	C_2
30.	Кырбсе	I54	-	220	220	C_2
3I.	Кику	I35	-	I88	I88	C_2
32.	Нээрути	45	I0	72	82	C_2
33.	54	292	-	I60	I60	прогн.
34.	Ветику	I77	84	379	463	C_2
35.	Хийэ	830	488	I884	2372	C_2
36.	Вооре	3726	5I	6779	6830	C_2
37.	Тынсунымме	282	-	924	924	C_2
38.	Сиртси	5644	4553	7878	I2432	C_2
39.	Рохукабья	2I8	45	203	248	C_2
40.	Кадасоо	I72I	5I0	II43	I653	C_2
4I.	Тедре	454	36	286	322	C_2
42.	Оанду	584	49	2I4	263	C_2
43.	Йыэпере	I448	-	936	936	C_2
44.	Пунасоо	896	I380	I048	2428	$A+B+C_I$
45.	Туду	624I	84I	7936	8777	C_2
46.	Саара	I426	598	772	I370	C_2
47.	Саваль-дума	780	244	I344	I588	C_2
48.	48	28	-	38	38	прогн.
	Итого	43555	I2544000	58340000	70884000	

x) Месторождения с прогнозными ресурсами, не имеющие названий.

Основная часть любой торфяной залежи сложена низинными типами торфа. В середине большинства месторождений в верхней части разреза залегает торф верховых типов. Переходные и смешанные типы торфа развиты в подчиненном количестве. В подошве торфяных месторождений чаще всего залегают пески, супеси и суглинки ледниковых озер, местами моренные отложения, редко коренные породы.

Ниже приводится характеристика торфяных залежей отдельно по районам.

Предглинтовая равнина (рис. 9.I) характеризуется тонкозалежными низинными и переходными болотами средней мощностью торфа от 0,3 до 0,5 м. Только на месторождении Маху, расположенном на крайнем северо-востоке данного района (рис. 9.I), основная часть промышленной залежи относится к верховой. Сложена она в верхней части слаборазложившимся фускум- и комплексным торфом, в нижней части залегают среднеразложившиеся древесно-осоковые и древесные торфы. Мощность торфа колеблется в пределах 5,0-5,5 м.

Северо-Эстонское плато (рис. 9.I) занимает равнинную территорию, в пределах которой расположено I3 месторождений торфа. Представлены все типы залежей - низинная, переходная, смешанная и верховая. На основных месторождениях - Варуди,Кунда,Ранну,Куре,Ульясте, Хийэ,Рохукабья, Оанду - преобладает верховой и смешанный тип залежи мощностью торфа 2,I-5,5 м. Верхнюю часть верховой залежи составляет слаборазложившийся фускум- или комплексный торф, мощностью до 2,8 м. Нижние слои представлены среднеразложившимися тростниково-осоковым или древесно-осоковым торфом. Смешанная залежь состоит, в основном, из среднеразложившегося топяного и лесотопяного торфа, в котором слои слаборазложившегося торфа имеют мощность менее 0,5 м. Единственное месторождение, представленное на всей площади низинной залежью - Сатсу (№ 24 на рис. 9.I). Торфяная залежь состоит из среднеразложившегося тростникового и осокового торфа мощностью в среднем I,2 м. На месторождениях Селья, Сака и Вооренере (см. табл. 9.I и рис. 9.I) более или менее равномерно распространены низинная, смешанная и верховая залежи, мощности которых почти не отличаются, составляя I,I-I,5 м. Кроме упомянутых выше месторождений, в пределах Северо-Эстонского плато имеется ряд мелких тонкозалежных низинных болот мощностью торфа до 0,3 м. Некоторые из них окультурены и превращены в поля.

В центральной части Пандивереской возвышенности, где происходит поглощение вод карстовыми воронками и трещинами коренных пород, распространение болот незначительное и имеется только 4 месторождения - Савальдума, Кику, Нээрути и Кырбсе. Из них месторождение Кырбсе полностью сложено низинной залежью глубиной I,8 м. В пределах остальных трех месторождений встречаются все типы залежи - низинная, переходная, смешанная и верховая. Средняя мощность торфа I,3-4,8 м. Низинная залежь состоит из средне- и сильноразложившегося древесного торфа, переходная залежь - из среднеразложившегося топяного торфа. Смешанную залежь в верхней (0,5 м) части слагает слаборазложившийся сфагново-древесный торф, нижние слои представлены сильноразложившимся древесным торфом. Верховая залежь, в преобладающем большинстве, состоит из слаборазложившегося сфагново-фускум торфа.

Для склонов Пандивереской возвышенности характерно простирание крупных (более 6000 га) торфяников с многочисленными минеральными островами. Неровности рельефа на склонах возвышенности обусловили мозаичность болот - глубокозалежные верховые участки соединены тонкозалежными низинными участками. Средняя мощность торфа I,5-4,0 м, максимальная - 6,8 (месторождение Саара).

На торфяных месторождениях этого района представлены все типы залежей. Низинная и переходная залежи представлены средне- и сильноразложившимися древесно-тростниковым, тростниковым или древесным торфом. Верховая и смешанная залежь в верхней части состоит из слаборазложившегося сфагново-фускум торфа, которые на месторождениях Пунасоо, Вохнья, Сями и Кабала занимают 2/3 от общей мощности залежи. На верховиках встречается и пушицево-сфагновый, мочажинный и комплексный торф. В нижней части разреза верховой залежи на месторождениях Пунасоо, Сями и Кабала отмечается среднеразложившийся пушицевый, вересковый, шейхцериевый и сфагновый торф. Смешанная и верховая залежи на месторождениях в пределах склонов Пандивереской возвышенности обычно подстилаются слоями переходного и низинного торфа мощностью от 0,5 до 0,8 м.

Качество и, в зависимости от этого, возможности использования торфа зависят от их ботанического состава, характера подстилающих коренных пород и четвертичных отложений, а также геоморфологического положения торфяников. Богатый древесными остатками торф имеет и более высокую степень разложения и зольность, чем сфагновый торф. В торфяниках рассматриваемой территории доминируют (табл. 9.2) среднеразложившиеся торфы низинного типа (степень разложения

Таблица 9.2

Основные технические и химические свойства торфа

Тип и вид торфа	Степень разложения, %	Зольность, %	Объемный вес при 40 % влажности, т/м^3	Теплота сгорания, МДж/кг	Химический состав (%) на абсолютно сухое вещество		
					CaO	P_2O_5	N
Низинный			0,I55	I7,2-20,I	2,3I	0,06	I,63
древесный	42	7,4					
древесно-осоковый	36	7,6					
древесно-тростниковый	37	7,8					
тростниковый	34	8,3					
осоково-тростниковый	35	8,3					
осоковый	36	6,8					
Переходный			0,I50	не определено			
древесный	44	I,5					
древесно-пушицевый	4I	I,6					
осоковый	32	I,8					
Верховой				не определено	0,69	0,07	I,06
сфагновый и фускум	II	0,8	0,II8				
пушицево-сфагновый	27	I,8	0,I53				
древесный (сосновый)	39	2,I					

36 %) и малоразложившиеся торфы верхового типа (степень разложения II %). По качественным показателям верховая залежь, отличающаяся общей низкой степенью разложения и низкой зольностью, пригодна для изготовления изоляционных плит (степень разложения до I2 %), в качестве подстилки, садоводческого торфа и сырья для производства кормовых дрожжей (степень разложения до 20 %), а также для производства торфяного воска, битуминозного экстракта и кокса (степень разложения >30 %). Низинный торф зольностью до 23 % и степенью разложения более 20 % пригоден для изготовления торфобрикетов (в качестве топлива). В качестве удобрения можно применять торф со степенью разложения более 25 % и зольностью менее 35 %.

Объем запасов торфа (табл. 9.I) в рассматриваемом районе составляет менее 0,5 % от запасов торфа республики. Из общих запасов - 70,8 млн.тонн - подстилочный торф (слаборазложившийся) составляет I2,5 млн.тонн. Остальные 58,3 млн.тонн - торф со степенью разложения более 20 %, пригодный для удобрения и в качестве топлива.

В настоящее время добыча подстилочного торфа ведется на пяти месторождениях - Саара, Варуди, Ранну, Хийэ и Пунасоо. Добыча ведется фрезерным способом на площади 432 га и составляет 99 тыс.тонн в год. Предусмотрено увеличение добычи подстилочного торфа на месторождениях Саара, Варуди, Пунасоо, вследствие чего годовая добыча к концу I990 года должна достичь I20 тыс.тонн. Не решен вопрос об организации добычи торфа для удобрения на площадях, где залегающий выше подстилочный торф отработан. Это необходимо с точки зрения комплексного использования месторождений полезных ископаемых, тем более, что потребность в торфе для удобрения имеется и он добывается экскаваторами в объеме 90 тыс.тонн в год на I8 мелких болотах, запасы которых не разведаны.

Часть торфяных месторождений находится в пределах контура подсчета запасов месторождений фосфоритов и горючих сланцев и к ним необходим особый подход, в особенности на участках открытой разработки. Так, запасы торфа месторождения Кадасоо (№ 40 на рис. 9.I) в объеме I,6 млн.тонн полностью уничтожены добычей горючих сланцев на Октябрьском карьере. Для предотвращения уничтожения торфа при карьерной отработке фосфоритов месторождения Тоолсе следует предусмотреть опережающую добычу запасов торфа на месторождениях, которые остаются в пределах карьера (№ 9 на рис. 9.I).

Не все болота-месторождения целесообразно подвергать разработке. Большие верховые болота (Сями, Ульясте, Сиртси, Кабала, Туду - табл. 9.I, рис. 9.I) являются природными резервуарами чистой воды и имеют определенное значение в питании подземных вод. Учитывая занятость рассматриваемой территории как сельским хозяйством, так и промышленностью, степень которой с вовлечением в эксплуатацию фосфоритовых месторождений еще увеличится, необходимо сохранить часть болот в природном состоянии, особенно те, которые уже взяты под охрану (№ 20, 38, 45 на рис. 9.I).

IO. СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

IO.I. Карбонатные породы

Известняки и доломиты в Эстонии уже с давних пор использовались для нужд строительства - для возведения стен вокруг городищ, а также для сооружения каменных могильников. Об этом свидетельствуют многочисленные карьеры и старые постройки. При кладке стен городищ, построенных до XШ в., вяжущие вещества не применялись. Позднее известняки использовались уже не только как строительный камень, но и как сырье для обжига (Fischer, 1971). Использование известняков расширилось, когда были построены первые цементные фабрики в Кунда (1870) и Азери (1899), крупные известьобжигательные печи в Тамсалу в 1914 году (Orviku , 1933, Luha, 1946).

Отрасли применения известняков и доломитов в качестве строительного материала, цемента и извести сохранились до настоящего времени. Значительно возросли объемы добычи. Ниже рассматриваются известняки и доломиты отдельно по отраслям их использования.

Известняки для цемента

Известняки в производстве цемента являются, главным образом, источником получения окиси кальция, необходимой для образования при спекании смеси их с глинистыми породами основных искусственных минералов цементного клинкера - алита и белита (трех- и двухкальциевого алюмосиликатов). Поскольку сырьевая смесь цемента составляется, в основном, из смеси глинистых и карбонатных пород, до допустимые содержания отдельных компонентов устанавливаются каждый раз конкретно, применительно к используемому сырью и технологии производства.

Цементный завод "Пунане Кунда" работает на двухкомпонентной сырьевой смеси - глины (лонтоваская свита нижнего кембрия) и известняка (вяоская свита среднего ордовика). В качестве топлива используется пылевидный горючий сланец, минеральная часть которого также входит в состав получаемого клинкера. При такой технологии к известнякам предъявляются следующие требования:

CaO - не менее 43,5 %
MgO - не более 3,5 %
силикатний модуль (M_{Si})*) - I,7-3,5
глиноземный модуль (M_{Al}) - I,0-2,5
щелочи - не более I %
SO_3 - не более I,8 %.

В качестве цементного сырья для завода "Пунане Кунда" при существующей технологии пригодны верхние толстослоистые известняки ласнамягиского горизонта как самостоятельно, так и совместно с известняками нижней части ухакуского горизонта (т.е. вяоская свита), при максимальной мощности последних 8 м. Силикатный модуль упомянутых известняков (табл. IO.I) в преобладающем большинстве ниже требуемого, поэтому в сырьевую смесь вводятся силикатные добавки. Вредные примеси, как правило, не превышают нормы. В качестве сырьевой базы цементного завода при двухкомпонентной сырьевой смеси разведаны месторождения Пунане Кунда и Тоолсе (табл. IO.2, рис. IO.I).

Перспективными для использования в цементной промышленности являются толстослоистые известняки ласнамягиского горизонта и нижняя (мощностью 8 м) часть известняков ухакуского горизонта на всей площади их выходов, за исключением зон тектонических нарушений, в которых отмечается их повышенная доломитизация (Тээдумяэ, 1983).

В качестве цементного сырья при условии совместного их использования (в пропорции I:I) с глинистыми известняками с прослоями мергеля йыхвиского горизонта пригодны как доломитовые известняки ласнамягиского горизонта, так и известняки азериского горизонта и валгейыэской пачки кундаского горизонта. Эти известняки использовались в качестве карбонатного компонента при производстве цемента до 1961 года (так называемая трехкомпонентная технология).

*) $M_{Si} = \frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3}$; $M_{Al} = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3}$

Таблица I0.I

Содержание основных компонентов (в %) и модули цементных известняков

Стратиграфический уровень	CaO	MgO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	M_{Si}	M_{Al}
I. Ыхвиский горизонт	4I,3-43,7	I,7-2,5	I,2-I,5	2,7-3,9	I2,4-I5,2	2,8-3,3	2,I-2,8
2. Нижняя часть ухакуского горизонта (верхняя часть вяоской свиты)	40,2-40,8	2,6	I,5-I,6	3,7-4,I	I4,6-I4,8	2,7	2,4-2,6
3. Ласнамягиский горизонт							
3.I. Толстослоистый известняк (средняя часть вяоской свиты)	46,8-48,4	2,7-3,I	I,0-I,8	I,7-2,4	2,8-4,6	0,9-2,7	0,9-2,5
3.2. Доломитовый известняк (нижняя часть вяоской свиты)	45,4-45,8	3,8-4,6	I,3-I,6	I,6-2,4	3,8-4,I	I,I-I,8	I,I-I,5
4. Азериский горизонт	46,0-47,7	I,5-2,5	I,0-3,I	I,8-3,7	2,3-5,7	0,9-I,6	0,6-2,I
5. Кундаский горизонт (валгейнэская пачка)	46,2-48,5	I,4-3,2	I,0-I,9	I,9-3,2	4,5-5,5	0,9-I,4	I,I-2,5

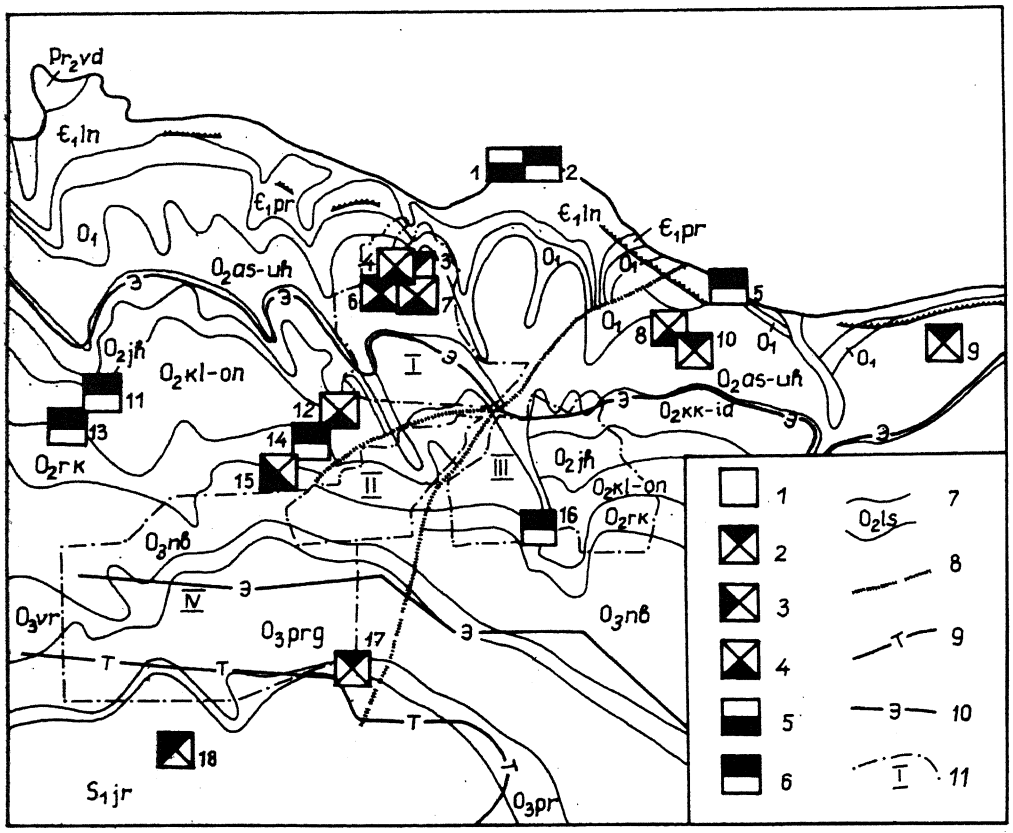


Рис. I0.I. Схема месторождений карбонатных пород и глин. I - месторождение и его номер по таблицам, 2 - строительные известняки и доломиты (табл. I0,5), 3 - известняки для обжига извести (табл. I0.4), 4 - известняки для производства цемента (табл. I0.2), 5 - глины кирпичные (табл. I0.7), 6 - глины цементные (табл. I0.7), 7 - линия выхода и индекс стратиграфических единиц, 8 - линии тектонических нарушений, 9 - Тапаское месторождение горючих сланцев, I0 - Эстонское месторождение горючих сланцев, II - месторождения фосфоритов; I - Тоолсе, II-IУ - Раквереское (II - уч. Кабала, Ш - Рягавере, IУ - Ассамалла).

Таблица I0.2

Разведанные запасы цементных известняков

№ п.п.	№ на рис. I0.I	Месторождение	Порода геологический индекс	Запасы на 0I.0I.84, млн.т		Примечание
				$A+B+C_I$	C_2	
I.	8	Азери	известняк O_2^{ls}, O_2^{as}	I7,I	4I,7	Для цемента с глиной месторождения Азери с добавкой кварцевого песка. Месторождение не использовалось
2.	I2	Алувере	глинистый известняк, мергель O_2^{jh}	I6,4	-	Для 3-компонентной сырьевой смеси с глинами месторождения Кунда и известняками месторождения Курелийва. Использовалось до I96I г.
3.	4	Курелийва	известняк O_2^{ls}, O_2^{as}. O_I^{kn}	I0,3	-	То же
4.	7	Пунане Кунда	известняк O_2^{uh}, O_2^{ls}			Находится в пределах контура подсчета запасов фосфоритов месторождения Тоолсе. Для 2-компонентной технологии завода "Пунане Кунда". Добыча I,3 млн.т
		уч. Ару-Южный		54,9	I,I	В запасах нижние слои O_2^{uh} и весь разрез O_2^{ls}; используются O_2^{uh} и верхние слои O_2^{ls}
		уч. Зап.берег р.Тоолсе		4,7	28,9	В резерве, в запасах нижние слои O_2^{uh} и верхние слои O_2^{ls}
5.	I5	Раквере	известняк $O_2^{rk}+O_3^{nb}$	4I,6	-	Разведано в качестве карбонатной добавки для технологии - известняк месторождения Кохтла-Ярве (табл. I0.5) и сланцевый кокс
6.	6	Тоолсе (контур подсчета запасов фосфоритов)	известняк O_2^{ls}	78,4	I26,7	В запасах только верхние малоглинистые известняки O_2^{ls}

В настоящее время выпуск цемента на заводе "Пунане Кунда" составляет I-I,2 млн.тонн в год. Из этого около 25 % составляет сланцезольный цемент марки "500", остальное - портландцемент марки "400".

Известняки для обжига извести

Химически чистые известняки, которые могут служить сырьем для производства извести, развиты в пределах раквереского, набалаского и поркуниского горизонтов ордовика и куруского горизонта силура (рис. I0.I).

В настоящее время в качестве сырья для производства извести на известковом заводе Ракке (южнее РФР) используются бореалисовые известняки таммикуской пачки и строматопоровые известняки каринуской пачки куруского горизонта. При этом последние, ввиду незначительной мощности (до 3 м), самостоятельного промышленного значения не имеют, но совместно с бореалисовыми представляют собой ценное полезное ископаемое. Бореалисовые известняки - это биоморфные известняки, состоящие из целых раковин или крупного детрита Borealis korealis Наибольшую мощность (8-I3 м) они имеют в районе Пандивереской возвышенности (Карину-Ракке-Тамсалу). Вне пределов упомянутого района содержание раковин убывает, мощность уменьшается и бореалисовый известняк встречается отдельными прослоями в толще непромышленных глинистых известняков с прослоями мергеля.

Химический состав бореалисовых и строматопоровых известняков (табл. I0.3) выдержанный. Повышение содержания окиси магния связано со вторичной доломитизацией, развитой по зонам тектонических трещин. Однако не все трещины сопровождаются доломитизацией известняков, в некоторых зонах трещин порода только раздроблена (месторождение Выхмута Пайдеского района).

Биоморфные (бореалисовые и строматопоровые) известняки по своему составу могут служить, в основном, сырьем (класс Б) для производства строительной извести. Участками встречаются известняки, соответствующие сырью класса А, которые пригодны для производства извести как строительной, так и технологической - для металлургической и целлюлозно-бумажной промышленности.

Таблица I0.3

Содержание основных компонентов (в %)
известняков для обжига извести

№ п.п.	Стратиграфический уровень	CaO	MgO	Н.О.
I.	Раквереский горизонт			
	пийлсеская пачка	45,0-5I,4	0,5-2,5	3,4-5,8
	тудуская пачка	5I,2-54,4	0,5-I,8	2,9-5,6
2.	Набалаский горизонт	49,6-54,5	0,24-2,0	I,8-7,5
3.	Поркуниский горизонт			
	вохилайдская пачка	40,0-54,8	0,2-4,0	I,5-4,8
	сиугеская пачка	45,0-52,8	I,3-6,I	3,5-5,7
	тыревереская пачка	40,8-54,8	0,2-3,0	2,0-9,8
4.	Юруский горизонт			
	таммикуская пачка	42,9-55,0	0,8-5,8	0,9-5,5
	каринуская пачка	43,7-53,8	0,9-3,0	I,0-6,8

Территория распространения бореалисовых и строматопоровых известняков хорошо изучена. В ее пределах разведано 8 месторождений, расположенных, в основном, южнее рассматриваемого района. В пределы Раквереского фосфоритоносного района входит месторождение Тамсалу (рис. I0.I). Запасы месторождения практически исчерпаны (табл. I0.4), перспективы расширения отсутствуют. Оставшиеся запасы включают известняки с содержанием MgO более 3 % (сырье класса В) и в настоящее время не используются.

В более далекой перспективе в качестве сырья для производства извести следует рассматривать известняки раквереского и набалаского горизонтов.

Микрокристаллические и скрытокристаллические известняки раквереского и набалаского горизонтов на всем протяжении выхода и по всему разрезу, за исключением зон тектонических нарушений, имеют довольно постоянный химический состав (табл. I0.3) и пригодны в качестве сырья класса Б и В для строительной извести. Наименьшим содержанием терригенного материала отличаются скрытокристаллические известняки верхней части раквереского горизонта (тудуская пачка), но в преобладающем большинстве содержание его более 3 %, ввиду чего они тоже не имеют перспектив для использования в качестве сырья для производства технологической извести (класс А).

Ограничения для оконтуривания месторождений создают как большая мощность покрывающих четвертичных отложений, так и густая занятость территории выходов. Тем не менее микро- и скрытокристаллические известняки следует принять как перспективное сырье для производства строительной извести в будущем, когда будут исчерпаны запасы основного сырья - бореалисовых известняков юруского горизонта.

То же можно сказать и в отношении химически чистых известняков, развитых в пределах западной части выхода пород поркуниского горизонта (вохилайдская, сиугеская и тыревереская пачки). Детритовые и биогермные известняки отличаются общим высоким содержанием (табл. I0.3) окиси кальция, но послойные колебания содержания окиси магния велики, ввиду чего весь комплекс пород может быть рассмотрен как сырье для производства извести класса Б и В. Выявлен перспективный участок Поркуни (прогнозные ресурсы II млн.тонн), но он находится на густо занятой территории.

Все описанные известняки, пригодные для обжига извести, вполне применимы также в сельском хозяйстве – для подкормки птиц и известкования кислых почв.

Таблица I0.4

Разведанные запасы известняков
для обжига извести

№ п.п.	№ на рис. I0.I	Месторождение	Геологический индекс полезного слоя	Запасы на 0I.0I.84, млн. тонн		Примечание
				$A+B+C_I$	C_2	
I.	I5	Раквере	$O_2rk + O_3nb$	–	2I,9	Пригодны и в качестве подкормки птиц. Оценены прогнозные ресурсы в объеме I6,8 млн.т
2.	I8	Тамсалу	S_1jr	6,2	–	Сырье класса В. Месторожд. с I970 г. не разрабатывается – законсервировано

Известняки строительные

Известняки, пригодные в качестве строительного камня и для производства щебня, распространены в кундаском горизонте нижнего ордовика, азериском, ласнамягиском и ухакуском горизонтах среднего ордовика, выходы которых под четвертичные отложения охватывают северную часть района (рис. I0.I). В этом районе упомянутые известняки имеют практически сплошное распространение, за исключением небольших территорий эрозионных врезов древних долин. Покрыты они, в преобладающем большинстве, маломощным слоем четвертичных отложений, что благоприятствовало их использованию в течение веков. Ограничения для оконтуривания месторождений, кроме геологических факторов (мощность вскрыши, эрозионные врезы и т.п.), создают густая заселенность и сельскохозяйственная занятость рассматриваемого района. Общие геологические запасы строительных известняков легко подсчитать, исходя из площади их выходов, принимая среднюю мощность равной I0 м.

Геологопоисковыми и разведочными работами в пределах РФР изучено 6 месторождений строительных известняков (рис. I0.I, табл. I0.5) с общими запасами по кат. $A+B+C_I$ 75,2 млн.м^3 и по C_2 – 226,6 млн.м^3.

Таблица I0.5

Запасы строительных известняков и доломитов

№ п.п.	I на рис. I0.I	Месторождение	Порода геологический индекс	Запасы на 0I.0I.84, млн.м^3		Примечание
				$A+B+C_I$	C_2	
I.	I8	Тамсалу	известняки S_1jr	2,6	–	В запасах известняки варболаской свиты, подстилающие бореалисовые
2.	I7	Инью-Мерикюла	доломит O_3pr	2,4	–	
3.	9	Кохтла-Ярве	известняк O_2ls	28,6	–	Для цемента пригодны известняки $O_2(ls+O_2as)$ совместно со сланцевым коксом и известняками месторожд. Раквере. Эксплуатировалось до I975 г.

Продолжение табл. I0.5

№ п.п.	№ на рис. I0.I	Месторождение	Порода геологический индекс	Запасы на 0I.0I.84, млн.м^3 A+B+C$_I$	Запасы на 0I.0I.84, млн.м^3 C$_2$	Примечание
4.	6	Тоолсе	известняки $O_2 ls$	I5,2	226,6	В подсчет запасов строительных известняков включены только нижние доломитовые известняки
5.	3	Кунда	известняки $O_2 ls + O_2 as$	I3,6	-	Добыча 400 тыс.м^3 в год. Запасы под известняками для цемента
6.	I0	Ранну	известняки $O_2 ls + O_2 as$	I3,5	-	Не разрабатывается, частично застроено

Мощность и качественные показатели строительных известняков в пределах района их выходов относительно постоянные (табл. I0.6).

Таблица I0.6

Физико-механические свойства известняков и доломитов

№ п.п.	Название показателя	Известняки кундаского горизонта (валгейнэская пачка)	Известняки азерискогo горизонта	Известняки ласнамягиского горизонта: доломитовые	Известняки ласнамягиского горизонта: толстослоистые	Доломиты поркунискогo горизонта (рёаская пачка)	Глинистые известняки варболаской свиты[xx] (кукруский горизонт)
I.	Объемная масса, г/см^3	2,55-2,67	2,58-2,70	2,65-2,80	2,5I-2,70	2,34-2,36	2,52-2,73
2.	Плотность, г/см^3	2,69-2,77	2,60-2,72	2,75-2,86	2,72-2,80	2,80-2,82	н.с.[x]
3.	Пористость, %	2,6-6,5	5,5-6,8	2,9-6,0	3,I-6,4	н.с.	н.с.
4.	Водопоглощение, %	I,0-2,4	более I,5	0,7-2,3	I,7-2,8	4,8-5,2	0,I-2,6
5.	Прочность при сжатии, кг/см^2						
	5.I. В воздушно-сухом состоянии	600-800	700-900	800-II00	800-I000	320-380	420-I630
	5.2. В водонасыщенном состоянии	500-700	650-750	600-900	600-750	230-240	460-I360
	5.3. После 25 циклов замораживания	500-700	600-650	600-900	600-800	260-280	I30-I2I9
6.	Морозостойкость (циклов)	25,I5	25	25	25	25	25
7.	Потеря в весе щебня после 25 циклов замораживания, %	I,2-6,8	5,I-8,I	I,7-4,4	2,5-6,5	I,4-2,2	2,0-6,0
8.	Истираемость в полочном барабане, %	35-45	30-45	25-35	30-35	н.с.	2I-3I
9.	Сопротивление удару на копре ПМ	70-75	50-70	70-90	50-80	н.с.	76-I09
I0.	Содержание глинистых и пылевидных частиц щебня, %	н.с.	0,7-4,2	0,3-2,0	0,5-3,0	н.с.	0,2-I,0
II.	Дробимость щебня в цилиндре (потеря веса в %)	н.с.	I3-I7	II-I6	II-I7	н.с.	I5-I6

x) Здесь и далее н.с. - нет сведений

xx) Качественные показатели по 6 м мощности верхней части

Из известняков кундаского горизонта промышленный интерес могут представлять лишь верхние, менее глинистые известняки валгейнэской пачки, мощность которых 3,8–4,5 м. По физико-механическим характеристикам (табл. I0.6) они пригодны для производства строительного щебня марки "400", МРЗ-I5-25. Учитывая влияние содержащихся в разрезе многочисленных тонких прослоев мергеля, марка щебня гарантируется только с использованием метода избирательного дробления или промывки. Без промывки возможно использовать только фракции более 20 мм.

Известняки азериского горизонта имеют постоянное качество по всей мощности и соответствуют сырью для производства строительного щебня марки "400-600", МРЗ-25 (табл. I0.6).

В разрезе известняков ласнамягиского горизонта выделяются 2 разновидности: нижний – доломитовый известняк и верхний – толстослоистый известняк. Мощность их, в зависимости от степени эрозии, уменьшается в северном направлении. Полная мощность нижней, доломитовой части составляет 2,5–3,0 м, верхней – 7,0–7,5 м.

Качественные показатели (табл. I0.6) обеих разновидностей соответствуют требованиям к сырью для строительного щебня марки "600-800", МРЗ-25. При этом более высокой прочностью отличаются доломитовые известняки. Марка по прочности строительного камня из пород ласнамягиского горизонта "800", по морозостойкости – 25.

Глинистые известняки ухакуского горизонта самостоятельного промышленного значения не имеют. Перспективными для использования в строительных целях следует рассматривать лишь нижние, менее глинистые известняки (мощностью до 5 м), залегающие непосредственно на высококачественных известняках ласнамягиского горизонта. Они пригодны для производства щебня марки "400", МРЗ-25. Однако разработка их целесообразна только совместно с нижезалегающими известняками.

В качестве сырья для производства низкопрочного щебня марки до "400", МРЗ-25 следует рассматривать и глинистые известняки варболаской свиты кукрузского горизонта. К настоящему времени на месторождениях известняков Тамсалу и Ракке запасы сырья для производства строительной извести исчерпаны. Залегающие непосредственно под бореалисовыми известняками глинистые известняки варболаской свиты в верхней 6-метровой части по качеству (табл. I0.6) вполне пригодны для использования. Ниже же они становятся более глинистыми, их прочностные свойства и морозостойкость снижаются.

В целях полного и комплексного использования полезных ископаемых целесообразно углублять старые карьеры на I уступ (6 метров) с тем, чтобы добывать сырье для строительного щебня. Экономическая целесообразность организации производства щебня вне сомнений – отпадает ущерб от изъятия земли из оборота хозяйствования, не потребуется затрат на вскрышные работы и т.д.

Доломиты строительные

Доломиты в пределах Раквереского фосфоритоносного района не имеют сплошного распространения. Некоторое развитие доломиты промышленной мощности (6 м) имеют в поркуниском горизонте (рёаская пачка). На значительной площади выход пород поркуниского горизонта покрыт четвертичными отложениями мощностью более 5 м. Меньшая мощность отмечается лишь участками в районе Поркуни-Виру-Ягупи-Паасвере.

Доломиты рёаской пачки разведаны на месторождении Инью-Мерикюла (табл. I0.5, рис. I0.I). Качество глинистых доломитов низкое (табл. I0.6), и они могут быть использованы для производства как строительного камня, так и щебня марки "200", МРЗ-25.

Доломиты поркуниского горизонта следует рассматривать исключительно как сырье местного значения, которое может в некоторой мере заменить дефицит гравийного материала в этом районе.

I0.2. Глины

Использование глин в Эстонии для производства кирпичей началось в XIII столетии. Первые литературные источники, отмечающие производство кирпича и черепицы, имеются с конца XVIII столетия (Hupel, I777; Fischer, I778). В I9I5 году насчитывалось I50 и в I940 году около 70 в основном мелких заводов производства кирпично-черепичных изделий (Orviku, I933; Luha I946).

Крупные промышленные залежи глин в пределах рассматриваемого района прежде всего связаны с лонтоваской свитой кембрия. Лонтоваские глины пригодны для производства цемента (используются на заводе "Пунане Кунда"), дренажных труб и строительного кирпича (Азериский керамический завод), керамзита, а также для отсыпки дамб хвостохранилищ.

Имеющие небольшое распространение озерно-ледниковые глины четвертичного возраста крупных залежей однородного состава не образуют. Они пригодны для изготовления строительного кирпича, изразцов, грубой керамики и отсыпки дамб хвостохранилищ, но имеют исключительно местное значение.

Лонтоваские, т.н. "синие" глины в пределах рассматриваемого района выходят под четвертичные отложения на предглинтовой низменности (рис. I0.I) в районе Кунда и Азери. Мощность глин достигает 40 м.

Глины характеризуются относительной однородностью по гранулометрическому и химическому составам. Химический состав глин, %: SiO_2 55-63 (в среднем 59, 45); Fe_2O_3 6,9-7,8 (7,6I); Al_2O_3 I6,I-I8,5 (I7,64); MgO 2,3-3,I (2,66); CO_2 0,0-2,5 (0,30); TiO_2 в среднем 0,95: P_2O_5 в среднем 0,I; CaO в среднем 0,84; SO_3 в среднем 0,43; K_2O+Na_2O в среднем 5,7; органическое вещество в среднем 0,67.

Гранулометрический состав глин, %: >2 мм - 0,0-0,48; >0,05 мм - 0,3I-2,4; 0,05-0,005 мм - 25,6-42,4; <0,005 мм - 48,6-73,8. Повышенное содержание песчаной фракции обусловлено присутствием в глинистой толще прослоев тонкозернистого кварцевого песчаника. Число пластичности глины от I5,5-36,6, в среднем I7-I8, объемная масса 2,27 г/см^3; естественная влажность I0,5-38,5 %, объемная масса скелета I,45-I,56 г/см^3, консистенция (-0,4)-(-0,8), огнеупорность глин I250-I295 ^{0}C. Глины представлены, в основном, гидрослюдой с примесью монтмориллонита.

Запасы глин месторождений Кунда и Азери крупные (табл. I0.7), возможности прироста имеются. В настоящее время лонтоваские глины используются для производства цемента, кирпичей, дренажных труб, черепицы и других керамических изделий. В производстве керамики требуется введение отощающей песчаной добавки до 20 %. Марка выпускаемых кирпичей "I50".

Керамзит является неперспективным легким заполнителем бетонов, заменяющим известняковый щебень. Керамзит, изготовленный из глин месторождения Кунда, по данным полузаводских испытаний, имеет марку по прочности "500"-"600" при объемном весе 0,75 г/см^3.

Озерно-ледниковые глины четвертичного возраста (Q_{III}) имеют небольшую мощность - 0,5-0,6 м и ограниченное площадное распространение. Запасы изученных месторождений небольшие (табл. I0.7), но они могут быть использованы как для производства изделий керамики, так и в качестве защитного слоя при строительстве очистных сооружений и дамб для хвостохранилищ. В настоящее время они не используются, но все месторождения использовались местными мелкими предприятиями для производства изразцов, кирпичей и керамических изделий (цветочные горшки и т.д.) с добавкой к глине песков I0-20 %. Глины месторождения Пылула пригодны для изготовления керамики без отощающей песчаной добавки. Озерно-ледниковые глины по данным изученных месторождений характеризуются следующими показателями: естественная влажность I4,8-34,4 %; пластичность I5,5-25,5; удельный вес 2,66-2,75 г/см^3; консистенция 0,28-I,5; огнеупорность I280-I350 ^{0}C, T^0 спекания III0-II50 ^{0}C. По гранулометрическому составу глины, в основном, относятся к группе грубодисперсных: галька и гравий до 0,I %, песок 5,I-I6,5 %, пыль 36,4-48,9 %, глина 37,3-58,5 %. По химическому составу глины кислые со средним и высоким содержанием красящих окислов (%): SiO_2 63,4-70,0; TiO_2 0,60-0,66; Al_2O_3 I3,3-I4,08; Fe_2O_3 2,I8-4,II; FeO 0,76-2,39; CaO I,63-4,58; MgO I,55-2,22; Na_2O I,35-I,50; K_2O 3,50-3,80; п.п.п. 3,62-5,40; SO_3 0,03-0,24.

По технологическим испытаниям марка получаемого кирпича "I50"

I0.3. Песок и песчано-гравийная смесь

Месторождения песка и песчано-гравийного материала в Раквереском фосфоритоносном районе связаны с флювиогляциальными, морскими и эоловыми отложениями (см. гл. 4). Эти материалы интенсивно используются как в строительстве, так и в промышленности строительных материалов. В зависимости от конкретных целей использования к природному сырью предъявляются различные требования. По пескам и песчано-гравийной смеси требования касаются, в основном, гранулометрического состава и содержания вредных примесей. Требования к гравию, помимо упомянутых, содержат и нормы по прочности, морозостойкости, а также по морфологии обломков. Основные ка-

Таблица I0.7

Разведанные запасы глин

№ п.п.	№ на рис. I0.I	Месторождение	Геологический индекс	Запасы на 0I.0I.84 $A+B+C_I$	Запасы на 0I.0I.84 C_2	Примечание
			Цементные глины (тыс. тонн)			
I.	I	Кунда	$\epsilon_1 ln$	40I00	25300	Добыча в год 52 тыс. $м^3$
			Кирпично-черепичные глины (тыс.$м^3$)			
I.	5	Азери	ϵl_1^n	8998	2236	Добыча в год I43 тыс. $м^3$. Забалансовые запасы 203 тыс. $м^3$
2.	2	Кунда-Лонтова	ϵl_1^n	2I560	-	Запасы изучены в качестве грунта для сооружения плотин и дамб хвостохранилища перспективного фосфоритного рудника Тоолсе
3.	II	Ватку	$lg\ Q_{III}$	39	-	Не разрабатывается с I963 г.
4.	I3	Вохнья	"	-	I6	То же
5.	I4	Нортсу		35	-	Не разрабатывается (с I960-х годов), забалансовые запасы 39 тыс. $м^3$
6.	I6	Пылула	"	228	-	Не разрабатывается с I952 г., пригодны и для использования в строительстве земляных плотин. Прогнозные ресурсы 300 тыс. $м^3$

чественные показатели генетически однотипного материала сходные, поэтому ниже приводится краткая характеристика качества и возможностей использования песка и песчано-гравийного материала отдельно по генетическим типам отложений.

Флювиогляциальные отложения распространены в положительных формах рельефа, четко выраженных озах, камах и камовых полях и менее заметных зандродельтах. Эти же отложения часто заполняют и древние долины. Мощность их в зандродельтах 2-5 м, в озах и погребенных долинах до 20 м. В погребенных долинах предглинтовой низины могут встречаться чередования разновозрастных флювиогляциальных отложений и морен.

Флювиогляциальные отложения состоят из сыпучего песчано-гравийно-галечно-валунного материала. Наиболее высоким содержанием гравийной фракции (от I0-80 %) и относительно малым содержанием глинистых и пылевидных частиц (около 5 %) характеризуются отложения оз. Песчаная фракция, в основном, средне- или крупнозернистая - модуль крупности (Мк) более I,5. Мощность озовых отложений достигает 20 м, и они практически повсеместно залегают выше уровня грунтовых вод. В рассматриваемом районе имеется ряд озовых систем - Поркуни-Неэрути, Коэравере-Раквере-Пахнимяэ, Паасвере-Мыдрику, Тырма-Пыйма, Ульясте и др. Оставшиеся после интенсивной в прошлом разработки запасы песков и песчано-гравийной смеси в пределах оз еще достаточно крупные, но так как озы представляют собой наиболее ценные ландшафтные достопримечательности в районе, то они часто берутся под охрану как заказники (рис. I0.2) и в будущем не могут подлежать отработке. Озовые отложения являются непременно наилучшим природным материалом в строительстве дорог. Для применения в промышленности строительных материалов - бетоны, строительные растворы и др. - необходимо предварительное фракционирование, нередко и промывка. Естественное сочетание фракций материала практически повсеместно не соответствует требованиям для этих целей.

Отложения камов и камовых полей (Мянниквялья, Ульясте, Вийтна, Улу и др.) представлены тонкозернистыми песками (Мк $<$I,5, отчасти $<$ I,0). Содержание пылеватых и глинистых частиц нередко превышает I0 %, содержание гравия - менее I0 %. Галечная, а также крупнопесчаная фракция практически отсутствует. Характерным является большая изменчивость гранулометрического состава как по площади, так и по разрезу. Пески камовых отложений местами (Ангузе, Мийла) в природном виде могут быть использованы в качестве песков-отощителей при производстве глиняного кирпича. В преобладающем большинстве они без переработки пригодны только в качестве засыпного грунта.

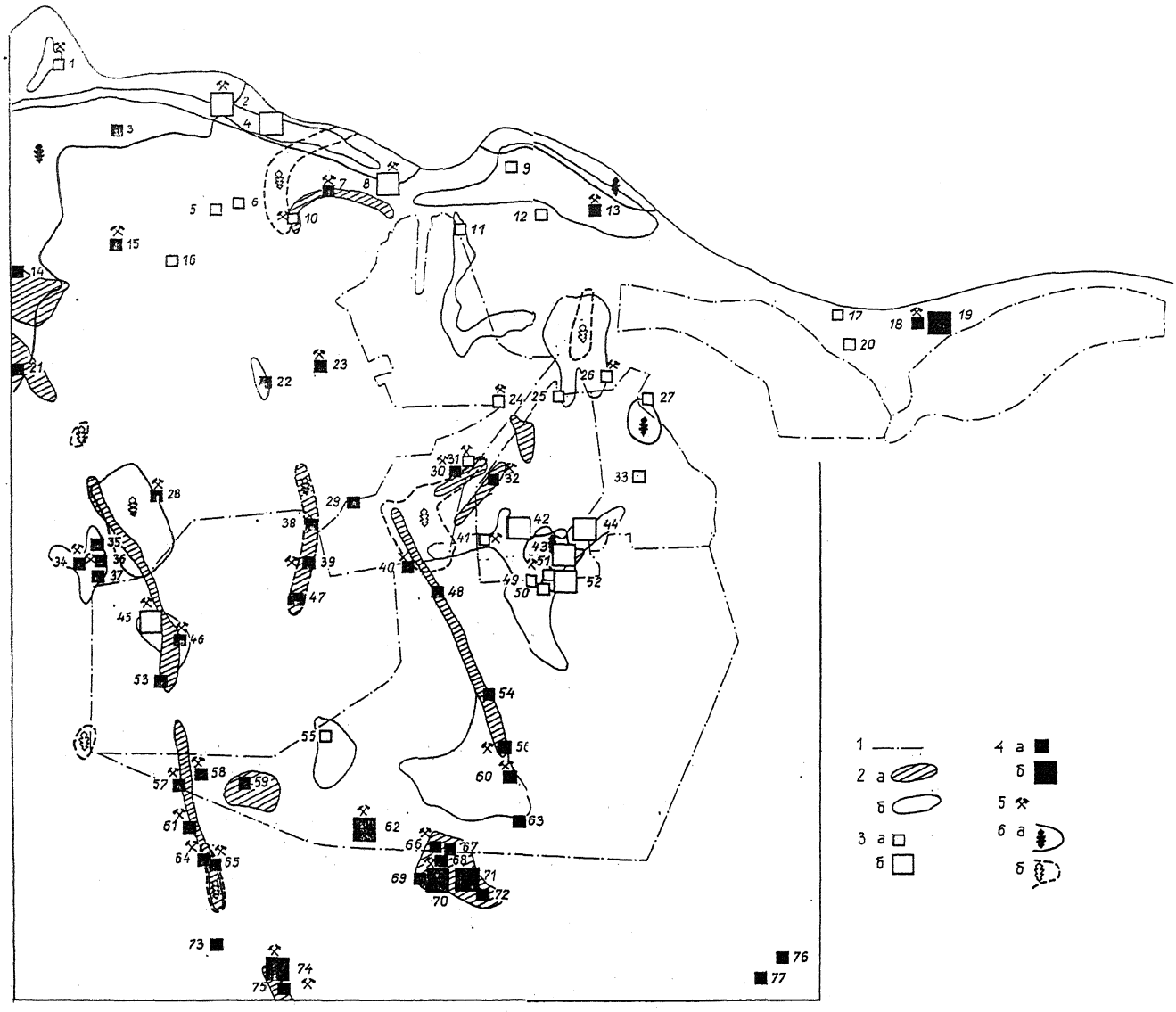


Рис. I0.2. Схема месторождений песка и песчано-гравийной смеси. I - контуры месторождений фосфоритов (см. рис. 7.I.I), 2 - контуры распространения наиболее качественного материала: а - песчано-гравийной смеси, б - песка. 3 - месторождения песка, запасы: а - <I,0 млн.м^3, б - >I,0 млн.м^3. 4 - месторождения песчано-гравийной смеси. 5 - месторождения, эксплуатировавшиеся в I983 г., 6 - контуры заказников и зон отдыха: а - существующих, б - проектируемых. 7 - месторождения:

I - Педасааре
2 - Алтпере
3 - Вихула
4 - Альтя-Рутья
5 - Ноону
6 - Кандле
7 - Селья
8 - Тоолсе
9 - Рихила
I0 - Пэхка
II - Сиберикюла
I2 - Круусимяэ
I3 - Пярна
I4 - Вийтна
I5 - Нытке
I6 - Каазику
I7 - Пуртсе-Хийэмяги
I8 - Молдова
I9 - Аа
20 - Аннемяги
2I - Мягикюла
22 - Вельтси-Пахнимяэ
23 - Сааремяэ
24 - Сями
25 - Хуртья
26 - Вооре
27 - Ульятсе
28 - Рякамяэ
29 - Сыпрузе
30 - Пикаметса
3I - Ваэкюла
32 - Нурксе
33 - Похлару
34 - Нымме
35 - Кику
36 - Кику I
37 - Кику II
38 - Пейнери
39 - Хаава
40 - Кехала
4I - Мянниквялья
42 - Лави
43 - Никри
44 - Мийла
45 - Лазила
46 - Лэммкюла
47 - Инью
48 - Виру-Яагупи
49 - Саэ II
50 - Саэ
5I - Саэ I
52 - Ангузе
53 - Пийзупи
54 - Кулина
55 - Лэбавере
56 - Саара
57 - Мейбауми
58 - Эрина
59 - Моурику
60 - Соонука
6I - Вао
62 - Уникюла
63 - Мууга
64 - Эбавере
65 - Сандиметса
66 - Ару
67 - Моора
68 - Кууземетса
69 - Вескимяэ
70 - Каллавере-Вескимяэ
7I - Лаэквере
72 - Лиэквере
73 - Пейкели
74 - Вяйке-Таммику
75 - Таммику
76 - Энниксааре
77 - Маэтсма

Зандровые и зандродельтовые отложения представлены разнозернистыми (Мк 0,9-2,6) песками с малым содержанием (ниже 10 %) гравия, а также глинистых и пылеватых частиц (менее 5 %). При этом меньшей крупностью и большей глинистостью отличаются дистальные части дельт. В пределах зандров и зандродельт, в частности в их центральных частях, возможно выделить пески, пригодные в естественном состоянии для бетонов (Сиберикюла), но их мощность не превышает 4-5 м.

Флювиогляциальные отложения, заполняющие погребенные долины, пока зафиксированы в устьевой части долин Пада и Тоолсе. Представлены они песками с малым содержанием как гравия (менее 2,5 %), так и пылеватых и глинистых частиц (менее 3 %). Гранулометрический состав песчаной фракции изменчив - модуль крупности 1,2-2,2. Мощность отложений большая, но гидрогеологические условия эксплуатации сложные из-за обводненности значительной части полезного слоя. Разработку песков погребенных долин целесообразно вести методом гидродобычи. Это дает возможность провести фракционирование (т.н. гидроклассификацию) уже при добыче и получить качественные пески для разных целей строительства.

Что касается гравия, высеянного из песков и песчано-гравийной смеси, то он практически всегда, независимо от генетического типа отложений, соответствует сырью для щебня марки "600-800", МРЗ-25, И-1-11.

Морские отложения разных стадий развития Балтийского моря распространены в северной части рассматриваемого района. Отложения береговой фации (береговые валы, косы) представлены гравием и галечником с примесью разнозернистого песка (месторождение Селья), а также песками разной зернистости с небольшим содержанием гравия (месторождения: Альтя-Рутья, Алтпере). Высота береговых валов небольшая - до 3 м, ширина 20-30 м, длина доходит до нескольких километров.

Эоловые отложения слагают береговые дюны, которые нередко покрывают береговые валы (Альтя-Рутья, Алтпере). Представлены они хорошо отсортированными тонкозернистыми (Мк 1,0-1,5) песками с малым содержанием глинистых и пылеватых частиц (< 5 %). Мощность песков обычно не превышает 5 м.

По состоянию на 01.01.1984 г. на рассматриваемой территории (РФР) насчитывалось 77 месторождений песка и песчано-гравийной смеси (рис. 10.2) с общими запасами 107,5 млн.м^3, в том числе 71,5 млн.м^3 песка и 36 млн.м^3 песчано-гравийной смеси. Прогнозные ресурсы составляют 35,5 млн.м^3. На долю 10 месторождений с запасами свыше 1,0 млн.м^3 (табл. 10.8) падает более 90 % всех учтенных запасов района. Остальные месторождения мелкие, с запасами, в основном, менее 100 тыс.м^3.

Таблица 10.8

Данные по важнейшим месторождениям песка и песчано-гравийной смеси

№ п.п.	№ на рис. 10.2	Название месторождения	Характеристика материала	Мощность вскрыши, м	Мощность полезной толщи, м	Площадь, га	Запасы, млн.т	Возможность использования
1.	4	Альтя-Рутья	Тонкозернистый песок	0,3	7,1	111,6	5,2	Для строительных растворов; как песок-отощитель
2.	52	Ангузе	То же	0,5	7,8		3,1	То же
3.	66	Ару	Гравелистый песок	0,3	11,5	12,0	1,4	Для строительных работ
4.	70	Келлавере-Вескимяэ	Среднезернистый гравелистый песок	0,3-2,7	13,8-20,6	57,6	10,2	Как заполнитель для бетона и асфальтобетона
5.	71	Лаэквере	То же	1,3	16,7	19,5	3,3	Для дорожного строительства
6.	45	Лазила	Песчано-гравийная смесь	0,2	4,1	49,5	2,0	То же
7.	42	Лави	Тонкозернистый песок	0,5	10,0	413,4	39,7	Для отсыпки дамб и плотин хвостохранилища
8.	44	Мийла	То же	0,1-0,7	7,7-11,9	49,4	4,8	Как песок-отощитель; для строительных растворов

Продолжение табл. I0.8

№ п.п.	№ на рис. I0.2	Название месторождения	Характеристика материала	Мощность вскрыши, м	Мощность полезной толщи, м	Площадь, га	Запасы, млн.т	Возможность использования
9.	24	Сями	Тонкозернистый песок	0,4	5,I-5,7	28,0	I,5	Как песок-отощитель
I0.	74	Таммику	Песчано-гравийная смесь	I,5	I3	77,7	8,2	Для строительных работ
II.	8	Тоолсе	Тонкозернистый песок	I,I	5,4	3I,0	2,0	Для изготовления цемента
I2.	62	Уникюла	Песчано-гравийная смесь	0,9	4,9	I5,9	2,0	Для изготовления асфальтобетона

Месторождения эксплуатируются карьерами различных местных организаций. На некоторых месторождениях (Лазила, Мейбаумн и др.) открыто несколько карьеров. Качество добываемого материала в природном виде редко соответствует требованиям ГОСТов, и такой материал требует обогащения. Обогатительных сооружений для фракционирования и промывки песков и песчано-гравийного материала в рассматриваемом районе нет. На некоторых карьерах (Вельтси, Лазила и др.) производится только дробление крупнообломочной фракции природного материала.

Ежегодно в эксплуатации находится около 50 карьеров (рис. I0.2), часть которых открыта самовольно, без оформления горного отвода. Годовая добыча материала за последние годы относительно постоянна, составляет около I,2 млн.м^3, из которых добыча собственно песка составляет 0,2 млн.м^3. Основное количество материала используется в дорожном строительстве.

II. ПРОБЛЕМЫ ОСВОЕНИЯ И РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

II.I. Комплексные месторождения – характерная особенность размещения минерально-сырьевых ресурсов в Раквереском районе

Пространственное совмещение многих разнотипных полезных ископаемых является характерной особенностью рассматриваемой территории и всего фосфорито-сланцевого бассейна Северо-Восточной Эстонии. С проблемами комплексной разработки полезных ископаемых и некоторыми отрицательными последствиями горная промышленность столкнулась на месторождении фосфоритов Маарду, на Эстонском месторождении кукерситов и др. На месторождении Маарду во вскрыше фосфоритового слоя залегает потенциальное полезное ископаемое – керогеновые аргиллиты (диктионемовый сланец), которые в настоящее время при разработке фактически отрабатываются в карьерные отвалы. Там их потенциал проявляется в самонагреве (до самовозгорания) и загрязнении среды продуктами разложения (см. раздел II.3). На смежной с РФР территории Октябрьского сланцевого карьера практически отработана в отвал залежь торфа болотного массива Кадасоо. Помимо того, что уничтожены запасы этого полезного ископаемого, в настоящее время затрудняются рекультивационные работы из-за резкой разницы в скорости уплотнения торфа и скальных пород. Залежи торфа болота Калина нарушены дорогами и проседанием поверхности на отработанных площадях сланцевой шахты Виру. Не по назначению используется часть цементных известняков на карьерах цементного завода "Пунане Кунда". Не находят потребления шахтные воды в сланцевом бассейне из-за загрязненности, а для водоснабжения промышленности г.Кохтла-Ярве необходима переброска вод из удаленных поверхностных водоемов.

При освоении месторождений фосфоритов РФР в радиусе влияния горных работ несомненно окажутся многие залежи сопутствующих полезных ископаемых. Строительство крупного промышленного и жилищного комплексов, дорожной сети и т.п. приведет к интенсивной разработке местных строительных материалов всего района. Далеко за пределы контура горных работ распространится влияние шахтного водоотлива.

В горнопромышленных районах Северной Эстонии имеется положительный опыт комплексного использования месторождений. На указанном выше месторождении Маарду известняки вяоской свиты во вскрыше фосфоритов используются для изготовления строительного щебня.

На значительной площади болотных массивов, расположенных в границах карьеров Вийвиконна и Сиргала, ведется опережающая отработка торфа для изготовления торфобрикетов. Разрабатываются мероприятия по использованию и охране торфяных ресурсов крупнейшего в Прибалтике торфяного массива Пухату, попадающих в контуры поля намеченной к строительству шахты Куремяэ. В промышленности строительных материалов, в дорожном строительстве и в сельском хозяйстве используется сланцевая зола электростанций. Отходы обогащения сланцев находят применение в качестве низкомарочного щебня и засыпного грунта и т.д.

С целью рационального использования запасов фосфоритов, предотвращения потерь сопутствующих полезных ископаемых, оптимизации использования ресурсов местных строительных материалов и подземных вод, необходимо разработать единую стратегию развития горной промышленности в Раквереском фосфоритоносном районе и фосфоритосланцевом бассейне Северо-Восточной Эстонии в целом. К этому обязывают действующие положения о недрах, предусматривающие для освоения крупных месторождений, на базе которых намечено строительство более одного предприятия, составление комплексных проектов освоения и разработки. На комплексных месторождениях должны извлекаться также сопутствующие полезные ископаемые или будет гарантирована их сохранность (в недрах или в складированном виде) для последующего использования в целом. В свете изложенного очевидна необходимость составления комплексного территориального плана развития горной промышленности и всего социально-экономического комплекса рассматриваемого региона, учитывающего интересы всех отраслей народного хозяйства.

На уровне современного состояния изученности геологии, полезных ископаемых РФР и в свете принятых направлений и темпов дальнейшего развития сланцевой и фосфоритовой промышленности

Эстонии возникает ряд проблем, касающихся рационального использования минерально-сырьевых ресурсов региона. Эти проблемы различны, в зоне неглубокого залегания фосфоритового слоя, где возможна открытая разработка (северная часть РФР - месторождения Тоолсе и Азери) и в центральной и южной частях, где из-за большой глубины применима только подземная добыча (см. ниже, раздел II.2).

В северной части РФР основную ценность представляет месторождение Тоолсе. Запасы фосфоритов месторождения Азери следует считать неактивными из-за невысокой производительности пласта, низкого качества руды и застроенности территории.

Во вскрыше фосфоритового слоя месторождения Тоолсе залегают (сверху вниз) разведанные запасы торфа (локально), известняков (повсеместно) и ресурсы перспективного полезного ископаемого керогеновых аргиллитов (диктионемового сланца).

Запасы торфа в контуре месторождения Тоолсе составляют I,5 млн. тонн, из них I,2 млн.тонн составляет торф для топлива и удобрений. В свое время в проектных разработках вопрос об использовании этих запасов не был решен. Здесь же имеется около I50 млн.тонн запасов цементных известняков и 30 млн.м^3 строительных известняков (месторождения Тоолсе и Кунда). Существующие в настоящее время возможности переработки известняков соответственно составляют I,5 млн.тонн и 0,45 млн.м^3 в год. Возрастающая потребность республики в карбонатном щебне требует строительства новых щебеночных заводов (в перспективе 5-I0 лет) мощностью 650 тыс.м^3 щебня в год. Потребность в цементе, с учетом вывоза в соседние республики, также имеется. Само строительство фосфоритового рудника потребует дополнительного увеличения добычи щебня, в том числе в связи с дефицитом природной песчано-гравийной смеси.

Принципиальная и экономически обоснованная схема опережающей добычи вскрышных известняков месторождения Тоолсе разработана (Кивимяги, Тээдумяэ, I97I). Однако в существующих проектных разработках полностью обойдены принципы оптимальной добычи сопутствующих строительных известняков.

Залегающие во вскрыше диктионемовые сланцы (ресурсы I4I млн.тонн), помимо органического вещества, содержат и микроэлементы, и бесспорно относятся к числу перспективных полезных ископаемых. Однако они обладают способностью самовозгорания, а продукты гипергенного их разложения сильно загрязняют окружающую среду (см. раздел II.3). Поэтому до разработки технологии использования сланца и способов, предотвращающих его разложение в отвалах, открытая добыча фосфоритов на месторождении Тоолсе недопустима.

При разработке Раквереского месторождения фосфоритов, учитывая глубину его залегания (60-I00 м), целесообразно применение подземной добычи. Пространственно месторождение совмещается с западной частью Эстонского и восточной частью Тапаского месторождений кукерситов. На фосфоритоносных участках Кабала и Рягавере промышленная пачка кукерситов Эстонского месторождения залегает выше пласта фосфоритов на 30-35 м. Южная часть участка Кабала-Западный, первоочередного для освоения, попадает в контур поля перспективной сланцевой шахты Азери, освоение запасов которой, согласно генеральной схеме развития сланцевой промышленности, намечено на далекую перспективу.

По оценкам специалистов в области горной технологии, при опережающей отработке фосфоритового пласта большой мощности (до I2 м), даже в случае закладки выработанного пространства, не гарантируется предотвращение деформаций перекрывающей толщи и, тем самым, возможность последующей отработки запасов кукерсита. По этой причине единственно приемлемым вариантом следует считать комплексную отработку фосфорито-сланцевого месторождения одним горным предприятием (рис. II.I). В этом случае эффективнее могут решаться вопросы энергоснабжения предприятия, получения быстрозатвердевающего закладочного материала для заполнения выработанного пространства фосфоритов (остатки обогащения фосфоритов, сланцевая зола), утилизации промышленных отходов, обеспечивается минимальное нарушение структуры перекрывающей толщи и рельефа земной поверхности (см. также разделы II.2, II.4). Горнотехнические и экономические аспекты такого решения обосновал Р.Пязрк (I985).

В связи с тем, что на Пандивереской возвышенности водные ресурсы ограничены, при разработке фосфорито-сланцевого месторождения необходимо предусмотреть использование воды шахтного водоотлива (или, к примеру, опережающего осушения) в качестве технологической воды, а также для водоснабжения местного населения и сельского хозяйства (см. гл. 6).

Потребности строительства фосфоритового рудника в общераспространенных строительных материалах (песок, песчано-гравийная смесь, засыпной грунт, известняковый щебень) должны покры-

ваться полностью за счет местного сырья. Запасы последних (см.гл.IO), в особенности песчано-гравийного материала, ограничены. С целью предотвращения их истощения и рационального решения проблемы землепользования (изъятие дополнительной земли под карьеры), необходимо предусмотреть максимальное использование карбонатных остатков обогащения горючих сланцев. Образующиеся ежегодно отходы обогащения (около IO млн.тонн) и терриконы уже накопленного материала ограничений в этом отношении не создают. Поэтому уже в стадии проектирования горнопромышленного предприятия необходимо составить схему оптимального обеспечения строительства необходимыми общераспространенными строительными материалами.

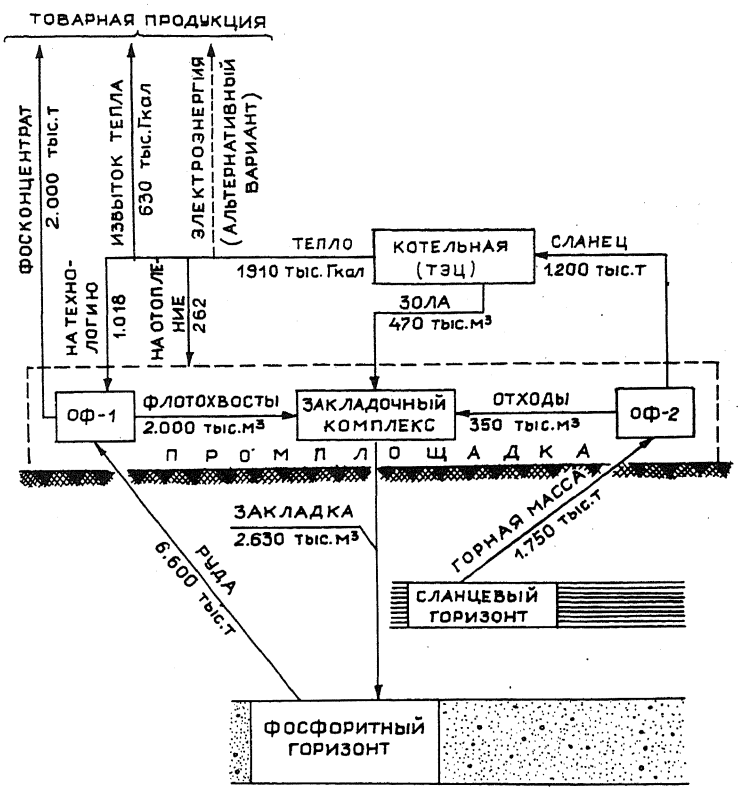


Рис. II.I. Принципиальная схема безотходной технологии использования полезных ископаемых фосфорито-сланцевого месторождения и годовой баланс материальных ресурсов (Пязок, I985).

II.2. О горно-геологических условиях подземной разработки фосфорито-сланцевого месторождения

Для промышленной оценки месторождений, помимо параметров залежей полезного ископаемого и его состава и качества, большое значение имеют горно-геологические условия эксплуатации. Эти данные необходимы для оценки перспектив освоения месторождения в целом, раскройки шахтных полей, проектирования предприятий и разработки месторождения. В Северо-Восточной Эстонии накоплен богатый опыт подземной и открытой разработки горючих сланцев-кукерситов. В районе г.Таллина открытым способом разрабатывается месторождение фосфоритов Маарду. Однако полностью отсутствует отечественный опыт подземной разработки фосфоритов на таких глубинах, какие предвидится осваивать на месторождении Раквере. Из-за отсутствия достаточных инженерно-геологических и гидрогеологических данных прогноз горно-геологических условий подземной разработки фосфоритов возможен в весьма предварительной форме. При общей характеристике горно-геологических особенностей сланцевых, фосфоритовых и комплексных фосфорито-сланцевых месторождений за основу принят соответствующий опыт по сланцевому бассейну (Каттай, I985 а).

Основные факторы, определяющие условия освоения и разработку залежи кукерситов Эстонского месторождения, следующие:

- условия и глубина залегания промышленной пачки;
- мощность, строение и качество промпачки;
- строение, мощность, состав и наличие попутных полезных ископаемых в перекрывающей толще;
- тектонические нарушения и карстопроявления;
- эрозионные врезы.

По таким же критериям возможна предварительная общая оценка условий освоения и разработки пластовой залежи фосфорита Раквереского месторождения. Для более детальной их характеристики, необходимой на стадиях проектирования и строительства горного предприятия, потребуются более конкретные данные, которые могут быть получены в ходе детальной разведки и опытной разработки.

Условия и глубина залегания

Пластовые тела горючих сланцев-кукерситов и фосфоритов в пределах РФР в нормальном геологическом поле (исключая зоны линейных дислокаций и локальные структуры) залегают спокойно, практически горизонтально, с небольшим наклоном в южном направлении (8-13 минут), что в целом благоприятствует ведению эксплуатационных работ. На севере залежи выходят под четвертичные отложения, на юге погружаются до глубин 100 м (Эстонское месторождение горючих сланцев), 150 м (Тапаское месторождение горючих сланцев) и 200 м (Раквереское месторождение фосфоритов, участки Ассамалла и Юго-восточный).

В настоящее время в сланцевом бассейне принята максимальная глубина открытых горных работ 30 м, в перспективе предусматривается ее увеличение до 40 м. Однако в пределах РФР участки с неглубоким залеганием сланца изрезаны погребенными долинами, разбиты тектоническими нарушениями, заняты ценными сельскохозяйственными и лесными угодиями. В этой зоне проходят железная и шоссейная дороги сообщения Таллин-Ленинград, магистральный газопровод и т.д. Поэтому строительство новых сланцевых разрезов в описываемом районе нецелесообразно.

Что же касается месторождений фосфоритов, то в зоне технически возможной открытой разработки находятся месторождения Тоолсе (основная северная часть) и Азери, но из-за нерешенных проблем по охране окружающей среды и утилизации диктионемовых сланцев (см. раздел II.3) разработка этих месторождений пока недопустима. Кроме того, месторождение Азери представлено низкопроизводительным пластом относительно низкокачественной руды, территория месторождения в большой степени застроена, и запасы его следует считать неактивными.

Таким образом, в пределах РФР площади для открытой разработки горючих сланцев и фосфоритов в настоящее время практически отсутствуют. Кроме того, следует отметить, что в зоне неглубокого (до 30 м) залегания горючего сланца практически отсутствуют заслуживающие внимания запасы фосфорита.

Наиболее перспективной для освоения является территория центральной части РФР, где глубина залегания сланцевой залежи составляет 20-100 м, а фосфоритовой - 50-130 м (см. раздел 7.1).

Мощность, строение и качество залежей

Мощность промпачки сланца в пределах РФР, как и в целом по Эстонскому месторождению, весьма выдержанная с общим постепенным уменьшением в юго-западном направлении с 2,5 до 1,6 м. Вся рассматриваемая площадь может быть отработана с применением существующих в настоящее время на месторождении систем разработок (Рейнсалу, 1984). Сложное строение промпачки (переслаивание слоев кукерсита и известняка) и высокие нормы ГОСТ к качеству товарного сланца требуют применения обогащения.

Мощность фосфоритовой залежи на месторождении Раквере изменяется в значительно большей степени, чем на других месторождениях, и без четких региональных закономерностей (см. рис. 7.1.2). На участке Рягавере мощность ее варьирует от 1,5 м (минимальная кондиционная мощность) до 9,3 м (средняя 5,7 м) и на участке Кабала - от 1,5 м до 12,1 м (средняя - 5,2 м). Обоснование систем подземной разработки находится в стадии предпроектных исследований. Ясно одно, что требуется ступенчатая выемка пласта с закладкой выработанного пространства в связи со столь значительной мощностью залежи (Петросянц и др., 1981). Большая мощность фосфоритового пласта и высокая ее продуктивность - главные преимущества Раквереского месторождения перед всеми другими месторождениями в бассейне.

Как все прибалтийские ракушечные фосфориты, руда Раквереского месторождения требует обогащения (см. гл. 7), но она выгодно отличается от руд других месторождений в бассейне более высоким содержанием полезного компонента и низким - вредных.

Строение, мощность и состав пород перекрывающей толщи

В нормальном поле строение и состав пород перекрывающей сланцевую залежь толщи в основном благоприятствуют ведению подземных горных работ. Строение кровли выдержанное. Она представлена переслаиванием известняков, мергелей и горючих сланцев ордовика. Однако, в связи с наличием в разрезе непосредственной кровли и менее прочных глинистых горючих сланцев, мергелей,

возможны отслоения и обрушения пород кровли. Устойчивость кровли выработок снижается и при близповерхностном залегании залежи. При применении различных систем разработки минимальная мощность карбонатной кровли лимитируется - 10-25 м (Рейнсалу, 1984). Поэтому полосу выхода промпачки под четвертичные отложения, где мощность кровли менее 10 м, следует рассматривать как сложную для подземной разработки.

Перекрывающая фосфоритовую залежь толща в нормальном поле также представлена в основном прочными известняками мощностью 50-130 м. Мощность известняковой толщи между кровлей фосфоритового слоя и подошвой пачки сланца составляет порядка 30 м. Однако вопрос об устойчивости известняковой кровли заслуживает особого рассмотрения специалистами при проектировании ввиду необходимости комплексной разработки фосфорито-сланцевого месторождения.

Непосредственной кровлей фосфоритового пласта на месторождении Раквере в основном является неустойчивый глауконитовый песчаник леэтсеской свиты мощностью 1,0 м. Некоторыми исследователями рассматривается вариант его выемки совместно с рудой (Детковский и др., 1985). Имеются и рекомендации об отдельной выемке его и использовании в дальнейшем для закладки выработанного пространства.

Зоны линейных тектонических нарушений

Линейные дислокации, как и эрозионные врезы, являются ограничительными факторами, осложняющими раскройку сланцевых шахтных полей.

В центральной части РФР развиты Азериская и на незначительной площади - Ракверескаяя, Ахтмеская, Сымеруская (рис. 5.1), Канткюлаская (рис. 5.7) зоны нарушений. В пределах указанных нарушений, по аналогии со структурным зонированием Ахтмеского нарушения (Каттай, Вингисаар, 1980), следует ожидать участков с проявлениями пликативной тектоники, трещиноватых, дробленых и закарстованных пород. Горно-геологгческие условия в пределах зон нарушений следует в целом оценить как сложные, исключающие возможность ведения горно-эксплуатационных работ. Для конкретной оценки ширины каждой зоны, отличающейся по степени сложности горно-геологических условий, требуются дополнительные исследования. Отмеченное должно быть принято во внимание также в отношении фосфоритового пласта и его кровли. Можно ожидать участки, где залежь будет представлена крепкими, но трещиноватыми доломитизированными рудами, и участки или зоны выщелоченных, слабых, неустойчивых пород. Установлено, что зона доломитизации в фосфоритовом пласте порою имеет бо́льшую ширину, чем в перекрывающих известняках (рис. 5.8).

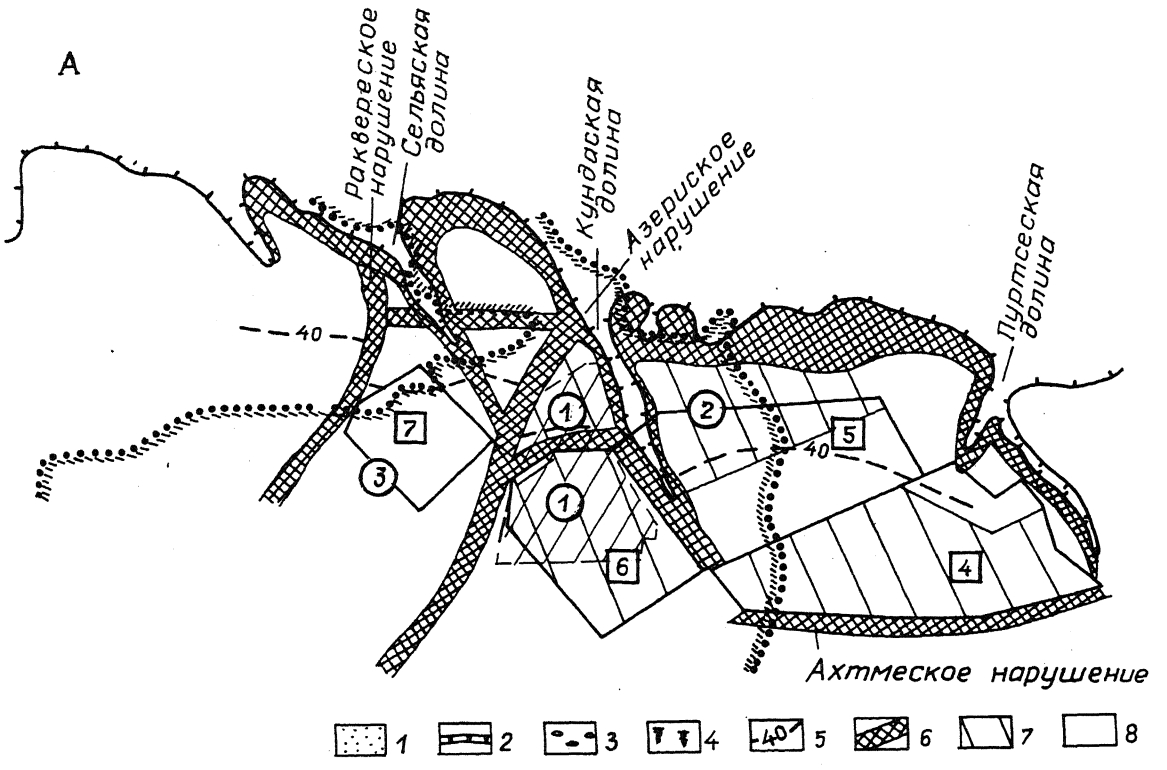
Недостаточно ясна также без проведения опытных горных работ устойчивость кровли фосфоритового пласта вблизи и непосредственно в зонах тектонических нарушений ввиду того, что при тектонической деформации горного массива нередко в наибольшей степени деформируются контакты разнородных литологических комплексов, в данном случае контакт кембро-вендского комплекса глинисто-песчаных и ордовикского комплекса карбонатных пород.

Трещиноватость и закарстованность пород

Промпачка сланца и вмещающие ее породы характеризуются довольно значительной трещиноватостью, предопределяющей развитие карста, величину водопритоков, устойчивость стенок и кровли выработок.

В вертикальном разрезе карстовые нарушения представляют собой зоны трещиноватых, дробленых, доломитизированных и выщелоченных пород. Одним из уровней наибольшего развития карста является промпачка горючего сланца. С глубинным карстом, развитым в сланцевой залежи или в непосредственной его кровле, связаны наибольшие горно-геологические осложнения при эксплуатации (Газизов, 1971). Выявлены закономерности в площадном расположении карстовых нарушений: отдельные изолированные карстовые нарушения встречаются редко, чаще они располагаются группами, сближенно, кулисообразно, образуя участки или зоны с повышенной степенью закарстованности. Наиболее закарстованы площади развития зон линейных дислокаций (10-20 % по карстовому элювию) и участки, примыкающие к этим зонам и испытавшие наибольшие поднятия (1-3 %). Такими участками в РФР являются Кабала-Западный и Кабала-Восточный, расположенные в поднятом крыле Азериского нарушения (рис. II.2). На остальных участках степень закарстованности не превысит 0,5 % (Каттай, 1985 а).

Бурением установлены карстовые пустоты также ниже промышленного пласта сланца, но их влияние на непосредственную кровлю фосфоритового пласта не выяснено.



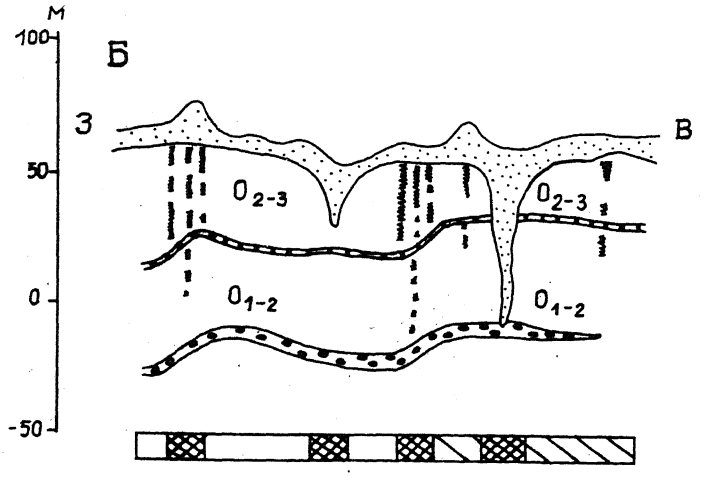


Рис. II.2. Типизация участков по сложности горно-геологических условий эксплуатации (западная часть Эстонского месторождения кукерситов и северная часть Ракверескоro месторождения фосфоритов). А - схематический план, Б - субширотный разрез. I - четвертичные отложения, 2 - промышленная пачка кукерситов, 3 - залежь фосфоритов, 4 - закарстованность карбонатных пород, 5 - изолинии глубины залегания промпачки кукерситов, 6 - площади со сложными условиями подземной разработки, 7 - то же с осложненными, 8 - то же с простыми. Прочие условные обозначения см. рис. 8.2.

Погребенные долины

Эрозионные врезы по погребенным долинам в сланцевом бассейне рассматриваются как естественные границы шахтных полей, поскольку они зачастую углублены ниже промпачки, и пересечение их в этом случае подземными горными выработками на уровне сланцевой залежи не представляется возможным. Проходка выработок под долинами в случае, когда залежь не размыта, предположительно будет сопровождаться горно-геологическими и гидрогеологическими осложнениями. Опыта ведения таких работ в ПСБ не имеется.

Участок Кабала в пределах РФР Кундаская погребенная долина рассекает на две части – Кабала-Западный и Кабала-Восточный. Размыв сланцевой залежи прослеживается с севера на юг на протяжении более 15 км, ширина размыва 0,3-1,0 км. Безусловно, долину следует рассматривать как естественный рубеж для ведения горных работ, требующий оставления охранных целиков.

В связи с тем, что по последним данным разведки долина Кунда на некоторых участках прорезана до уровня пакерортского горизонта или сохранившаяся от эрозии известняковая вскрыша имеет мощность менее 10-25 м, вышесказанное в равной степени относится также к условиям разработки фосфорита. Определенного внимания требует также долина р.Селья на участке Рягавере.

Физико-механические свойства пород

Физико-механические и прочностные свойства пород промпачки сланца, перекрывающей и подстилающей карбонатных толщ выдержаны, породы достаточно прочны и устойчивы в ненарушенном залегании, что позволяет вести проходку горных выработок и очистную выемку без сложных крепежных работ с применением штанговой крепи. Однако эти показатели резко изменяются при приближении к карстовым полостям, в зонах тектонических нарушений, в приповерхностных участках залегания промпачки и вблизи эрозионных врезов (Газизов, 1971).

Имеющиеся разрозненные данные о физико-механических свойствах фосфоритов и пород перекрывающей толщи пока недостаточно представлены для характеристики их в различных геологических ситуациях и поэтому могут дать только некоторое общее представление для т.н. нормального геологического поля (табл. II.1).

Таблица II.1

Физико-механические свойства
фосфоритов и вмещающих пород

Тип породы	Предел прочности на сжатие, кг/см^2	Угол естественного откоса, град	Угол внутреннего трения, град	Пористость, %
Фосфориты	5-600	30-39	29-33	
Алевролиты (кровля)	90-210	31-42	22-23	
Известковистые глауконитовые песчаники (кровля)	200-400			
Глауконитовые песчаники	до 200	29-39		4-25
Известняки, доломиты (кровля)	300-2000М			

Типизация участков по сложности горно-геологических условий эксплуатации

Выше отмечалось, что развитие открытых горных работ в пределах РФР по ряду причин в целом нецелесообразно. Поэтому типизация участков по степени сложности горно-геологических условий проводится применительно к подземной добыче.

Сложные условия разработки следует ожидать в пределах зон линейных дислокаций, локальных структур, на участках с малой мощностью скальной карбонатной кровли, вблизи и под

эрозионными погребенными долинами. Площади с повышенной (относительно) степенью закарстованности промпачки (I-3 %) рассматриваются как участки с осложненными условиями разработки. На прочих участках РФР условия разработки горючих сланцев оцениваются как простые (рис. II.2).

Что же касается прогноза условий разработки фосфоритов, то пока недостаточно ясна роль вышерассмотренных факторов, осложняющих разработку сланцевого пласта. Можно лишь предполагать в зонах тектонических нарушений, вблизи эрозионных врезов, карстопроявлений, развитых в карбонатной кровле, наличие резких изменений прочностных и физико-механических свойств пород фосфоритового слоя и его кровли. Однако трудно предсказать, как это скажется на устойчивости стенок и кровли выработок, на водопритоках.

Поэтому дальнейшее изучение горно-геологических и гидрогеологических условий эксплуатации - ответственная задача на стадии детальной разведки и по опытной шахте.

II.3. Проблема гипергенеза диктионемового сланца

Складирование диктионемового сланца на поверхности земли исключительно предрасполагает к самовозгоранию. Об этом свидетельствуют опубликованные данные, начиная уже с конца XVIII века (Пихлак, I985). В последние десятилетия внимание исследователей и органов охраны природы приковано к процессам самовозгорания диктионемовых сланцев в отвалах Маардуского карьера (Эпштейн и др., I965; Пихлак, I984 а и др.). Однако, как будет сказано ниже, самовозгорание - это только одно из целой серии явлений, происходящих в случае попадания разрыхленных масс диктионемового сланца в зону активного гипергенеза.

Из обобщения разрозненных во многих статьях результатов исследований этих явлений следует, что перемещенный в карьерные отвалы разрыхленный диктионемовый сланец неизбежно подвержен влиянию геохимических агентов зоны гипергенеза, в результате чего он начинает разлагаться. Продукты разложения поступают в окружающую среду, загрязняя воды, атмосферу, почву, растения и т.д. Физико-химические параметры процесса гипергенеза могут быть разразличными, в зависимости от того, в какой степени проявлен самонагрев сланца: отсутствует, проявлен в умеренной или сильной степени, или же достиг точки самовозгорания и далее - активного горения. При низких температурах происходит только выщелачивание компонентов сланцев в карьерные воды, при повышенных - выделение также газов в атмосферу. При горении выделение газов еще более активно и, кроме того, вокруг очагов горения происходит полукоксование сланца с выделением экологически вредных жидких продуктов: масел и подсмольной воды, а также специфических газов. Кратко рассмотрим наиболее важные сведения, характеризующие эти процессы.

В конце I970-х годов дистанционными измерениями с борта самолета Ю.Росс и Я.Антон установили положительную термическую аномалию интенсивностью I0-20 °С (при фоновой температуре воздуха +I2 °С) над отвалами Маардуского карьера (Пихлак, I986). Всеобщий, но неравномерный по площади и разрезу разогрев отвальной массы пород этого карьера до температуры в среднем 30-33 °С, на активных негорящих участках - в среднем до 59-65 °С, максимально - до 90 °С установлен измерениями в специально заданных для такого исследования буровых скважинах (Певзнер и др., I982). В очагах горения температура доходит до 300-500 °С (Пихлак и др., I985 б), максимально - до 800 °С (Певзнер и др., I982). Образующуюся в отвалах в результате полукоксования диктионемовых сланцев смолу Р.Вески относит к группе нафтоидов. Он указывает на обогащение смолы серой, в частности элементарной (Veski, I98I). Химическими исследованиями доказана широкая изменчивость состава этих техногенных нафтоидов, что объясняется непостоянными условиями их образования (различный режим горения и т.п.), миграции, изменения и разрушения (Вески и др., I984). Продукты полукоксования вредны для здоровья, в том числе из-за содержания канцерогенных органических соединений (Уров, Высоцкая, I98I).

Продукты гипергенного разложения диктионемовых сланцев и всей отвальной массы пород выщелачиваются в карьерные воды. По данным Б.Наумова содержание сульфат-иона в воде, вытекающей из-под негорящих отвалов, 419,4 мг/л, а в воде из-под горящих - 3468 мг/л (Певзнер и др., I982). Гидрохимическими исследованиями в карьере Маарду Э.Иоханнес и В.Каризе установили, что окислительно-восстановительные (Eh) и щелочно-кислотные (pH) условия карьерных вод изменяются в пределах: Eh от ±0 мВ до +700 мВ, pH от 2,5 до 8 (Иоханнес и др., I98I).

Помимо изменчивости Eh и pH, резко изменяются минерализация воды (2-17 г/л) и содержание отдельных компонентов: сульфат-иона 1-12 г/л, железа общего 15-600 мг/л и двухвалентного 0,2-300 мг/л, марганца 2-20 мг/л и т.д. Содержание элементов изменяется на различных геохимических барьерах: щелочных, кислородных, сорбционных, испарительных, вызывающих повышение растворимости или же, наоборот, выпадение из растворов отдельных компонентов (Иоханнес, Харизе, 1979, Иоханнес и др., 1980 а,б). Карьерная вода минерализацией от 1 до 3,5 г/л поступает в озеро Маарду.

По оценкам А.Пихлака, модуль техногенного стока с площади карьера Маарду 14,6-119,9, в среднем 25,9 л/с·км^2, причем модуль стока и доля подземных вод в нем увеличивается по мере углубления карьера (Pihlak jt, 1984).

За период исследования длительностью 10 месяцев совместно с карьерной водой в озеро Маарду поступало 8880 тонн сульфат-иона, 1251 тонна кальция и 1473 тонны магния и др. (Pihlak jt, 1984). Содержание сульфат-иона в воде озера достигло 270 мг/л (Певзнер и др., 1982), при фоновом содержании этого компонента в воде озер Эстонии 3-15 мг/л; а в озере Юлемисте, у границы г.Таллина, - 30 мг/л (Simm, 1975). В воде и донных отложениях озера Маарду накапливаются и другие, привнесенные карьерными водами, компоненты.

Для оценки скорости и масштабов гипергенного изменения диктионемовых сланцев месторождения Тоолсе большую ценность представляют сравнительные экспериментальные исследования по активности сланцев различных месторождений в отношении кислорода и скорости выщелачивания компонентов из них (Пихлак, 1984 а,б,1985). По этим данным, кинетическая константа сорбции кислорода (при 20 °С) для сланцев Маарду от 1,37 до 4,21, в среднем 2,43 мл/м^2·ч. На месторождении Тоолсе этот показатель сланца 1,7-20,9, в среднем 4,47 мл/м^2·ч, или в 2-5 раз больше, чем в Маарду. В пределах месторождения Тоолсе активность сланца изменяется как по вертикали (обычно наибольшая у слоя А), так и по латерали (больше в южной и юго-восточной частях) и находится в зависимости от содержания органического вещества и пирита. По сравнению с другими, склонными к самовозгоранию, природными материалами-углями, сульфидными рудами и сланцем-кукерситом - диктионемовые сланцы месторождения Тоолсе относятся к числу наиболее опасных (рис. II.3), что отчасти и является причиной этой сложной проблемы. С повышением температуры сланца на 10 °С скорость сорбции кислорода увеличивается в 1,79 раза. Помимо температуры, активность сланца зависит еще и от влажности, достигая максимума при заполнении влагой 20 % межкускового пространства в пробе (Пихлак, 1985).

Динамика самонагрева диктионемовых сланцев в карьерном отвале зависит от свойств и от внешних условий, и в этом процессе А.Пихлак (1984 а,б, 1986) выделил несколько этапов. В самом начале процесса, в т.н. инкубационном периоде, самонагрев зависит от начальной температуры отвальной массы (зимой ниже, летом выше), ее влажности, доступа кислорода и теплоотдачи. При свободном доступе кислорода и затрудненной в то же время теплоотдаче, скорость повышения температуры наибольшая. В целом самонагрев происходит со скоростью от 0,02 до 0,3-0,5 °С/сутки. Соответственно расчетная длительность инкубационного периода широко варьирует - от 1,5 мес. до 3-4 лет и более. Далее следует т.н. переходный период длительностью в 70-100 суток, когда скорость повышения температуры от 15-40 °С до т.н. критической температуры (70-90 °С) составляет от 0,3-0,5 до 30-40 °С/сутки.

Выше критической точки расчетная скорость еще больше и температура возгорания (238 °С по Киррету и др., 1957) достигается за короткое время.

В специальной литературе по борьбе с рудничными пожарами "критической" считается температура, выше которой начинается быстрый, все ускоряющийся самонагрев материала. Для разных материалов критическими могут являться температуры от 25-30 до 70-80 °С. По оценкам А.Пихлака (1986), критическая температура для сланцев Маарду около 90 °С, сланцев Тоолсе - в среднем 85 °С, а для наиболее активных сланцев Тоолсе - 70 °С. Считается, что максимально допустимая температура в отвалах должна быть почти на 20° ниже критической, т.е. соответственно 70, 65 и 50 °С. С другой стороны, установлено, что начало выделения двуокиси серы из наблюдаемых скважин в карьере Маарду характеризуется температурой сланца в отвале 50-60 °С. Таким образом, с точки зрения пожарной безопасности и охраны атмосферы, температуру +50 °С следует считать допустимой максимальной температурой самонагрева диктионемовых сланцев в отвалах.

Экспериментальными исследованиями по водному выщелачиванию диктионемовых сланцев установлено, что наиболее энергично выносятся сера, кремний, кальций и калий, а наибольшее из-

влечение показали сера, молибден, кальций и натрий. Коэффициенты водной миграции элементов в опытах соответствовали обычным для гипергенных условий. Естественно, что при повышении температуры отвала выщелачивание усиливается. Вынос же элементов из предварительно полукоксованных или озоленных сланцев происходит в одних случаях медленнее, а в других быстрее (молибден), чем обычно. Как и в случае склонности к самовозгоранию, выщелачивание тоолсеских сланцев происходит более интенсивно, чем маардуских (Пихлак и др., 1985).

Что касается природы выщелачивания в натуральных отвалах, то, помимо чисто химического процесса (безусловно имеющего важнейшее значение), имеются и другие. Еще М.Альтгаузен и др. (1980) указали на биохимический (бактериальный) фактор в возбуждении гипергенного разложения пирита и выщелачивания микрокомпонентов из сланца. Б.Наумов (1981) прямыми замерами в карьере указал на важное значение электрохимического фактора, обусловленного наличием сульфидов в сланце, в спуске процесса самонагрева и самовозгорания сланца, а также в ускорении выщелачивания.

Проведенными пока фрагментарными исследованиями выявлены различные аспекты активного гипергенеза, обусловленного химической активностью и крупными геохимическими ресурсами диктионемовых сланцев. Он затрагивает, помимо массы самого сланца, всю отвальную массу разнородных по составу пород, а также геологическую, водную и воздушную среду вокруг карьерного отвала. Скорость, пути, формы и общий баланс миграции веществ в этих процессах пока точно не установлены. Отсутствуют основы для прогноза изменения характера и интенсивности процессов старения отвалов и на случай закрытия карьера, т.е. повышения уровня воды при прекращении карьерного водоотлива. Из-за недостаточной разработанности теоретических аспектов невозможно пока выдать окончательные заключения об эффективности некоторых эмпирических разработок т.н. пожаробезопасной технологии со складированием концентрированных масс диктионемового сланца во внутренние отвалы (Грачев,, Репетух, 1983). Превышение критической температуры сланцев в отдельных точках опытного отвала в Маарду, как и выщелачивание сульфатов и других продуктов разложения сланцев в карьерные воды, уже установлено наблюдениями (Pihlak jt, 1984).

В отличие от лабораторных экспериментов, сроки самовозгорания диктионемовых сланцев в отвалах точно нельзя прогнозировать из-за отсутствия данных о доступе атмосферного кислорода к очагам самонагрева и о теплоотдаче из этих очагов. По опубликованным данным, очаги горения возникали в отвалах карьера Маарду в период от 0,25-1 года до 12 лет и более после окончания горных работ (Певзнер и др., 1982). Отмечается, что скопления сланца прогорают в течение 1-3 лет. Однако очевидно, что по мере укрупнения отвалов сроки прогорания, особенно в случаях ограниченного доступа воздуха, удлиняются. В случаях затяжного горения крупных масс сланца в условиях недостатка кислорода и затрудненной теплоотдачи реально крупномасштабное полукоксование с выделением экологически вредных жидких и газообразных продуктов.

Наряду с проблемой подавления самовозгорания сланца, не менее важна задача - борьба с загрязнением природных вод. По оценке Э.Йоханнеса и др. (1980 б), водоемы карьера Маарду в настоящее время и впредь, при закрытии карьера, по составу воды не соответствуют требованиям, предъявляемым к природным водоемам, и на всю обозримую перспективу будут считаться загрязненными. По этой причине при ликвидации карьера все отрицательные формы техногенного рельефа (ниже прогнозируемого уровня воды) необходимо засыпать.

С целью сохранения экологического равновесия карьерные воды перед спуском в природные водоемы во время работы и после закрытия карьера требуют очистки (Pihlak jt , 1984). Загрязнение подземных вод в контурах карьера, а при прекращении водоотлива также в окружении карьера, неизбежно (Йоханнес и др., 1980 б).

В случае открытой разработки фосфоритового месторождения Тоолсе, в варианте без утилизации диктионемовых сланцев, интенсивность гипергенных процессов их разложения и соответственно отрицательное влияние на окружающую среду будут значительно больше, чем в Маарду, ввиду большей химической его активности, большего содержания различных элементов примесей, больших темпов разработки и больших размеров карьера. Научный прогноз последствий такой разработки и обоснование мер по борьбе с отрицательными последствиями не достигли пока необходимого уровня.

Сохранение перемещаемого в отвалы диктионемового сланца для последующей переработки представляется невозможным по меньшей мере по двум обстоятельствам: 1) невозможностью пре-

градить ухудшение его качества из-за выщелачивания полезных компонентов, 2) высокой опасностью самовозгорания отвалов сланца во время хранения и особенно в случае их вскрытия для использования.

II.4. Пути минимизации влияния подземной разработки фосфорито-сланцевого месторождения на природную среду

Воздействие намечаемого к строительству (на базе запасов участка Кабала) фосфоритового рудника на природную среду будет носить многоплановый характер. На геологическую среду наиболее существенное воздействие будут оказывать горные работы. Вероятное отрицательное влияние горных работ в целом по фосфорито-сланцевому бассейну ранее рассматривалось в общем плане, исходя из опыта разработки сланцевого месторождения и теоретического прогноза по фосфоритам (Пуура и др., 1982; Puura jt., 1982). Достаточно полно изменения геологической среды описаны при подземной разработке Эстонского месторождения кукерсита (Рейнсалу, Тоомик, 1984, Тоомик, Штембах, 1984, Луйга, Паальме, 1985). Однако проблемы охраны среды при подземной разработке фосфоритов конкретно не изучались, так как подземные добычные работы по глубокозалегающей фосфоритовой залежи нигде до сих пор не производились.

Условия разработки кукерсита в существенной степени моделируют будущие условия работы фосфоритовых и фосфорито-сланцевых шахт. При предварительном прогнозировании изменений геологической среды и поисках путей минимизации их отрицательных последствий при разработке рассматриваемого комплексного месторождения (табл. II.1), следует учитывать также методы охраны среды на угольных шахтах (Меркулов, 1981).

При самом общем подходе технологические процессы подземной добычи подразделяются на следующие: выемка полезного ископаемого, выдача горной массы на поверхность и ее обогащение, выдача шахтных вод на поверхность и, наконец, закладка выработанного пространства (Меркулов, 1981). Однако, прежде чем перейти к рассмотрению конкретных условий, следует отметить, что влияние добычи полезных ископаемых можно условно подразделить на прямое воздействие, обнаруживающееся в контурах горных выработок во время эксплуатации месторождения, и на косвенное, проявленное как за пределами контуров горных работ, так и в пределах их, но уже после закрытия горного предприятия (Пуура и др., 1982). При решении задачи минимизации отрицательного воздействия горных работ, нельзя упускать также косвенное их влияние.

В результате выемки полезных ископаемых нарушается устойчивое равновесное состояние перекрывающего массива горных пород. В случае комплексной отработки фосфорито-сланцевого месторождения на участке Кабала-Западный неустойчивость будет обусловлена горными выработками разной высоты на двух уровнях: а) в фосфоритовом слое мощностью от 1,5 до 12,1 и (или более, за счет выемки неустойчивых глауконитовых песчаников непосредственной кровли) на глубине порядка 50-100 м и б) в промышленной пачке кукерсита мощностью около 2 м на глубине от 20 до 70 м (в 30-35 м выше).

Следуя оценкам А.Тоомика и В.Штембаха (1984), максимальное оседание земной поверхности при обрушении кровли выработок при отработке фосфоритового слоя в зависимости от мощности слоя будет варьировать в интервале 1,0-7,0 м, в среднем порядка 4,5 м. Такие большие нарушения рельефа земли в экономически высокоразвитом районе, конечно, недопустимы, и по этой причине возможен лишь вариант с полной закладкой выработанного пространства (Петросянц и др., 1981, Пязок, 1985). Длительное поддержание земной поверхности путем оставления целиков не гарантировано (Р.Рейнсалу, А,Тоомик, 1984), и поэтому этот вариант исключается. Оседание поверхности земли при обрушении горных выработок при отработке пачки сланцев будет доходить до 1,5 м. В таком случае, имея в виду экономику добычи сланца, допускается вариант без обрушения, т.е. поддержание кровли на целиках.

В целом, в рекомендуемом варианте комплексная отработка месторождения обеспечивает минимальный уровень потерь по основному полезному ископаемому (фосфорит), отработку попутного полезного ископаемого - кукерсита для энергоснабжения и получения вяжущего материала (сланцевая зола) для закладки выработок в фосфоритовом слое, минимальное нарушение горного массива и минимальные изменения его фильтрационных параметров, минимальное нарушение рельефа земли со всеми вытекающими из этого последствиями. Вопрос использования остатков обогащения горной массы сланцевой пачки в качестве засыпного грунта при уровне добыче сланца, необходимом лишь для опережения разработки фосфоритов, не представляет никакой проблемы.

Таблица II.2

Воздействие подземной разработки фосфорито-
сланцевого месторождения на природную среду (на основе
схемы В.А.Меркулова, 1981)

Технологический процесс	Возможные воздействия на среду
Выемка: I) пачка кукерсита 2) слоя фосфорита	- нарушение равновесного состояния массивов горных работ; - деформация перекрывающей толщи, открытие старых, образование новых трещин; - сдвижение поверхности земли, нарушение рельефа и наземных объектов; - изменение фильтрационных параметров горного массива; - изменение условий увлажнения поверхности земли, переувлажнение или потопление отдельных участков местности
Выдача на поверхность и обогащение: I) горной массы пачки сланцев 2) фосфорита	I - отсыпка породных отвалов - остатков обогащения, занятие земель под отвалы; - загрязнение природных вод и атмосферы в случае самовозгорания отвалов; 2 - отсыпка хранилищ остатков обогащения (хвостохранилищ) фосфорита, занятие земель под хранилище, разработка месторождений песка, глины и др. для строительства дамб и др.; - загрязнение природных вод жидкими выделениями из хвостохранилищ
Выдача шахтных вод на поверхность	- нарушение естественного гидрогеологического режима и осушение водоносных горизонтов на подработанных и прилегающих к ним площадях; - загрязнение шахтными водами природных вод; - занятие земель под очистные сооружения; - нарушение существующей системы водоснабжения
Закладка выработанного пространства	- загрязнение подземных вод закладочным материалом

Тем самым исключаются проблемы выделения земель и борьбы с самовозгоранием сланцевых терриконников. Аналогично, при использовании хвостов обогащения фосфорита и сланцевой золы в качестве закладочного материала в выработанном пространстве, при отработке фосфоритового слоя исключаются проблемы борьбы с загрязнением вод в районе хвосто- и золохранилищ, не говоря об экономии земель и строительных материалов, необходимых для их обустройств.

В случае предотвращения обрушения кровли выработок в наименьшей степени изменяются и фильтрационные параметры горного массива. Однако нарушения естественного режима и осушение водоносных горизонтов будут существенными (см. гл. 6), причем водоотлив из сланцевой пачки окажет большее влияние, чем водоотлив из фосфоритового слоя.

Использование остатков обогащения фосфорита и сланцевой золы в качестве заполнителя выработанного пространства должно одновременно обеспечить предотвращение загрязнения подземных вод. Необходимо выполнить специальные исследования с целью разработки рецептур.

Пандивереская возвышенность является областью питания подземных вод всех основных водоносных горизонтов Северной Эстонии, и на склонах ее берут начало реки различных бассейнов - Финского залива, Чудского озера, Пярнуского залива (Эйпре, 1981). Раквереское фосфоритовое месторождение занимает всю восточную часть этой возвышенности. При разработке генеральной схемы освоения сланцевых и фосфоритовых месторождений необходимо иметь научно обоснованные данные о региональном влиянии горной промышленности на гидрогеологическую и гидрологическую ситуации, о путях минимизации отрицательных последствий такого влияния.

В целом прогноз влияния горных работ на природную среду и рекомендации по минимизации отрицательных их воздействий составлены пока по методу аналогии и на основе общетеоретических рассуждений. Очевидна необходимость выполнения обширной программы целенаправленных конкретных исследований. Прогнозы необходимо разработать в аспектах прямого и косвенного влияния горных работ и всего горнорудного комплекса в локальном и региональном плане, на периоды действующих и закрытых рудников, в вариантах, отличающихся по количеству одновременно действующих рудников.

Литература

Аасамяэ Э.Э.,Вейдерма М.А., Вескимяэ Х.И. Кислотная переработка термически обработанных природных фосфатов. - Ш научно-технич. конф. Минеральные удобрения и их применение в сельском хозяйстве. Варна, 1975, с. 3-7.

Аасамяэ Э.Э., Вейдерма М.А., Ребане А.И. Получение аммофоса и нитроаммофоски из фосфоритов месторождения Тоолсе. - Хим.пром-сть, 1979 а, № 12, с. 722-724.

Аасамяэ Э.,Вейдерма М., Ребане А. Исследование переработки фосфоритов месторождения Азери в двойной суперфосфат. - Изв. АН ЭССР. Хим., 1979 б, 28, № 3, с. 198-203.

Аасамяэ Э.,Вейдерма М., Ребане А. Исследование получения фосфорной кислоты и сложных удобрений из фосфоритов месторождения Азери. - Изв. АН ЭССР. Хим., 1979 в, № 3, с. 204-209.

Аасамяэ Э.Э.,Вейдерма М.А., Кудрявцева Е.Н. Исследование азотно-кислотного разложения тоолсеского фосфорита. - Тр. Таллинского политехнического института, 1980, № 479, с. 3-11.

Аасамяэ Э., Вейдерма М. Состав и кислотная переработка фосфорита участка Рягавере. - Изв. АН ЭССР. Хим., 1982, 31, № 3, с. 169-174.

Аасамяэ Э., Вейдерма М. Оценка эстонских фосфоритных концентратов как сырья для кислотной переработки. - Изв. АН ЭССР. Хим., 1983 а, 32, № 4, с. 242-245.

Аасамяэ Э., Вейдерма М. Влияние добавки карбамида на азотнокислотно-сульфатную переработку природных фосфатов. - Изв. АН ЭССР. Хим., 1983 б, 32, № 1, с. 1-7.

Аасамяэ Э., Вейдерма М. Азотнокислотно-сульфатная переработка фосфоритов Раквереского месторождения. - Изв. АН ЭССР. Хим., 1984, 33, № 2, с. 73-78.

Аасамяэ Э., Вейдерма М. Получение нитрофоски из раквереских фосфоритов азотнокислотно-сульфатным способом. - Изв. АН ЭССР, Хим., 1985, 34, № 3, с. 165-169.

Абашкина Т.Ф., Шмульян Е.К., Одерберг А.С., Отрешко В.М., Товстюк Л.М., Лифшиц М.С. Разработка способа получения высококонцентрированных водорастворимых удобрений способом азотно-сернокислотного разложения апатита. - Тр. НИУИФа, 1973, № 221, с. 121-127.

Абашкина Т.Ф., Шмульян Е.К., Дорошина Т.В., Жолудев А.А., Ковтун А.А., Ламза Е.Н., Лифшиц М.С. Исследование процесса получения нитроаммофоски из ковдорского апатитового концентрата. - Тр. НИУИФа, 1979 а, № 234, с. 3-11.

Абашкина Т.Ф., Шмульян Е.К., Дорошина Т.В., Леонтьева С.И., Портнова Н.Л., Ципарис А.И., Гедвилас В.С., Янчайтене Д.И. Исследование процесса получения нитрофоски из ковдорского апатитового концентрата. - Тр. НИУИФа, 1979 б, № 234, с. 12-19.

Альтгаузен М., Маремяэ Э., Йоханнес Э., Липпмаа Э. Гипергенное разложение черных металлоносных сланцев. - Изв. АН ЭССР. Хим., 1980, 29, № 3, с. 165-169.

Андра Х., Хейнсалу Ю. Древняя долина и карст по зоне трещиноватости северо-западного простирания в окрестностях Поркуни (Северная Эстония). - Изв. АН ЭССР, ХУ, Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1966, № 2, с. 265-270.

Балтрунас В.А. Строение четвертичных отложений и палеогеоморфология межледниковий (на примере опорных районов Южной Литвы). - Автореф. канд. дис. Вильнюс, 1977. - 27 с.

Бауков С., Морозов О., Тубли Т. Ресурсы Эстонского месторождения горючих сланцев. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1982, 31, № 3, с. 100-104.

Бауков С., Морозов О., Тубли Т. Прогноз качества товарного сланца на периферических участках Эстонского месторождения. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1983, 32, № 1, с. 9-15.

Брангулис А., Кала Э, Мардла А., Менс К., Пиррус Э., Сакалаускас В., Фридрихсоне А., Янкаускас Т. Схема структурно-фациального районирования территории Прибалтики в венде и кембрии. - Изв. АН ЭССР, 1974, 23, № 3, с. 218-225.

Беглов В.М., Кузнецова А.Е., Магрилова А.Х., Федорова И.К. Способ устранения выделения окислов азота при азотнокислотном разложении фосфоритов. - Узб. хим. ж., 1975, № 4, с. 56-58.

Боровко Н.Г., Сергеева С.П. Конодонты верхнекембрийских отложений Балтийско-Ладожского глинта. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1985, 34, № 4, с. 125-129.

Бочевер Ф.М. Теория и практические методы гидрогеологических расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. М., 1968. - 325 с.

Вайкмяэ Р., Валлнер Л., Раямяэ Р. Применение изотопных методов для исследования гидрогеологических условий Кабалаского участка Раквереского фосфоритоносного района (Северная Эстония). - В кн.: Методика изотопных исследований. Таллин, 1986, с. 13-24.

Валлнер Л.К. Гидродинамическая расчлененность и баланс подземных вод Эстонии. - В кн.: Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1980, с. 11-20.
Вахер Р.М. Тектоника фосфоритно-сланцевого бассейна Северо-Восточной Эстонии. - Автореф. канд. дис. Минск, 1983. - 22 с.
Вахер Р.М., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, т. X, Геология палеозоя, 1962, с. 319-355.
Вахер Р.М., Кууспалу Т.И., Пуура В.А., Эрисалу Э.К. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. - В кн.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 33-53.
Вахер Р.М., Кала Э.А., Пуура В.А. Линейные дислокации осадочного чехла Северной Эстонии. - В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики (тезисы УП годичного совещания комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики). Вильнюс, 1978, с. 31-34.
Вейдерма М.А. Исследование процессов переработки оболовых фосфоритов в фосфорные удобрения и кормовые фосфаты. - Автореф. докт. дис. Таллин, 1972. - 41 с.
Вейдерма М.А., Аасамяэ Э.Э. Исследование поточного способа получения двойного суперфосфата с применением различных видов сырья. - Хим. пром-сть, 1973, № 10, с. 756-759.
Верте А. Основные черты гидрогеологического строения и формирования подземных вод Эстонского артезианского бассейна. - Изв. АН ЭССР. Биол., 1965, т. XIУ, № 4, с. 563-586.
Вески Р.Э., Бондарь Б.Б., Сидорова С.М., Таал Х.А. Исследование техногенных нафтоидов, образующихся из диктионемового горючего сланца, методами окислительной и термоокислительной деструкции. - Горючие сланцы, 1984, I, № 4, с. 388-397.
Вийра В., Кивимяги Э., Лоог А. О литологии и возрасте варангуской пачки (тремадок Северной Эстонии). - Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1970, 19, № 2, с. 147-155.
Вингисаар П., Таалманн В. Обзор доломитизации нижнепалеозойских карбонатных пород Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, 23, № 3, с. 237-243.
Вингисаар П., Гулова Х., Кийпли Т., Таалманн В. Распределение микроэлементов в карбонатных породах ордовика и силура Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, 30, № 3, с. 106-109.
Вингисаар П.А., Каттай В.А., Утсал К.Р. Состав кукерсита Прибалтийского сланцевого бассейна. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1984, 33, № 2, с. 55-62.
Волкова Н.А. Акритархи докембрийских и нижнекембрийских отложений Эстонии. - В кн.: Проблематика пограничных слоев рифея и кембрия Русской платформы, Урала и Казахстана. Авт. Н.А. Волкова, З.А. Журавлева, В.Е. Забродин, Б.Ш. Клингер. М., 1968, с. 8-36.
Волкова Н.А. Акритархи и корреляция венда и кембрия западной части Русской платформы. - Сов. геол., 1973, № 4, с. 48—62.
Волкова Н.А. О возрасте юлгаэской пачки на границе кембрия и ордовика в Эстонии. - Сов. геол., 1982, № 9, с. 85-88.
Газизов М.С. К вопросу о морфологии и происхождении глубинного карста в Прибалтийском сланцевом бассейне. - Тр. Ин-та геол. ЭССР, 1958, № 2, с. 133-162.
Газизов М.С. Карст и его влияние на горные работы. М., 1971. - 204 с.
Гатальский М.А. Микродислокация и трещиноватость пород в районе Прибалтики и их значение в миграции и распределении флюидов. - Тр. ВНИГРИ, 1959, 131, Геол., сб., № 4,с.65-77.
Геологическая карта кристаллического фундамента республик Советской Прибалтики. (Отв. ред. В.А. Пуура. Составители: Пуура В.А., Апирубите Р.А., Биркис А.П., Гайлюс Р.П., Мотуза Г.Б., Озолинь Н.К.). Масштаб 1:500000. - М.; Аэрогеология, 1980 а. - 4 л.
Геологическая карта кристаллического фундамента республик Советской Прибалтики. Масштаб 1:500000: Объяснительная записка (Отв. ред. В.А. Пуура. Составители: Пуура В.А., Мотуза Г.Б.). - Л., 1980 б. - 32 с.
Геология республик Советской Прибалтики. Л., 1982. - 304 с.
Гидрогеология СССР, т. XXX Эстонская ССР. М., 1966. - 302 с.
Гидрогеологическая карта дочетвертичных отложений республик Советской Прибалтики. (Отв. ред. В.И. Иодказис. Составители: Бычко Г.А., Варес Х.И., Веножинскис В.Ю., Вийганд А.П., Мокрик Р.В.). Масштаб 1:500000. - Л., ВСЕГЕИ, 1982 а. - 6 л.
Гидрогеологическая карта дочетвертичных отложений республик Советской Прибалтики. Масштаб 1:500000: Объяснительная записка. (Отв. ред. В.И. Иодказис. Составители: Иодказис В.И., Бычко Г.А., Варес Х.И., Веножинскис В.Ю., Вийганд А.П., Мокрик Р.В.). - Вильнюс, ЛитНИГРИ, 1982 б. - 84 с.

Гидрогеологическая карта четвертичных отложений республик Советской Прибалтики. (Отв. ред. В.И. Иодказис. Составители: Мокрик Р.В., Бычко Г.А., Варес Х.И., Иванова З.К). Масштаб 1:500000. - Л., ВСЕГЕИ, 1982 а. - 6 л.

Гидрогеологическая карта четвертичных отложений республик Советской Прибалтики. Масштаб 1:500000. Объяснительная записка (Отв. ред. В.И. Иодказис. Составители: Мокрик Р.Б., Бычко Г.А., Варес Х.И.) - Вильнюс, ЛитНИГРИ, 1982 б. - 56 с.

Гинзбург А.И. Органическое вещество петрографических типов горючих сланцев (на примере некоторых месторождений СССР). Литология и полезные ископаемые. 1969, 4, с. 39-52.

Гниловская М.Б. Вендотениды. - В кн.: Палеонтология верхнедокембрийских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 39-48.

Горянский В.Ю. Беззамковые брахиоподы кембрийских и ордовикских отложений северо-запада Русской платформы. Л., 1969. - 176 с.

Грачев Ф.Г., Репетух В.К. Предупреждение эндогенных пожаров на прибалтийских месторождениях фосфоритов. - Горный ж., 1983, с. 29-31.

Детковский С., Петерселль В., Пязок Р. Об экономической целесообразности включения глауконитовых песчаников в контур выемки фосфоритовых залежей Эстонии подземным способом. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1985, 34, № 3, с. 77-83.

Дубарь Г.П., Левин А.С. Особенности геологического строения и изучения Ленинградского месторождения горючих сланцев. - В кн.: Формация горючих сланцев. Таллин, 1973, с. 39-53.

Загураев В.Г., Хазанович К.К., Шувалова Н.К. Предварительная классификация геолого-промышленных типов ракушечных руд Прибалтики. - В сб.: Горно-химическая промышленность. М., 1982, № 2, с. 1-3.

Занин Ю.Н., Кривопужская Л.М., Вахрамеев А.М., Гусев Г.М., Лемина Н.М., Лундин А.Г., Лобов А.Г., Ряпосов А.П., Ушаков Г.Д., Юсупов Г.С. Преобразования состава и структуры фосфатов кальция фосфоритов в процессе катагенеза и выветривания и влияние этих преобразований на растворимость. - В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск, 1979, с. 37-45.

Иодказис В.И. Формирование и освоение эксплуатационных ресурсов подземных вод Прибалтики. Вильнюс, 1980. - 176 с.

Йоханнес Э., Каризе В. Формирование качества вод при открытом способе добычи фосфоритов в Маарду (ЭССР). Материалы VI всесоюзного симп. по современным проблемам самоочищения водоемов и регулирования качества воды. Таллин, 1979, с. 66-67.

Йоханнес Э.Я., Каризе В.Ю., Савицкая Л.О. Миграция некоторых ингредиентов сельскохозяйственного загрязнения в четвертичных отложениях Эстонии. - В кн.: Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, 1980 а, с. 133-143.

Йоханнес Э.Я., Каризе В., Пилль А. Некоторые проблемы контроля за охраной качества подземных и поверхностных вод при открытой добыче фосфоритов (на примере Маарду). - В сб.: Хозяйственный механизм рационального природопользования при добыче полезных ископаемых. Тезисы докладов респ. науч.-техн. конф., ч. I. Таллин, 1980 б, с. 102-105.

Йоханнес Э.Я., Каризе В.Ю., Пилль А.А. Исследование водной миграции элементов на отработанном карьерном поле Маардуского месторождения фосфоритов. - В сб.: Методы исследования загрязнения подземных вод Прибалтики. Вильнюс, 1981, с. 73-75.

Йыгар П. Схематизация условий геофильтрации на Пандивереской возвышенности Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1983, 32, № 2, с. 69-78.

Йыгар П. Исследование влияния природных и техногенных факторов на состав подземных вод Северной Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Геол. 1985, 34, № 4. с. 148-156.

Йыгар П., Олли В. О влиянии тектонических нарушений и погребенных долин на гидрогеологические условия Пандивереской возвышенности Эстонской ССР. - Изв. АН ЭССР. Хим., Геол., 1973, 22, № 4, с. 318-361.

Кальо Д.Л. О граптолитовых зонах тремадока и аренига Прибалтийской и Московской синеклиз. - В кн.: Граптолиты СССР. Новосибирск, 1974, с. 31-36.

Кальо Д. Структурно-фациальное районирование силура Прибалтики. - В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 6-13.

Кальо Д.Л., Кивимяги Э.К. О распределении граптолитов в диктионемовом сланце Эстонии и разновозрастности его фаций. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1970, 19, № 4, с. 334-341.

Кальо Д.Л., Кивимяги Э.К. Зональное расчленение тремадока Эстонии. - В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 53-63.

Карта полезных ископаемых республик Советской Прибалтики. (Отв. ред. К.А. Стумбур. Составители: Стумбур К.А., Биргер А.Я., Линчюс А.А., Пюви С.Х., Шапорев А.А.). Масштаб 1:500000. - М.: Аэрогеология, 1980 а. - 4 л.

Карта полезных ископаемых республик Советской Прибалтики. Масштаб 1:500000: Объяснительная записка (Отв. ред. К.А. Стумбур. Составители: Стумбур К.А., Биргер А.Я., Линчюс А.А., Пюви С.Х., Шапорев А.А.). - Вильнюс, ЛитНИГРИ, 1980 б. - 127 с.

Карукяпп Р.Я. Морфологические особенности камовых полей ледниковых возвышенностей. - В кн.: Строение и формирование камов. Таллин, 1978, с. 84-91.

Карукяпп Р.Я. Особенности формирования четвертичного покрова и форм рельефа в готигляциальном этапе дегляциации (на примере территории Эстонии). - Автореф. канд. дис. Вильнюс, 1979. - 26 с.

Каттай В.А. Общие закономерности изменения основных параметров промышленного пласта сланца Эстонского месторождения. - В сб.: Вопросы геолого-маркшейдерской службы на сланцевых шахтах. Таллин, 1981, с. 3-13.

Каттай В.А. Закономерности изменения геолого-промышленных параметров залежей кукерситов западной части Прибалтийского бассейна и перспективы развития его сырьевой базы. - Автореф. канд. дис. М., 1985 а. - 22 с.

Каттай В.А. Зависимости между составом и качественными показателями горючих сланцев-кукерситов. - В кн.: Осадочные полезные ископаемые Прибалтики и их рациональное использование. Рига, 1985 б, с. 66-74.

Каттай В., Вингисаар П. Строение Ахтмеского тектонического нарушения. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1980, 29, № 2, с 55-62.

Каяк К., Кессел Х., Лийвранд Э., Пиррус Р., Раукас А., Сарв А. Местная рабочая стратиграфическая схема четвертичных отложений Прибалтики (к Межведомственному стратиграфическому совещанию. Вильнюс, май 1976 г.). Вильнюс, 1976, с. 4-52.

Кивимяги Э., Тээдумяэ А. Результаты комплексной оценки вскрышных пород месторождения фосфоритов Тоолсе. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1971, 20, № 3, с. 243-250.

Кивимяги Э.К., Лоог А.Р. Основные типы текстур граптолитовых аргиллитов месторождения Тоолсе. - Изв. АН.ЭССР. Хим. Геол., 1972, 21, № 2, с. 143-147.

Клеесмент А., Мяги С. К литологической и минералогической характеристике терригенно-глауконитовых отложений цератопигевого и латорпского горизонтов Эстонской структурно-фациальной зоны. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1975, 24, № 1. с. 55-63.

Клейн В.М., Пуура В.А. О картировании слабо выраженной метаморфической зональности на основе детальных исследований состава минералов. - В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Тезисы докладов. Киев, 1979, с. 242-243.

Климатический атлас Эстонской ССР. Таллин, 1969. - 209 с. (Главное управление гидрометслужбы при СМ СССР, Управление гидрометслужбы ЭССР).

Кристаллический фундамент Эстонии. М., 1983. - 208 с.

Кудрявцева Е.Н., Аасамяэ Э.Э., Вейдерма М.А. Влияние состава фосфатного сырья на его азотно-кислотную переработку. - Тр. Таллинского политехнического института. Таллин, 1983, № 542, с. 11-23.

Кырвел В.Э. К литостратиграфической характеристике ракверескоЙ и набалаской свит в северо-восточной части Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, т. X, Геология палеозоя, 1962, с. 67-76.

Маманский В.В. Древнейшие слои силурийских отложений России. - Тр. Геол. ком..Нов. сер. 20, 1905. - 147 с.

Лисицына Г.Н. К вопросу об аллереде Прибалтики и о возрасте стоянки Кунда. - Сов. арх., 1958, № 3, с. 60-96.

Лоог А.Р. О фосфатном материале оболовых фосфоритов. - Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1962 а, 11, № 3, с. 229-235.

Лоог А.Р. К геохимии нижнего ордовика Эстонии. - Тр. ИГ АН ЭССР, т. X, Геология палеозоя, 1962 б, с. 273-291.

Лоог А.Р. О литологии тискреской свиты. - В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, с. 9-17.
Лоог А. Редкие земли в оболовых фосфоритах Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1968, 17, № 4. с. 433-435.
Лоог А., Менс К., Мюрисепп К. О границе лонтоваской и пиритаской свит нижнего кембрия Прибалтики. - Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук, 1966, № 2, с. 271-276.
Лоог А., Кивимяги Э. О распространении оболовых фосфоритов Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1970, 19, № 1. с. 92-94.
Лоог А.Р., Петерселль В.Х. Геохимические особенности граптолитовых аргиллитов (диктионемовых сланцев) Эстонии. - В кн.: Геохимия горючих сланцев (Тезисы докладов). Таллин, 1978, с. 109-110.
Луйга П.О., Паальме Г.П. Охрана окружающей среды при добыче и использовании эстонских горючих сланцев. - Гор. сланцы, 1985, 2, № 2, с. 206-213.
Мальцева И.М., Перочинская М.Б., Янкин В.М., Латышева Н.П., Шмульян Е.К., Суслова О.С. Изучение возможности уменьшения выделения окислов азота при получении удобрений азотнокислым разложением фосфатов. - Тр. НИУИФа. М., 1976, № 228, с. 49-51.
Менс К.А. Об этапности осадконакопления в раннем кембрии Прибалтики. - Изв. АН ЭССР. Сер. геол., 1981, № 3, с. 82-90.
Менс Кайса, Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1969, 18, № 4, с. 385-390.
Менс К., Пиррус Э. Древняя кора выветривания ляминаритовых глин на Северо-Западе Русской платформы. II. Характеристика химико-минералогических изменений и условия образования. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1970, 19, № 1, с. 84-89.
Менс К., Пиррус Э. О стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия на Северо-Западе Русской платформы. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1971, с. 93-103.
Менс К.А., Пиррус Э.А. Вендские отложения Прибалтики и литогенетические особенности их формирования. - Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. М.,1974, с. 84-88.
Менс К.А., Пиррус Э.А. Базальный конгломерат люкатиской свиты нижнего кембрия Эстонии. - В кн.: Геология кристаллического фундамента и осадочного чехла Прибалтики. Рига, 1975, с. 132-143.
Менс К., Пиррус Э. Стратотипические разрезы кембрия Эстонии. Таллин, 1977. - 70 с.
Менс К.А., Пиррус Э.А. Южный склон Балтийского щита. - В кн.: Стратиграфия верхнедокембрийских и кембрийских отложений запада Восточно-Европейской платформы. М., 1979, с. 7-41.
Мено Кайса, Пиррус Э. К стратиграфической номенклатуре вендских отложений Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1980, 29, № 2, с. 49-53.
Меркулов В.А. Охрана природы на угольных шахтах. М., 1981. - 184 с.
Методическое руководство по разведке торфяных месторождений. М., 1976, с. 8-15.
Методические рекомендации по составлению и подготовке к изданию Государственной гидрогеологической карты СССР масштаба 1:200000. Коллектив авторов. Ротапринт ВСЕГИНГЕО, М., 1985.
Методы охраны подземных вод от загрязнения и истощения. Под ред. И.К.Гавич. М., 1985. - 320 с.
Мийдел А.М. О древних (погребенных) долинах Эстонии. - В сб.: Вопросы региональной палеогеоморфологии (Тезисы региональных докладов палеогеоморфологического совещания - VI Пленума Геоморфологической комиссии Отделения наук о Земле АН СССР). Уфа, 1966, с. 47-48.
Мийдел А.М. Геологическое строение и развитие долин Северной Эстонии в голоцене. - Автореф. канд. дис. Таллин 1968. - 18 с.
Мийдел А. Новые данные о связи между направлениями долин и тектонической трещиноватостью в Северной Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1971, 20, № 2, с. 160-162.
Мироненко В.А., Румынин В.Г., Учаев В.К. Охрана подземных вод в горнодобывающих районах. Л., 1980. - 320 с.
Михеева И.Е., Бочкарев Г.С., Гзовский А.С. Пеногашение в процессе получения экстракционной фосфорной кислоты из карбонатсодержащих фосфатов. - Тр. НИУИФа, 1979, № 234, с. 121-128.

Мустйыги Э.А. Месторождение фосфоритов Тоолсе (геолого-экономический обзор). - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1970, 19, № 1, с. 57-61.
Мюрисепп К.К. О стратиграфии тискреской свиты в Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, т. X, Проблемы палеозоя, 1962, с. 55-59.
Мяги С. Отложения онтикаского яруса Средней и Западной Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1970, 19, № 2, с. 141-146.
Мяги С. Характеристика стратотипа онтикаской подсерии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1984 а, 33, № 3/4, с. 104-111.
Мяги С.О. Стратиграфия и фации онтикаских отложений. - Автореф. канд. дис. Таллин, 1984 б. - 28 с.
Мяги С., Бийра В. Распространение конодонтов и беззамковых брахиопод в цератопигевом и латорпскем горизонтах Северной Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1976, 25, № 4, с. 312-318.
Мянниль Р.М. К стратиграфии набалаского горизонта (P_3а) верхнего ордовика Эстонской ССР. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958, 2, с. 3-17.
Мянниль Р.М. Вопросы сопоставления ордовикских отложений Эстонии и Ленинградской области. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1963 а, XIII, с. 3-40.
Мянниль Р.М. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений Западной Латвии. - Тр. Ин-та геол., АН ЭССР, 1963 б, XIII, с. 41-74.
Мянниль Р.М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, 1966. - 200 с.
Мянниль Р.М. Распределение граптолоидей в карбонатных отложениях ордовика Прибалтики. - В кн.: Граптолиты и стратиграфия. Таллин, 1976, с. 105-118.
Мянниль Р. О стратиграфической схеме расчленения кукрузеского горизонта в стратотипической области. - Изв. АН ЭССР, Геол., 1984, 33, № 2, с 46-54.
Мянниль Р., Рыымусокс А. Ревизия литостратиграфической схемы расчленения ордовика Северной Эстонии. - В кн: Стратиграфия древнепалеозойских отложений Прибалтики. Таллин, 1984, с. 52-62.
Мянниль Р., Бауэрт Х. Строение кукрузеского горизонта по меридиональному профилю, пересекающему Эстонское и Тапаское месторождения горючих сланцев. - Изв. АН ЭССР. Геология, 33, № 3/4, 1984, с. 113-119.
Мянниль Р., Циррус Р. Разрезы позднеледниковых отложений у Хальяла и Выру. - Тр. Ин-та геол. АН. ЭССР, 1963, 12, № 3, с. 95-105.
Налимкина А.И. Минералого-петрографическая характеристика фосфоритных руд месторождения Тоолсе. - Пром-сть горнохимического сырья. М., 1973, № 2, с. 3-6.
Налимкина А.И. Типы руд месторождений фосфоритов Прибалтийского бассейна, закономерности их размещения и образования. - Автореф. канд. дис. М., 1977. - 25 с.
Налимкина А.И, Тушина А.М. Карбонатные конкреции фосфоритоносных отложений Прибалтики и условия их формирования. - В сб.: Промышленность горнохимического сырья. М., 1976, № 2, с. 1-3.
Налимкина А.И. Минеральные образования пород фосфоритоносной толщи. - Тр. ГИГХСа: Проблемы разработки Кингисеппского месторождения фосфоритов. М., 1978, № 43, с. 22-29.
Налимкина А.И., Горлова В.М. Промышленные разновидности фосфоритных руд месторождения Тоолсе. Пром-сть горнохимического сырья, М., 1974, № 2, с. 3-7.
Наумов Б. Электрохимические особенности процесса самовозгорания керогенсодержащих аргиллитов в отвалах фосфоритного месторождения Маарду. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, 30, № 4. с. 161-166.
Нестор Х.Э., Кала Э.А. Ревизия стратиграфии низов силура Северной Прибалтики. - В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, 1968, с. 188-214.
Ораспыльд А., Кала Э. Литология вормсиского горизонта на территории Эстонии. - Уч. зап, ТГУ, Таллин, 1982, № 527. с. 51-74.
Орвику К.К. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1960 а, У, с. 45-87.
Орвику К.К. Литофациальные особенности ордовикских горизонтов волхов (B_{II}), кунда (B_{III}) и азери (C_Iа) в северной части Эстонской ССР. Междун. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7. Стратиграфия и корреляция ордовика и силура. М-Л., АН СССР, 1960 б, с. 71-82.

Орвику К. Геологическое строение друмлинов Эстонии. - Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четвертичного периода. М., АН СССР, 1961, № 2, с. 64-72.

Пашковский И.С. Разработка геофильтрационных моделей системы "зона аэрации - грунтовые воды" и их применение при изучении взаимосвязи подземных и поверхностных вод. - Автореф. докт. дис. М., 1985, - 38 с.

Пашкявичене Л.Т. Акритархи пограничных отложений венда и кембрия запада Восточно-Европейской платформы. М., 1980. - 76 с.

Певзнер М., Наумов Б., Пуура В., Беленький П. Распределение диктионемового сланца и температурный режим его самонагрева в отвалах Маардуского фосфоритового карьера. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1982, 31, № 4, с. 131-139.

Перенс Р. О применении расходометрии при расчленении гидрогеологического разреза карбонатной толщи на Пандивереской возвышенности. - Изв. АН ЭССР, Геол., 1978, 27, № 4, с. 130-139.

Перенс Р.М. Изучение фильтрационных свойств силурийско-ордовикской карбонатной толщи Эстонии с помощью расходометрии. - В кн.: Методы анализа и обработки гидрогеологических данных для прогноза ресурсов подземных вод. Таллин 1984, с. 100-103.

Петерселль В., Михеев Д., Лоог А. О минералогии и геохимии оболовых песчаников и диктионемовых сланцев Северной Эстонии. - Уч. зап. Тарт. гос. ун-та, 1981, № 561, с. 30-49.

Петросянц Э., Загураев В., Кивит А., Мустйыги Э. Состояние и перспективы промышленного освоения Ракверескоой фосфоритоносной площади. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, 30, № 2, с. 79-82.

Пиррус Р.О. Стратиграфическое расчленение позднеледниковых отложений Южной Эстонии по данным спорово-пыльцевого анализа. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1969 а, 18, № 2, с. 181-191.

Пиррус Р.О., Раукас А.В. О характере и времени освобождения территории Эстонии от ледников последнего оледенения. - Тр. по четверт. геол. Рига, 1969 б, № 4, с. 47-57.

Пиррус Р.О. Новые данные о стратиграфическом расчленении позднеледниковых отложений разреза Кунда (Северная Эстония). - В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига, 1976, с. 61-71.

Пиррус Э.А. Ленточные глины Эстонии. Таллин, 1968.

Пиррус Э. Основные черты карбонатной минерализации в терригенных отложениях кембрия Северной Прибалтики. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1977, 26, № 3, с. 191-198.

Пиррус Э.А., Раукас А.В. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII. Материалы по геологии верхнего плейстоцена и голоцена Эстонии. 1963, с. 39-65.

Пихлак А. О склонности диктионемовых сланцев из месторождений фосфоритов Эстонской ССР к самовозгоранию. - Гор. сланцы, 184 а, I, № 3, с. 251-264.

Пихлак А.А. Сравнение полезных ископаемых по степени склонности к самовозгоранию. - Горючие сланцы, 1984 б, I, № 4, с. 379-387.

Пихлак А.А. Из истории исследований самовозгорания горючих сланцев Эстонии. Первый период (1791-1917 гг.) - Гор. сланцы, 1985, 2, № 3, с. 279-288.

Пихлак А.А. К вопросу о критической и допустимой температурах самонагревания диктионемового сланца. - Гор. сланцы, 1986 (в печати).

Пихлак А., Маремяэ Э., Липпмаа Э., Пелекис Э., Пелекис Л., Тауре И. К вопросу о миграции металлов и накоплении их растениями в Эстонской ССР. I. Элементы первой группы периодической системы. - Изв. АН ЭССР. Биол., 1985 а, 34, № 2, с. 161-172; 1985, 34, № 4, с. 316-330.

Пихлак А.А., Маремяэ Э.Я., Ялакас Л.Э. Водное выщелачивание диктионемовых сланцев и известняков из фосфоритных месторождений Маарду и Тоолсе Эстонской ССР. - Горючие сланцы, 1985 б, 2, № 2, с. 155-169.

Пичугин М.С., Пуура В.А., Вингисаар П.А., Эрисалу Э.К. Региональные проявления метасоматической доломитизации в связи с тектоническими нарушениями в нижнепалеозойских отложениях Северной Прибалтики. - Сов. геология, 1976, № 10, с. 78-90.

Поликарпов Н.К., Ландра Э.К., Парданэ О.Ю., Ристо Л.Э. Глауконит как зеленый пигмент и его применение для строительных покрасок. - Изв. АН ЭССР, 1953, т. 2, № 1, с.108-121.

Попов Л.Е., Хазанович К.К. Новые данные по стратиграфии кембро-ордовикских фосфоритоносных отложений на северо-западе Русской плиты. - В кн.: Проблемы развития и рационального использования ресурсов Прибалтийского фосфоритоносного бассейна. М., 1985, с. 38-47.

Пуннинг Я.-М.К. Применение радиоуглеродного метода для изучения истории покровного оледенения в верхнем плейстоцене и эволюции древнебалтийских водоемов в раннем и среднем голоцене на территории Прибалтики. - Автореф. канд. дис. Таллин, 1969. - 24 с.

Пуннинг Я.-М. О погрешностях радиоуглеродного метода и контроле достоверности полученных дат. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.,1970, 19, № 3, с. 238-243.

Пуннинг Я.-М., Лийва А., Ильвес Э. Список радиоуглеродных датировок. - Тр. Ин-та зоол. и бот. АН ЭССР. Биол., 1968, 17, № 4, с. 426-430.

Пуура В.А., Кууспалу Т.И., Биркис А.П., Гайлюс Р.П., Коппельмаа Х.Я., Нийн М.И. Главные черты геологического строения докембрийского фундамента Прибалтики. - В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М., 1976, с. 27-40.

Пуура В.А. Структура южного склона Балтийского щита. - Автореф. канд. дис. Таллин, 1974. - 28 с.

Пуура В.А. Об унаследованности дифференцированных тектонических движений на южном склоне Балтийского щита. - В кн.: Проблемы унаследованности тектонических структур в Прибалтике и Белоруссии. Таллин, 1979, с. 13-19.

Пуура В.А., Кала Э.А. Плакантиклинали Северо-Восточной Эстонии. - В кн.: Локальные структуры Белоруссии и Прибалтики (тезисы УП годичного совещания комиссии по тектонике Белоруссии и Прибалтики). Вильнюс, 1978, с. 29-31.

Пуура В., Мардла А. Структурное расчленение осадочного чехла в Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1972, 21, № 1, с. 72-78.

Пуура В.А., Раудсеп Р.В., Ряягель В.П., Тубли Т.А. Оценка ресурсов минерального сырья для целей районной планировки на примере Ракверескоей перспективной фосфоритоносной площади. - Тезисы докл. республ. науч-техн. конф.: Хоз. мех. рационального природопользования при добыче полезных ископаемых. Кохтла-Ярве, 1980, с. 68-69.

Пуура В., Раудсеп Р., Расс В., Туулинг И. О зонах дислокации и вторичной доломитизации северо-восточной части Ракверескоого месторождения фосфоритов. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1983, 32, № 3, с. 101-109.

Пуура В., Судов Б. К вопросу о зонах платформенной тектонической активизации южного склона Балтийского щита и их металлогении. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1976, 25, № 3, с. 206-214.

Пуура В.А., Каризе В.Ю., Палме Г.И. Особенности изменения геологической среды при разработке месторождений фосфоритов и горючих сланцев Эстонии. - В кн.: Охрана труда и природной среды при добыче и обогащении полезных ископаемых. Кохтла-Ярве, 1982, с. 12-16.

В.Пуура, Р.Вахер, И.Туулинг. Тектоника. - В кн.: Строение сланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев-кукерситов. Таллин, 1986, с. 55-63.

Пязок Р.А. Перспективы рационального освоения месторождений фосфоритов Эстонии. - Достижения и перспективы (Международный центр научной и технической информации, Комитет по системному анализу при Президиуме АН СССР). М., 1985, 45. Природные ресурсы и окружающая среда, 13, с. 49-62.

Пярна К.Т. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 5, Таллин, 1960, с. 269-278.

Пярна К.Т. О геологии Балтийского приледникового озера и крупных местных приледниковых озер на территории Эстонии. - Автореф. канд. дис. Таллин, 1962. - 21 с.

Раудсеп Р.В. Месторождение фосфоритов Тоолсе. - Промышленность горнохимического сырья. М., 1971, № 4, с. 24-29.

Раудсеп Р. Вещественный состав фосфоритоносных пород месторождения Тоолсе. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1975, 24, № 2, с. 137-144.

Раудсеп Р. О продуктивности Ракверескоого фосфоритоносного района. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1983, 32, № 4, с. 125-128.

Раудсеп Р.В. Литология продуктивной толщи в Ракверескоом фосфоритоносном районе Эстонской ССР. - Автореф. канд. дис. Таллин, 1984. - 28 с.

Раудсеп Р., Хазанович К. Классификация литологических разновидностей ракушечных фосфоритов Прибалтийского фосфоритоносного бассейна. - Изв.АН ЭССР.Геол.,I980, 29, № 4, с.I47-I53.
Раудсеп Р., Эскель Ю. Особенности геологического строения фосфоритоносной толщи южнее месторождения Тоолсе. - Изв. АН ЭССР, Геол., I980, 29, № 2, с. 84-87.
Раукас А.В. Плейстоценовые отложения Эстонской ССР. Таллин, I978. - 3I0 с.
Раукас А., Лийвранд Э. Плейстоценовые отложения в разрезе скважины Вяэна-Йыесуу (Северная Эстония) и их генезис. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., I97I, 20, № I, с. 60-72.
Раукас А.В., Ряхни Э.Э., Мийдел А.М. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, I97I. - 226 с.
Рейнсалу Э. Оптимальное развитие добычи горючего сланца. Таллин, I984. - I20 с.
Рейнсалу Э., Тоомик А. О воздействии подземных горных работ на геологическую среду. - Горючие сланцы, I984, I, № 2, с. I4I-I45.
Репенкова Т.Г. Состояние освоения производства двойного суперфосфата на Воскресенском химкомбинате. - Тр. науч.-тех. конф.: Оболовые фосфориты как сырье для химической промышленности. Таллин, I968, с. 77-86.
Ресурсы поверхностных вод СССР. Прибалтийский район, I, Эстония. Л., I972. - 554 с.
Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Прибалтики, I976. Л., I978. - 84 с.
Риет К. О водопроницаемости карбонатной толщи ордовика на Эстонском месторождении горючих сланцев. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., I974, 23, № 3, с. 274-277.
Риет К. Статистические модели прогноза водопритоков в шахты и разрезы Эстонского месторождения горючих сланцев. - Изв. АН ЭССР. Геол., I979, 28, № I, 33-38.
Рымусокс А. Стратиграфия кукрузеского горизонта (C_{II}) Эстонской ССР. - Уч. зап. ТГУ, I957, № 46, с. I0I-I30.
Рымусокс А. Ордовикская система. - В кн.: Геология СССР, т. XXУШ. М., I960, с. 55-II3.
Рымусокс А.К. К стратиграфии харьюской серии в Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, т. X, Геология палеозоя, I962, с. 77-85.
Рымусокс А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. I. Таллин, I970. - 346 с.
Ряхни Э. О морфологии озов в пределах Пандивереской возвышенности Эстонской ССР. - Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР. Вильнюс, I957, 4, с. 363-369.
Ряхни Э.Э. О генезисе озов Северной Эстонии. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I960, 5, с. 259-268.
Ряхни Э.Э. Озы и краевые образования последнего оледенения на Пандивереской возвышенности (Эстонская ССР). - Автореф. канд. дис. Таллин, I967. - 32 с.
Савицкая Л.О. Методические особенности изучения качества подземных вод на территории Эстонской ССР. - В кн.: Методы исследования загрязнения подземных вод. Вильнюс, I98I, с. 44-47.
Савицкий Л.А. Особенности формирования водопритоков в горные выработки Эстонского месторождения. - В кн.: Проблемы гидрогеологии Эстонии. Таллин, I980, с. I52-I62.
Селиванова И.С., Юркова Л.А., Смирнов А.И. Флотация фосфоритов новых эстонских месторождений. - Тр. ГИГХСа, I973. - 20 с.
Силур Эстонии. Под ред. Д.Л.Кальо. Таллин, I970. - 343 с.
Смирнов А.И., Буробина Т.Я., Журавлева Э.К., Карпова Н.М., Платова М.Н. К вопросу о минералогии ракушечных фосфоритных руд Прибалтийского бассейна. - Тр. ГИГХСа, I974, 26, с. 52-67.
Справочное руководство гидрогеолога. Л., I967. - 592 с.
Строение сланценосной толщи Прибалтийского бассейна горючих сланцев-кукерситов. Под ред. В.Пуура. Таллин, I986. - 82 с.
Структурно-формационная карта республик Советской Прибалтики (Отв. ред. П.И.Сувейздис. Составители: Сувейздис П.И., Брангулис А.П., Пуура В.А. Масштаб I:500000. Л., ВСЕГЕИ, I982 а.-4 л.
Структурно-формационная карта республик Советской Прибалтики. Масштаб I:500000: Объяснительная записка (Отв. ред. П.И.Сувейздис. Составители: Сувейздис П.И., Брангулис А.П., Пуура В.А.). Вильнюс, ЛитНИГРИ, I982 б. - 36 с.
Стумбур К.А. О стратиграфии варангуской пачки. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, т. X, Геология палеозоя, I962, с. 6I-65.

Таваст Э., Раукас А. Рельеф коренных пород Эстонии. Таллин, 1982. - 194 с.
Тектоника Прибалтики. Вильнюс, 1979. - 92 с.
Тектоническая карта республик Советской Прибалтики. Л.; Аэрогеол., 1980. - 4 л.
Тоомик А., Штембах В. Оценка нарушений земной поверхности при разработке с обрушением кровли на сланцевых шахтах. - Горючие сланцы, 1984, 1, № 3, 243-250.
Тээдумяэ А. Карбонатные породы Эстонской ССР и их рациональное использование. - Автореф. канд. дис. Л., 1983. - 22 с.
Уров К., Высоцкая В. О смоле самовозгорания диктионемового сланца. 2. Особенности химического состава смолы. - Изв. АН ЭССР, Хим., 1981, 30, № 3, с. 101-105.
Фосфатоносные отложения ордовика Прибалтики. М., 1979. - 129 с.
Фролов В., Беляков М., Раудсеп Р., Лийвранд Х. Фтор в фосфатоносных породах месторождения Раквере. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1985, 34, № 1, с. 1-6.
Хейнсалу Х.Н. О литологии глауконитовых пород месторождения Тоолсе. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1975, 24, № 3, с. 215-218.
Хейнсалу Х. О влиянии тектоники на ракушечное фосфоритонакопление в раннетремадокском бассейне Эстонии. Изв. АН ЭССР. Геол., 1979, 28, № 3, с. 89-93.
Хейнсалу Х. Фациальные соотношения верхнетремадокских отложений Северной Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1980, 29, № 1, с. 1-7.
Хейнсалу Х. Литология фосфатоносных отложений тремадока Северной Эстонии. - Автореф. канд. дис. Таллин, 1981. - 23 с.
Хейнсалу Х.Н., Горбунова Л.И., Вийдинг Х.А. Минеральный состав ракушечных (оболовых) фосфоритов Эстонии. - В кн.: Вещественный состав фосфоритов. Новосибирск, 1979, с. 119-126.
Хейнсалу Ю., Андра Х. Трещиноватость в районе сланцевых шахт Эстонии и геофизические методы ее исследования. Таллин, 1975. - 116 с.
Хейнсалу Ю., Кущов А. Об инфильтрационно-инфлюационной способности поверхностных карстовых форм Эстонской ССР. - Изв. АН ЭССР. Геол., 1981, 30, № 2, с. 72-78.
Цуцульковский В.Я., Юркова Л.А., Наливкина А.И., Смирнов А.И. Обогащение основных типов руд месторождения Тоолсе. - Химическая промышленность, 1972, 9, с. 43-44.
Цуцульковский В.Я., Юркова Л.А., Наливкина А.И., Болдин В.С., Шувалова Н.К. Разработка технологии обогащения фосфоритов Тоолсе. - Тр. ГИГХСа, 1977 а, 39, с. 9-16.
Цуцульковский В.Я., Юркова Л.А., Наливкина А.И., Тушина А.М., Горлова В.М., Болдин В.С., Шувалова Н.К. Вещественный состав и технологические свойства промышленных типов руд Прибалтийского бассейна. - Тр. ГИГХСа, 1977 б, 39, с. 22-31.
Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. М., 1945. - 132 с.
Шувалова Н.К., Татарский А.Е., Макарова Л.П., Рачковская Т.В. Обогащение магнезиальных и железисто-магнезиальных фосфатных руд Раквереского месторождения. - Тр. ГИГХСа, 1985, 63, с. 114-119.
Эйпре Т.Ф. Водные ресурсы закарстованной Пандивереской возвышенности Эстонской ССР. Л., Гидрометиздат, 1981. - 160 с.
Эпштейн С., Паалме Т., Ансо Я. О самовозгорании диктионемового сланца. Бюлл. "Сланцевая и химическая промышленность", 1965, 6, с. 3-6.
Юргенсон Э.А. Метабентониты Эстонской ССР. - Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1958, 2, с. 73-85.
Юрима М.Х. Применение методов геогидротермии для изучения водовмещающей толщи Эстонии. - В кн.: Методы анализа обработки гидрогеологических данных для прогноза ресурсов подземных вод. Таллин, 1984, с. 216-221.
Юркова Л.А., Селиванова И.С., Смирнов А.И. Флотация фосфоритов месторождения Тоолсе. - Химическая промышленность, 1970, 11, с. 29-31.
Янкаускас Г., Йости Э. Микропалеонтологическая характеристика стратотипических разрезов нижнего кембрия Эстонии. - Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1976, 25, № 2, с. 145-151.

Fischer, J. Versuch einer Naturgeschichte von Livland. Leipzig, 1778, 414 S.
Fischer, J. Versuch einer Naturgeschichte von Livland. 2. Auflage. Königsberg, 1971, 826 S.
Grewingk, C. Geologie und Archaelogie des Mergellagers von Kunda in Estland. - Arch. Naturk. Liv-, Est- u. Kurl., Ser. 1, Bd. 9, 1882, S. 1-72.
Heinsalu, Ü. Karst Pandivere kõrgustikul. - Rmt.: Rakvere rajoonis. Tallinn, 1967, lk. 37-44.
Heinsalu, Ü. Karst ja looduskeskkond Eesti NSV-s. Tallinn, 1977.
Heinsalu, Ü., Horetskaja, A., Koptsov, A. Karsti ja antropogeensete faktorite mõjust Rakvere rajooni veevarudele. - Rmt.: Loodusvarade kasutamine ja keskkonnakaitse. Tallinn, 1982, lk. 52-54.
Hupel, A. Topographische Nachrichten von Liv- und Estland. Bd. II. Riga, 1777, 590 S.
Kajak, K. Kvaternaarsete setete uurimisest Eesti NSV territooriumi kompleksel geoloogilisel kaardistamisel. - ENSV TA Geol. Inst. Uurim. VII, Antropogeeni geoloogia, 1961, lk. 31-36.
Kink, H., Lust, E., Metslang, T. Põhjavee ratsionaalsest kasutamisest ja kaitsest põllumajandusmaastikul. - Rmt.: Kaasaegse ökoloogia probleemid. Tartu, 1985, lk. 127-129.
Kirret, O., Vilbok, H. Eesti glaukoniitliiv veepehmendajana. - Rmt.: Tehnika kogumik, 1. Tallinn, 1946, lk. 68-73.
Kivimägi, E. Eesti senikasutamata maavara. - Eesti Loodus, 1974, nr. 4, lk. 199-202; nr. 5, lk. 295-297.
Linkrus, E. Lahemaa Rahvuspargi idaosa geomorfoloogia. - Rmt.: Lahemaa uurimused, I, Tallinn, 1981, lk. 28-44.
Luha, A. Eesti NSV maavarad. Rakendusgeoloogiline kokkuvõtlik ülevaade. Tartu, 1946, 176 lk.
Maastik, A. Veekaitse põllumajanduses. Tallinn, 1984, 286 lk.
Mens, K., Pirrus, E., Puura, V. Kirde-Eesti Sonda ja Uljaste kerkestruktuuride kujundamisest vendi ja kambriumi settekivimite analüüsi alusel. - Rmt.: Settekivimid ja tektoonika. Tallinn, 1981, lk. 21-44.
Männil, R. Pandivere kõrgustiku piirkonnas esinevaist holotseensetest järvesetetest. - ENSV TA Geol. Inst. Uurim. 7, Antropogeeni geoloogia, 1961, lk. 115-133.
Nõukogude Eesti. Entsüklopeediline teatmeteos. Tallinn, 1978, lk. 31-36.
Oja, O. Keskkonnamõjurite tüpoloogia. - Eesti Geogr. Seltsi Aastar. 1979, Tallinn, 1981, lk. 75-85.
Orviku, K. Beiträge zur Kenntnis der Aseri und der Tallinna Stufe in Eesti. 1. - Tartu Ülik. Toim., A., 1927, 11, No. 6, lk. 1-10.
Orviku, K. Lithologie der Tallinn - Serie (Ordovizium, Estland). 1. - Tartu Ülik. Toim. A., 1940, 36, No 1., lk. 1-249.
Orviku, K. Uhaku. Kirde-Eesti karstiala stratigraafiast ja geomorfoloogiast. - Loodusuurijate Seltsi aruanded, 1929, kd. 35, lk. 199-232. Tartu Ülik. Geol. Inst. Toim., 1929, nr. 14.
Orviku, K. Maavarad. Geoloogilisi ja majanduslikke andmeid Eestis leiduvate ja Eestisse veetavate maavarade kohta. Tartu, 1933, 176 lk.
Orviku, K. Über die Geologie der Kunda-Sees. - Kungl. Vitterhets Historie och Antikvitets Akad. Handl., Del. 66. Uppsala, 1948, S. 17-39.
Perens, R., Eltermann, G. Karsti leviku ja karstivee keemilise koostise kujunemise iseärasusi Pandivere kõrgustiku lääneosas. - Rmt.: Põhjavee kasutamisest ja kaitsest Eesti NSV-s. Tallinn, 1978, lk. 89-100.
Pihlak, A., Maremäe, E., Pikkov, V., Lippmaa, E. Maardu fosforiidikarjääri puistangute saastav mõju veele. ENSV TA Toim. Biol., 33, nr. 3, 1984, lk. 166-170.
Puura, V., Karise, V., Paalme, G. Geoloogiliste tingimuste muutused ja maastikuhoolduse iseärasused Eesti kaevanduspiirkondades. - Geograafia rakenduslikke aspekte põllumajanduses, Tallinn-Saku, 1982, lk. 26-31.
Ramsay, W. Niveauverschiebungen Eingestante Seen und Rezessia des Inlandeises in Estland. - Fennia, 52, 1929, No 2, 48 S.
Raudsep, R. Vivianiit fosforiidis. - Eesti Loodus, 1976, nr. 2, lk. 106-107.
Raudsep, R. Eesti fosforiit ja selle uued maardlad. - Eesti Loodus, 1982, nr. 8, lk. 517-523.
Rosenweig, M. Urea Cuts NO in Norway. - Chemical Engineering, January 20, 1975, p. 44-47.

Rõõmusoks, A. Eesti paleosoikumi stratotüüpsete paljandite kaitsest ja uuritusest. - Rmt.: Eesti NSV maapõue kaitsest. Tallinn, 1976, lk. 108-121.
Rõõmusoks, A. Eesti aluspõhja geoloogia. Tallinn, 1983.
Rähni, E. Viimase mandrijää taganemisest Põhja-Eestist. - Rmt.: Geoloogiline kogumik. Tartu, 1961, lk. 70-83.
Rähni, E. Mandrijää poolt kujundatud pinnavormid Rakvere rajoonis ning nende teke. - Rmt.: Rakvere rajoonis. Tallinn, 1967, lk. 32-36.
Simm, H. Eesti pinnavete hüdrokeemia. Tallinn, 1975, 199 lk.
Schmidt, F. Untersuchungen über die Silurische Formation von Estland, Nord-Livland und Oesel. - Arch. Naturk. Liv-, Est. u. Kurl., Ser. 1, Bd.2, 1858, 248 S.
Tammekann, A. Die Oberflachengestaltung der Nordostestlandischen Küstentafellandes. - Acta Univ. Tartu. Tartu, 7 A IX, 1926, S. 1-52.
Tammekann, A. The Baltic Glint. A Geomorphological Study. Part 1. Morphography of the Glint. - Publicatione Inst. Univ. Tartuensis Geographici, 1940, Ser. 1, Bd. 11, H. 3-4.
Tavast, E., Raukas, A. Eesti aluspõhja reljeefist ja selle mõjust liustikutekkeliste pinnavormide kujunemisel. - Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1976. Tallinn, 1978, lk. 5-26.
Teichert, K. Die Klufttektonik der Cambro-Silurischen Schichtentafel Estlands. - Geol. Rundschau. 1927, Bd. 18, H. 4, S. 241-263.
Thompson, P.W. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. - Acta et comm. Univ. Tartu, 1929, Ser. A, 17, No 2, 88 S.
Veber, K. Soo- ja järvesetete stratigraafiast Pandivere kõrgustikul. - Eesti NSV Teaduste Akadeemia Geoloogia Instituudi uurimused VII. Tallinn, 1961, lk. 105-114.
Veski, R. Väävli ja naftoidi tekkest Maardu karjäärides. - Eesti Loodus, 1981, nr. 11, lk. 716-720.
Vilbok, H. Eesti NSV glaukoniit veepehmendajana. - Eesti NSV Tööstusprobleemide Instituudi väljaanne nr. 4. Tartu, 1949, 47 lk.
Vingissaar, P., Karise, V., Kink, H., Maastik, S., Savitskaja, L. Eesti põhjavee seisund, kasutamine ja kaitse. - Rmt.: Põhjavee kasutamisest ja kaitsest Eesti NSV-s. Tallinn, 1978, lk. 7-20.
Öpik, A. Über Scolithus aus Estland. - Acta Univ. Tartu., A 24. 1933, No 3, 12 S.

Rakvere fosforiidirajooni geoloogia ja maavarad

Resümee

Autorite kollektiivi monograafias on toodud Balti fosforiidibasseini rikkaima piirkonna - Rakvere, Toolse ja Aseri maardlaid hõlmava Rakvere fosforiidirajooni geoloogilise ehituse ja seal levivate fosforiidi-, põlevkivi-, turba-, ehitusmaterjalide jt. maardlate ning põhjavete kirjeldus. Sissejuhatuses (peatükk 1) käsitletakse lühidalt fosforiidimaardlate avastamislugu ja ala üldgeoloogilise uurimise ning fosforiidimaardlate otsingute-uuringute tänapäeva seisundit.

Teises peatükis on toodud lühiandmeid kristalse aluskorra lasumuse ning metamorfsete ja magmakivimite vanuse, koostise ja leviku kohta. Mahukaim, kolmas peatükk on pühendatud vendi ja alampaleosoikumi (kambriumi, ordoviitsiumi, alamsiluri) stratigraafiale ja litoloogiale, kivimite koostise iseloomustus on toodud kihistute ja kihistike haaval.

Neljandas peatükis on esitatud aluspõhja reljeefi ja erimõõtmeliste reljeefivormide kirjeldus, kvaternaari pinnavormide ning setete paksuse, jaotumuse, koostise, vanuse ja geneesi iseloomustus.

Viiendas peatükis kirjeldatakse aluskorra ja pealiskorra tektoonika põhijooni ning esitatakse pealiskorra struktuurse rajoneerimise skeem, tektooniliste rikete tüpisatsioon ning rikketüüpide kirjeldus.

Kuuendas peatükis käsitletakse ala hüdrogeoloogilist stratigraafiat, hüdrodünaamilist liigestust ja põhjavee äravoolu, aga samuti mäendus-hüdrogeoloogiat ja põhjavee kaitset.

Seitsmendas peatükis antakse fosforiidikihindi ja tootuslasundite leviku ja koostise üksikasjaline iseloomustus, ülevaade Rakvere fosforiitide keemilise töötlemise uuringute tulemustest ning lõpuks veel ka ülevaade fosforiidimaardlate piires levivate kaasnevate maavarade - graptoliitargilliidi (diktüoneemakilda), aleuriitse savi ja glaukoniitliivakivi - koostisest ja kasutamisvõimalustest.

Kaheksandas peatükis tuuakse andmed põlevkivi (kukersiidi) leviku kohta, kirjeldatakse Eesti maardla lääneosa ning Tapa maardla idaosa ning analüüsitakse fosforiidi- ja põlevkivimaardlate ruumilisi suhteid.

Üheksas peatükk sisaldab põhiandmeid turbamaardlate leviku ja suuremate maardlate turbavarude kohta. Kümnendas peatükis tuuakse andmestik ehitusmaterjalide - lubjakivide ja dolomiitide, savide, liivade-kruusade maardlate paigutuse ja tähtsamate maardlate varude kohta.

Üheteistkümnendas peatükis vaagitakse maardlate evitamise, koosesinevate maavarade kompleksse kaevandamise ja maardlate ratsionaalse kasutamise, aga samuti kaevandamisalade keskkonnakaitse tähtsamaid probleeme.

Summary

At the period after 1970 the greatest deposit of shelly phosphorites in the East Baltic phosphorite basin was discovered and studies were carried out. The total resources are estimated about $6 \cdot 10^9$ tons with P_2O_5 content of 8.5-12.3 %. Rakvere deposit is located to the east and south from the town of Rakvere. In the north and north-east there are situated other phosphorite deposits - Toolse and Aseri. All these deposits are closely connected spatially, as well as genetically and thus they are treated together as the most wealthy phosphorite-bearing area in the East Baltic basin. In Toolse and Aseri Deposits the phosphorite bed lies at a depth of 5-10 to 30-40 m, in Rakvere Deposit at a depth of 70-200 m. The deposits are not under exploitation. At Rakvere Depcsit there are going on geological-prospecting and projecting works and scientific investigations.

The first part of the book (chapters 2-7) includes the description of the structure, age and composition of the rocks of the crystalline basement, stratigraphy and lithology of the platform sedimentary cover (Vendian complex, Cambrian, Ordovician and Silurian, Quaternary loose sediments), geomorphology, tectonics and hydrogeology.

The second part of the book (chapters 7-10) deals with the structure and resources of the deposits - phosphorite and associated kerogenous argillite (Dictyonema shale), oil shale - Kukersite, peat, natural building materials (carbonate rocks, clay, sand and sand-gravel admixture). The final chapter (11) is devoted to the problems connected with the introduction into industry and efficient utilization of all the named mineral resources in complicated geological, hydrogeological and mining conditions considering also the requirements of land exploitation.

Phosphorite-bearing sediments lie unconformably on the Lower Cambrian rocks. The phosphorite layer comprises various members of the Kallavere Formation of the Tremadoc Pakerort Regional Stage (Lower Ordovician). The thickness of the phosphorite layer is given in Table 7.1.2 and Fig. 7.1.2-I. Shelly phosphorite of the East Baltic is composed of quartzose sandstone or siltstone with the admixture of almost complete valves and shell fragments of inarticulate brachiopods. P_2O_5 content in shelly material is 35-36 %. Mean P_2O_5 content in the ore ranges from 3-5 % to 15 % and more (Fig. 7.1.2.-II). Ores can be mostly well concentrated by means of flotation. The rate of concentration decreases with the increase of the content of noxious components - MgO and iron compounds. Depending on the thickness of the layer and P_2O_5 content, the average productivity of the layer ranges between 0.21 (Aseri) and 1.10 (Rakvere) t P_2O_5/sq m. At the West Kabala Locality of Rakvere Deposit it is 2.29 t P_2O_5/sq m (Table 7.1.5 and Fig. 7.1.4-I).

Laboratory experiments with pure (low-magnesia and low-iron) ores done by means of flotation method have yielded concentrates with P_2O_5 content over 28 % which may be used for the production of phosphorus fertilizers.

At Toolse and Aseri Deposits surface mining is applicable but at Rakvere Deposit only the underground working method is possible. Toolse deposit, however, cannot be developed into industry yet. There are special unsolved problems (pollution of natural waters, atmosphere, etc.) of environmental protection caused by self-ignition of graptolite argillite (Dictyonema shale) in waste dumps. Aseri Deposit is of no interest by now due to unfavourable geological-economical characteristics. Introduction into industry of Rakvere Deposit is possible by means of the complicated technology of underground mining and combined application of all measures for the efficient utilization and protection of ground and subsurface water, mineral resources and land, including the exploitation of the overlying (33 m) oil shales - Kukersites in advance of phosphorite. Besides, to avoid the deformation of the surface and degradation of soils, the mined-out areas have to be filled in.

Explanation to the Figures

Fig. 1.1. Lower Ordovician phosphorite deposits of Estonia (by R. Raudsep). 1 - clint; 2 - area lacking phosphorite-bearing rocks; 3 - deposits: 1 - Maardu, 2 - Tsitre-Valkla, 3 - Toolse, 4 - Aseri, 5 - Narva, 6 - Rakvere; 4 - Rakvere Phosphorite Area.

Fig. 2.1. Deep borings reaching the crystalline basement. Detailed study areas: A - Assamalla, X - Haljala, Y - Sonda-Uljaste.

Fig. 2.2. Sketch map of the crystalline basement. (From "Geological map of the crystalline..." (1980), with supplements): 1 - Archean deposits; 2-8 - Lower Proterozoic deposits: 2 - aluminous and micaceous gneisses, 3 - biotite-amphibole gneisses, amphibolites, 4 - quartzose-feldspar (leptite) gneisses and granite gneisses, 5 - gneiss-like granodiorites, 6 - graphite sulphid-bearing gneisses, quartzites, marbles, pyroxene rocks and biotite amphibole gneisses, 7 - granite-migmatites, 8 - metagabbro; 9 - geological boundaries of: a - complexes of metamorphic rocks and intrusions, b - separate beds; 10 - faults. Stratigraphical indexes see Table 2.1. Structural elements of the basement: 1-2 - Archean blocks: 1 - Tapa, 2 - Jõhvi; 3-6 - belts of Proterozoic beds: 3-4 - anticlinoria; 3 - Haljala, 4 - Sonda-Uljaste; 5-6 - synclinoria: 5 - Tallinn, 6 - Alutaguse.

Fig. 3.2.1. Borings through Vendian and Cambrian rocks (stratigraphic columns in Figs 3.2.2...3.2.4 and 3.3.1...3.3.3) and Lower Cambrian Kunda and Aseri outcrops.

Fig. 3.2.2. Correlation of Upper Vendian rocks along Kandle (Ø - 147) - Venevere (500) line. Legend to Fig. 3.2.2...3.2.4 and 3.3.1...3.3.3: 1 - sandstone; 2 - siltstone; 3 - nodular siltstone; 4-5 silty clay; 6 - core in the form of bore mud; 7 - pebbles of unphosphatized (a) and phosphatized (b) rocks; 8 - traces of weathering.

Fig. 3.2.3. Correlation of Upper Vendian rocks along Karitsa (ø - 137) - Kestla line. Legend see Fig. 3.2.2.

Fig. 3.2.4. Correlation of Upper Vendian rocks along Moe (ø - 164) - Sirtsi (ø - 193) line. Legend see Fig. 3.2.2.

Fig. 3.3.1. Correlation of Lower Cambrian rocks along Essu (208) - Venevere (500) line. Legend see Fig. 3.2.2.

Fig. 3.3.2. Correlation of Lower Cambrian rocks along Karitsa (ø - 137) - Kestla line. Legend see Fig. 3.2.2.

Fig. 3.3.3. Correlation of Lower Cambrian rocks along Moe (ø - 164) - Sirtsi (ø - 193) line. Legend see Fig. 3.2.2.

Fig. 3.4.1. Thickness of the Kallavere Formation (I) and Maardu Member (II). I - outcrop, its name and thickness of sediments (m); 2 - borehole and thickness of sediments (m); 3 - linear tectonic dislocation; 4 - dome-shaped structure; 5 - isopachs; 6 - sandy-carbonate nodules in the Maardu Member; 7 - erosional boundary of sediments; 8 - genetical boundary of the distribution of sediments; 9 - line of thinning out of the overlying Toolse Member argillites; 10 - correlation profile (see Fig. 3.4.4).

Fig. 3.4.2. Classification of lithological varieties of shell phosphorites of the East Baltic Tremadoc basin (Раудсеп, Хазановичч, 1980). Thick line marks the boundaries, defined on the basis of chemical analyses, dotted line the boundaries defined on the basis of analyses or visual estimations. (For the rock varieties and their composition see Table 3.4.2).

Fig. 3.4.3. Thickness of the Orasoja (I) and Suurjõgi (II) Members. Legend see Fig. 3.4.1.

Fig. 3.4.4. Correlation of Tremadoc sections along the profiles А-Б and В-Г (see Fig. 3.4.1). 1 - glauconitic sandstone, 2 - clay, 3 - graptolite argillite, 4 - quartzose sandstone, 5 - detrital quartzose sandstone, 6 - detrital sandstone, 7 - skeletal detritus, 8 - coquina, 9 - graptolite argillite intercalations, 10 - clay intercalations, 11 - siltstone. Stratigraphic indexes of the Ordovician units see Table 3.4.1.

Fig. 3.4.5. Thickness of the Varangu (I) and Türisalu (Toolse member) (II) Formations. Legend see Fig. 3.4.1. Correlations of sections see Fig. 3.4.6.

Fig. 3.4.6. Correlation and subdivisions of the Varangu Formation along the profile A-B (see Fig. 3.4.5). 1 - sandstone, 2 - siltstone, 3 - mictite, 4 - pelite, 5 - argillite, 6 - argillite interbeds, 7 - glauconite, 8 - pyrite, 9 - shell fragments of inarticulate brachiopods, 10 - discontinuity surface.

Fig. 3.4.7. Sections of the Lower Ordovician Leetse (a), Toila (б) and Sillaoru (в) Formations from NW to SE (from Vihula settlement to Avinurme settlement). Legend to Figs. 3.4.7 and 3.4.8: 1 - limestones, 2 - dolomites, 3 - organodetrital limestones, 4 - dolomitic limestones, 5 - nodular limestones and dolomites, 6 - marls (left) and domerites (right) 7 - glauconitic sandstones, 8 - argillaceous siltstones, 9 - glauconitic siltstones, 10 - glauconite, 11 - brown iron oolites, 12 - white phosphatic oolites, 13 - pebbles, 14-16 - discontinuity surfaces: 14 - phosphatic, 15 - limonitic, 16 - smooth, 17 - level, 18 - red-coloured rocks, 19-22 - with a considerable amount of: 19 - cephalopods, 20 - echinoderms, 21 - trilobites, 22 - cephalopods Lituites.

Fig. 3.4.8. Sections of the Loobu, Napa and Aseri Formations. Legend see Fig. 3.4.7.

Fig. 3.4.9. Thickness of the Aseri Regional Stage. Legend to Figs 3.4.9...3.4.11: 1 - boreholes (а) and outcrops (б), their numbers or names, thickness of deposits, m; 2 - the same, sequences of deposits are given in columns (Fig. 3.4.10), 3 - thickness isolines: reliable (а) and supposed (б).

Fig. 3.4.10. Sections of the Aseri Regional Stage in outcrops and borings (localities see Fig. 3.4.9). Stratigraphical indexes see Table 3.4.1. Legend to Fig. 3.4.10...3.4.26: 1 - limestone, 2 - argillaceous limestone, 3 - kerogenous limestone, 4 - dolomitized limestone, 5 - marl, 6 - kerogenous marl, 7 - kukersite with limestone interbeds and inclusions, 8 - kukersite lamellas, 9 - metabentonite interbeds, 10 - limestone with thin marl interbeds, 11 - nodular limestone, 12 - iron oolites, 13 - admixture of coarse silty and fine sandy material, 14 - discontinuity surface, 15 - nautiloid fragments, 16 - trace fossils.

Fig. 3.4.11. Thickness of the Väo Formation. Legend see Fig. 3.4.9, sections see Fig. 3.4.12.

Fig. 3.4.12. Sections of the Väo Formation. Legend see Fig. 3.4.10, location of sections - Fig. 3.4.11.

Fig. 3.4.13. Thickness of the Koljala Member. Legend see Fig. 3.4.9, sections - Fig. 3.4.14.

Fig. 3.4.14. Sections of the Koljala Member. Legend see Fig. 3.4.10, location of sections - Fig. 3.4.13.

Fig. 3.4.15. Thickness of the Pärtliorg Member. Legend see Fig. 3.4.9 , sections - Fig. 3.4.16. Additional lines: aa - southern boundary of kukersite beds a_1-a_4, бб - the same, beds B_1-B_5.

Fig. 3.4.16. Sections of the Pärtliorg Member. Legend see Fig. 3.4.10, location of sections - Fig. 3.4.15. On the right at Kivióli-Erra column numbers of beds by A. Rõõmusoks (1970).

Fig. 3.4.17. Thickness of the Erra Formation. Legend see Fig. 3.4.9, sections - Fig. 3.4.18. Additional line aa marks the south-western boundary of Kukersite beds.

Fig. 3.4.18. Sections of the Erra Member. Legend see Fig. 3.4.10, location of sections - Fig. 3.4.17.

Fig. 3.4.19. Thickness of the Kivióli Member. Legend see Fig. 3.4.9., sections - 3.4.20.

Fig. 3.4.20. Sections of the Kivióli Member. Legend see Fig. 3.4.10, location of sections - Fig. 3.4.19. Bed numbers of the Küttejõu quarry section by A. Rõõmusoks (1970).

Fig. 3.4.21. Thickness of the Maidla Member. Legend see Fig. 3.4.9, sections - Fig. 3.4.22. Additional line aa marks the northern boundary where the member starts to thin out gradually.

Fig. 3.4.22. Sections of the Maidla Member. Legend see Fig. 3.4.10, location of sections - Fig. 3.4.21. Bed numbers by A. Rõõmusoks (1970).

Fig. 3.4.23. Thickness of the Peetri Member - 3.4.24. Additional lines mark: aa - northern boundary of thinning out of the member, õõ - northern boundary of Kukersite bed VII.

Fig. 3.4.24. Sections of the Peetri Member. Legend see Fig. 3.4.10, location of sections - Fig. 3.4.23.

Fig. 3.4.25. Thickness of the Tatruse Formation. Legend see Fig. 3.4.9, sections - Fig. 3.4.26.

Fig. 3.4.26. Sections of the Idavere Regional Stage. Legend see Fig. 3.4.10, location of sections - Fig. 3.4.25.

Fig. 3.4.27. Thickness of the Vasavere Formation. Legend see Fig. 3.4.9, sections - Fig. 3.4.26.

Fig. 3.4.28. Thickness of the Jõhvi Regional Stage. Legend to Figs 3.4.28, 3.4.30, 3.4.31: 1 - borehole, its number and thickness of rocks (m), 2 - outcrop, 3 - isopach (m), 4 - lower (a) and upper (õ) boundaries of the regional stage. Outcrops: 1 - Kavastu, 2 - Vanamõisa, 3 - Põdruse, 4 - Aluvere, 5 - Arkna, 6 - Nõmmise, 7 - Sonda, 8 - Kiviõli.

Fig. 3.4.29. Correlation of sections of the Jõhvi, Keila and Oandu Regional Stages between Aluvere outcrop and Kamariku boring. Location of sections see Fig. 3.4.28: 1 - limestone, 2 - low argillaceous limestone, 3 - medium argillaceous limestone with marl interbeds, 4 - highly argillaceous limestone, 5 - marl, 6 - calcareous mudstone, 7 - dolomitized calcareous marl, 8 - medium argillaceous, unequally dolomitized limestone, 9 - biodetrital limestone (10-25 %), 10 - detrital limestone (25-50 %), skeletal detritus partly pyritized, 11 - fragment of medium argillaceous limestone in marl, 12 - discontinuity surface, 13 - metabentonite bed, 14 - Kukersite kerogen.

Fig. 3.4.30. Thickness of the Keila Regional Stage. Legend see Fig. 3.4.28. Outcrops: 1 - Sõmeru, 2 - Põlula, 3 - Oandu.

Fig. 3.4.31. Thickness of the Oandu Regional Stage. Dotted line aa denotes the southern boundary of the Hirmuse Formation. Outcrops: 1 - Tõrremägi, 2 - Hirmuse stream, 3 - Oandu River.

Fig. 3.4.32. Correlation of sections of the Rakvere, Nabala, Vormsi and Pirgu Regional Stages (data by L. Põlma, T. Lang and author). 1 - pure limestone, 2 - cryptocrystalline (aphanitic) limestone, 3 - low argillaceous limestone, 4 - highly and medium argillaceous limestone with marl interbeds, 5 - marl, 6 - calcareous mudstone, 7 - dolomitic limestones, 8 - seminodular limestone, 9 - discontinuity surface, 10 - metabentonite bed, 11 - Kukersite kerogen, 12 - pyrite patterns, 13 - Dasyporella detritus, 14 - pebbles, 15 - glauconite.

Fig. 3.4.34. Correlation of sections of the Nabala and Vormsi Regional Stages in Assamalla uplift area (data by L. Põlma and author). Legend see Fig. 3.4.32.

Fig. 3.4.33. Location of the studied boring sections and outcrops from the Rakvere to Juuru Regional Stages. Indexes of Ordovician regional stages see Table 3.4.1. Index G_{I-II} marks the Juuru Regional Stage. 1 - outcrop, 2 - borehole, 3 - linear tectonic dislocation.

Fig. 4.1.1. Bedrock surface topography and location of karst forms and springs. Compiled by E. Tavast and Ü. Heinsalu. 1-2 - contour lines: 1 - above sea level, 2 - below sea level; 3 - cliffs, 4 - areas with different karst forms, 5 - large springs, 6 - bedrock eminences: 1 - Sõmeru-Aluvere, 2 - Tatruse, 3 - Ubja, 4 - Sagadi, 5 - Papiaru, 6 - Paatma, 7 - Mädapea, 8 - Kaldamäe, 9 - Asu, 10 - Kavastu, 11 - Varangu, 12 - Kohala,

13 - Sagadi-Salatse; 7 - ancient valleys: V - Valgejõgi, K - Kunda, L - Loobu, P - Pada, S - Selja, T - Toolse.

Fig. 4.1.2. Kunda clint bay: 1 - cliff in coastal sediments, 2-3 - clint (2 - in Cambrian siltstones, 3 - in Ordovician carbonate rocks), 4 - buried valley, 5 - fluvioglacial deposits.

Fig. 4.1.3. Typical sections of bedrock elevations: А, Б - Kavastu, В - Tatruse; 1 - carbonate bedrock, 2 - Quaternary deposits.

Fig. 4.2.1. Relief zonation. 1 - clint, 2 - linear valley areas, 3 - linear glacial complexes and relief forms: а - morainic, б - fluvioglacial; 4 - boundaries of regions, regions and subregions of the relief by A. Raukas (Paykac, 1978 with supplements). I - terraces of the Foreclint lowland, I-1 - lower, I-2 - upper; II-1 - Viru plateau, II-2а - central part of Pandivere Elevation, II-2б - slope of Pandivere Elevation.

Fig. 4.2.2. Thickness of Quaternary deposits. Isolines and striation show thickness in m.

Fig. 4.3.1. Geomorphological sketch-map. 1 - alvars (thickness of Quaternary deposits up to 1 m), 2 - morainic plain, 3 - wavy morainic relief, 4 - hilly morainic relief, 5 - axes of oriented relief forms, 6 - drumlin, 7 - hilly morainic massif, 8 - end moraine, 9 - radial moraine, 10 - clint, 11 - cliff in Quaternary deposits, 12 - fluvioglacial plain, 13 - fluvioglacial delta, 14 - kames, 15 - kame field, 16 - radial esker, 17 - marginal esker or esker of complicated genesis, 18 - fluvioglacial valley, 19 - fluvioglacial terrace, 20 - limnoglacial plain, 21 - beach ridge, 22 - plain of Baltic glacial lake, 23 - submarine plain, 24 - dunes, 25 - alluvial plain, 26 - river valley, 27 - bog plain, 28 - lacustrine plain, 29-32 - coastlines of Baltic glacial lake (29), Ancylus Lake (30), Littorina Sea (31), Limnea Sea (32), 33 - quarry, 34 - waste pile.

Index-letters of localities: Кк - Kundaküla, Ся - Sämi, Мя - Männikvälja, Мн - Mõdriku, Па - Paevere, Мт - Mäetaguse, Ко - Koeravere, Не - Neeruti, Ра - Rakke, По - Porkuni, Са - Sagadi, Хи - Hiiemägi, Вм - Viitna, Ла - Lasila, На - Naraka, Ту - Tudu, Пн - Põlula, Ке - Kellavere, В-М - Väike-Maarja, Яг - Jägaaru, Ас - Assamalla, Ул - Uljaste, Вн - Võrkla, Пд - Pada, Ха - Haljala, Км - Kiltsi, Та - Tammiku, В-Я - Viru-Jaagupi, Лк - Laekvere, Ва - Vatku, Ка - Kadrina, Св - Savalduma, Вд - Varudi, Эб - Ebavere.

Members in squares denote characteristic deposits of sand-gravel admixture and sand: 1 - Altja-Rutja, 2 - Toolse, 3 - Veltsi-Pahnimäe, 4 - Sämi, 5 - Lasila, 6 - Lavi, 7 - Anguse, 8 - Uniküla, 9 - Kellavere, Veskimäe, 10 - Tammiku, 11 - Miila.

Encircled numbers mark peat deposits according to Table 9.1 and Fig. 9.1. Areas of marsh sediments in Fig. 4.3.1 and of peat deposits in Fig. 9.1 do not coincide due to different criteria of delineation in the geological survey and in peat prospecting.

Fig. 5.1. Structural sketch-map of Rakvere phosphorite deposit. Compiled by data from over 4000 borings. 1 - boundary of erosional thinning out of: а - Volkhov Regional Stage, б - Kukruse Regional Stage, в - Juuru Regional Stage; 2 - Strato-isohypses at the base of the Volkhov (on the north), Kukruse (mostly in the central part of the Rakvere deposit) and Juuru (on the south-west) Regional Stage: а - at 50 m, б - at 10 m, в - at 5 m; 3 - lines of structural-geological sections (Fig. 5.2 and 5.3).

Encircled Roman numbers denote interfault blocks of the 1st order: I - Kehra, II - Rakvere, III - Kohtla, IV - Kuremäe. Indexes mark the dislocation zones: linear of I order: Пд - Palde, Аз - Aseri, Ах - Ahtme; II order: Вт - Viitna, Аа - Aaspere, Рк - Rakvere, Сн - Sõmeru, Рх - Rahkla, Уд - Udriku, Тд - Tudu, Вр - Virunurme; placanticlines: С-У-Sonda-Uljaste group, Ас. - Assamalla; Ся - Sämi Syncline.

Fig. 5.2. Structural-geological sections along the lines А-А' and Б-Б' (see Fig. 5.1). Relation of horizontal and vertical scales 1:100. Legend to Figs 5.2 and 5.3: 1 - oil shale seams and beds: Kukersite seam $A-P_2$ and bed III of the Kukruse Regional Stage and graptolite argillite seam of the Ceratopyge Regional Stage, 2 - phosphatic sediments, the mean content of P_2O_5: а - < 3 %, б - 3-6 %, в - 6-15 %, г - > 15 %. Stratigraphical indexes see Table 3.4.1. Location of sections and dislocation indexes see Fig. 5.1.

Fig. 5.3. Structural-geological sections along the lines B-B' and Г-Г'. Relation of horizontal and vertical scales 1:40. Legend see Fig. 5.2.

Fig. 5.4. Geological section of Aseri dislocation at Viru-Nigula settlement. Relation of horizontal and vertical scales 1:10. 1 - limestone, 2 - dolomite, 3 - mixtolite, 4 - sandstone, 5 - siltstone, 6 - siltstone and clay alternation, 7 - clay, 8 - graptolite argillite, 9 - gneiss, 10 - gabbro, 11 - fractured rocks of the sedimentary cover, 12 - cataclasis of basement rocks.

Fig. 5.5. Geological section of Aseri dislocation westwards from Kantküla settlement (by V. Kattai). Relation of horizontal and vertical scales 1:10. Legend to Fig. 5.5 and 5.6. 1 - moraine, 2 - limestone, 3 - argillaceoues limestone, 4 - dolomitic limestone, 5 - dolomite, 6 - argillaceous dolomite, 7 - marl, 8 - sandstone, 9 - siltstone, 10 - siltstones and clay alternation, 11 - karst residual clay, 12 - fracture zone.

Fig. 5.6. Geological section of Rakvere dislocation at Tõrma settlement. Relation of horizontal and vertical scales 1:25. Legend see Fig. 5.5.

Fig. 5.7. Tectonics and secondary dolomitization of carbonate rocks (Пуура и др., 1983) (geological section A-A' see in Fig. 5.8). 1 - basal isohypses of the Kukruse Regional Stage (O_2kk) at 5 and 2.5 m; 2-7 - boreholes: dolomitized rocks are missing in the section or are weakly represented (2), average degree of dolomitization (3), intense dolomitization (4), 5-7 - used data about the chemical composition of: 5 - rocks of the Lasnamägi (O_2ls) and Idavere (O_2id) Regional Stages, 6 - Lasnamägi, O_2ls, 7 - Idavere, O_2id; 8 - low-resistivity zone (by V. Danchenko). Linear dislocations: Аз - Aseri, Рк - Rakvere, Сн - Sõmeru, Ка - Kantküla, Ми - Miila, Ся - Sämi syncline.

Fig. 5.8. Section of Aseri tectonic fault zone (up) and distribution of MgO in the phosphorite seam by the data of chemical analyses (below) (Пуура и др., 1983). 1 - Quaternary deposits, 2 - limestone, 3 - dolomitic limestone, 4 - dolomite, 5 - argillaceous limestone, 6 - marl, 7 - oil shale interbeds, 8 - patterns of microcrystalline pyrite, 9 - iron hydroxide ooids, 10 - glauconite grains, 11 - glauconitic sandstone, 12-16 - phosphorite-bearing bed: undivided (12), quartzose sandstone (13), quartzose detrital sandstone (P_2O_5 4-9 %) (14), detrital sandstone (P_2O_5 9-18 %) (15), detrite ($P_2O_5 \geqslant 18$ %) (16), 17 - quartzose siltstone, 18 - fracture and dolomitized rocks in the fault zone, 19 - boring, its number (up) and depth, m (below), MgO content (in %) in the rocks of the Idavere and Lasnamägi Regional Stages (right numbers). Location of the section see Fig. 5.7.

Fig. 5.9. Jointing of Ordovician carbonate rocks (outcrop number see Table 5.3). 1 - rose diagram of joints, 2 - linear dislocations, 3 - North-Estonian Clint.

Fig. 5.10. Geological section of Uljaste placanticline. Relation of vertical scale to horizontal 5:1. Location of the section see Fig. 5.11. 1 - limestone, 2 - dolomite, 3 - productive oil shale seam, 4 - mixtolite, 5 - sandstone, 6 - siltstone, t - siltstone and clay alternation, 8 - clay, 9 - quartzite, 10 - gneiss, 11 - cataclasis.

Fig. 5.11. Structural scheme of placanticlines of Sonda-Uljaste area. 1 - borings exposing: а - Ordovician rocks, б - crystalline basement, в - group of borings up to basement, 2 - stratoisohypses at the base of the Kukruse Regional Stage: а - at 25 m, б - at 5 m, в - at 2.5 m, 3 - erosional boundary of the Kukruse Regional Stage. Geological section see Fig. 5.10.

Fig. 5.12. Geological section of Sämi Syncline. Relation of horizontal and vertical scales 1:5. 1 - sand, 2 - sandy loam, 3 - loam, 4 - moraine, 5 - sandstone, 6 - siltstone, 7 - graptolite argillite, 8 - limestone, 9 - dolomitized limestone, 10 - dolomite, 11 - productive oil-shale seam, 12 - karst residual day, 13 - zone of fractured rocks.

Fig. 6.1. Aquifers and main aquicludes of Pre-Quaternary rocks. 1 - index of the aquifers, 2 - aquiclude and its index, 3 - recharge area of the Pirgu aquifer, 4 - streams. Isolines of the pressure (absolute height, m); aquifers: 5 - Pirgu, 6 - Nabala-Rakvere, 7 - Keila-Kukruse, 8 - Lasnamäe-Kunda, 9 - line of section (Fig. 6.2).

Fig. 6.2. Hydrogeological section A - Б along Ellavere-Kunda line. Age indexes see Tables 3.2.1, 3.3.1, 3.4.1, 3.5.1. 1 - Quaternary deposits, Ordovician and Silurian rocks: 2 - limestone, 3 - marl, 4 - dolomite, 5 - Ordovician, Cambrian, Vendian and Lower Ordovician rocks of low permeability, 6 - sandstone, 7 - siltstone, 8 - clay (basin-wide acquiclude), 9 - Archean and Lower Proterozoic crystalline rocks. Isolines of water pressure of: 10 - Silurian and Ordovician aquifers, 11 - Ordovician and Cambrian aquifers, 12 - Voronka aquifer, 13 - well, numbers on the left - water mineralization g/l, indexes on the right - prevailing anions in the water; numbers at the arrow correspond to absolute values of the piezometric level of the aquifer.

Fig. 6.3. Amount of water-bearing zones by well yield logging: а) northern slope of Pandivere Elevation (PE), б) north-eastern slope of PE, в) arch of PE to the north from the watershed, г) arch of PE to the south from the watershed, д) southern slope of PE, е) dependence of yield of well per depth. Indexes see Tables 3.4.1, 3.5.1.

Fig. 6.4. Transmissibility of carbonate rocks of the Silurian-Ordovician aquifer. 1 - transmissibility isoline, m^2/day, 2 - clint.

Fig. 6.5. Hydrogeological characteristics of the Ordovician-Cambrian aquifer (O-Є) and the Cambrian-Vendian aquifer (Є-V). O-Є: 1 - transmissibility, m^2/day; 2 - piezometric level, abs. height m; 3 - discharge boundary. Є-V:4- piezometric level, abs. height, m.

Fig. 6.6. Hydrodynamic areas and rate of ground-water run-off. 1 - boundary of the hydrodynamic area and its designation (Валлнер, 1980): II_1 - arch of Pandivere Elevation, II_2 - slope of Pandivere Elevation, II_3 - North-Estonian Plateau, IV_1 - Foreclint Lowland; springs and their debit, l/sec.: 2 -- up to 0.1; 3 -- 0.1-1.0; 4 - 1-10; 5 - over 10 (upper arrow marks springs of confined aquifer, lower arrow - springs of unconfined aquifer; point in the circle denotes a group of springs; 6 - Sämi River gaging station; 7 - boundary of West Kabala Deposit; rate of ground water run-off into streams, l/(sec. km^2); 8 - up to 0.5; 9 - 0.5-1.0; 10--1.0-1.5; 11--1.5-2.0; 12--2.0-2.5; 13--2.5-3.0; 14--3.0-5.0; 15--5.0-7.0; 16--7.0-9.0; 17 - surface run-off is missing, infiltration rate 7-9 l/(sec. km^2).

Fig. 7.1.1. Phosphorite deposits of Rakvere Phosphorite-Bearing Area, 1 - erosional boundary of the phosphorite-bearing rocks, 2 - linear tectonic dislocation, 3 - dome-shaped structure, 4-7 - outlines of resources and reserves of: 4 - balance reserves of categories $A+B+C_1$, 5 - out-balanced reserves, 6 - prospective reserves C_2, 7 - forecast resources, 8 - isoline of (30 m) thickness of overburden.

Fig. 7.1.2. Thickness of the phosphorite bed (I) and the mean P_2O_5 content in the ore (II).

Fig. 7.1.3. MgO(I) and Fe_2O_3 (II) content in the ore.

Fig. 7.1.4. Productivity of the phosphorite seam, P_2O_5 t/m^2(I) and the distribution of phosphorite types (II). Ore types see Table 7.1.6.

Fig. 7.3.1. Organic matter content in graptolitic argillites of the Türisalu Formation in the Toolse Deposit and Kabala Locality. 1 - boring, its number and organic matter content (%), 2 - line of genetical thinning out of the formation.

Fig. 8.1. Correlation of lower and higher oil shale complexes in the western part of Estonia and eastern part of Tapa Kukersite Deposits. Location of sections see Fig. 8.2. 1 - Kukersites, 2 - kerogen-bearing limestones, 3 - limestones, argillaceous limestones.

Fig. 8.2. Location of Kukersite Deposits and phosphorite-bearing areas. 1 - erosional boundary of Estonia Kukersite Deposit, 2 - tectonic fault zones, 3 - lines of geological sections, 4 - boundaries of geological - commercial oil shale areas: I - commercial, II - prospective commercial, III - prospective of the 1st order, IV - prospective of the 2nd order, 5 - exhausted areas of Estonia Deposit, 6 - boundaries of prospective oil shale mining fields, 7 - phosphorite-bearing areas, 8 - West Kabala Locality.

Fig. 8.3. Alternation rules of main geological-commercial parameters of oil shale beds in RPA. А - total thickness of beds, Б - caloric value of rock masses, В - depth and productivity of beds. 1 - isopachs of the productive seam of Estonia (а) and III bed of Tapa (б) Deposits, m; 2 - isolines of the caloric value of the productive seam (а) and III bed (б), kcal/kg (mJ/kg); 3 - isolines of the productivity of the productive seam (а) and bed III (б) by conditional fuel - yield (oil-yield), t/m^2, 4 - isolines of the depth of the productive seam (а) and bed III (б), m. Other legend see Fig. 8.2.

Fig. 8.4. Material (3 - component) composition of Kukersites and kerogenous rocks of productive seams of Estonia (Э) and Tapa (Т) Deposits. ОВ - content of conditional organic matter, ТМ - terrigenous matter content, КМ - carbonate admixture content. 1 - average composition of Kukersites at Tammiku mining field, 2 - at Kuremäe mining field, 3 - at West-Kabala area.

Fig. 8.5. Alternation rules of component composition of Kukersites of Estonia Deposit. Mean composition of Kukersites by beds А(I) and А'(II) in the central (Ц), western (З), southern (Ю) and eastern (В) parts of the deposit.

Fig. 8.6. Alternation of mean contents of clastic and clayey material within the mineral component of Kukersite beds in different parts of Estonia Deposit. 1 - western part of the deposit, 2 - eastern part, 3 - southern part.

Fig. 8.7. Correlative relations between the composition and quality of Kukersite. А - between the content of conditional organic matter (ОВ) and specific caloric value of dry masses ($Q_б^d$), Б - between the content of conditional organic matter and laboratory oil yield of the oil shale (T_{sk}^d), В - between oil yield (T_{sk}^d) and specific caloric value ($Q_б^d$), Г - between masses (γ) and specific caloric value of oil shale ($Q_б^d$).

Fig. 9.1. Peat deposits on the background of the phosphorite and oil shale deposits (Fig. 8.2). 1 - peat areas and their boundaries; А - foreclint lowland, Б - North-Estonian Plateau, В - slopes of Pandivere Elevation, Г - central part of Pandivere Elevation, 2 - peat deposits: а - of fen type б - raised bog, 3 - milling field, 4 - boundaries of phosphorite deposits and their areas, 5 - outlines of oil shale deposits: а - Estonia; б - Tapa, 6 - marshes under nature protection.

Fig. 10.1. Deposits of carbonate rocks and clays. 1 - deposit and its number by tables, 2 - building limestones and dolomites (Table 10.5), 3 - limestones for lime production (Table 10.4), 4 - limestones for cement production (Table 10.2), 5 - brick earth (Table 10.7), 6 - cement clays (Table 10.7), 7 - boundary and index of stratigraphical units, 8 - tectonic fault lines, 9 - Tapa oil shale deposit, 10 - Estonia Oil Shale Deposit, 11 - phosphorite deposits: I - Toolse, II-IV - Rakvere (II - Kabala Locality, III - Rägavere, IV - Assamalla).

Fig. 10.2. Deposits of sand and sand-gravel admixture. 1 - outlines of phosphorite deposits (see Fig. 7.1.1); 2 - distribution of the highest quality material: а - sand-gravel admixture, б - sand; 3 - sand deposits, reserves: а - < 1.0 million/m^3, б - >1.0 million/m^3; 4 - deposits of sand-gravel admixture; 5 - deposits exploited in 1983; 6 - outlines of nature protection areas and recreation zones: а - existing, б - planned,

Fig. 11.1. Principal scheme of the complete use of minerals of the phosphorite-oil shale deposit and the annual balance of material resources (Пяэвок, 1985).

Fig. 11.2. Typification of deposits according to complication of mining-geological exploitation conditions (western part of Estonia Kukersite Deposit and the northern part of Rakvere Phosphorite Deposit). А - schematic plan, Б - sublatitudinal section, 1 - Quaternary deposits, 2 - commercial Kukersite bed, 3 - phosphorite bed, 4 - karsting of carbonate rocks, 5 - isolines of Kukersite commercial bed, 6 - areas with most complicated conditions of underground mining, 7 - the same with less complicated conditions, 8 - the same with simple conditions. Other legend see Fig. 8.2.

Академия наук Эстонской ССР. Институт геологии
ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ РАКВЕРЕСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЙОНА
Редакторы В.Пуура, У.Алас.Художественный редактор В.Кекки.
Подписано в печать 18.05.87. МВ-04344. Формат бумаги 60x84/8. Типографская бумага №I.
Гарнитура шрифта машинописная. Офсетная печать. Усл.печ.л. 24,65. Усл.кр.отт. 25,II.
Уч.изд.л. 24,25. Тираж 700 экз. Заказ № 821 - I042. Цена 3р.70к. Заказное. Издательство.
"Валгус", 200090, Таллин, Пярнуское шоссе, I0. Ротапринт экспериментального комбината
"Бит", 200001 Таллин, ул. Пикк,68.