ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Минина Ольга Романовна

РАННИЕ ГЕРЦИНИДЫ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ (СОСТАВ, СТРОЕНИЕ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ)

Специальность: 25.00.01. – общая и региональная геология

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант:
доктор геолого-минералогических наук,
член-корреспондент РАН
Гордиенко Иван Власович

Иркутск 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ……..…….....8
ГЛАВА 1. Развитие представлений о геологическом строении и эволюции Байкальской горной области…….....…….....18
ГЛАВА 2. Границы, основные структурные элементы и тектоническая зональность Байкало-Витимской складчатой системы …….…….....35
ГЛАВА 3. Характеристика и тектоническая структура структурно-формационных зон Байкало-Витимской складчатой системы.....51
3.1. Характеристика байкальского и каледонского вещественных комплексов БВСС.....51
3.2. Характеристика вещественных комплексов раннегерцинского структурного этажа БВСС.....71
3.2.1. Удино-Витимская структурно-формационная зона.....72
3.2.2. Витимкан-Ципинская структурно-формационная зона.....131
3.2.3. Турка-Курбинская структурно-формационная зона.....243
3.3. Характеристика вещественных комплексов позднегерцинского структурного этажа БВСС.....259
ГЛАВА 4. Характерные фации, осадочные формации и обстановки седиментогенеза позднепалеозойских палеобассейнов Байкало-Витимской складчатой системы.....267
4.1. Фации, обстановки седиментогенеза раннегерцинских комплексов Байкало-Витимской складчатой системы.....270
4.1.1. Нижний стратиграфический уровень.....270
4.1.2. Верхний стратиграфический уровень.....305
4.2. Характерные геологические формации и формационные ряды Байкало-Витимской складчатой системы.....339
ГЛАВА 5. Геодинамические типы палеобассейнов и развитие Байкало-Витимской складчатой системы.....353
5.1. Геодинамические типы позднепалеозойских палеобассейнов БВСС.....353

5.1.1. Палеогеографическая обстановка в девоне - начале среднего карбона в Багдаринской и Уакитской подзонах Витимкан-Ципинской зоны.....367
5.2. Модель геодинамического развития Байкало-Витимской складчатой системы в первой половине позднего палеозоя.....374
ГЛАВА 6. Сопоставление девонско-каменноугольных отложений Байкало-Витимской складчатой системы и сопредельных территорий…….....382
Заключение .....…….....396
Список использованной литературы……...…….....398
Список текстовых иллюстраций
1. Рис. 1-1. Схема корреляции вендских и кембрийско - ордовикских стратиграфических подразделений Саяно-Байкальской горной области.…....20
2. Рис. 1-2. Схема корреляции стратоподразделений Саяно-Байкальской горной области и сопредельных территорий ……..…….....22
3. Рис. 1-3. Схема корреляции биостратиграфических подразделений верхнего девона СБГО по миоспорам…….....24
4. Рис. 1-4. Схема тектонического районирования складчатого обрамления Сибирской платформы…….....…….....26
5. Рис. 1-5. Палеогеодинамическая реконструкция позднекаледонского этапа (средний кембрий - ранний девон).....30
6. Рис. 2-1. Схема современного расположения выходов пород палеозоя на территории Западного Забайкалья.....36
7. Рис. 2-2. Схема тектонической зональности Западного Забайкалья.....37
8. Рис. 2-3. Геодинамическая карта Саяно-Байкальской горной области.....39
9. Рис. 3-1. Схема расположения участков работ.....52
10. Рис. 3-А. Схема сопоставления палеозойских отложений Байкало-Витимской складчатой системы.....54
11. Рис. 3-2. Схема геологического строения Озернинского рудного узла.....63
12. Рис. 3-3. Схематическая геологическая карта междуречья Ульзутуй - Известковый.....78
13. Рис. 3-4. Схематическая геологическая карта бассейна р. Кыджимит.....79

14. Рис. 3-5. Органические остатки в среднепалеозойских отложениях Байкало-Витимской складчатой системы (мшанки, строматопороидеи).....87
15. Рис. 3-6. Схематическая геологическая карта бассейнов р. Левая Олдында - Химгильда.....91
16. Рис. 3-7. Конодонты из среднепалеозойских отложений Байкало-Витимской складчатой системы.....108
17. Рис. 3-8. Органические остатки в среднепалеозойских отложениях Байкало-Витимской складчатой системы (тентакулиты).....109
18. Рис. 3-9. Органические остатки в среднепалеозойских отложениях Байкало-Витимской складчатой системы (высшие растения).....110
19. Рис. 3-10. Реконструкция гаметофита *Baikalophyton ruzhentsevii* Naugolnykh et Minina.....111
20.Рис. 3-11. Органические остатки в среднепалеозойских отложениях Байкало-Витимской складчатой системы (криноидеи).....124
21. Рис. 3-12. Органические остатки в среднепалеозойских отложениях Байкало-Витимской складчатой системы (кораллы).....125
22. Рис. 3-13. Органические остатки в среднепалеозойских отложениях Байкало-Витимской складчатой системы (брахиоподы).....124
23. Рис. 3-14. Геологические разрезы силурийско - нижнекаменноугольных отложений Еравнинской подзоны.....126
24. Рис. 3-15. Схема корреляции докембрийских и палеозойских стратиграфических подразделений Багдаринской подзоны.....133
25. Рис. 3-16. Схематическая геологическая карта бассейна р. Багдаринки.....137
26. Рис. 3-17. Геологические разрезы палеозойских отложений Багдаринской подзоны.....138
27. Рис. 3-18. Схематическая геологическая карта бассейна р. Иннокан.....141
28. Рис. 3-19. Органические остатки в багдаринской свите (мшанки).....161
29. Рис. 3-20. Схема корреляции докембрийских и палеозойских стратиграфических подразделений Уакитской подзоны.....175
30. Рис. 3-21. Геологическая карта бассейна р. Уакит.....178

31. Рис. 3-22. Геологические разрезы девонско - каменноугольных отложений Уакитской подзоны.....179
32. Рис. 3-23. Схематический геологический план стратотипической местности гагарской свиты в истоках ручья Юктакон.....180
33. Рис. 3-24. Схема геологического строения района рч. Изюбриный (приток р. Дулешмы).....183
34. Рис. 3-25. Геологический план и схематический геологический разрез олистомеланжа (верховья р. Уакит).....186
35. Рис. 3-26. Геологический план и схематический геологический разрез олистомеланжа (отроги г. Юктакон).....187
36. Рис. 3-27. Схематический геологический план и разрез левоуакитской толщи и белогорской свиты (левобережья р. Юктокон, нижнее течение).....191
37. Рис. 3-28. Геологический разрез уакитской толщи и нерундинской свиты в стратотипической местности.....194
38. Рис. 3-29. Геологическая схема и разрез санской свиты в стратотипической местности.....199
39. Рис. 3-30. Схематическая геологическая карта б-на р. Мухтунный.....203
40. Рис. 3-31. Схематический геологический план и разрез мухтунной свиты (р. Тале).....204
41. Рис. 3-32. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Восточный Горбылок.....207
42. Рис. 3-33. Схематический геологический разрез уендектской толщи (левый приток р. Восточный Горбылок, выше устья рч. Уендект).....209
43. Рис. 3-34. Схематический геологический разрез уендектской толщи (левый борт долины р. Восточный Горбылок).....210
44. Рис. 3-35. Схема геологического строения и разрез сырыхской свиты водораздела рек Срих – Юктакон (г. Суховская).....215
45. Рис. 3-36. Схематическая геологическая карта Аматканского ксенолита, среднее течение р. Бамбуйки.....219

46. Рис. 3-37. Геологический разрез девонско - каменноугольных отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны.....223
47. Рис. 3-38. Схематическая геологическая карта стратотипической местности чулегминской свиты…….....…….....231
48. Рис. 3-39. Колонки разрезов огненской толщи б-на р. Бамбуйки.....238
49. Рис. 3-40. Схематическая геологическая карта среднего течения р. Ямбуй (приток р. Турки).....246
50. Рис. 3-41. Геологический разрез палеозойских отложений Ямбуйского ксенолита.....247
51. Рис. 4-1. Классификационные диаграммы вулканитов кыджимитской толщи.....332
52. Рис. 4-2 - а) Диаграмма SiO_2-FeO*/MgO [Miyashiro, 1974] и б) AFM-диаграмма (Na_2O+K_2O - FeO* - MgO) [Irvine, Bargar, 1971] для вулканитов кыджимитской толщи.....333
53. Рис. 4-3 - а) Графики распределения содержаний микроэлементов, нормированных к примитивной мантии [Taylor S.R., McLennan S.M., 1985] и б) спектры распределения нормированных к хондриту (Taylor S.R., McLennan S.M., 1985), содержаний редкоземельных элементов, в породах кыджимитской толщи.....333
54. Рис. 4-4 - Дискриминационные Hf-Th-Nb (а) и Hf-Th-Ta (б) диаграммы [Wood et al, 1980] для вулканитов кыджимитской толщи.....334
55. Рис. 4-5. Схема соотношения формаций среднего палеозоя Байкало-Витимской складчатой системы.....349
56. Рис. 5-1. Схема современного распространения отложений девона и нижнего карбона Байкальской горной области и сопредельных территорий.....356
57. Рис. 5-2-а. Палеогеодинамические реконструкции раннегерцинского этапа (поздний силур - поздний девон).....363
58. Рис. 5-2-б. Палеогеодинамические реконструкции раннегерцинского этапа (поздний девон - средний карбон).....364

59. Рис. 5-3. Схема тектонического развития Байкало-Витимской складчатой системы.....375
Приложения

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы. Вопросы формирования континентальной коры в складчатых областях Земли остаются одной из важнейших фундаментальных проблем современной геологии. Ей посвящены многочисленные публикации последнего времени как в нашей стране, так и за рубежом [18, 69, 70, 71, 264, 265, 294, 296 и др.]. При этом особое внимание уделяется рассмотрению процессов осадконакопления и органической жизни в древних океанах, краевых и внутренних морях, рифтогенных структурах [129, 130, 103, 204 и др.]. В рамках этой проблемы складчатые сооружения Западного Забайкалья, входящие в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса, на протяжении многих лет вызывают особый интерес. Представления о геологическом развитии региона до сих пор дискуссионны, но всеми исследователями решающее значение в его эволюции признается за байкалидам и каледонидам. Для последних предложены различные модели, касающиеся их возраста, тектонической зональности, структуры, геодинамики формирования и развития, отличающиеся друг от друга структурно-вещественными характеристиками. Основные разногласия моделей связаны с интерпретацией геодинамической природы слагающих их вещественных комплексов, а также с критериями их выделения и механизмами аккреции [11, 12, 13, 14, 20, 21, 24, 28, 47, 48, 53, 56, 57, 60, 61, 97,98, 100, 112, 207, 208, 209, 211, 224, 226, 292, 293 и др.]. Одной из причин этих разногласий является неопределенность в обосновании возраста большей части распространенных здесь стратифицированных образований. Именно поэтому, вопросы детального стратиграфического расчленения и достоверных определений возраста последних являются весьма актуальными.

В последнее десятилетие в Западном Забайкалье были установлены отложений верхнего девона - нижнего карбона [53, 54, 55, 60, 152, 157, 161, 165, 224, 225, 226, 199, 200 и др.], слагающие изолированные участки (блоки) и обособленные в качестве фрагментов среднепалеозойских палеобассейнов, выполненных морскими и континентальными отложениями [53, 60, 151, 163,

174, 177, 178, 225, 226, 227, 229, 231, 258, 259, 298]. Считалось, что на завершающей стадии развития аккреционно-коллизионного орогена в Западном Забайкалье возникла система герцинских прогибов, представлявших собой морские присдвиговые палеобассейны типа пулл-аппарт, являющиеся реликтовыми задуговыми бассейнами [53]. Также предполагалась форландовая природа Уакитского [51, 152, 158, 160, 258, 259] и рифтогенная Багдаринского прогибов [225].

К настоящему времени накопился большой объем информации по стратиграфии и тектонике региона, свидетельствующий о широком распространении здесь образований верхнего силура - среднего карбона. Обоснование возраста и объема стратиграфических подразделений, сложенных этими отложениями, изучение их вещественного состава, определение фациальной, формационной принадлежности, обстановок седиментации и, как следствие, пересмотр схем стратиграфии и моделей геодинамического развития Западного Забайкалья в палеозое, является актуальной задачей, решаемой в настоящей диссертационной работе.

Цель и основные задачи исследований. Целью выполненных исследований являлось обоснование раннегерцинского этапа развития Байкало-Витимской складчатой системы, выделенной в центральной части Западного Забайкалья [189, 231], выявление фациальной и формационной принадлежности вещественных комплексов ранних герцинид, их структуры, геодинамических обстановок формирования, соотношений с более древними образованиями, выяснение их роли в полициклическом развитии Байкало–Витимской складчатой системы.

Для этой цели решались следующие основные задачи: 1. Выявление и комплексная характеристика опорных разрезов первой половины позднего палеозоя Байкало-Витимской складчатой системы и сопоставление их с разрезами сопредельных районов Центрально-Азиатского и Монголо-Охотского поясов. 2. Обоснование возраста региональных и местных стратиграфических подразделений верхнего силура - среднего карбона БВСС,

выявление их фациальных особенностей и биостратиграфическое расчленение. 3. Изучение вещественного состава, строения, пространственно-временной последовательности и закономерностей размещения верхнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций. 4. Реконструкция обстановок седиментогенеза, их геодинамической принадлежности и, как следствие, истории геодинамической эволюции БВСС в первой половине позднего палеозоя.

Фактический материал и методы исследований. В основу работы положены результаты многолетних (начиная с 1986 года) исследований автора в Западном Забайкалье. Работа по теме диссертации начата в ГФУП "Бурятгеоцентр" и завершена в Геологическом институте СО РАН. Автор принимала участие в создании комплектов Государственных геологических карт нового поколения (ГГК-200/2, ГГК-1 000/3), совершенствовании легенд Баргузино-Витимской и Муйской серий листов к Госгеолкартам масштабов 1:200 000 и 1:1 000 000, выполнении грантов РФФИ (проекты 12-05-00324, 12-05-00223) и научных (бюджетных) тем лаборатории геодинамики Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). Значительная часть фактического материала получена в тесном сотрудничестве с коллегами Геологического института РАН (г. Москва) и Геологического института СО РАН (г. Улан-Удэ). В последние годы работа проводилась при финансовой поддержке РФФИ по теме инициативного проекта № 12-05-00324, руководителем которого являлась автор.

Основным методом исследований являлся комплексный подход, включающий геологическое картирование, составление геологических разрезов и детальные биостратиграфические работы на ключевых участках с отбором образцов на различные виды анализов. Проведено изучение вещественного состава, фациальной и формационной принадлежности осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных пород, выполнено возрастное датирование изотопно-геохронологическими (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) методами и палеомагнитные исследования. При определении возраста

стратифицированных образований, не содержащих видимых органических остатков, особое внимание было уделено микрофаунистическим (конодонты, сколекодонты и хитинозои) и палинологическим (миоспоры, акритархи) исследованиям, последние выполнялись под руководством автора, при его непосредственном участии. Результаты микропалеонтологических исследований позволили начать разработку детальной биостратиграфической основы для региональной стратиграфической схемы девона Западного Забайкалья, выделить региональные биостратиграфические подразделения в ранге слоев с палинофлорой, провести их корреляцию и сопоставление с общей геохронологической шкалой.

Стратиграфические построения базируются на многочисленных находках остатков фауны и флоры, сделанных автором в толщах, относившихся к докембрию или нижнему палеозою. В работе использованы определения органических остатков ведущими российскими палеонтологами, а также результаты изучения 800 петрографических и более 2000 палеонтологических шлифов, 1300 палинологических и 300 микрофаунистических проб. В ходе работы было получено более 20 определений абсолютного возраста (U-Pb датирование по цирконам на SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ; Rb-Sr, ГИН СО РАН) интрузивных и вулканических пород. Исследования проводились на пяти ключевых участках, представляющих собой основные структурные элементы БВСС. В процессе работ проанализированы многочисленные опубликованные геологические данные о строении этой и сопредельных частей региона. Материалы проведенных исследований опубликованы в открытой печати и составляют основу настоящей диссертационной работы.

Научная новизна работы:

1. На новом фактическом материале выделен и обоснован раннегерцинский этап геологического развития Западного Забайкалья.

2. Впервые собрана представительная коллекция палеонтологических остатков, надежно определяющих девонско - каменноугольный возраст многих стратиграфических подразделений.

3. Получены новые данные по составу, возрасту, структуре, изотопным датировкам и геодинамическим характеристикам раннегерцинских вещественных комплексов, слагающих тектонические зоны Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС).

4. Установлены вертикальные и латеральные формационные ряды, являющиеся индикаторами последовательно сменяющих друг друга тектонических обстановок и отражающие стадии развития ранних герцинид.

5. Предложена новая модель геодинамического развития БВСС в первой половине позднего палеозоя (поздний силур - средний карбон) и интерпретация геологических условий формирования составляющих ее элементов.

6. Установлены черты сходства истории развития позднепалеозойских палеобассейнов БВСС и Монголо-Охотского пояса (Агинского палеобассейна).

Практическое значение работы. На основе материалов, полученных автором, внесены существенные коррективы в схемы стратиграфии, которые нашли свое отражение в Легенде Баргузино - Витимской серии листов к ГК-200, на геологических картах листов N-49-XII (Ципикан) и N-49-XVIII (Багдарин), N-49-XXVIII (Еравна), N-50-I (Бамбукой), N-50-II (Ирокинда) и записках к ним. Кроме того, уточнены схемы структурно-формационного районирования для рифейского и палеозойских срезов региона, составлены макеты легенд к ним и схемы корреляции. Внесены предложения по совершенствованию легенд к ГГК-1000/3 листа N-49, ГГК-200/2 листа N-49-XVI. Получены новые данные по составу, возрасту и строению вещественных комплексов, слагающих раннегерцинский структурный этаж БВСС. Пересмотрен состав и объем БВСС, уточнены границы и наименования структурно-формационных зоны (районирование увязано с легендой Баргузино-Витимской серии листов). В частности расширена северо-восточная граница системы за счет включения в состав Витимкан-Ципинской зоны БВСС Уакитской и Бамбуйско-Олингдинской подзон, пересмотрен возраст ряда стратонов и схемы стратиграфического расчленения Удино-Витимской и Турка-Курбинской зон. Изложенные в диссертации и публикациях результаты

рекомендуется использовать при разномасштабном геологическом картировании, поисково-разведочных и тематических работах, а также при разработке учебных курсов для студентов и аспирантов геологических специальностей.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 86 научных работ, в том числе три коллективных монографии и 15 статей в рецензируемых изданиях. Основные положения диссертации отражены в восьми научно-производственных отчетах и шести объяснительных записках по результатам ГК-200/2 и 1000/3 (листы N-49, N-49-XII, -XVIII, -XXVIII, N-50 - I, II). Исследования автора докладывались на международных и российских совещаниях: на ежегодных научных совещаниях «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (Иркутск, 2005 – 2013), Международном VII симпозиуме по геологической и минерагенической корреляции в сопредельных районах России, Китая и Монголии (Чита, 2007), Международной конференции «Global alignments of lower Devonian carbonate and clastic sequences (SDS/IGCP Project 499 joint field meeting) (Узбекистан, Кетаб), Всероссийской научной конференции «Верхний палеозой России: стратиграфия и палеогеография» (Казань, 2007), Всероссийских палинологических конференциях (Москва, 1999, 2002), Научно-практической конференции, посвященной 60-летию ФГУГП «Читагеолсъемка» (Чита, 2010), Международной научной конференции «Актуальные вопросы деятельности академических естественно-научных музеев» (Листвянка, 2010), Международной конференции «Биостратиграфия, палеогеография, события в девоне и карбоне» (Новосибирск, 2011), II Всероссийской научно-практической конференции (Иркутск, 2011), III Всероссийском совещании «Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео-и биособытия» (Санкт-Петербург, 2012), Научном совещании «Проблемы региональной геологии Северной Евразии» (Москва, 2012), сессиях Палеонтологического общества при РАН (Санкт-Петербург, 2006, 2007, 2009, 2010, 2011, 2012), Всероссийской

научно-практической конференции "Геология и минерагения Северо-Восточной Азии" (Улан-Удэ, 2013).

Структура и объем работы. Работа состоит из введения, шести глав, заключения и списка цитируемой литературы. Первая глава посвящена анализу современного состояния геологической изученности Байкальской горной области (БГО). Во второй и третьей главах приведены новые данные по структуре, границам, стратиграфии, изотопными датировкам, характеристикам вещественных комплексов, слагающих тектонические зоны Байкало-Витимской складчатой системы, выделенной в центральной части Западного Забайкалья. В частности показано широкое развитие здесь верхнепалеозойских отложений, залегающих со структурным несогласием на байкальско-каледонском фундаменте и образующих раннегерцинский структурный этаж. В четвертой главе охарактеризованы фации, осадочные формации раннегерцинских комплексов, позволившие реконструировать обстановки седиментогенеза позднепалеозойских бассейнов, установить их литогеодинамические типы. В пятой главе приведена модель геодинамического развития БВСС в позднем палеозое. В шестой главе дается краткий обзор позднепалеозойских палеобассейнов Алтае-Сянской складчатой области, Сибирской платформы, западной и восточной частей Монголо-Охотского пояса, Амурского супертеррейна и сопоставление с ними палеобассейнов БВСС.

Диссертация состоит из 443 машинописных страниц, содержит 59 иллюстраций, 15 приложений и 26 палинологических таблиц. Список цитируемой литературы включает 354 наименования.

Защищаемые положения:

1. Впервые в геологической структуре Западного Забайкалья выделены разнообразные в формационном отношении отложения верхнего силура - среднего карбона, образующие раннегерцинский структурный этаж Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС). Для последнего предложена тектоническая зональность с выделением структурно-формационных зон: Удино-Витимской, Витимкан-Ципинской, Турка-Курбинской.

2. Вещественные комплексы раннегерцинского структурного этажа в пределах перечисленных зон объединяют палеонтологически охарактеризованные отложения двух стратиграфических уровней. Нижний уровень (S_2-D_3) в Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах образован существенно карбонатными, верхний уровень (D_3-C_2^1) - терригенными граувакковыми отложениям. В Удино-Витимской зоне к нижнему уровню отнесены карбонатно-терригенные, к верхнему - вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования.

3. Литолого-стратиграфические и пространственно-временные соотношения осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов (формационный состав) раннегерцинского структурного этажа позволили выделить две группы формаций, являющихся индикаторами основных геодинамических режимов первой половины позднего палеозоя.

4. Разработана модель геодинамического развития БВСС в позднем палеозое, согласно которой в раннегерцинский этап на границе Сибирского байкальско-каледонского континента и Монголо-Охотского океана в конце силура - начале позднего девона в условиях пассивной континентальной окраины накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные шельфовые отложения. В середине позднего девона - начале среднего карбона в связи с развитием Монголо-Охотского океана и субдукцией его литосферы под Сибирскую континентальную окраину, в пределах БВСС возникла активная континентальная окраина андийского типа, где сформировалась зона надсубдукционного вулканизма и тыловой турбидитовый прогиб.

Благодарности. В первую очередь автор хотела бы отдать должное памяти безвременно ушедшего из жизни С.В. Руженцева, с которым довелось в последние годы работать в экспедициях, получить и опубликовать новые материалы по геологическому строению Западного Забайкалья, ставшими основой настоящей работы. Особую признательность выражаю своему научному консультанту члену-корреспонденту РАН, доктору геолого-минералогических наук И.В. Гордиенко за всестороннюю помощь и

критические замечания при подготовке диссертации. Значительная часть фактического материала получена в тесном сотрудничестве с коллегами А.В. Филимоновым, А.А. Савченко, А.Б. Кирмасовым, А.А. Клочко, А.В. Куриленко, Ю.П. Катюхой, Н.А. Дорониной, Л.И. Ветлужских, В.С. Ланцевой, которые оказали большую помощь на различных этапах подготовки работы. Совместные полевые исследования в разные годы были связаны с Н.А. Фишевым, И.Г. Кременецким, В.С, Платовым, К.М. Шелгачевым, Б.Г. Голионко, Д.А. Лыхиным, В.М. Ненаховым, А.В. Никитиным, С.В. Шипуновым, Д.В. Метелкиным, О.В. Артюшковой, Р.Р. Якуповым, О.Н. Морозовым. При выполнение работы автор использовала определения органических остатков В.А. Аристова, В.А. Лучининой, С.В. Наугольных, Р.В. Горюновой, В.Г. Хромых, А.В. Куриленко, М.П. Долуденко, А.Л. Юриной, В.А. Красилова, В.Г. Ганелина, А.Я. Бергер, А.А. Броушкина, А.Ю. Журавлева, О.Т. Обут, Ю.П. Катюхи, В.А. Катюхи, описания петрографических шлифов А.В. Патрахиной, Л.И. Карповой, О.Т. Бахтиной, Н.Н. Егоровой, И.А. Богданович. Автор неоднократно обсуждала отдельные положения работы и пользовалась советами Г.Е. Некрасова, А.В. Татаринова, А.А. Цыганкова. Конструктивные замечания и ценные рекомендации, позволившие улучшить работу, получены от А.М. Мазукабзова, А.М. Станевича, Н.И. Акулова, Т.В. Донской. Автор особо признательна палинологу Воронежского госуниверситета Л.Н. Неберикутиной, которая на протяжении многих лет была наставником в изучении микрофоссилий. В процессе работы над диссертацией автор пользовалась советами и поддержкой В.В. Минина, которому искренне благодарна за помощь в оформлении работы. За поддержку исследований и содействие в организации полевых работ, хотелось бы поблагодарить главного геолога ГФУП «Бурятгеоцентр» Ю.П. Гусева и директора предприятия Г.П. Патрахина, а также И.Н. Тихомирова, Г.Л. и Н.Н. Митрофановых за постоянный интерес к исследованиям автора, критические замечания и советы. Автор благодарна А.В. Евсюниной, Т.В. Большаковой за помощь в оформлении работы, петрографам А.В. Патрахиной, Л.И. Карповой, О.Т. Бахтиной, Н.Н.

Егоровой, И.А. Богданович за петрографические и минералогические консультации и описания шлифов. Пользуясь случаем, хочу почтить память крупных ученых - геологов и палеонтологов, ныне ушедших из жизни В.Г. Беличенко, Ю.П. Бутова, Б.А. Далматова, Т.Н. Корень, П.В. Осокина, Г.А. Гусаревича, К.Б. Корде, И.П. Морозовой, с которыми была связана многолетняя работа.

ГЛАВА 1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ЭВОЛЮЦИИ БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

Байкальская горная область (БГО) рассматривается как восточная часть Забайкальского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса, главнейшие структуры которого были созданы в докембрии и палеозое. Разработаны различные тектоно-геодинамические модели формирования и развития Байкальской складчатой области [11, 12, 13, 20, 21, 22, 47, 49, 53, 58, 60, 62, 63, 70, 71, 95, 96, 98, 112, 208, 209, 231, 234, 235, 254, 293, 296]. На протяжении всей истории изучения региона тектоническая природа Байкальской горной области вызывала разногласия. В зависимости от формационной и тектонической интерпретации метаморфических, магматических и осадочных образований предлагались различные модели геологического развития региона. На начальном этапе изучения И.Д. Черский (1886), В.А. Обручев (1890) и Э. Зюсс (1902) разработали концепцию «древнего темени Азии», предполагая, что в центральных частях региона суша существовала с раннепротерозойского времени. Их представлениям противостояла гипотеза о принадлежности региона к типичным каледонидам, выдвинутая де Лонэ (1911) и развиваемая М.М. Тетяевым (1923) и А.А. Борисяком (1923-1927). Острая дискуссия продолжалась длительное время. В 1932 году Н.С. Шатский отнес территорию БСО к наиболее молодой из докембрийских эпох складчатости и выделил самостоятельную байкальскую складчатость, проявившуюся в конце позднего протерозоя или начале раннего кембрия. Нижнепалеозойские отложения он считал типично орогенными и платформенными формациями. Е.В. Павловский (1948), после находок кембрийской фауны, высказал идею об ограничении байкальской складчатости верхами докембрия и выделил раннекаледонскую эпоху в развитии БГО. Л.И. Салоп [237, 238] выделял здесь геосинклинальную систему, возникшую в начале раннего протерозоя и закончившую свое развитие в конце кембрия, назвав ее байкалидами (в отличие от термина «зона байкалид»). Позиция ВСЕГЕИ (г. Ленинград), курировавшего

среднемасштабную геологическую съемку, предопределила интерпретацию материала в духе байкалид на Госгеолкартах масштаба 1:200 000 и большинство исследователей поддерживали эти взгляды. По их представлениям, байкальская складчатость, завершавшая развитие протерозойской геосинклинали, соответствовала тектонической фазе, сопровождавшейся становлением Ангаро-Витимского гранитоидного ареал-плутона. Роль каледонид в развитии БГО сводилась к минимуму, и долгое время, регион рассматривался как восточная часть тектонотипической местности байкалид [20, 237, 238]. Однако представления Е.В. Павловского продолжали развивать многие исследователи - В.Г. Беличенко, П.М. Хренов, Ю.А. Чернов, Ю.П. Бутов, Ф.К. Волколаков, В.П. Арсентьев, Б.А. Далматов, М.М. Язмир и другие. Они обобщены в работах В.Г. Беличенко [10, 11, 12], где обоснована господствующая роль классических каледонид в завершении этапа геосинклинального развития Байкальской горной области. При составлении госгеолкарты масштаба 1:500 000 [68], после находок многочисленных нижнепалеозойских органических остатков в отложениях, считавшихся протерозойскими, из верхнепротерозойского (рифейского) структурного этажа была вычленена значительная часть стратифицированных и интрузивных образований более молодого возраста (рисунок 1-1). Верхнепротерозойские отложения оказались менее распространенными. Они слагали только отдельные тектонические блоки и чешуи. До начала 70-х годов дискуссия между сторонниками байкалид и каледонид развивалась, главным образом, на различиях в интерпретации фактических материалов, связанных с трактовкой формационной сущности кембрийских карбонатных образований - типичная орогенная формации по концепции байкалид [20, 237, 238] и бесспорно геосинклинальная формация - по концепции каледонид [10, 11, 12]. Принципиально новая интерпретация истории геологического развития региона - Саяно-Байкальской горной области (СБГО) на фиксистской основе и модель стратиграфии палеозоя были предложены Ю.П. Бутовым [28].

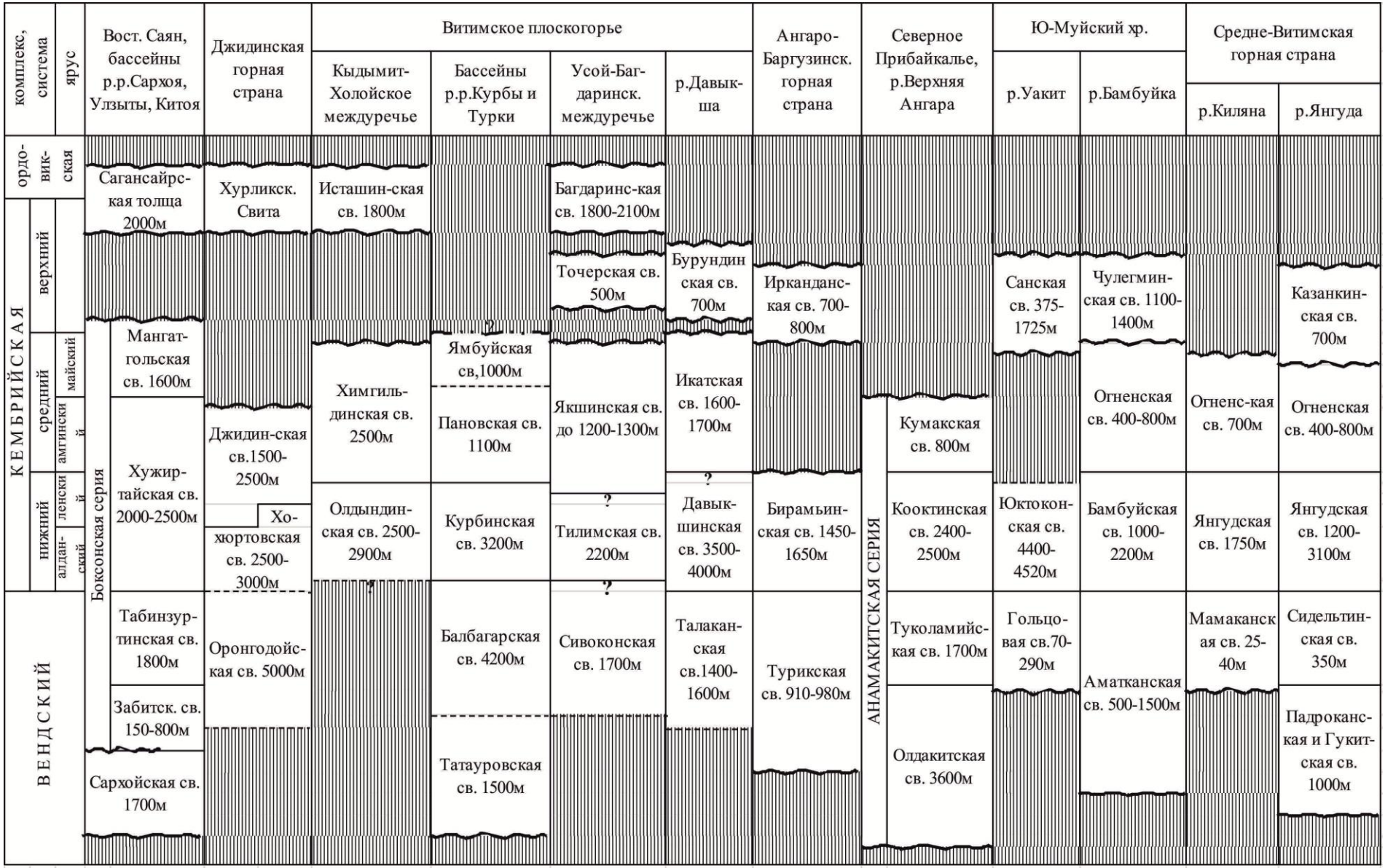


Рисунок 1-1 - Схема корреляции вендских, кембрийских и кембрий-ордовикских стратиграфических подразделений Саяно-Байкальской горной области (по В.И.Давыдову, 1981, с сокращениями)

По этой концепции территория СБГО с начала рифея находилась в краевой части Северо-Азиатского кратона и геологическое развитие ее в рифее и первой половине палеозоя проходило в рамках одного тектонического цикла. Были намечены три стадии геологического развития, последовательно сменяющие друг друга: платформенная? (начало рифея); рифтогенная (рифей-венд); миогеосинклинальная (кембрий? - середина карбона?). Отложения верхней части позднего кембрия – девона на то время были слабо изучены и анализ их давался в общей форме (рисунок 1-2). В.Г. Беличенко [11, 12] все же придерживалась альтернативной точки зрения. В истории развития Байкальской горной области она выделяла самостоятельный салаирский этап развития – единую Забайкальскую геосинклиналь, одним из структурных элементов которой являлась эвгеосинклиналь, в развитии которой устанавливались этапы – геосинклинальный (архей - ранний палеозой) и орогенный (силур - девон).

Все вышеприведенные модели развития региона предлагались в зависимости от интерпретации формационной, тектонической и возрастной принадлежности вещественных комплексов. До настоящего времени неопределенность с возрастным расчленением стратифицированных и магматических образований региона отражается в многообразии и несогласованности геодинамических моделей развития Западного Забайкалья.

Наиболее дискуссионными являются вопросы датирования, объема и формационной принадлежности отложений верхнего палеозоя, которые долгое время выделялись только в южной и центральной частях Западного Забайкалья. Постгеосинклинальными образованиями считались терригенные, вулканогенно-терригенные, часто красноцветные, толщи с угловым несогласием перекрывающие породы палеозойского геосинклинального этапа развития [11]. Их возраст условно определялся как поздний кембрий - ранний ордовик. После находок кембрийской фауны и органических остатков ордовика - девона в геосинклинальных отложениях СБГО орогенные формации стали условно датироваться девоном [25, 26, 27].

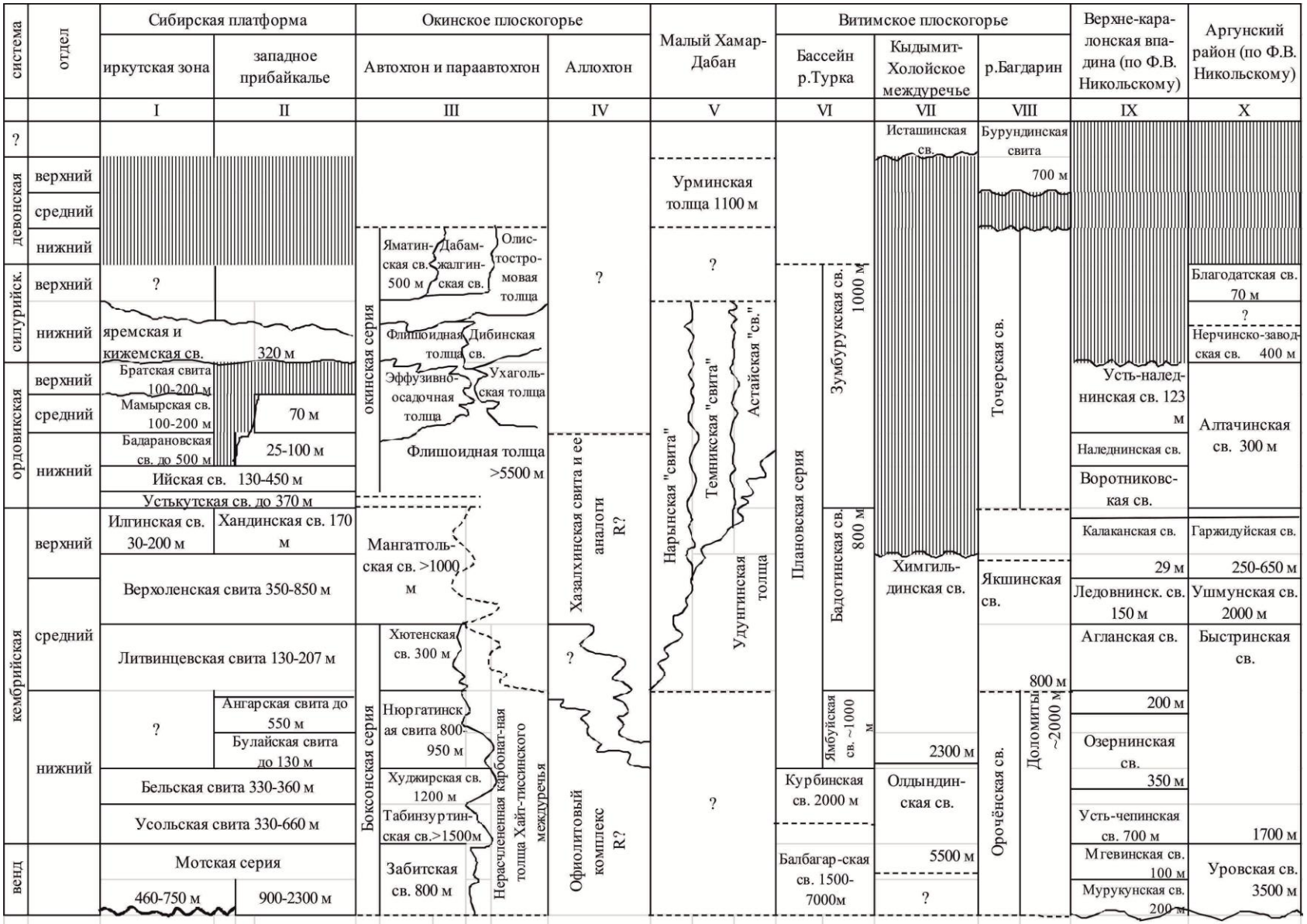


Рисунок 1-2 - Схема корреляции палеозойских стратоподразделений Саяно-Байкальской горной области и сопредельных территорий (по Ю.П.Бутову, 1996)

На территории региона выделялись два уровня орогенных формаций палеозоид - нижний и верхний. Нижняя моласса (бурундинская, иркандинская, санская, чулегминская, сагансайрская свиты и др.) характеризуются сероцветной окраской, большой ролью конгломератов с преобладанием гальки местных карбонатных пород. Верхняя моласса (исташинская, багдаринская, хурликская, комиссаровская свиты и др.) отличается красноцветностью и четкой стратификацией. Начиная с 70-х годов, обнаружилась гетерогенность этих комплексов формаций. В ряде стратонов были собраны остатки фауны и флоры ордовика, силура, девона, карбона и мезозоя [4, 27, 29, 30, 123, 124, 144 - 146, 148, 152, 249, 255 - 258, 336, 343 и др.]. В стратиграфических построениях использование прямых наблюдений над стратиграфическими соотношениями ограничивается интенсивностью чешуйчато-покровной тектоники, часто сохраняются только фрагменты геологических разрезов, и определение стратиграфической последовательности отложений возможно только по палеонтологическим остаткам. Но находки органических остатков были достаточно редки и часто неудовлетворительной сохранности, поэтому широко начали использоваться микропалеонтологические исследования – микрофаунистический и палинологический анализы [4, 6, 104, 148, 149, 153, 155 - 157, 194 - 196, 249]. Миоспоровые комплексы (рисунок 1-3), установленные в фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего девона, позволили выделить региональные биостратиграфические подразделения Западного Забайкалья, провести их корреляцию и сопоставление с общей геохронологической шкалой [153]. Качественно новые представления о регионе появились с рассмотрением его эволюции с позиций тектоники литосферных плит. На основе палеогеодинамических реконструкций была рассмотрена геодинамическая эволюция байкалид, каледонид, герцинид [21, 22, 48, 49, 50, 56, 62, 63, 69, 70, 71, 95, 96, 97, 98, 208 210, 293, 294 и др.]. Использование при палеогеодинамических реконструкциях террейнового анализа позволило установить, что складчатые пояса разного возраста представляют собой коллаж террейнов различной геодинамической природы.

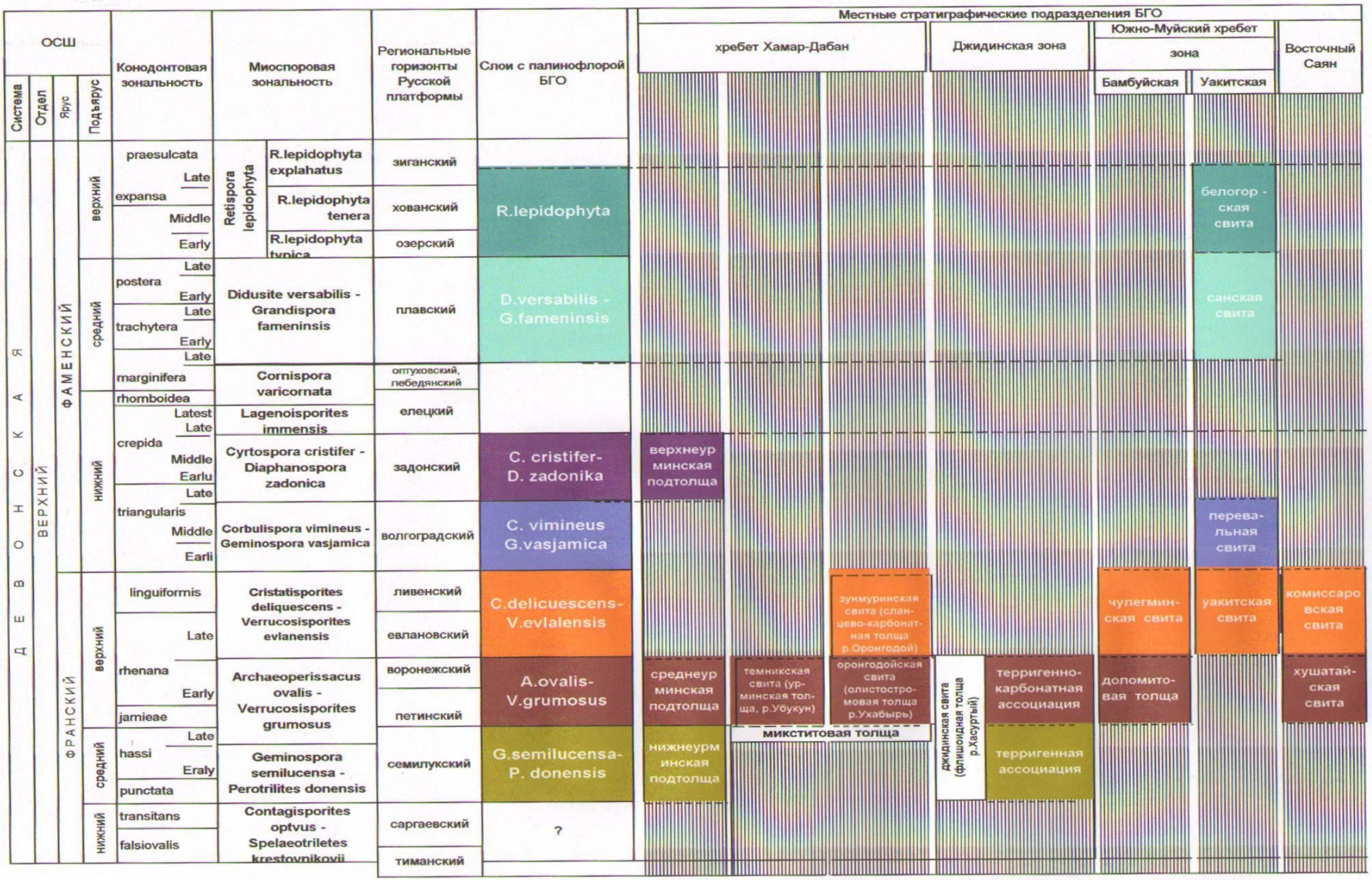


Рис. 1-3. Схема корреляции биостратиграфических подразделений верхнего девона БСО по миоспорам

Было показано, что складчатые пояса являются продуктами преобразования океанической коры в континентальную и заложение складчатых областей происходило на месте океанических бассейнов и их окраин [13, 22, 48, 63, 191, 192 и др.]. Было установлено, что главнейшие тектонические структуры складчатого обрамления юга Сибирской платформы, относящиеся к Центрально-Азиатскому поясу, были сформированы в основном в докембрии и палеозое. Выделены (рисунок 1-4) байкальские (позднерифейские), каледонские (венд - раннепалеозойские), раннегерцинские (девон - ранний карбон), позднегерцинские (позднепалеозойские) складчатые комплексы [53 и др.].

Эволюция региона в рифее - палеозое рассматривается в двух основных вариантах. По *первому варианту*, в течение рифея в результате аккреции ряда островодужных систем и континентальных блоков формировались микроконтиненты, в середине - конце позднего рифея начался рифтогенез с переходом к образованию пассивной окраины юга Сибири в венде-кембрии, в интервале между кембрием и девоном происходило главное коллизионное событие – столкновение микроконтинентов с пассивной окраиной Сибирской платформы. Дальнейшая эволюция региона рассматривается как постколлизионная. Гранитоидный магматизм конца палеозоя (карбон - пермь) считается (в разных вариантах) постколлизионным, анорогенным, плюмовым [63, 96 и др.]. Альтернативный, *второй вариант,* заключается в субдукционно-коллизионной модели позднепалеозойского гранитоидного магматизма - коллизионные плутоны на континентальной окраине андийского типа, т.е. образование Байкальской складчатой области происходило в результате последовательной аккреции рифейской (Байкало-Витимская зона) и венд-раннепалеозойской (Икат-Еравнинская зона) островодужных систем к Сибирской платформе [22, 49, 71, 98, 208, 294, 295 и др.].

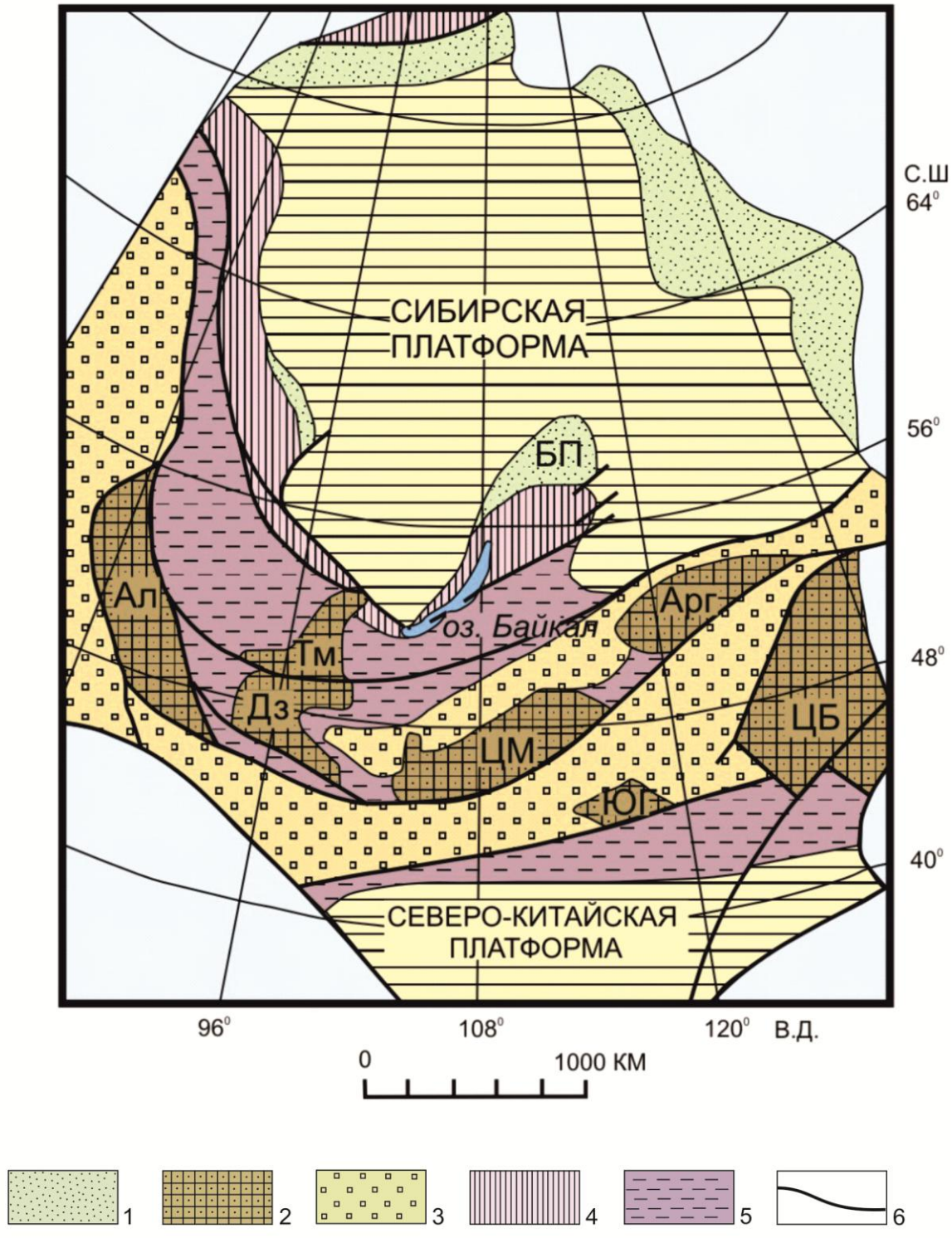


Рисунок 1-4 - Схема тектонического районирования складчатого обрамления Сибирской платформы. По И.В. Гордиенко (2006)

1 - складчато-надвиговые пояса на опущенных окраинах Сибирской платформы (БП - Байкало-Патомский и др); 2 - фрагменты докембрийских микроконтинентов (Ал - Алтайский, ТМ - Тувино-Монгольский, Дз - Дзабханский, ЦМ - Центрально-Монгольский, Арг - Аргунский, ЮГ - Южно-Гобийский, ЦБ - Цзямусы-Буреинский); 3 - 5 - коллаж террейнов, сложенных структурно-формационными комплексами: 3 - позднерифейскими (800 - 630 млн л), байкалиды, 4 - венд-раннепалеозойскими (630 - 400 млн л), каледониды, 5 - позднепалеозойскими (400 - 250 млн л), герциниды; 6 - разрывные нарушения различных генетических типов

Таким образом, Западное Забайкалье рассматривается как комбинация докембрийских микроконтинентов и разновозрастных структурно-формационных зон, которая возникла в палеозое на месте Палеоазиатского океана.

В последнее время активно обсуждаются две модели развития региона в рифее. Согласно *первой* модели, в период 1020-720 млн лет назад, в результате распада суперконтинента Родиния образовался Палеоазиатский океан, который являлся заливом Палеопацифики [51, 53, 56, 71, 143, 193, 297 и др.]. В Западном Забайкалье в этот период активно формировались Баргузино-Витимский и Байкало-Муйский океанические бассейны и сопряженные с ними Келянская и Метешихинская островодужные системы. Считается, что в этих районах широко распространены средне-позднерифейские сложно дислоцированные осадочно-метаморфические толщи, выделяемые в составе Баргузинского и Верхневитимского (Икатского) турбидитовых террейнов [22, 23 и др.]. Докембрийские метаморфические толщи образуют позднебайкальский структурный этаж. Согласно *второй* модели [234, 236 и др.] Байкальская складчатая область рассматривается как единый мегаблок древней коры (континентальная окраина Палеоазиатского океана). Корообразующие процессы приводили здесь к возникновению субокеанической коры в системе рифтогенных прогибов красноморского типа с последующей ее переработкой в результате байкальской складчатости, т.е. в структуре байкалид отсутствуют следы крупных палеоокеанических бассейнов. В пользу этой схемы говорят геохимические и изотопные характеристики пород офиолитов. К концу позднебайкальского этапа (610–590 млн лет) закончилось становление складчатой структуры Западного Забайкалья. Аккреционно-коллизионные процессы сформировали вдоль периферии Сибирского кратона систему покровно-складчатых сооружений, образованных докембрийскими комплексами разного возраста и геодинамической природы.

Для венд - раннепалеозойского этапа геодинамического развития региона, согласно реконструкциям последних лет И.В. Гордиенко с соавторами, на

территории складчатого обрамления юга Сибирской платформы формировались спрединговые зоны, энсиматические и энсиалические островные дуги с протяженными зонами субдукции, преддуговые, задуговые бассейны и междуговые спрединговые окраинные моря [60]. Важнейшими структурами в это время были: Джидинская и Удино-Витимская островодужные системы, окружающие их океанические и морские бассейны разного типа. Считается, что появление и развитие в венде - кембрии в восточной части Западного Забайкалья нижнекембрийской Удино-Витимской островодужной системы связано с формированием Забайкальского палеоокеанического бассейна. В позднекаледонский этап (в конце кембрия, ордовике и силуре) система островных дуг и связанных с ними краевых морских бассейнов была охвачена аккреционно-коллизионными процессами. В итоге по всему складчатому обрамлению Сибирского кратона возник пояс коллизионных структур, которые совместно с отложениями шельфа и континентального склона сформировали обширную континентальную окраину Палеоазиатского океана. В пределах окраины в ордовике, и особенно в силуре, на территории Алтае-Саянской области, Монголии и Забайкалья формировались островные дуги, зоны рифтогенеза и морские осадочные бассейны со значительным вулканогенным наполнением [53, 60]. В раннегерцинский этап Сибирский континент находился в северном полушарии и по палеомагнитным данным в девоне он был развернут относительно современного положения на 180^0. В это время Палеоазиатский океан трансформировался в Палеотетис. По южной (в современных координатах) окраине Сибирского континента существовали следующие геодинамические обстановки: а) обширная активная континентальная окраина с рифтогенным, субдукционным магматизмом и с Хангай-Хэнтэй-Даурской системой окраинно-континентальных спрединговых морей и окружающих их островных дуг; б) система окраинно-континентальных морей и окружающих их поднятий Монголо-Охотского океанического бассейна; в) переходная область с эпиконтинентельными задуговыми шельфовыми морями, где происходило

формирование рифовых известняков в мелководных прогибах на окраинах Аргунского и Центрально-Монгольского микроконтинентов, а также образований островодужных комплексов Южно-Монгольской системы (рисунок 1-5). На активной окраине в западной части континента сформировался протяженный среднепалеозойский Алтае-Саяно-Забайкальский вулкано-плутонический пояс, наиболее развитый в рифтогенных структурах Минусинского типа. В пределах Забайкалья в это время формировались присдвиговые прогибы типа пулл-аппарт (Уакитский, Урминский и др.), которые являются реликтовыми задуговыми бассейнами на активной континентальной окраине [51, 53, 60].

Большинством исследователей считается, что история геодинамического развития Забайкалья и сопредельных районов в позднем карбоне - перми была обусловлена взаимодействием Сибирского кратона и Монголо-Охотского океанического бассейна [49, 293]. Развитие Монголо-Охотского спредингового океанического бассейна сопровождалось активными субдукционными процессами, как с Сибирским континентом, так и с Аргунским и Центрально-Монгольским микроконтинентами. Активная окраина между Сибирским континентом и океаническим бассейном носила трансформный характер. В результате формирования рифтогенных структур Монголо-Забайкальского (Селенгино-Витимского) вулкано-плутонического пояса происходило дальнейшее развитие средне- и верхнепалеозойских присдвиговых прогибов [49, 293]. При этом рифтогенез, сопровождающий его вулканизм и осадконакопление были сосредоточены не только в узких тектонических зонах, а проявились также на огромных обрамляющих пространствах, где в карбоне и перми формировались островные вулканические дуги (Береинская, Уртуйская и др.), преддуговые, задуговые и наложенные грабен-синклинальные прогибы с обильной морской фауной бореального типа [43, 60, 62, 63, 198, 119, 120, 228].

Начиная с поздней перми и до поздней юры, в киммерийскую эпоху эта территория (Байкало-Витимская и Селенгино-Яблоновая системы) подверглась

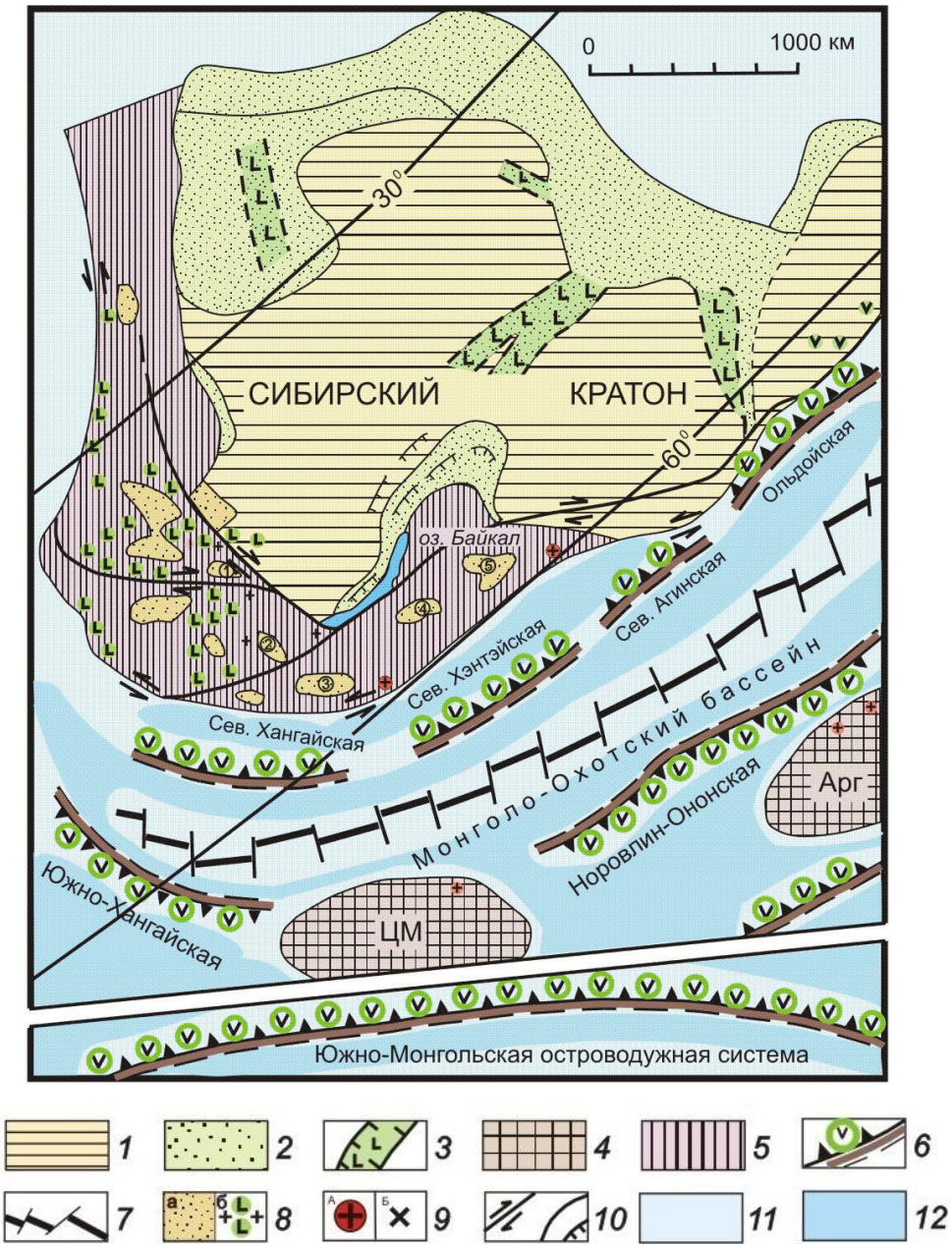


Рисунок 1 -5 - Палеогеодинамическая реконструкция раннегерцинского этапа (девон-ранний карбон). По И.В. Гордиенко (2006)

Условные обозначения: 1 – Сибирский кратон; 2 – покровно-складчатые пояса пассивной окраины кратона; 3 – авлакогены; 4 – микроконтиненты и фрагменты микроконтинентов (ЦА – Центрально-Ангарский; ТМ – Тувино-Монгольский; ЦМ – Центрально-Монгольский; АРГ – Аргунский; ДЗ – Дзабханский; К – Канский; Г – Гарганский); 5 – коллаж аккретированных террейнов различной геодинамической природы; 6 – островодужные системы с зонами субдукции, аккреционными призмами, преддуговыми и задуговыми бассейнами и надсубдукционными вулканическими дугами; 7 – предполагаемые зоны спрединга в океанах и окраинных бассейнах; 8 – остаточные бассейны (а) и внутриплитные вулканоплутонические пояса (б) на активных континентальных окраинах; 9 – коллизионные (а) и островодужные (б) гранитоиды; 10 - разрывные нарушения: сдвиги, сбросы, надвиги; 11-мелкое море; 12-глубокое море

тектоно-магматической активизации, сопровождавшейся широко проявленными и связанными между собой вулканизмом и интрузивным магматизмом. Сформировался Забайкальский вулкано-плутонический пояс с магматизмом повышенной щелочности, а в поздней перми появились даже щелочные интрузии. Дальнейшее развитие Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое было обуслено становлением и развитием Байкальской рифтовой системы.

В результате работ по ГДП-200/2, ГГК1000/3 нового поколения (ГФУП «Бурятгеоцентр») и исследований, проводимых сотрудниками лаборатории геодинамики ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ) и ГИН РАН (г. Москва) были получены принципиально новые данные по возрасту и составу стратиграфических подразделений ряда структурно-формационных зон центральной и северо-восточной частей Западного Забайкалья [4, 51, 152 - 154, 229, 230, 231]. Среди геологических комплексов, традиционно считавшихся венд - кембрийскими, было установлено широкое развитие осадочных и вулканогенно-осадочных стратифицированных образований верхнего девона - нижнего карбона [37, 38, 152, 165, 166, 172, 176, 184, 187, 189, 230, 231 и др.]. Многочисленные органические остатки, установленные автором или при его участии в результате целенаправленных стратиграфических и биостратиграфических исследований стратифицированных толщ Западного Забайкалья в последнее время, позволили по-новому взглянуть на историю развития региона. Была сделана попытка обоснования форландовой геодинамической природы Уакитского палеобассейна [51, 152, 153, 258] и рифтогенной геодинамической природы Багдаринского палеобассейна [225, 226]. По геодинамическим реконструкциям [60] предполагалось, что после перерыва (верхний кембрий - ордовик - силур), заполненного аккреционно-коллизионными событиями, формировались наложенные герцинские прогибы (Багдаринский, Уакитский, Ямбуйский и др.), которые представляли крупный форландовый Витимский палеобассейн верхнего девона - нижнего карбона [153, 159, 161 и др.]. С.В. Руженцевым с коллегами при непосредственном

участии автора в Западном Забайкалье была выделена и изучена Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), характеризующаяся циклическим развитием. В составе БВСС установлены байкальский (RF), каледонский (V-Є-S_1), варисский (S_2–C_1) и герцинский (PZ_2) структурно-формационные комплексы, слагающие соответствующие структурные этажи [231]. Фаунистически охарактеризованные отложения силура - карбона образуют варисский (раннегерцинский) структурный этаж, для которого была предложена тектоническая зональность с выделением Амалат-Еравнинской, Икат-Багдаринской и Турка-Курбинской структурно-формационных зон [231].

БВСС характеризуется циклическим развитием. Для *байкальского этапа* была принята «автохтонная» модель развития этого региона, предложенная Е.Ю. Рыцком и др. [234]. Согласно этой модели Байкальская складчатая область рассматривается как единый мегаблок древней коры (континентальная окраина палеоазиатского океана).

Для *каледонского этапа* развития БВСС авторами рассматриваются два варианта. По первому, забайкальскому варианту, геодинамическое развитие в это время во многом определялось становлением Удино-Витимской островодужной системы, которая интерпретируется как активная континентальная окраина западно-тихоокеанского типа [60]. Альтернативный, монголо-охотский вариант, связывает образование Удино-Витимского островодужного комплекса с Монголо-Охотским (Агинским) бассейном в обстановках активной континентальной окраины андийского типа. Геодинамику каледонского этапа во многом определяло становление раннепалеозойского олдындинского островодужного комплекса [234]. Он мог формироваться либо в пределах байкальского континентального блока (Амалатский и Селенгино-Становой массивы), отделившегося от Сибирского континента вследствие заложения Забайкальского бассейна (забайкальский вариант), либо на краю Сибирского байкальского континента, включавшего как составные части оба эти массива (монголо-охотский вариант). Завершился каледонский этап формированием покровно-складчатой структуры,

становление которой сопровождалось накоплением микстит-олистостромовых отложений ультзутуйской толщи [231].

В составе *варисского этапа* выделяется две стадии. В раннюю стадию (S_2–D_2) сформировался чехол терригенно-карбонатных отложений (пассивная континентальная окраина). В позднюю стадию (D_2–C_1) по периферии силурийско - девонского шельфа возникла Кыджимитская вулканическая зона и тыловой обширный Точерский прогиб. Указанная геодинамическая система рассматривается как активная окраина андийского типа. Варисский этап также завершился образованием напряженной покровно-складчатой структуры [231].

Герцинский этап характеризовался наиболее сложной геодинамической обстановкой. В области сочленения Сибирского каледонско-варисского континента и остаточного Монголо-Охотского позднепалеозойского бассейна сформировались Береинская энсиматическая островная дуга, Селенгино-Витимский краевой вулкано-плутонический пояс, а в его северо-западной части область внутриплитного магматизма (Ангаро-Витимский батолит) [60, 113, 289, 290, 291]. В целом, этот комплекс структур рассматривается как активная континентальная окраина калифорнийского типа [96, 262 - 264].

В заключении авторами был сделан вывод, что Байкало-Витимская складчатая система на варисско-герцинском этапе своего развития представляла собой континентальную окраину Монголо-Охотского бассейна, которая характеризовалась последовательной сменой геодинамических обстановок пассивной континентальной окраины (S_2-D_2), активной окраины андийского (D_2-C_1) и калифорнийского (C_2-P_1) типов [231].

Результаты вышеприведенных совместных исследований использованы в настоящей работе.

Таким образом, в опубликованных современных палеогеодинамических моделях, хотя и отличающихся одна от другой по ряду положений, сформулирован общий принцип, позволяющий в палеозое рассматривать регион как систему континентальных окраин, связанных с развитием Забайкальского (каледонский этап) и Монголо-Охотского (герцинский этап)

палеоокеанов. В ряде случаев такие модели носят общий характер, а ряд их положений требует дополнительного обоснования.

В первую очередь это касается:

1. Проблемы обоснования возраста, объема и валидности стратонов рифея и кембрия;

2. Объема, возраста, критериев выделения и расчленения отложений позднего палеозоя, реконструкции обстановок их седиментации;

3. Характера взаимоотношений между рифейским, нижнепалеозойскими и верхнепалеозойскими вещественными комплексами;

4. Выяснения роли и масштабов проявления вулканизма, связанного с седиментацией отложений первой половины позднего палеозоя, а также оценка геодинамических условий его формирования.

ГЛАВА 2. ГРАНИЦЫ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТРУКТУРА БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Байкало-Витимская складчатая система (БВСС), включает байкальский (RF), каледонский (V-Є-S_1), раннегерцинский (S_2–C_1) и позднегерцинский (PZ_2) структурно-формационные комплексы, образующие соответствующие структурные этажи, разделенные поверхностями региональных несогласий [189, 231]. В пределах БВСС установлено широкое распространение фаунистически охарактеризованных отложений верхнего силура – среднего карбона (рисунок 2-1), образующих раннегерцинский структурный этаж.

2.1. Границы и тектоническая зональность БВСС

Байкало-Витимская складчатая система (БВСС) расположена в центральной и северо-восточной частях Байкальской горной области и протягивается от низовьев Селенги, вдоль Байкала до Южно-Муйского хребта на расстояние более 800 км при ширине до 200 км (рисунок 2-2).

Структуры БВСС ранее описывалась как Забайкальская эвгеосинклиналь [9], Удино-Витимская зона каледонид [11, 12], одноименная островодужная система или Еравнинский островодужный террейн [52, 53, 207], Байкало-Витимская и Джида-Витимская зоны [63, 96, 291], Баргузино-Витимский супертеррейн [234], Хамардабан-Баргузинский микроконтинент [63].

Северо-западным обрамлением БВСС является Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс и метаморфический Баргузинский террейн, с северо-востока ее ограничивает Байкало-Муйская складчатая система (пояс). С юго-востока БВСС обрамляется Селенгино-Становой складчатой системой (Селенгино-Становой пояс) [236], Западно-Становой и Хилок-Витимской зонами [43, 46], Малхано-Яблоновым микроконтинентом [63]), отделяющими ее от Монголо-Охотского пояса. С востока к ней примыкает Амалатский докембрийский массив.

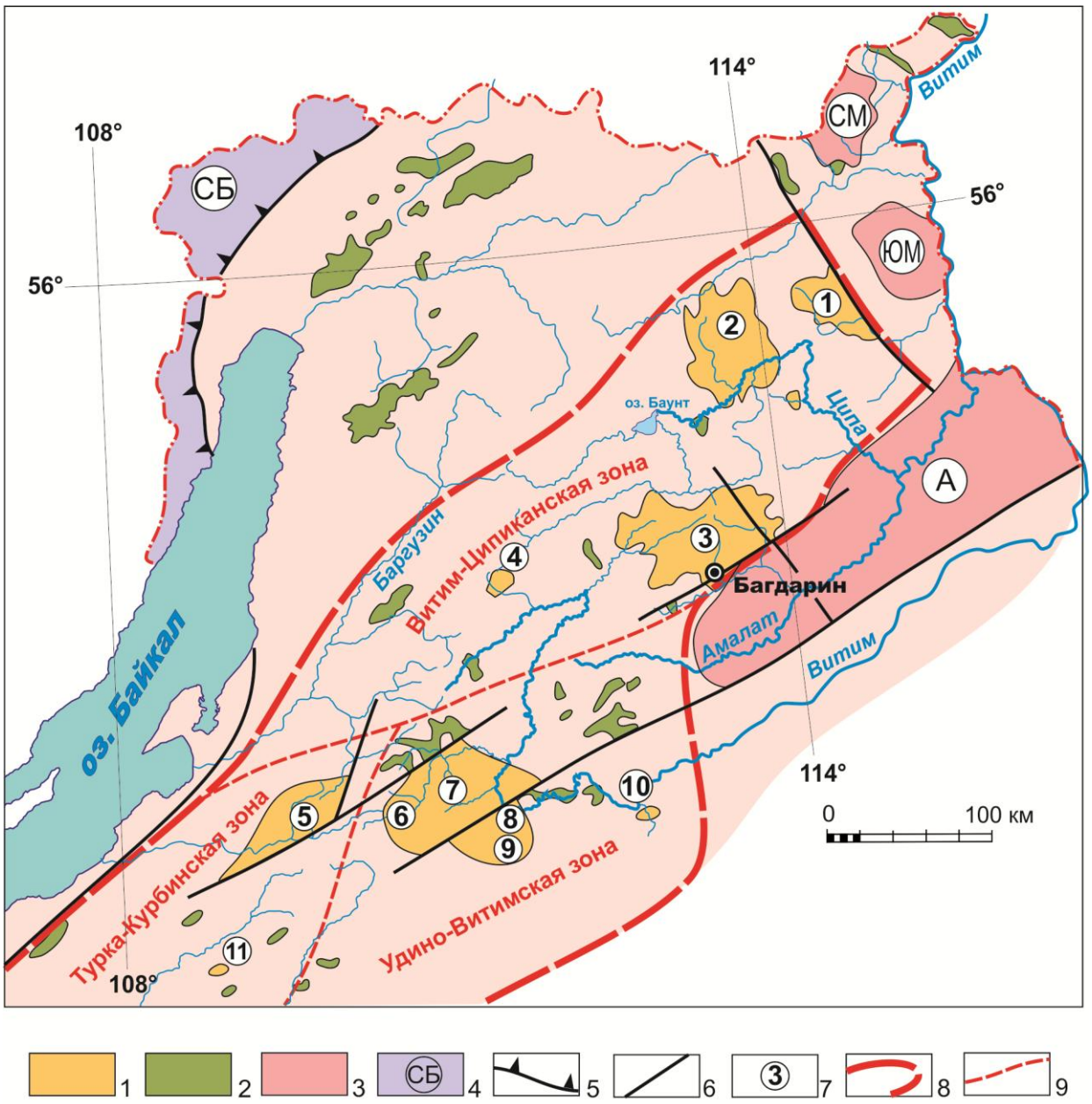


Рисунок 2-1 - Схема современного расположения выходов пород палеозоя на территории Западного Забайкалья

1 - верхнепалеозойские отложения; 2 - нижнепалеозойские отложения; 3 - докембрийские «глыбы»: Северо-Муйская (СМ); Южно-Муйская (ЮМ); Амалатская (А); 4 - Саяно-Байкальское краевое поднятие; 5 - надвиги; 6 - разломы с неопределённой кинематикой; 7 - участки выходов пород в бассейнах рек: Бамбуйка (1); Уакит (2); Багдаринка (3); Каратала (4); Ямбуй (5); Кыджимит (6); Левая Олдында (7); Хулудый (8); Ульзутуй (9); Джидотта (10); Атха (11); 8 - границы Байкало-Витимской складчатой системы; 9 - границы структурно-формационных зон Байкало-Витимской складчатой системы

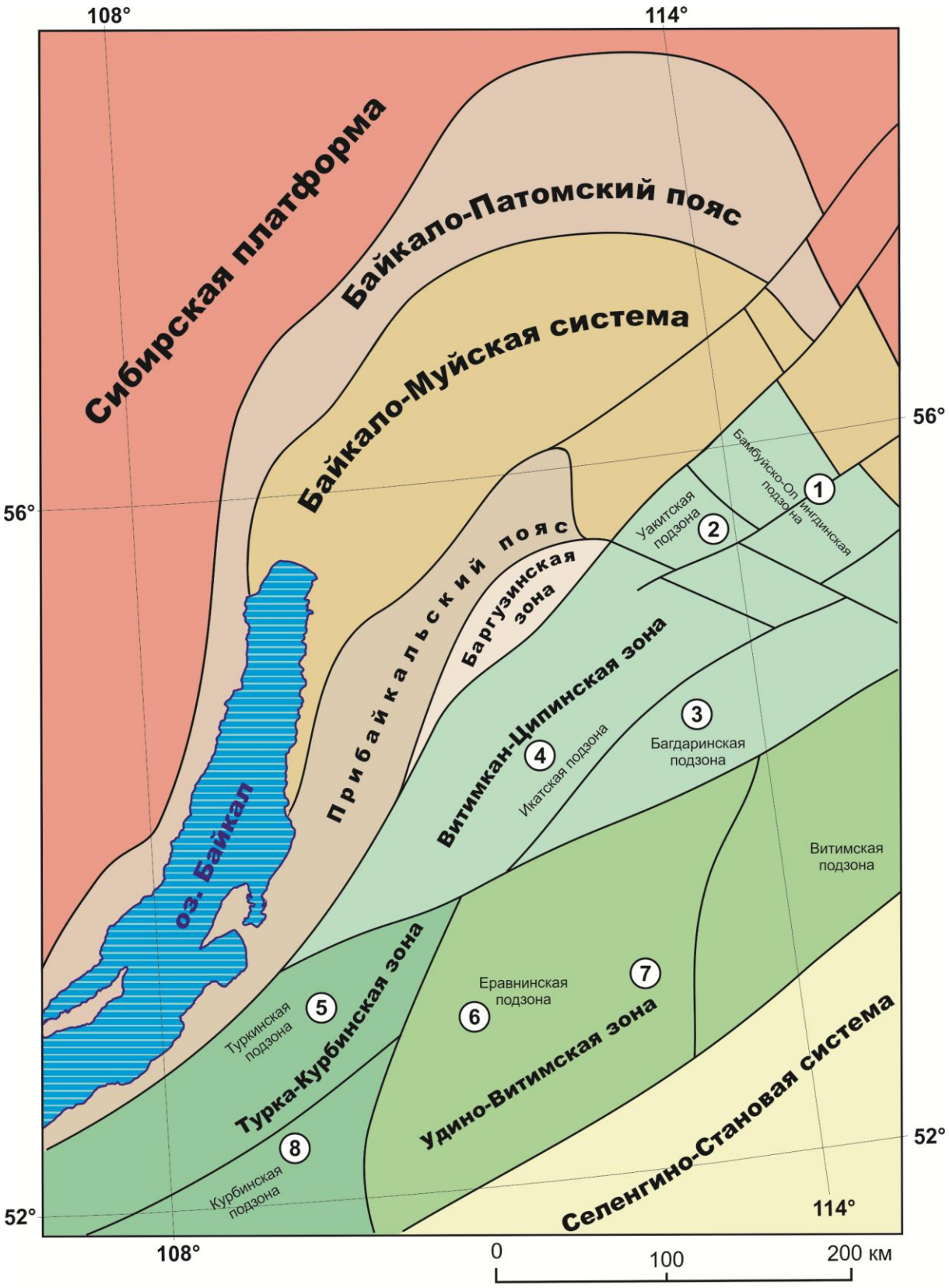


Рисунок 2-2 - Схема тектонической зональности Западного Забайкалья, с использованием данных из [Руженцев и др., 2012]

② - участки детальных работ в бассейнах рек: Бамбуйки (1); Уакит (2); Багдаринки (3); Караталы (4); Ямбуй (5); Левой Олдынды, Ульзутуй, Кыджимит, Хулудый (6); Джидотты (7); Атхи (8)

Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс – структура зонального метаморфизма и гранито-гнейсовых куполов, является продолжением структур Приольхонья и рассматривается [73, 74, 235, 236] как зона каледонской ремобилизации, маркирующая коллизионный фронт между структурами Байкало-Муйской и Байкало-Витимской складчатых систем.

Баргузинский метаморфический террейн выделялся как одноименный микроконтинент. Карбонатные отложения кембрия относились к чехлу микроконтинента, метаморфизованные породы (мраморы, кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, терригенные и терригенно-вулканогенные отложения) – к его рифейскому фундаменту [20, 127]. Проблема выделения микроконтинента обсуждалась В.Г. Беличенко с соавторами [14], которыми было установлено, что породы карбонатного «чехла» с увеличением степени метаморфизма переходят в мраморы «фундамента». Кроме того, был определен возраст гнейсогранитов «фундамента» в 468,8 млн лет [20]. Таким образом, существование Баргузинского древнего микроконтинента авторами ставится под сомнение.

Ю.А. Зорина с соавторами (рисунок 2-3) осадочно-метаморфические серии Саяно-Байкальской складчатой области (СБГО) в непосредственном обрамлении Сибирской платформы отнесены к задуговым бассейнам. В Джидинско-Хамардабанском, Ольхонском районах в венде - раннем палеозое были развиты островные дуги и задуговые бассейны и происходила их аккреция к Сибирскому континенту. Выделены и охарактеризованы Хамардабанская и продолжающая ее на северо-восток Икатская зоны задуговых бассейнов. В Икатскую зону окраинного бассейна авторами включается и так называемый Баргузинский метаморфический террейн [14, 101,140, 272, 273], который "по набору пород, времени метаморфизма и складчатости «террейн» не отличается от Икатской зоны, в новом ее понимании, где отмечается увеличение степени метаморфизма по направлению к континенту"[101].

Таким образом, Ю.А. Зориным с соавторами полностью отрицается существование Баргузинского древнего микроконтинента и считает, что

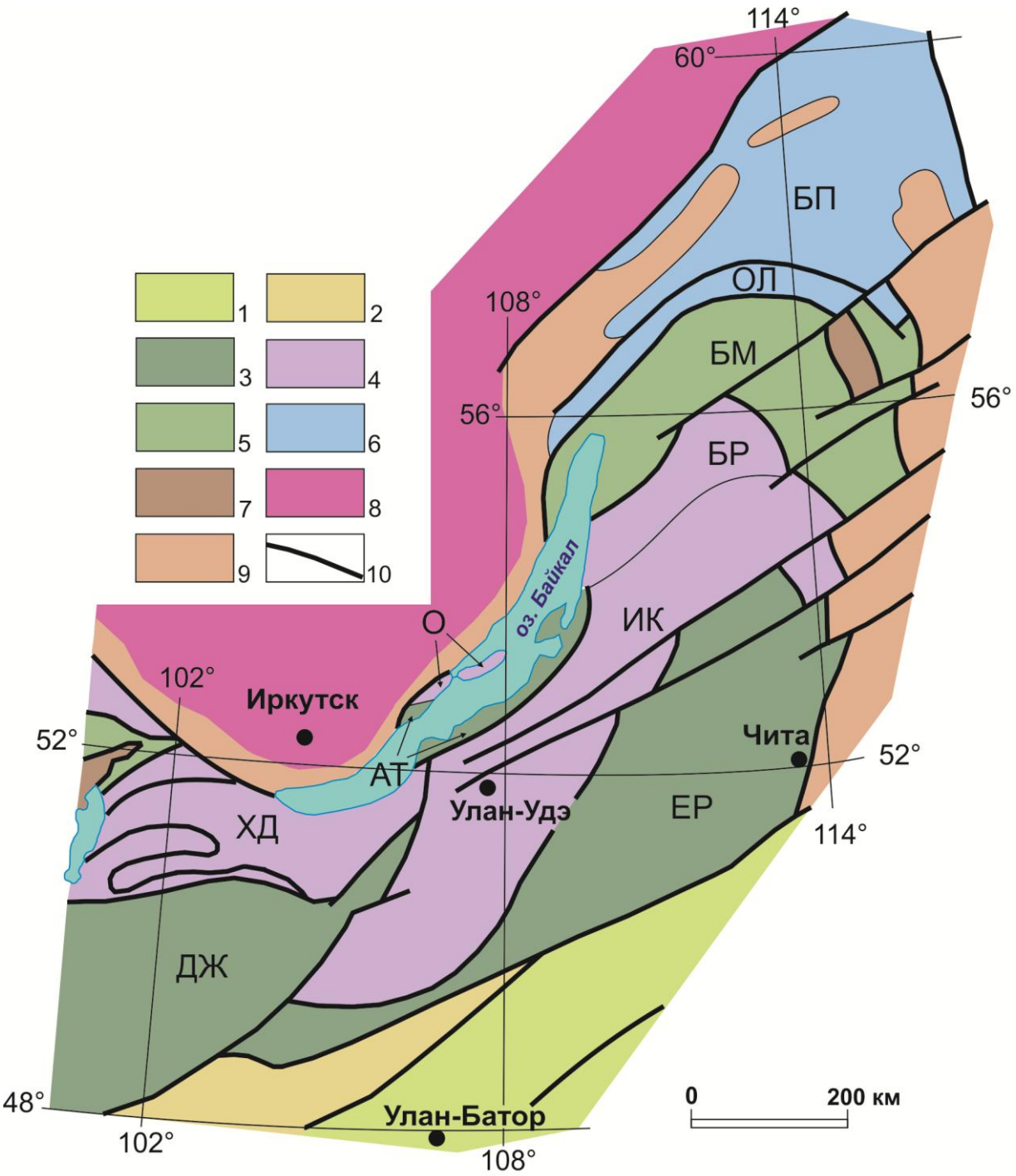


Рисунок 2-3 - Геодинамическая карта Саяно-Байкальской складчатой области (по Зорину Ю.А., 2009)

1 - зоны позднепалеозойского аккреционно-субдукционного клина; 2 - зоны венд-раннепалеозойского преддугового бассейна; 3 - зоны венд-раннепалеозойских островных дуг: ДЖ - Джидинская; ЕР - Еравнинская; АТ - Ангинско-Таланчанская; 4 - зоны венд-раннепалеозойских окраинных бассейнов: ХД - Хамардабанский; ИК - Икатский; БР - Баргузинский; О - Ольхонский; 5 - зоны позднерифейских окраинных дуг: БМ - Байкало-Муйская; 6 - зоны позднерифейского окраинного бассейна: БП - Байкало-Патомский с Олокитской (ОЛ) подзоной; 7 - блоки раннедокембрийских пород в складчатых зонах венд - раннего палеозоя и позднего рифея; 8 - позднерифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 9 - раннедокембрийский фундамент платформы; 10 - разломы

что задуговые бассейны позднего рифея - раннего палеозоя играли существенную роль в геологическом развитии СБГО. Задуговые бассейны являлись основным местом накопления осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, а в последующем - ареной проявления аккреционно-коллизионных событий: складчатости, метаморфизма и гранитоидного магматизма. Раскрытие окраинных морей СБГО происходило в венде-кембрии, а закрытие - в ордовике - силуре. В Байкало-Муйской и Байкало-Патомской зонах эти процессы происходили в позднем рифее [101].

Байкало-Муйская складчатая система (пояс) это серия рифейско-вендских (байкальских) складчатых сооружений. Представления о составе, геодинамической принадлежности Байкало-Муйского пояса неоднократно пересматривались [71, 103, 115, 192, 232, 235 и др.]. Мы остановимся подробнее на характеристике образований пояса, так как из их состава выделены девонско - каменноугольные отложения. Магматические образования пояса объединялись в муйский интрузивный комплекс, а вулканогенные отнесились к муйской серии раннепротерозойского возраста. В настоящее время, габбро-гранитная серия (муйский комплекс) и комагматичные базальт-риолитовые вулканиты келянской толщи отнесятся к рифейским островодужным образованиям [21, 24, 71, 233, 272]. Было установлено, что вулканоплутоническая ассоциация объединяет разнородные и разновозрастные образования офиолитовой ассоциации и комплексы, сформировавшиеся на коллизионном этапе развития структуры. По современным представлениям Байкало-Муйский пояс имеет сложное гетерогенное строение, в составе его пространственно совмещены фрагменты древней сиалической коры и структурно-вещественные комплексы океанической, островодужной и коллизионной геодинамических обстановок [272, 273]. В эволюции пояса выделено три стадии: 1) океаническая – раскрытие палеоазиатского океанического бассейна и формирование океанической коры 1,2-1,0 млрд лет; 2) островодужная – формирование байкало-муйской дуги, 1,0 - 650 млрд лет; 3) коллизионная – аккреция Байкало-Муйского пояса к окраине Сибирского

континента, 0,65 – 0,55 млрд лет [273]. В пределах Байкало-Муйской системы выделяется несколько тектонических зон. В плане сопоставления слагающих их пород с докембрийскими породами, обнажающимися на территории БВСС, мы остановимся на характеристике Анамакит-Муйской и Катеро-Уакитской зон [234, 236].

В Анамакит-Муйской зоне выделяются Муйская и Бамбуйско-Олингдинская подзоны [233, 235]. *Бамбуйско-Олингдинская подзона* образована серией тектонических пластин, прорванных верхнепалеозойскими гранитоидами. Восточной границей подзоны является Келяно-Ирокиндинский меланж, включающий различного размера олистоплаки магматических, вулканических и осадочных пород. Большая часть зоны сложена позднерифейскими основными и кислыми метавулканитами усть-келянского вулканического комплекса и вулканогенно-осадочными породами одноименной серии. Завершают разрез зоны грубообломочные отложения (тулуинская, аматканская свиты и др.), развитые в локальных грабенах и содержащие гальку подстилающих гранитоидов [233, 235]. В разрезе *Муйской подзоны* выделяются раннедокембрийские джалтукская и киндиканская толщи, образующие Северо- и Южно-Муйскую глыбы. Выше джалтукской с несогласием залегают метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы рифейской парамской серии, синхронной келянской подсерии. Докембрийские образования перекрыты терригенно-карбонатными породами мамаканской серии венда-кембрия. Для Анамакит-Муйской зоны Nd изотопные данные о составе осадочных толщ свидетельствуют о присутствии в них продуктов размыва как среднерифейских, так и раннедокембрийских источников [233, 235].

В Катеро-Уакитской зоне развиты сложно дислоцированные осадочные толщи сланцев с пачками турбидитов, граувакового флишоида, карбонатных пород и углисто-кремнистых сланцев катерской (Катерская подзона) и уакитской (Уакитская подзона) серий [233, 235]. Кислые и основные вулканиты находятся только в нижней части разреза уколкитской свиты Катерской подзоны. Считается, что пологозалегающие венд - кембрийские терригенно-

карбонатные отложения выполняют в этих подзонах систему наложенных впадин. Возраст осадочных пород няндонинской толщи Катерской подзоны, сложенной метаграувакками, метапелитами и кремнисто-углеродистыми сланцами имеет изотопный возраст 700 млн лет (Sm-Nd) [235], риолиты датируются как «не древнее» 675 млн лет. Уакитская подзона, по данным Е.Ю. Рыцка с соавторами [234-236], включает средне - верхнерифейский аккреционный комплекс в составе вулканогенных олнинской толщи, жанокской свиты, жанокского субвулканического комплекса. Постаккреционный позднерифейско - венд - кембрийский комплекс имеет двухъярусное строение. К нижнему ярусу относилась верхнерифейско - вендская вулканогенно-терригенная и терригенная уакитская серия, выполняющая остаточные прогибы, рифтогенные впадины и грабены. Верхний ярус сложен преимущественно кембрийскими карбонатными отложениями (юктаконская серия, санская свита), вероятно, имевшими площадное распространение, и сохранившимися в современной структуре пояса фрагментарно [234, 235]. Таким образом, согласно традиционным палеотектоническим моделям развития восточной части Байкало-Муйского пояса, аккреция островодужных и микроконтинентальных террейнов завершилась в позднем рифее и, начиная с конца позднего рифея - венда, данная территория входила в состав пассивной окраины Сибирского континента [234, 236].

Уакитская и Бамбуйско-Олингдинской подзоны ограничивали Байкало-Витимскую складчатую систему с севера [231]. Нами к настоящему времени получены новые данные о возрасте ряда стратифицированных образований подзон [145, 148, 151 - 153]. Мухтунная, сырыхская и нерундинская свиты уакитской серии, юктаконская серия, санская свита Уакитской подзоны, бамбуйская, чулегминская, аматканская и огненская свиты Бамбуйско-Олингдинской подзоны, ряд толщ бассейна р. Анамакит Муйской подзоны датированы первой половиной позднего палеозоя [152, 153, 184, 186, 190, 200, 201 и др.]. Уакитская и Бамбуйско-Олингдинская подзоны (см. рисунок 2-2) в

настоящее время нами включены в состав Витимкан-Ципинской зоны Байкало-Витимской складчатой системы [189].

Селенгино-Становая система (Селенгино-Становой пояс [236], Западно-Становая и Хилок-Витимская зоны [43], Малхано-Яблоновый микроконтинент [63]) является южным ограничением БВСС, отделяющим ее от Монголо-Охотского пояса. Селенгино-Становая система в структурном отношении представляет собой сводовое поднятие, в котором выделялась серия блоков пород раннего докембрия. К рифейским образованиям относили гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, мраморы малханского комплекса, к венду-кембрию - грехневскую свиту, представленную переслаиванием кварцитов, известняков и доломитов. Собственно кембрийские отложения выделялись как катаевская свита (Хилок-Витимская зона) или солонцовская толща (Западно-Становая зона). Обе они представлены метаэффузивами, их эпикластами с прослоями мраморов. К верхнему кембрию относилась толща пестроцветных терригенных пород тыпинской свиты, сопоставляемой с исташинской свитой Еравнинской зоны. С каледонским этапом развития связывалось становление серии крупных массивов: кручининского габброидного, крестовского гранодиоритового и олекминского гранитного. Для кручининских габброидов получены возрастные датировки в интервале 462-360 млн лет, для олекминских гранитов – 488-361 млн лет [43]. В последние время Т.В. Донской с соавторами получены новые данные по возрасту Катаевской вулкано-плутонической ассоциации [75]. В ее составе объединены вулканогенно-осадочные образования катаевской свиты и ассоциирующие с ними граниты. Датирование U-PB методом по циркону риолитов катаевской свиты показало, что они имеют возраст 226 млн лет, возраст прорывающих гранитов составил 223,4 млн лет. Авторы считают, что образование Катаевской вулкано-плутонической ассоциации происходило в позднем триасе, одновременно с образованием Харитоновской и Цаган-Хунтейской вулкано-плутонических ассоциаций, в обстановках активной континентальной окраины андского типа [75]. В позднем палеозое и мезозое Селенгино-Становая система представляла собой сводовое

поднятие (Селенгино-Витимский вулкано-плутонический пояс), в пределах которого формировались субщелочные, преимущественно кислые вулканиты, а также интрузии щелочных и субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов.

Амалатский массив примыкает с востока - северо-востока к БВСС и будет охарактеризован при характеристике фундамента палеозойских образований Удино-Витимской и Витимкан-Ципинской зон.

Большую часть территории Байкало-Витимской складчатой системы занимают позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита, в апикальной части которого обнажаются блоки докембрийских и палеозойских пород, слагающих изолированные участки (см. рисунок 2-1). Изолированность их выходов создает трудности при корреляции и сопоставлении выделяемых стратиграфических подразделений. Но вместе с тем, корреляция их разрезов возможна и позволила обосновать тектоническую зональность БВСС [189, 231]. По литодинамическим условиям формирования образования раннегерцинского структурного этажа относятся к трем структурно-формационным зонам **Удино-Витимской**, **Витимкан-Ципинской** и **Турка-Курбинской** [189]. Предложенная автором схема тектонической зональность БВСС (см. рисунок 2 -2) отличается от схемы, представленной нами ранее [Руженцев и др., 2012], так как получены новые данные по составу, возрасту и строению вещественных комплексов раннегерцинского структурного этажа БВСС. Уточнены границы (приближены к границам зон СЛ Баргузино-Витимской серии листов к ГГК-200/2) и состав структурно-формационных зон БВСС (в состав Витимкан-Ципинской зоны включены Уакитская и Бамбуйско-Олингдинская подзоны), пересмотрены схемы стратиграфического расчленения подзон Удино-Витимской и Турка-Курбинской зон, выделены и охарактеризованы формационные ряды, позволившие восстановить отдельные этапы тектонической эволюции региона в позднем палеозое.

2.2. Тектоническая структура Байкало-Витимской складчатой системы

Байкало-Витимская складчатая система представляет собой крупную линейную структуру, характеризующуюся единым структурным планом, сходной последовательностью развития, близким тектоническим режимом входящих в нее структурно-формационных зон. Удино-Витимская СФЗ находится в южной, юго-восточной частях БВСС и включает Еравнинскую и Витимскую подзоны. Витимкан-Ципинская СФЗ занимает северо-восточную и, частично, центральную части всей территории и включает Багдаринскую, Икатскую, Уакитскую, Бамбуйско-Олингдинскую подзоны. Турка-Курбинская зона объединяет Туркинскую и Курбинскую подзоны и составляет восточную и юго восточную часть БВСС [184].

Все структурно-формационные зоны БВСС являются сложнопостроенными покровно-складчатыми сооружениями, где в виде пакетов тектонических пластин совмещены разновозрастные вещественные комплексы.

Удино-Витимская зона. Мы рассматриваем только **Еравнинскую подзону,** где проводились детальные исследования. Еравнинская подзона в структурном отношении представляет собой синформу, сложенную серией тектонических пластин, перетасованных в современной структуре и образованных породами нижнего и верхнего палеозоя. К нижнему палеозою отнесена вулканогенная олдындинская свита. Девонско - каменноугольные отложения представлены озернинской ($S\text{-}D_3^1$) толщей, еравнинской серией (D_3–C_2^1), включающей ульзутуйскую и кыджимитскую толщи, исташинской и химгильдинской свитами. Присутствуют субвулканические тела фельзитов и плагиопорфиров. Верхний карбон - нижняя пермь включают сурхебтинскую толщу и тамирскую свиту. Особое место в разрезе Еравнинской подзоны занимает микстит-олистостромовый комплекс ульзутуйской толщи, содержащей многочисленные олистолиты кембрийских известняков и вулканитов. Она фиксирует становление раннегерцинской покровно-складчатой структуры. Циклическое развитие Еравнинской подзоны предполагает поэтапное формирование ее структуры. К концу каледонского этапа возникла покровно-складчатая структура подзоны, становление которой

было связано с тектоническим совмещением (северная вергентность) толщ, слагающих северные и южные участки Еравнинской подзоны. Это фиксируется трансгрессивно-несогласным налеганием среднепалеозойских отложений на различные горизонты нижнего палеозоя, то есть, раннегерцинские комплексы формировались на сложном каледонском основании [231]. Наиболее четко здесь проявились раннегерцинские деформации (C_1-C_2), обусловившие появление серии ретронадвигов (южная вергентность), в результате чего нижнепалеозойские отложения были надвинуты на позднепалеозойские. Вероятно, именно в это время оформилась сложночешуйчатая структура Еравнинской подзоны. Становление ранне- и позднегерцинского комплексов завершилось формированием покровно-складчатой структуры. Амалатский массив рассматривается как автохтон. Имеющиеся сейчас данные позволяют предположить общий срыв палеозойских толщ с байкальского основания [231].

Витимкан-Ципинская зона. Багдаринская, Уакитская и Бамбуйско-Олингдинская подзоны также являются крупными синформами.

Багдаринская синформа представляет собой покровно-складчатую структуру, в которой совмещены разновозрастные вещественные комплексы. В строении Багдаринской синформы выделены: нижний и верхний структурные элементы. Нижний (относительный автохтон) образован докембрийскими породами и точерскими граувакками, верхний (аллохтон) - отложениями ороченской, якшинской и багдаринской свит. Толщи, слагающие автохтон, сосредоточены вдоль северо-западного края синформы. Они смяты в систему крутых, узких, высокоамплитудных складок. Более компетентные породы докембрия образуют в целом конкордантные с осевыми поверхностями таких складок клинья. Аллохтонный комплекс занимает юго-восточную часть Багдаринской синформы. Он образован серией тектонических пластин, залегающих на различных толщах автохтона. Аллохтонные массы смещались к северо-западу, надвигаясь на различные элементы автохтона. Структурное обособление аллохтона связано со срывом слагающих его толщ с байкальского основания. В дальнейшем произошла их деламинация, выразившаяся в

структурном расслоении ороченской, якшинской и багдаринской свит на отдельные пластины. Наиболее продвинутыми оказались верхние из них, видимая амплитуда смещения которых достигала 10–15 км. Время формирования покровно-складчатой структуры (C_{1-2}) здесь определяется достаточно точно, так как рассмотренные нарушения (в том числе разрывные) блокируются гранитами (Усойский массив) с возрастом 288±2 млн лет [231].

Уакитскую синформу образуют байкальский и герцинские структурно-формационные комплексы. Байкальский комплекс слагают среднерифейские метавулканиты олнинской толщи и позднерифейские вулканиты жанокской свиты. Существенно терригенно-карбонатные отложения герцинского комплекса синформы ограничены на востоке от рифейских образований Горбылокской зоной круто-падающих разломов субмеридионального, ССЗ простирания. К раннегерцинскому комплексу отнесены девонские отложения санской и нерундинской свит, гагарской, перевальной, белогорской левоуакитской свит, уакитской толщи, и верхнедевонско - каменноугольные образования мухтунной и сырыхской свит, уендектской толщи. Позднегерцинский комплекс представлен суховским вулканическим комплексом. Складчато-надвиговая структура синформы сформировалась в конце раннегерцинского тектонического цикла, и была переработана позднегерцинскими деформациями. В современной структуре Уакитская синформа представляет собой ряд тектонических линз и пластин, разделенных сдвигами, взбросами и надвигами, которые блокируются телами витимканских гранитов [201]. Простирания складчатых и разрывных структур комплекса варьируют, с преобладанием северо-восточного и северо-западного направлений [110, 333].

В **Бамбуйско-Олингдинской синформе** различные вещественные комплексы совмещены в виде пакета тектонических пластин. Бамбуйско-Олингдинская синформа включает поля докембрийских метаморфических пород, и слабо метаморфизованных отложений нижнего и верхнего палеозоя. В ее строении выделены три структурно-формационных комплекса: байкальский

(рифейские восточногорбылокская толща, буромская свита); каледонский (венд? - нижнекембрийская золотовская свита); раннегерцинский (бамбуйская, чулегминская, аматканская, огненская свиты, кадалинская толща среднего девона - нижнего карбона). Складчато-надвиговая структура синформы также сформировалась в конце раннегерцинского тектонического цикла.

Туркинская подзона в структурном отношении представляет собой серию останцов, образованных метаморфизованными породами верхнего докембрия и палеозоя. Асынская докембрийская часть Ямбуйского ксенолита представляет собой погружающуюся к северо-западу моноклиналь, сложенную биотитовыми, гранат-андалузит-биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, амфиболитами Абага-Оланской офиолитовой сутуры. В структурном плане представляет собой систему ромбовидных блоков докембрийских пород, формирование которых связано с диагональными сколами в обстановке правостороннего сдвига. В пределах Ямбуйской части последовательно обнажаются три структурно-формационных комплекса: байкальский - андреевская и асынская свиты позднего рифея; каледонский - курбинская свита и бадотинская толща нижнего - верхнего? кембрия, «мергельная» толща среднего ордовика - силура?; раннегерцинский - сланцево-известняковая толща, пановская, зумбурукская и ямбуйская свиты среднего девона - карбона. В современной структуре эти комплексы тектонически расслоены на отдельные пластины. По-видимому, структурная деламинация ямбуйского разреза привела к выпадению пород некоторых стратиграфических уровней ($Є_{2–3}$, $D_{1–2}$). Породы среднего - верхнего кембрия и нижнего - начала среднего девона в переотложенном виде присутствуют в карбонатно-обломочных линзах пановской свиты. Мы считаем, что в пределах Турка-Курбинской зоны шло формирование относительно полного, преимущественно карбонатного разреза нижнего палеозоя и девона - карбона. С позднего девона седиментационная обстановка изменилась и началось накопление отложений пановской, зумбурукской и ямбуйской свит [189, 231].

Таким образом, в составе Байкало-Витимской складчатой системы тектонически перетасованы докембрийские, нижне- и верхнепалеозойские толщи.

В структурном отношении БВСС в целом, по данным С.В. Руженцева с соавторами, представляет собой обширную ассиметричную синформу, крылья которой выжаты на прилегающие сиалические массивы, сложенные преимущественно докембрийскими образованиями Сибирского палеоконтинента и Селенгино-Станового массива [231]. Процесс надвигообразования и складчатости связан с общим срывом палеозойских отложений с байкальского фундамента, структурного их расслоения и последующего выведения пород фундамента на верхние структурные уровни (покровы чехла и основания соответственно). Время структурообразования определяется относительно точно, определяющей в процессе становления покровно-складчатой структуры была раннегерцинская складчатость. В структурах размещены отложения нижнего - среднего карбона, в тоже время они прорваны гранитоидами Ангаро-Витимского батолита (315–290 млн лет) [189, 201, 231, 233].

Последующая позднегерцинская складчатость (P_2–T_1) переработала раннегерцинскую структуру. В это время и был сформирован ассиметричный Байкало-Витимский синклинорий. Такая структура могла возникнуть в результате встречного сближения Сибирского континента, с одной стороны, Амалатского и Селенгино-Станового массивов, с другой. Этот процесс в условиях нарастающего тектонического скучиванья уже в мезозое завершился становлением системы продольных (северо-восточных), имеющих сдвиговую компоненту разломов, которые в наблюдаемой сейчас структуре служат разделами выделяемых здесь тектонических зон [231].

Характеристика образований структурно-формационных зон БВСС дается по отдельным крупным блокам, которые характеризуются наибольшей полнотой разрезов и широким распространением стратифицированных толщ.

Таким образом, в пределах всех зон Байкало-Витимской складчатой системы распространены докембрийские и нижнепалеозойские структурно-вещественные комплексы основания БВСС и верхнепалеозойские комплексы ранне- и позднегерцинского структурных этажей.

ГЛАВА 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Удино-Витимская, Витимкан-Ципинская и Турка-Курбинская структурно-формационные зоны, объединяемые в Байкало-Витимскую складчатую систему, являются наиболее важными в понимании ее стратиграфии и геологического развития. В пределах Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны, Багдаринской, Уакитской, Бамбуйско-Олингдинской подзон Витимкан-Ципинской зоны и Туркинской подзоны Турка-Курбинской зоны нами проведены детальные исследования. В результате этих исследований было установлено широкое распространение образований верхнего силура - среднего карбона (рисунок 3-1), охарактеризованных комплексами органических остатков, впервые обнаруженным в отложениях вышеперечисленных зон. Кроме того, нами первые сведения о присутствии среди осадочных комплексов отложений силура - девона были получены в Икатской подзоне Витимкан-Ципинской зоны и Курбинской подзоне Турка-Курбинской зоны БВСС, а также в Анамакит-Муйской зоне Байкало-Муйского пояса [166, 162, 167, 180, 344].

Байкало-Витимская складчатая система характеризуется полициклическим развитием [189, 230, 231]. В разрезах всех ее зон присутствуют структурно-формационные комплексы, образующие четыре структурных этажа: байкальский, каледонский, раннегерцинский и позднегерцинский [231].

Байкальский, каледонский и позднегерцинский структурные этажи коротко охарактеризованы по опубликованным и некоторым собственным материалам. Изотопные исследования проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. С-Петербург.

3.1. Характеристика байкальского и каледонского вещественных комплексов фундамента БВСС

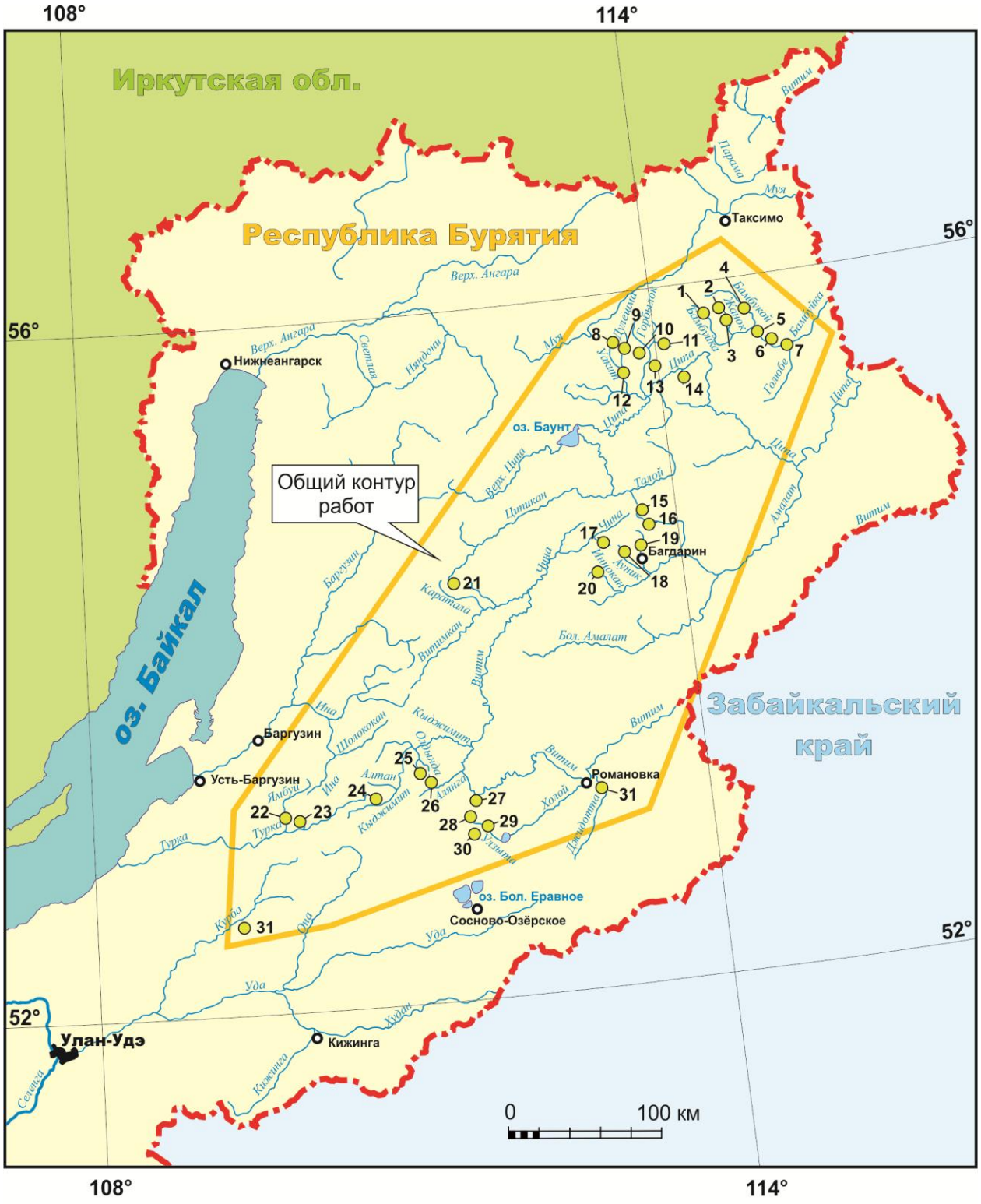


Рисунок 3-1 - Схема расположения участков работ

12

Участки детальных работ: 1 - верховья р. Бамбуйки; 2-3 - р. Жанок; 4 - р. Бамбукой; 5 - уч. Аматкан; 6 - р. Огнё; 7 - уч. Голюбе; 8 - верховья р. Уакит; 9 - р. Дулешма; 10 - р. Сан; 11 - уч. Уендект; 12 - рч. Мухтунный; 13 - уч. Пайкада; 14 - уч. Кадали; 15 - водораждел Усой-талой; 16 - р. Усой; 17 - уч. Троицкий; 18 - р. Ауник; 19 - р. Багдаринка; 20 - р. Иннокан; 21 - р. Каратала; 22 - р. Ямбуй; 23 - уч. Сухая Бадота; 24 - р. Кыджимит; 25 - р. Левая Олдында; 26 - р. Химгильда; 27 - р. Хулудый; 28 - р. Ульзутуй; 29 - уч. Назаровский; 30 - уч. Озёрный; 31 - р. Джидотта; 32 - Атха

Вещественные комплексы байкальского и каледонского структурных этажей слагают фундамент, на котором формировались отложения раннегерцинского структурного этажа, являющегося основным объектом исследований автора (рисунок 3-А).

Удино-Витимская зона. Докембрийские образования байкальского этажа слагают отдельные выходы в краевых частях Еравнинской и Витимскую подзоны и представлены отложениями талалинской и хойготской свит Амалатского массива. Амалатский массив занимает территорию Витимского плоскогорья в бассейне р. Большой Амалат (приложение 1). В разрезе массива выделяются две свиты [345, 346, 350]: нижняя, талалинская, и верхняя, хойготская, возраст которых условно считается раннепротерозойским (изучались нами в рамках работ по ГДП-200/2).

Талалинская свита (PR_1tl), мощностью до 4500 м, представлена переслаивающимися кристаллосланцами, гнейсами, кварцитами, мраморами, амфиболитами. Свита подразделена по литологическому составу на четыре пачки. Переходы между пачками постепенные, породы залегают моноклинально. Значительным развитием в составе свиты пользуются биотит-роговообманковые биотитовые гранат-биотитовые, дистен-гранат-биотитовые, карбонат-эпидот-роговообманковые сланцы Карбонатные породы включают доломиты с глинистой примесью. Амфиболиты слагают тела среди сланцев. Породы свиты метаморфизованы в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма. Нижний контакт ее повсеместно тектонический, переход к хойготской свите постепенный. Возраст свиты условно определяется, согласно легенде, ранним протерозоем.

Хойготская свита (PR_1^1hg) преимущественно карбонатная, представлена переслаиванием битуминозных известняков, графитизированных мраморов, кварц-карбонатных, биотит-хлоритовых, амфибол-биотит-хлоритовых, актинолит-карбонатных, амфиболовых, двуслюдяных и карбонатных сланцев. Верхний контакт ее неизвестен. Возраст хойготской свиты условно определяется, согласно легенде, ранним протерозоем. Мощность ее 2500 м.

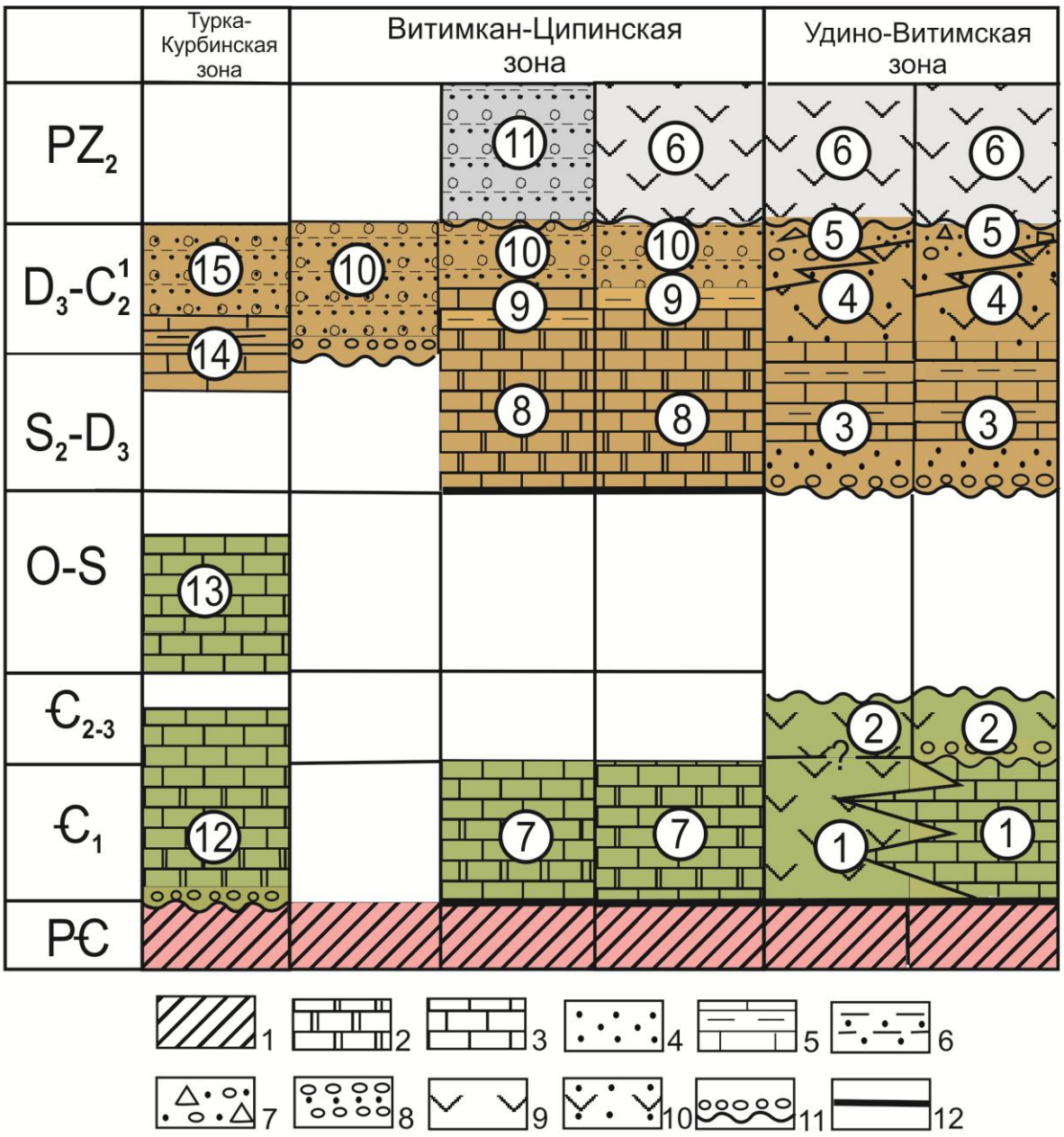


Рисунок 3-А - Схема сопоставления палеозойских отложений Байкало-Витимской складчатой системы

1 - докембрийские комплексы байкалид, 2 - доломиты, 3 - известняки, 4 - кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники, 5 - переслаивание алевролитов, известняков, кремнисто-глинистых сланцев, 6 - граувакки, 7 - микстит-олистостромовая толща, 8 - моласса, 9 - вулканиты, вулканомикты (PZ_1), 10 - то же (D - C), 11 - трасгрессивные контакты, 12 - разрывные нарушения

Цифры на схеме: 1-2 - олдындинская свита (типы разрезов: 1 - первый и 2 - второй); 3 - озёрнинская толща; 4 - кыджимитская толща и её аналоги; 5 - ульзутуйская толща; 6 - сурхэбтинская толща, суховская свита; 7 - давыкшинская свита; 8 - орочёнская, бамбуйская, нерундинская свиты, юктаконская серия; 9 - пестроцветная ассоциация багдаринской свиты, якшинская, чулегминская, санская свиты, уакитская и кадалинская толщи; 10 - верхнебагдаринская подсвита, точерская, мухтунная, сырыхская, огнёнская свита и уендектская толща; 11 - ауглейская свита; 12 - курбинская свита, бадотинская толща; 13 - «мергельная» толща; 14 - пановская свита; 15 - зумбурукская, ямбуйская свиты

Среди метаморфических пород хойготской и талалинской свит встречаются горизонты метабазальтов и метадолеритов (мощность до 350 м). Метаморфизм метадолеритов и вмещающих их метаосадочных пород отвечает амфиболитовой фации. Хойготская и талалинская свиты прорваны гнейсовидными гранитами Амалатского массива с U-Pb изотопным возрастом 790 млн лет [234] и 780 млн л [231]. Возраст габбро (водораздел Байса-Салбули), прорывающих метаморфические образования определен в 488,2 млн лет, силлов метабазальтов (водораздел Байса-Мугдарин) – в 490,6 млн лет. Метабазальты и метадолериты этих силлов относятся E-MORB типу [60].

В краевой части Еравнинской подзоны известны отдельные выходы талалинской свиты. Один из таких участков по р. Джидотте (см. рисунки 2-2, 3-1) представляет собой куполовидную антиформу, в ядре которой обнажаются слюдяные и амфибол-биотитовые сланцы, гранат-амфиболовые, пироксен-амфиболовые гнейсы с линзами мраморов. Возраст гнейсов определен в 2670 млн лет [231]. Среди метаморфических пород расположены блоки серпентинизированных дунитов, перидотитов, амфиболизированных габбро, амфиболитов, метабазальтов и яшмо-кварцитов. Возраст амфиболизированного габбро определен в 918 млн лет. Среди метаморфических пород в виде отдельных блоков встречены светло-серые песчанистые известняки, из которых выделены тентакулиты и конодонты: *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegl.), *"Ozarkodina"* sp., *Panderodus* sp. (верхний силур – нижний девон) [5, 177, 188, 300]. Подобные известняки такого же возраста характерны для Еравнинской подзоны, и отнесены к силурийско - девонской озернинской толще. Это свидетельствует о том, что отложения раннегерцинского структурного этажа накапливались и в краевых частях докембрийского Амалатского массива [231].

Витимкан-Ципинская зона. Байкальский структурный этаж **Багдаринской подзоны** представлен рифейскими образованиями Шаманского выступа и крупных массивов - Ципиканского, ограничивающего Багдаринскую синформу с севера, и Амалатского, расположенного южнее ее (Амалатский массив охарактеризован при описании Еравнинской подзоны).

Шаманский докембрийский выступ, представляющий собой серию тектонических блоков в осевой части Багдаринской синформы, сформирован породами двух разновозрастных структурно-формационных комплексов различной геодинамической природы, которые представляют собой пакет тектонических пластин [59, 60, 198, 199, 204, 231].

Первый комплекс включает три группы пород:

- мигматизированные амфиболиты, амфибол-слюдяные и амфиболовые сланцы, с жилами плагиогранитов, возраст которых 971±14 млн лет [199];

- аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, метагаббро, амфиболизированные габбро-диабазы и диабазы, метабазальты и метаандезиты, возраст габбро определен в 939 млн лет, метабазальтов - 892 млн лет [59, 60, 191, 192];

- базальты, дациты, риолиты, вулканомикты усойской свиты (мощность 200 м) – 837,4 и 789,2 млн лет [198, 199] и габбро-диориты, диориты и тоналиты шаманского комплекса - 778 мнл лет [236] и 762,6 млн лет [350, 351].

Первые две группы пород рассматриваются как офиолитовая ассоциация, а вулканиты относятся к известково-щелочной серии и рассматриваются как островодужные образования. Считается, что они формировались в Шаманской палеоспрединговой зоне и Келянской остороводужной системе [19, 220]. Состав и возраст пород зоны и расположенных в этой зоне вулканитов Келянской островодужной системы хорошо коррелируется с Усть-Келянским офиолитовым и островодужным комплексами Байкало-Муйского пояса [53, 272, 273].

Второй комплекс представлен *сиваконской свитой* (RF_3 *sk*) верхнего рифея мощностью 1700 м [341, 348, 349]. В составе свиты, предшественниками выделялись две подсвиты [334]. К нижней подсвите относились различные зеленые ортосланцы, линзы кислых эффузивов, мраморов, кварцитов, тела ортоамфиболитов, метадолериты, метадиабазы, к верхней – вулканомиктовые терригенные метаморфизованные породы. В результате работ ГГК-200/3 верхняя часть разреза сиваконской свиты включена в состав верхнедевонско -

нижнекаменноугольной точерской свиты, так как по составу, возрасту и направленности метаморфических преобразований пород сходна с последней [77, 175]. В составе сиваконской свиты мы оставляем только нижнюю часть ее первоначального разреза, сложенную темно-серыми, зеленовато-серыми биотит-хлоритовыми, амфиболовыми сланцами, кварцитами, с прослоями рассланцованных кислых и основных эффузивов и мраморов. Для свиты весьма характерна насыщенность тонкими пирротиновыми прожилками. Нижний контакт ее неизвестен. Свита несогласно перекрывается конгломератами точерской свиты (правобережье р. Ауник и верховья р. Усой). Возраст ее определяется как верхнерифейский, так как зеленосланцевые породы сиваконской свиты вмещают метабазальты и тела габброидов (939 и 892 млн лет) рифейской офиолитовой ассоциации, которая впервые была выделена Г.Л. и Н.Н. Митрофановыми [190], и дислоцированы вместе с ними [59, 60, 30, 350].

Ципиканский докембрийский массив сложен верхнерифейской (?) *ципиканской толщей* (RF? *ср*) в составе двух подтолщ, мощностью до 3000 м [78, 80-83, 215, 261, 347, 349-351]. Нижняя подтолща сложена мраморизованными известняками, переслаивающимися с различными слюдистыми сланцами, включающими подчиненные горизонты песчаников и амфиболовых сланцев. Верхняя подтолща представлена биотит-кварцевыми, силлиманитовыми, графитизированными сланцами, мраморами, участками гранат-ставролитсодержащими, с кордиеритом и фациально очень изменчива. Контакты толщи с другими образованиями тектонические. Все эти отложения относятся к зональным полиметаморфическим образованиям (следов регионального метаморфизма толщи не выявлено). Протолитом метатерригенных биотит-плагиоклаз-кварцевых сланцев являются алевропесчаники с прослойками алевритистых аргиллитов и примесью грубозернистого материала гранитоидов (кварц, плагиоклаз). Слюдистые сланцы представляют собой метаморфизованные аркозы и петрокластические граувакки грубопесчаной размерности с глинисто-алевритовым заполнителем [81-83]. Кроме того, в составе толщи присутствуют метаморфизованные

дациты, риолиты нормальной и повышенной щелочности. Учитывая натриевый тип щелочности терригенных сланцев, предполагается, что источниками обломочного материала служили лейкократовые плагиограниты бамбукойского комплекса и кислые вулканиты олнинской толщи, а областью сноса был Муйский континентальный блок с уже причленившимися образованиями более ранних стадий развития Байкало-Муйской островной дуги [83]. Детритовые цирконы из сланцев ципиканской толщи отвечают интервалу 847–781 млн лет [83, 231]. Время метаморфизма, в результате которого исходная протопорода превратилась в метаалевропесчаник, соответствует 478 млн лет (Rb-Sr по валу, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ**)** [215]. Отложения ципиканской толщи прорваны силлами амфиболитов и деформированы вместе с ними. Возраст силлов определен в 324 млн лет, время их метаморфизма в 278 млн лет [77, 231]. Химический состав апобазальтовых и апогаббровых амфиболитов соответствует мантийным низкощелочным породам коматиит-толеитовой ассоциации [80].

Уакитская подзона. Докембрийский вещественный комплекс байкальского структурного этажа подзоны представлен рифейскими олнинской толщей и уендектской вулкано-плутонической ассоциацией [200, 201, 333].

Олнинская толща (RF_2 *ol*) сложена согласным чередованием пород основного и кислого состава вулканической, субвулканической и интрузивной природы с редкими прослоями карбонатных пород, условно считается аналогом келянской свиты (824 и 812 млн лет, по данным Е.Ю. Рыцка [233, 234]. Для олнинской толщи, мощностью до 3000 м, характерны породы основного и кислого составов. Породы *основного* состава представлены амфиболитами, биотитовыми, карбонат-кварц-биотитовыми, кварц-плагиоклаз-биотитовыми сланцами и бластомилонитами по ним [76]. Породы олнинской толщи *кислого* состава представлены риолитами, риодацитами, реже дацитами нормальной и повышенной общей щелочности. Вулканиты олнинской толщи образуют бимодальную ультрабазит-базит-риолитовую ассоциацию толеитовой и известково-щелочной серий с щелочностью натриевого типа. Породы толщи

притерпели три этапа метаморфических преобразований [76]. Толща прорвана габброидами и гранитоидами талалинского верхнерифейского комплекса [200, 201, 333]. Из состава олнинской толщи нами исключены ультраосновные и основные вулканиты бассейна р. Горбылок (см. ниже описание суховского комплекса), слагающие послойные субвулканические тела, которые имеют среднекаменноугольный возраст.

Уендектская вулкано-плутоническая ассоциация (RF_3 *un*) представлена гранитоидами, субвулканическими телами с терригенно-карбонатными отложениями в верхней части разреза [200, 201]. Ранее породы этой ассоциации выделялись в составе жанокской вулкано-плутонической ассоциации [233]. Было установлено, что граниты бамбукойского комплекса по минералого-петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям не отличаются от гранитоидов жанокской вулкано-плутонической ассоциации и их следует рассматривать в составе единой рифейской уендектской ассоциации. Вулканические породы ассоциации отвечают щелочно-полевошпатовым риолитам, состав интрузивных разностей варьирует от кварцевых щелочно-полевошпатовых сиенитов до нормальных гранитов. Породы ассоциации отнесены к известково-щелочной петрохимической серии. Они прорваны гранитоидами витимканского комплекса с возрастом по Rb-Sr 732 и 712 млн лет [200, 201].

Следует сказать, что в верхней вулканогенно-терригенно-карбонатной части разреза толщи нами установлены органические остатки девона - карбона. Мы выделяем терригенно-карбонатные отложения с прослоями кислых туфов, туффитов и субсогласными телами вулканитов как девонско - каменноугольную уендектскую толщу (см. ниже) и считаем, что в бассейне р. Восточный Горбылок в одном стратиграфическом подразделении были объединены разновозрастные образования. Этот вывод подтверждается также крайне неоднородным метаморфизмом так называемых «рифейских» толщ. Наряду с высокотемпературными (амфиболитовая фация) метаморфитами часто отмечаются участки неметаморфизованных пород, особенно в

вулканитах. Следы зонального регионального метаморфизма здесь практически отсутствуют [200, 201].

Бамбуйско-Олингдинская подзона. Наиболее древними образованиями подзоны являются метаморфизованные породы *восточногорбылокской толщи* (PR_2 *vg*), условно раннепротерозойского возраста [111, 203]. Толща сложена метаморфическими сланцами и метаморфизованными карбонатно-терригенными породами. В нижней части разреза присутствуют светло-зеленые, серые и темно-серые биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-амфиболовые сланцы. Верхняя часть сложена окварцованными с примесью слюдки доломитами и метапесчаниками кварц-полевошпатовыми со слюдкой. Мощность толщи 1000 м. К верхнему рифею относятся левобамбукойская, буромская и жанокская свиты.

Левобамбукойская свита (RF_3 *lb*), мощностью 700 м, сложена карбонатно-терригенными породами с пачками туфогенных зеленых сланцев и редкими телами основных и кислых вулканитов.

Буромская свита (RF_3 *br*), которая входит в состав буромского вулканического комплекса, представлена вулканитами кислого и среднего составов. В туфовых отложениях свиты были найдены верхнерифейские микрофоссилии (устное сообщение А.А. Рябцева). Изохронный возраст ее 87Sr/86 Sr = 0,732$\pm$0,011 [111].

Жанокская вулкано-плутоническая ассоциация распространена в междуречье Жанок - Бамбукой. В ее составе выделяются эффузивы, интрузивные и мелкие экструзивные тела одноименного вулканического комплекса. Собственно жанокская свита содержит вулканические покровы (нижняя подсвита) и вулканогенно-осадочные образования (верхняя подсвита). Отличительной особенностью вулканитов жанокской ассоциации является их калиевая щелочность [76]. Возраст риолитов определен в 830-820 млн лет (U-Pb SHRIMP, ВСЕГЕИ, неопубликованные данные В.Е. Руденко): Здесь же распространены гранитоиды бамбукойского комплекса возраст гранитоидов определяется в 790 млн лет [111, 203]. Мощность жанокской свиты 4100 м.

Турка-Курбинская зона. Байкальский структурный этаж зоны представлен докембрийскими образованиями Абага-Оланской сутуры и андреевской свиты.

Абага-Оланскую сутуру маркируют две группы пород: 1) гипербазиты и ортосланцы, 2) толеитовые и субщелочные амфиболиты, образующие серию тел в разрезе асынской свиты. Амфиболиты слагают конформные тела (силлы) в асынских сланцах. Возраст толеитовых амфиболитов определяется поздним девоном (365 млн лет) [79, 80, 84, 231].

Асынская свита (RF_3 *as*) представлена биотитовыми, гранат-андалузит-биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами, кварцитами, мраморами, амфиболитами. По структурному положению, особенностям разреза, степени метаморфизма свита сопоставима с ципиканской толщей Багдаринской подзоны. Мощность свиты до 3000 м. Гипербазиты и высокомагнезиальные ортосланцы слагают клинообразные и пластинчатые тела. Гипербазиты представлены серпентинизированными разностями. По петрохимическим характеристикам серпентиниты относятся к дунитам, гарцбургитам и породам ряда верлит-клинопироксенит [79, 80, 84, 231]. Вопрос о природе пород ряда дунит-гарцбургит остается открытым. Высокомагнезиальные ортосланцы представляют собой породы, сложенные в меланократовых полосах тремолитом, лейкократовых – плагиоклазом и кварцем. В меланократовых полосах наблюдаются реликты высокотемпературного амфибола эденит-паргаситового ряда. По химическому составу сланцы отвечают высокомагнезиальной серии. Спектры РЭ и РЗЭ ортосланцев практически идентичны спектрам пород базальт-андезит-дацитовой серии олдындинской свиты. Дунит-гарцбургитовый комплекс рассматривается как фрагмент меланократового основания Абага-Оланской островной дуги, а высокомагнезиальные ортосланцы – как продукт плавления субдуцирующей палеоокеанической литосферы [231]. Н.А. Доронина ортосланцы относит к бонинитами островодужного комплекса пород [84].

Андреевская свита (RF_3 *an*) распространена в северо-западной части ксенолита [316, 317]. По мнению С.В. Руженцева [231] свита относится к позднему докембрию (мощность до 2000 м). Представлена переслаиванием кварц-полевошпатовых, реже кварцевых, филлитизированных песчаников, метаалевролитов, кварц-серицитовых сланцев, мраморов и включает тела вулканитов кислого состава. Из андреевской свиты [165, 189] мы вычленяем флишоидную пачку верхней части ее разреза, включая в состав пановской свиты. Возраст флишоидной пачки определен как раннекаменноугольный (см ниже).

Каледонский структурный этаж Байкало-Витимской складчатой системы объединяет венд - нижнепалеозойские отложения, имеющие ограниченное распространение (см. рисунок 3-А).

Удино-Витимская зона. Еравнинская подзона. Нижнепалеозойские образования каледонского структурного этажа подзоны включают олдындинскую свиту, озернинский субвулканический комплекс и тела граносиенитов.

Олдындинская свита (мощность от 250 до 1600 м) слагает основной объем нижнепалеозойских образований. В ее составе преобладают лавовые, пирокластические и субвулканические фации, в тесной ассоциации с которыми формировались известняки с биогермными археоциатово-водорослевыми постройками и осадочно-вулканогенные толщи (приложение 1, рисунок 3-2). В составе свиты выделяются два типа разрезов.

Первый тип развит в северо-западной части района (реки Левая Олдында, Кыджимит) и представлен преимущественно вулканитами. Вулканогенные породы слагают стратотипический разрез свиты по р. Левая Олдында и представлены дацитами, риолитами, фельзитами, их туфами, реже андезибазальтами, андезитами и их туфами с линзами известняков. Среди вулканитов этого типа разрезов в бассейне р. Кыджимит преобладают базальты, андезибазальты, андезиты, в подчиненном количестве находятся дациты, их туфы, туфобрекчии.

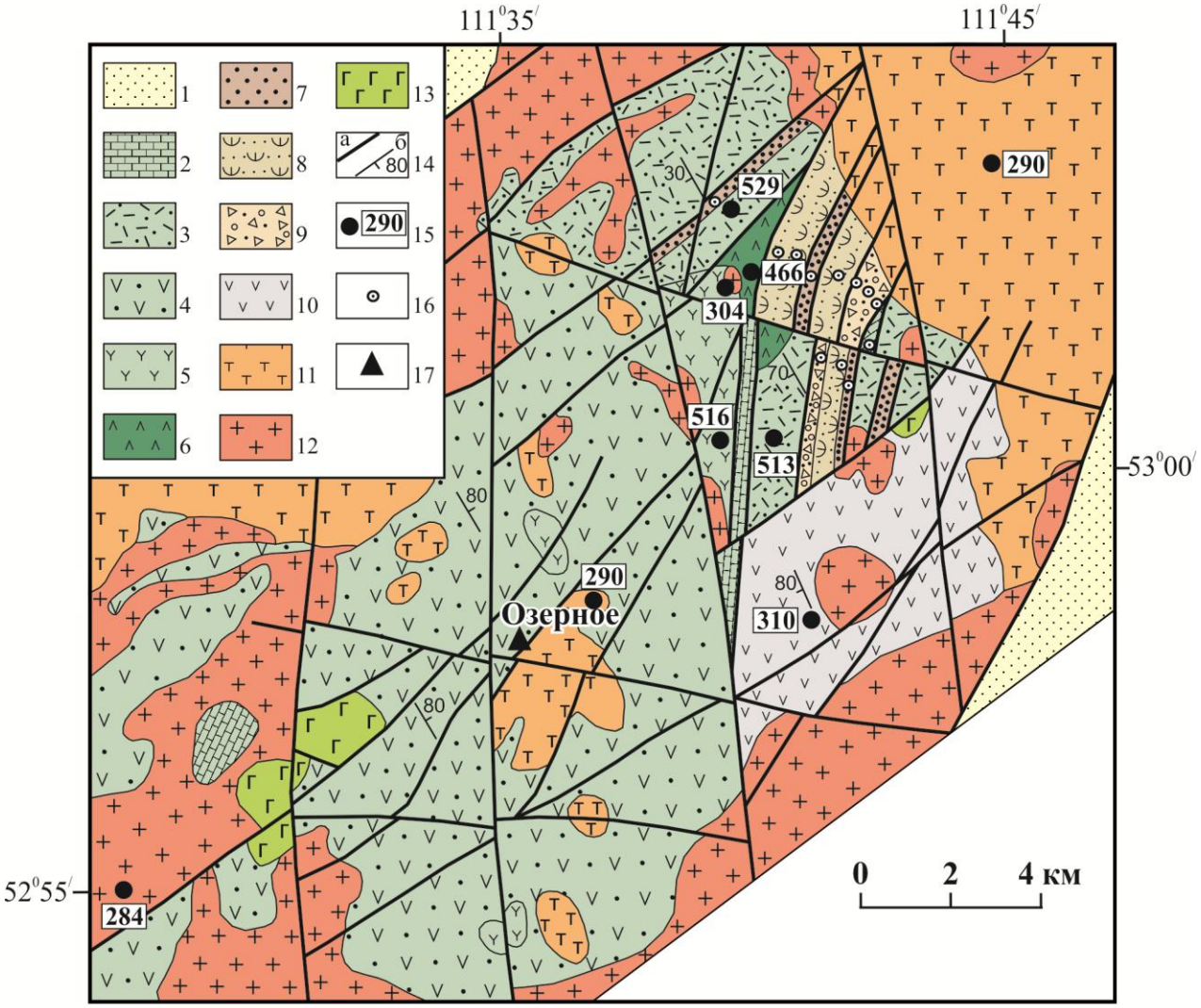


Рисунок 3-2 - Схема геологического строения Озернинского рудного узла по [И.В. Гордиенко и др., 2014]

1 - мезо-кайнозойские отложения впадин; Островодужный комплекс: (2-4) - Олдындинская свита ($Є_1$): 2 - терригенно-карбонатная толща; 3 - риолитовая толща; 4 - андезит-дацитовая толща; 5 - олдындинский субвулканический комплекс ($Є_1$); 6 - андезитовая толща (O_2); Комплекс верхнепалеозойских отложений (7-10): 7 - озернинская терригенная толща ($S_2?-D_3f_1$); 8 - кыджимитская туфогенно-терригенная толща (D_3fm-C_1v); 9 - ульзутуйская карбонатно-терригенно-туфогенная толща ($D_3f_2-C_1t$); 10 - сурхэбтинская андезито-базальтовая толща (C_{2-3}); Магматические комплексы верхнего палеозоя (11-13): 11 - вулканогенный игнимбрит-риолитовый комплекс; 12 - гранит-граносиенитовый комплекс; 13 - габброидный комплекс; 14 - разрывные нарушения (а), элементы залегания слоистости (б); 15 - места отбора проб из магматических пород и их U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст; 16 - места находок фауны и флоры; 17 - местоположение опорной скважины № 32

Дациты левобережья руч. Сосновский имеют изотопный возраст (U-Pb метод здесь и далее) 530,8 млн лет, андезидациты правобережья руч. Хортяк – 513,0 млн лет [125, 189, 231]. Отличительной чертой этого разреза является незначительное распространение известняков, слагающих единичные маломощные (1-2 м) прослои.

Второй тип разреза распространен в южной части (Ульзутуй, правобережье р. Витим, ниже устья р. Зазы) и сложен вулканогенными, вулкано-терригенными и карбонатными породами. На водоразделе р. Ульзутуй - Известковый олдындинская свита сложена дацитами, андезитами и археоциатовыми известняками, в подчиненном количестве присутствуют туффиты, туфоалевролиты, вулканомиктовые песчаники, туфы. Для вулканитов получены следующие возрастные датировки - 532 млн лет (брекчия риодацита) и 529 млн лет (дациты). На водоразделе Ульзутуй – Сурхебт второй тип разреза сложен преимущественно вулканитами андезит-дацит-риолитового ряда и вулканомиктами. Фельзиты имеют возраст 516,7 млн лет [231].

Туфотерригенная часть этого типа, вмещающая рудные горизонты, описана в районе Озерного месторождения и представлена переслаиванием песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, туффитов, кремнисто-глинистых алевролитов, известняков с горизонтами (мощностью до десятков метров) грубообломочных полимиктовых брекчий. Мощность разреза около 600 м [34, 35, 125, 126, 213]. Восточнее месторождения (карьера), в составе свиты описана пачка (мощностью около 400 м) переслаивания (мощности слоев первые десятки м) псаммитовых и псефитовых темно-зеленых туфов, в обломочной части которых преобладают (первые см) угловатые кислые и средние вулканиты. Выше туфы сменяются горизонтом грубо- и среднезернистых туфопечаников, грубослоистых с прослоями туфоалевролитов и далее переслаиванием (первые десятки см) темно-зеленых псаммитовых туфов и зеленовато-серых мелкообломочных туффитов, образующих тонкоплитчатые отдельности. В строении этой части разреза олдындинской свиты присутствуют разнообломочные брекчии двух типов.

Первый тип представляет образования обвально-оползневого генезиса, сходными с типичными олистостромами гравитационного генезиса. Олистостромы представляют собой линзовидные тела, мощностью от первых десятков до 200 метров. Они имеют хаотическое строение с неравномерным распределением включений среди матрикса и лишь на отдельных участках наблюдается некоторая упорядоченность обломков и ориентировка их по слоистости. Отмечаются обломки водорослевых известняков (до 1,5 м).

Второй тип брекчий относится к отложениям зерновых потоков, это мелко-среднеобломочные (1-3 до 10 см) «пудинговые» конгломераты. Они состоят из обломков (до 20%) преимущественно светло-серых и белых известняков, туфо-терригенных и терригенных пород, аналогичных породам, вмещающим эту брекчию. Цементирующая масса брекчий представлена неяснослоистыми песчаниками с примесью зерен гравийной размерности, аналогичными по составу вмещающей слоистой толще. На Озерном месторождении известняковые брекчии характеризуются значительным содержание в цементе сульфидов.

Возраст рифогенных известняков олдындинский свиты, широко распространенных во втором типе разреза, определен по комплексам археоциат, трилобитов и водорослей [64, 213, 285 - 287, 353 и др.]. В известняках биогермных построек разреза р. Ульзутуй нами собраны (определения В.А. Журавлева, ПИН РАН, Москва; В.А. Лучининой, ИНГГ, Новосибирск; В.А. Катюхи, ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ) археоциаты, крибрициаты, обызвествленные цианобактерии, ортотециморфные хиолиты, обломки трилобитов и раковинной фауны нижнего кембрия. Видовой состав археоциат, трилобитов и водорослей соответствует атдабанскому, ботомскому и отчасти тойонскому ярусам нижнего кембрия [37, 38, 213]. Нижний контакт олдындинской свиты неизвестен. Различные горизонты ее несогласно перекрываются отложениями озернинской толщи верхнего силура? - верхнего девона, либо тектонически совмещены с отложениями верхнего палеозоя.

Следует, однако, отметить, что в последнее время в вышеописанных отложениях, в блоках (до метра) белых водорослевых известняков, которые выделяются в составе олистостром, определены нижнекембрийские водоросли, а в кремнистых известняках, образующих прослои среди туфотерригенных пород, облекающих эти блоки, установлены девонские водоросли. В пачке переслаивания туфотерригенных пород выделены миоспоры верхнего девона (неопубликованные данные автора).

В стратотипической местности олдындинской свиты (р. Левая Олдында) по петрохимическим критериям породы относятся к известково-щелочной серии. Вулканиты бассейнов рек Кыджимит и Ульзутуй относятся к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям [125, 126]. По левобережью Ульзутуя были установлены тела андезидацитов и дацитов, для первых получен изохронный возраст (U-Pb метод) 466,1 млн лет, для вторых – 470,4 млн лет [231]. По петрохимическим критериям среднеордовикские вулканиты относятся к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям [125, 126, 189]. Они характеризуются низкой магнезиальностью, высокой глиноземистостью и выдержанным калинатровым составом. Эти вулканиты прорваны монцонитами, датированными в 303,8 млн лет [125, 126, 189, 338].

В Еравнинской подзоне широко распространены кварцевые порфиры, риолиты, гранит-порфиры, аплитовидные граниты олдындинского (озёрного) субвулканического комплекса. Их возраст 517-510 млн лет (U-Pb метод) позволяет рассматривать их как комагматы олдындинских вулканитов. В бассейне р. Кыджимит олдындинская свита прорвана граносиенитами [175 - 177, 231], возраст которых определен в 471,1 млн лет (нижний - средний ордовик).

По мнению С.В. Руженцева, осадочно-вулканогенную олдындинскую свиту следует относить к раннему кембрию - среднему ордовику [231]. В настоящее время, учитывая, что основной объем олдындинской свиты слагают все же нижнекембрийские вулканиты, мы относим свиту к раннему кембрию

[125, 126, 189]. Но, принимая во внимание ордовикские датировки, можно предполагать, что затухание вулканической деятельности в раннем палеозое в разных частях района происходило не одновременно, и на завершающих стадиях этого процесса, в среднем ордовике продолжали существовать изолированные ареалы вулканизма, разделённые территориями, где протекало лишь терригенное осадконакопление [189].

Багдаринская и Икатская подзоны. Каледонский структурный этаж подзон включает нижнепалеозойские отложения давыкшинской и икатской свит, которые в пределах Багдаринской синформы встречаются в небольших тектонических блоках Сиво - Сивоконского междуречья [306, 339, 348, 349] и широко распространены в Икатской подзоне (см. рисунки 2-1, 2-2, 3-1).

Давыкшинская свита ($\boldsymbol{Є_1 dv}$) сложена преимущественно мраморизованными известняками, доломитами и их переходными разновидностями, содержащими единичные линзы (первые метры) углисто-кремнистых сланцев. Общая мощность свиты около 3000 м. Известняки содержат маломощные линзовидные тела глинистых доломитов. Доломиты белые, светло-серые, часто сахаровидные, массивные сменяются строматолитовыми доломитами, светло-серыми, пятнистыми и с прерывистоволнистой микрослоистостью, линзами онколитовых доломитов и мелкообломочных карбонатных брекчий. В бассейне р. Ныро А.Ф. Колесовым в 1935 году здесь были найдены нижнекембрийские археоциаты. Карбонатные породы свиты в окресностях п. Троицкий (Багдаринская подзона) представлены светло-серыми и темно-серыми доломитами, известковистыми доломитами и известняками. Контакты карбонатной пачки с темноцветной глинисто-карбонатной и зеленоцветной амфиболито-сланцевой толщами, тектонические. По данным Ю.П. Бутова [25] в окрестностях п. Троицкий карбонатные породы свиты содержат остатки археоциат плохой сохранности, срезы трилобитов и раковинной фауны нижнего кембрия. По данным Б.А. Далматова [64] здесь присутствуют также остракоды, фораминиферы, остатки скелетной фауны неясного возраста. Стоит отметить, что последующими работами (Г.А.

Воронцова, Г.П. Разбойников и собственные) эти остатки не установлены. В результате наших работ, в известковистых доломитах ниже по разрезу были выделены конодонты *Mesotaxis asymmetricus* Bisch. et Ziegl., распространенные в нижнефранском подъярусе верхнего девона, и *Panderodus* sp., с интервалом распространения средний ордовик - средний девон, но не моложе живетского яруса. Возраст этой части разреза свиты, по нашим данным, считается девонским (живет - фран), и мы включаем эти отложения в состав ороченской свиты. Присутствие карбонатных пород, содержащих кембрийские органические остатки и слагающих отдельные мелкие блоки, мы объясняем тектоническим совмещением здесь разновозрастных карбонатных образований.

Икатская свита ($Є_{1-2}$ *ik*). В ее составе преобладают известковистые углисто-карбонатные, кремнисто-карбонатные, кварц-серицит-карбонатные сланцы, метапесчаники и метаалевролиты с прослоями (до 5-10 м) известняков и кварц-биотит-хлорит-серицитовых сланцев. Для отложений свиты в целом характерно ритмичное строение разреза, обусловленное тонким чередованием терригенных (первично мергелистых, глинистых и кремнистых) и карбонатных слоев. За счет примеси углистого вещества окраска пород обычно темно-серая и черная. Возраст икатской свиты в багдаринской подзоне определяется нижним - средним кембрием условно, общая мощность свиты 1500 м [350, 351].

Нижнепалеозойские отложения в **Уакитской подзоне** присутствуют только в составе микститовых комплексов левоуакитской свиты и представлены известняками и доломитистыми известняками с фрагментами водорослево-археоциатовых биогермов [108 - 110, 112, 189].

Каледонский структурный этаж **Бамбуйско-Олингдинской подзоны** включает только карбонатную **золотовскую свиту (V?-$Є_1$ *zl*)**, распространенную ограниченно в северо-восточной части подзоны (в нижнем течении р. Бамбуйки). Небольшой ксенолит доломитов присутствует в верховьях р. Тэмулакит в составе меланжа [111] и тектоническом блоке на хребте Водораздельном. Свита представлена переслаиванием светло-серых, серых мелкозернистых массивных и неяснослоистых и темно-серых

тонкослоистых доломитов и доломитистых известняков. В средней части разреза в доломитах отмечается послойное окремнение. Контакты свиты повсеместно тектонические. Мощность ее 870-920 м. Возраст золотовской свиты определяется вендом? - ранним кембрием [230, 230, 232].

Нижнепалеозойские отложения широко распространены в **Турка-Курбинской зоне.** Они слагают северо-западную часть Ямбуйского ксенолита, представляющую собой погружающуюся к юго-востоку моноклиналь. Каледонский структурный этаж включает нижнепалеозойские курбинскую свиту, бадотинскую и мергельную толщи [189].

Курбинская свита ($Є_1$ *kb*) выделена в 1956 г. И.М. Широбоковым [281] как верхнепротерозойская, позже отнесена к нижнему кембрию [283, 285, 286]. Объем свиты нами пересмотрен, из ее состава выделена мергельная толща (см. ниже). Курбинская свита сложена массивными белыми, серыми, реже темно-серыми (до черных) доломитами и доломитистыми известняками, часто мраморизованными. Наиболее полный разрез курбинской свиты по данным предшественников и собственным описан в среднем течении р. Ямбуй (прил. 13). Здесь отложения свиты слагают ядро крупной антиклинали, осложненной разрывными нарушениями. Верхний возрастной предел курбинской свиты ограничен алданским надъярусом нижнего кембрия. Мощность ее 600 м.

Бадотинская толща ($Є_{1-3}$ *bd*) выделена Б.А. Далматовым [65] и сложена темно-серыми алевритистыми и серыми мелкозернистыми, грубослоистыми известняками с остатками трилобитов, брахиопод, водорослей. Отложения толщи слагают тектонические блоки в среднем и верхнем течении р. Сухая Бадота и на водоразделе Сухая Бадота - Аэропортовский. В первом блоке (левобережье р. Сухая Бадота) собран смешанный комплекс трилобитов, распространенных в верхней части амгинского яруса среднего кембрия и в нижней части верхнего кембрия. Во втором блоке комплекс трилобитов характеризует амгинский ярус среднего кембрия. Толща датирована ранним – поздним (нижняя часть) кембрием [28, 38, 65, 189]. Общая мощность ее 350 м.

Мергельная толща (O_2–S *m*) мощностью до 500 м, выделена нами из состава курбинской свиты и распространена в среднем течении р. Ямбуй [189, 231]. Она образована переслаиванием глинистых пелитоморфных и оолитовых известняков, светло-серых грубослоистых и темно-серых плитчатых с прослоями глинисто-карбонатных сланцев и бурых глинистых, местами косослоистых мергелей, доломитов с горизонтами карбонатных брекчий. По нашим данным ее разрез следующий:

1. Доломиты (доломит 98%) серые, буроватые с поверхности выветривания, разнозернистые, комковатые, органогенные, неравномерно перекристаллизованные, пятнистой текстуры (присутствует глинистое вещество до 2 %), плитчатые с тонкими прослоями буровато-серых мергелей…….....20 м

2. Переслаивание серых доломитистых известняков, мелкозернистых, горизонтальнослоистых с маломощными прослоями доломитов и линзами водорослевых известняков, конодонты, тентакулиты……....45 м

3. Переслаивание бурых доломитов грубослоистых, грубоплитчатых и доломитистых известняков, темно-серых плитчатых с прослоями доломитовых мергелей со слойками алевритистого материала. В доломитах наблюдается волнистослоистая и косослоистая тонкая текстура, на поверхности напластования желвакоподобные образования. В известняках наблюдаются следы взмучивания осадка, стиллолиты и на поверхностях напластования трещины усыхания. Мергели доломитовые глинистые, алевритистые, пелитоморфные, микрозернистой структуры, волнистополосчатой, тонкополосчатой текстуры. Доломит составляет 35%, глинистое вещество 35%, алевритистый материал (кварц, полевые шпаты) 28%. Алевритистый терригенный материал распределен неравномерно, образует обогащенные слойки среди доломитового глинистого мергеля.…….....175 м

4. Серые, темно-серые, буроватые с поверхности плитчатые глинистые известняки с прослоями бурых доломитистых известняков, мергелей с мшанками……..……..…….....более 120 м.

Видимая мощность по разрезу около 340 м.

В тонкослоистых серых известняках нижней части разреза толщи установлены конодонты *Semiacontiodus* cf. *cornuformis* (Sergeeva) среднего ордовика (определения С.В. Дубининой, ГИН РАН, Москва). В глинистых известняках и известковистых доломитах верхней части толщи найдены тентакулиты (силур - девон) и определены мшанки *Fenestella* sp. (не древнее ордовика). В глинистых сланцах выделены микрофоссилии, встречающиеся в отложениях не древнее силура [231].

По левобережью р. Сухая Бадота (в.о. 1412,1) в состав толщи нами включена пачка, мощностью 70 м, темно-серых, серых известняков, мелкозернистых, пелитоморфных известняков с прослоями (до 0,5 м) серых органогенных известняков с хорошо видимой с поверхности выветривания ячеистой текстурой. Контакты пачки неизвестны. В известняках установлены кораллы - табулята сирингопориды, распространенные в среднем ордовике - нижнем силуре, но наиболее типичные для верхнеордовикских отложений [189].

Возраст мергельной толщи мы определяем в интервале средний ордовик - поздний силур (вероятнее всего все же начало силура). Контакт ее с курбинской свитой тектонический, с вышележащими отложениями неопределен.

Нижнепалеозойские отложения Байкало-Витимской складчатой системы с подстилающими докембрийскими образованиями, там, где удалось их наблюдать, имеют тектонические соотношения. Только в Турка-Курбинской зоне предполагается трансгрессивное налегание курбинской свиты на докембрийскую андреевскую свиту [189, 231].

3.2. Характеристика вещественных комплексов раннегерцинского структурного этажа БВСС

Характеристика раннегерцинских вещественных комплексов, включающая новые данные по стратиграфии, структуре, изотопным датировкам и фациям приводятся ниже по тектоническим зонам БВСС.

Раннегерцинский структурный этаж Байкало-Витимской складчатой системы представлен разнообразными в формационном отношении отложениями первой половины верхнего палеозоя, охарактеризованными комплексами органических остатков. Органические остатки определялись ведущими российскими палеонтологами: растительные остатки А.Л. Юриной (МГУ, Москва), В.А. Красиловым (ПИН РАН, Москва), С.В. Наугольных (ГИН РАН, Москва), а также Н.М. Петросян и А.А. Броушкиным (ВСЕГЕИ, С-Петербург), В.А. Ананьевым (ТГУ, Томск); строматопороидеи В.Г. Хромых (ИНГГ, Новосибирск), мшанки Р.В. Горюновой, И.П. Морозовой и кораллы Л. М. Улитиной и Т.В Шарковой (ПИН РАН, Москва), конодонты В.А. Аристовым и брахиоподы В.Г. Ганелиным (ГИН, Москва), тентакулиты Т.Н. Корень и А.Я. Бергер (ВСЕГЕИ, С-Петербург), водоросли К.Б. Корде (ПИН РАН, Москва) и В.А. Лучининой (ИНГГ, Новосибирск); археоциаты А.Ю. Журавлевым (ПИН РАН), В.А. Катюха (ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ), микрофауна Ю.П. Катюха (ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ) и О.Т. Обут (ИНГГ, Новосибирск), криноидеи А.В. Куриленко (ФГУП «Читагеолосъемка, Чита), миоспоры Л.Н. Неберикутиной (ВГУ, Воронеж), О.Р. Мининой (ГИН, Улан-Удэ), Е.Г. Раевской и О.В. Шурековой (ВНИГРИ, С-Петербург).

Силурийско-каменноугольные отложения Байкало-Витимской складчатой системы, слагающие раннегерцинский структурный этаж, отвечают двум стратиграфическим уровням: нижнему и верхнему (см. рисунок 3-А).

К нижнему уровню отнесены преимущественно карбонатные отложения, к верхнему – терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные отложения.

3.2.1. Удино-Витимская структурно-формационная зона

Удино-Витимская структурно-формационная зона (СФЗ) включает Еравнинскую и Витимскую подзоны. Нашими исследованиями была охвачена **Еравнинская подзона** (см. рисунок 2-2), занимающая территорию хребта Байсыхан и восточной части хребта Улан-Бургасы (Кыджимит - Заза - Холойское междуречье).

Впервые сводный разрез подзоны был составлен К.Е. Шахворстовой (1948), выделевшей в основании архейские высокометаморфизованные породы (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморизованные известняки и амфиболиты). К кембрию была отнесена мощная толща (до 4000 м) конгломератов, хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев, филлитов, аркозовых и кварцевых песчаников, светлых мраморизованных известняков, а к верхнему палеозою - бурые аркозовые песчаники и эффузивы. Позже С.Н. Коровиным (1948), который обнаружил фауну археоциат по р. Ульзутуй, к нижнему палеозою относились кварцевые фельзит-порфиры, порфириты и их туфы, известняки с археоциатами и карбонатные сланцы, красноцветные песчаники. Метаморфизованные породы считались протерозойскими. Наиболее детально разрез кембрия был изучен В.Г. Беличенко [9], которой была выделена кембрийская кыджимитская серия в составе трех свит: химгильдинской (алданский ярус), олдындинской (ленский ярус) и исташинской (верхний кембрий). В состав химгильдинской свиты включались полимиктовые и кварцевые песчаники, различные сланцы, порфириты и их туфы. Олдындинская свиты выделялась в междуречье Холоя - Зазы, Уды и Оны, в бассейне р. Кыджимит и включала археоциатово-водорослевые известняки, в подчиненном количестве диабазовые порфириты, их туфы. К исташинской свите относились пестроцветные песчаники, конгломераты и сланцы. Отложения Еравнинской зоны изучались многими исследователями [123, 124, 301, 305, 308, 311 - 313, 314, 315, 317, 319, 353, 354]. Все вышеназванные стратоны выделялись вслед за В.Г. Беличенко, но их разрезы были детализированы, изменены объемы. Соотношения стратонов также неоднократно пересматривались [10, 41 и др.]. Большей частью это касалось химгильдинской свиты. В.Г. Беличенко (1969) считала, что олдындинская свита залегает на терригенно-вулканогенных породах химгильдинской свиты. По данным Ю.П. Бутова (1996) химгильдинская свита согласно залегает на олдындинской и включает только терригенные породы (все вулканогенные образования он относил к олдындинской свите). Ю.П. Бутовым, Б.А.

Далматовым, М.М. Язмиром (1961) было показано, что карбонатные породы олдындинской свиты в стратотипической местности представляют собой лишь линзы в вулканогенной толще, что терригенная химгильдинская свита залегают не ниже, а выше олдындинской свиты. Стратиграфическое положение исташинской свиты оставалось неизменным, хотя возраст ее был повышен до ордовика. Дальнейшие исследования касались в основном олдындинской свиты, неоднократно пересматривалось ее внутреннее расчленение и состав. Раннекембрийский возраст свиты ее определен по комплексам археоциат. М.М. Язмиром [285 - 287, 353] в составе олдындинской свиты выделены четыре региональных стратиграфических подразделения в ранге горизонтов с географическими названиями - нижнеульдзутуйский, верхнеульдзутуйский, сухореченский и хулудинский. Эти комплексы сопоставлены с базаихским и камешковским горизонтами Алтае-Саянской области. И.Л. Васильев [34, 35] выделял в составе олдындинской свиты семь пачек, те же четыре горизонта им коррелировались с боградским горизонтом раннего кембрия унифицированной схемы. Р.С. Тарасовой (1969) олдындинская свита подразделялась на туркульскую, гурвунурскую и озернинскую пачки. Работами Э.Н. Зеленого [318], Л.Л. Зоричевой [319], Б.А. Литвиновского [327] из состава олдындинской свиты была выделена сурхебтинская толща андезитовых и андезибазальтовых порфиритов условно кембрий – ордовикского возраста. Позже А.А. Постников, И.Т. Журавлева и А.А. Терлеев [213] упразднили сурхебтинскую свиту и расчленили верхнюю часть олдындинской свиты на восемь пачек: атдабанский ярус - туркульская, гурвунурская, озеринская, гематитовая, магнетитовая; ботомский ярус – назаровская, сурхэбтинская, юбилейная. И.В. Гордиенко с соавторами [52, 54, 57, 58, 60] в последние годы в пределах Западного Забайкалья была выделена Удино-Витимская островодужная система (УВОС), в составе которой олдындинская свита играла основную роль. Было установлено, что Удино-Витимская островодужная система входит в состав обширной Забайкальской зоны палеозоид, сформировавшейся на позднебайкальском фундаменте и включающей как каледонские, так и тесно

связанные с ними герцинские структуры. В геологическом строении и развитии УВОС выделяются позднебайкальский, каледонский и герцинский структурные этажи и соответствующие им временные (доостроводужный, островодужный и постостроводужный) этапы. Еравнинская зона включена в состав Удино-Витимской островодужной системы (УВОС) как Еравнинская вулкано-тектоническая структура, рассматриваемая как раннепалеозойская энсиалическая островная дуга [24, 60, 57, 58, 59]. Андезитовые и андезибазальтовые порфириты, выделявшиеся ранее как кембрийско - ордовикская сурхебтинская свита Б.А. Литвиновским и др. [327], были обособлены в ранге толщи каменноугольного возраста, а исташинская и химгильдинская свиты, в которых были обнаружены водоросли, миоспоры, тентакулиты, распространенные в девоне - карбоне, отнесены к среднему палеозою [54].

В результате наших исследований последних лет из состава олдындинской свиты были выделены отложения девона и карбона [163, 167, 168, 172-177, 189, 225, 227, 229, 230]. По данным С.В. Руженцева с соавторами Еравнинская подзона включалась в состав Амалат-Еравнинской зоны [231]. В строении последней были установлены образования четырех структурных этажей: байкальского (талалинская, хойготская свиты, РЄ); каледонского (олдындинская свита, озерный субвулканический комплекс, габбро-диорит-гранитные интрузии, граносиениты, $Є_1–O_2$, и ульзутуйская толща, $O_3–S$); варисского (кыджимитская толща и ее аналоги, $S_2–C_1$); герцинского (сурхэбтинская свита, гранитоиды зазинского комплекса, PZ_2). Химгильдинская свита, датированная ранее по комплексам миоспор поздним девоном - ранним карбоном [231], была отнесена к докембрию, так как были получены изотопные данные по возрасту прорывающих ее гранитов (536 млн лет, предпочтение было отдано абсолютным данным). Становление варисского и герцинского комплексов завершилось формированием покровно-складчатой структуры зоны. Особое место в разрезе Еравнинского района отводилось ульзутуйской микстит-олистостромовой толще условно позднеордовикско - силурийского

возраста, содержащей многочисленные олистолиты кембрийских известняков и вулканитов. Считалось, что формирование микстит-олистостромовой ульзутуйской толщи связано со становлением каледонской покровно-складчатой структуры, реализованной во временном интервале поздний ордовик - ранний силур [231].

Опорные разрезы Еравнинской подзоны расположены в пределах четырех участков - Озернинско-Ульзутуйского (южная часть Еравнинской подзоны, бассейн р. Ульзутуй), Левоолдындинского (водораздел верхнего течения рек Левая Олдында – Химгильда), Кыджимитского (левобережье р. Кыджимит - водоразделы ручьев Хортяк, Сосновский, Александровский) и Хулудинского (р. Хулудый, правый приток р. Витим, в 2 км ниже устья р. Зазы), где и были сосредоточены наши исследования (см. рисунки 2-1, 3-1). В настоящее время в Еравнинской подзоне уточнен возраст, состав и строение всех стратиграфических подразделений и выделены новые стратоны (см. приложение 1) [188, 230].

Раннегерцинский структурный этаж Еравнинской подзоны представлен карбонатно-вулканогенно-терригенными породами верхнего силура (?) - нижнего карбона, образующими нижний и верхний стратиграфические уровни (см. рисунок 3-А). Эти отложения выделены на Государственной геологической карте 200/2 лист N-49-XXVIII (см. приложение 1) [338]. В настоящее время (благодаря большому объему горных работ, произведенных ОАО «Озерный ГОК» в районе Озернинского рудного узла) получены новые данные, позволяющие детализировать состав и строение комплекса отложений ранегерцинского этажа, уточнить их возраст и объем. В составе позднепалеозойского комплекса мы выделяем (снизу вверх): озернинскую толщу (S_2?-D_3f_1), исташинскую свиту (D_3f_1), кыджимитскую (D_3fm-C_1s *kd*), ульзутуйскую микстит-олистостромовую толщи (D_3f-C_1v-s *ul*) и химгильдинскую свиту (D_3fm-C_1t *hm*), возраст которых обоснован комплексами органических остатков (таблица 1). Общая мощность разреза около 4050 м.

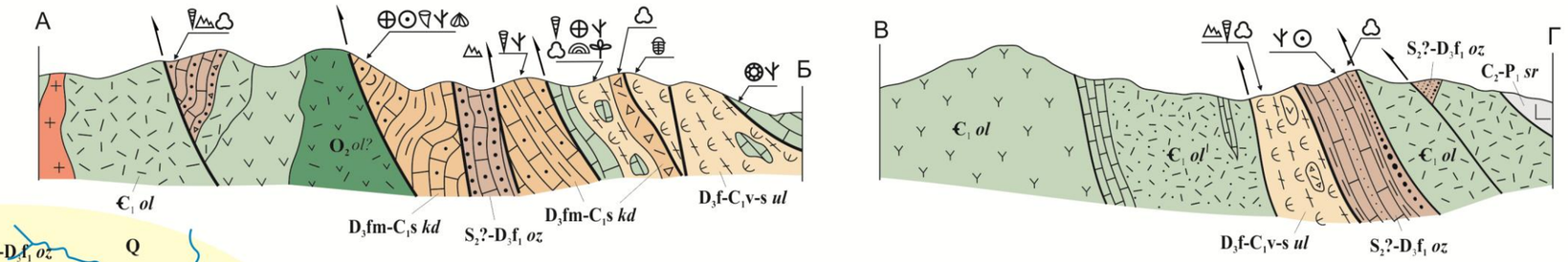
К нижнему стратиграфическому уровню (S_2–D_3) отнесены озернинская толща и исташинская свита.

Озернинская толща (S_2?-D_3f_1oz) является основанием разреза раннегерцинского комплекса и трансгрессивно налегает на вулканиты олдындинской свиты или гранитоиды озернинского субвулканического комплекса (рисунки 3-3, 3-4). Эти отложения ранее включались в состав верхних горизонтов туркульской, гурвунурской, озернинской и назаровской пачек [213, 315, 319]. Толща выделена на Озернинско-Ульзутуйском и Кыджимитском участках и расчленена на две подтолщи. Нижнеозернинская подтолща (мощность от 50 до 400 м) сложена розовато-серыми аркозовыми, зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями и линзами полимиктовых (с аркозовым уклоном) конгломератов и гравелитов. Верхнеозернинская подтолща с постепенным переходом сменяет нижнюю и представлена ритмичнослоистыми терригенно-карбонатными, терригенными породами (кремнистые, кремнисто-глинистые, кремнисто-углистые сланцы, известняки и известковистые алевролиты, песчаники). Для отложений верхнеозернинской подтолщи характерно присутствие тел перекристаллизованных известняков и разнообломочных брекчий полимиктового состава, имеющих четкие контакты с вмещающими их отложениями (рассеянные линзы олистостром).

Опорный разрез подтолщи описан по водоразделу (между в.о. 1380,4 и 1359,0) Ульзутуй - Известковый (приложение 2, см. рисунок 3-3). Здесь установлено трансгрессивное налегание грубозернистых песчаников на риолиты олдындинской свиты, возраст которых определен в 529 млн л. Разрез нижнеозернинской подтолщи (мощность до 200 м) следующий (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые массивные, реже тонкополосчатые, неяснофлюидальные риолиты (олдындинская свита)……более 100 м

2. Красновато-серые, розовато-серые грубозернистые песчаники, с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов, гравелитов (мощности до 30 см),



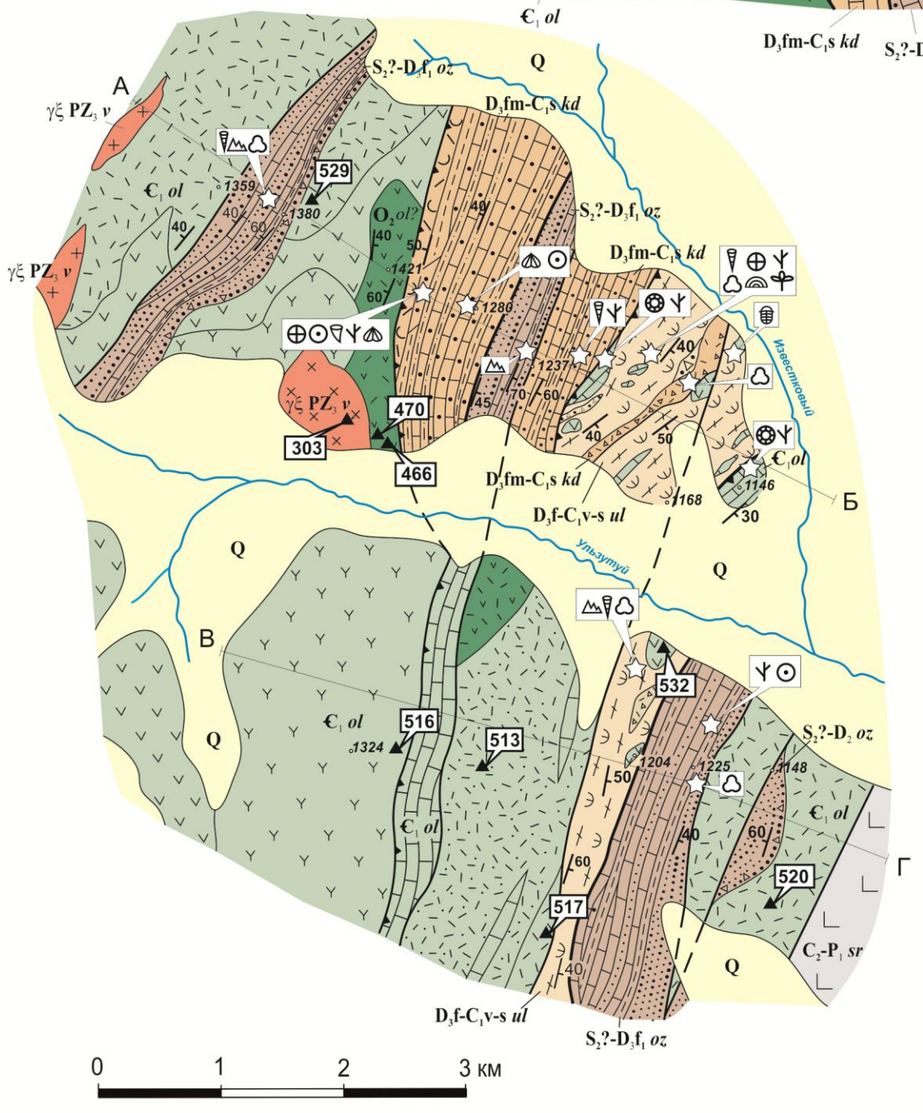
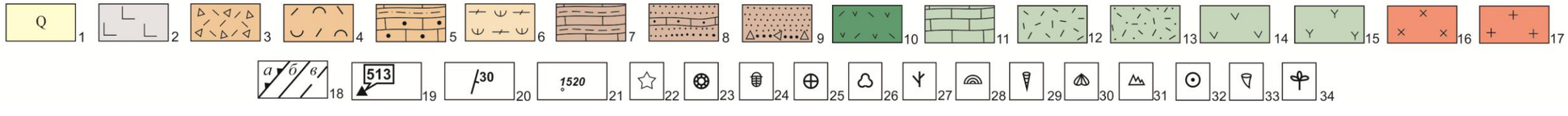
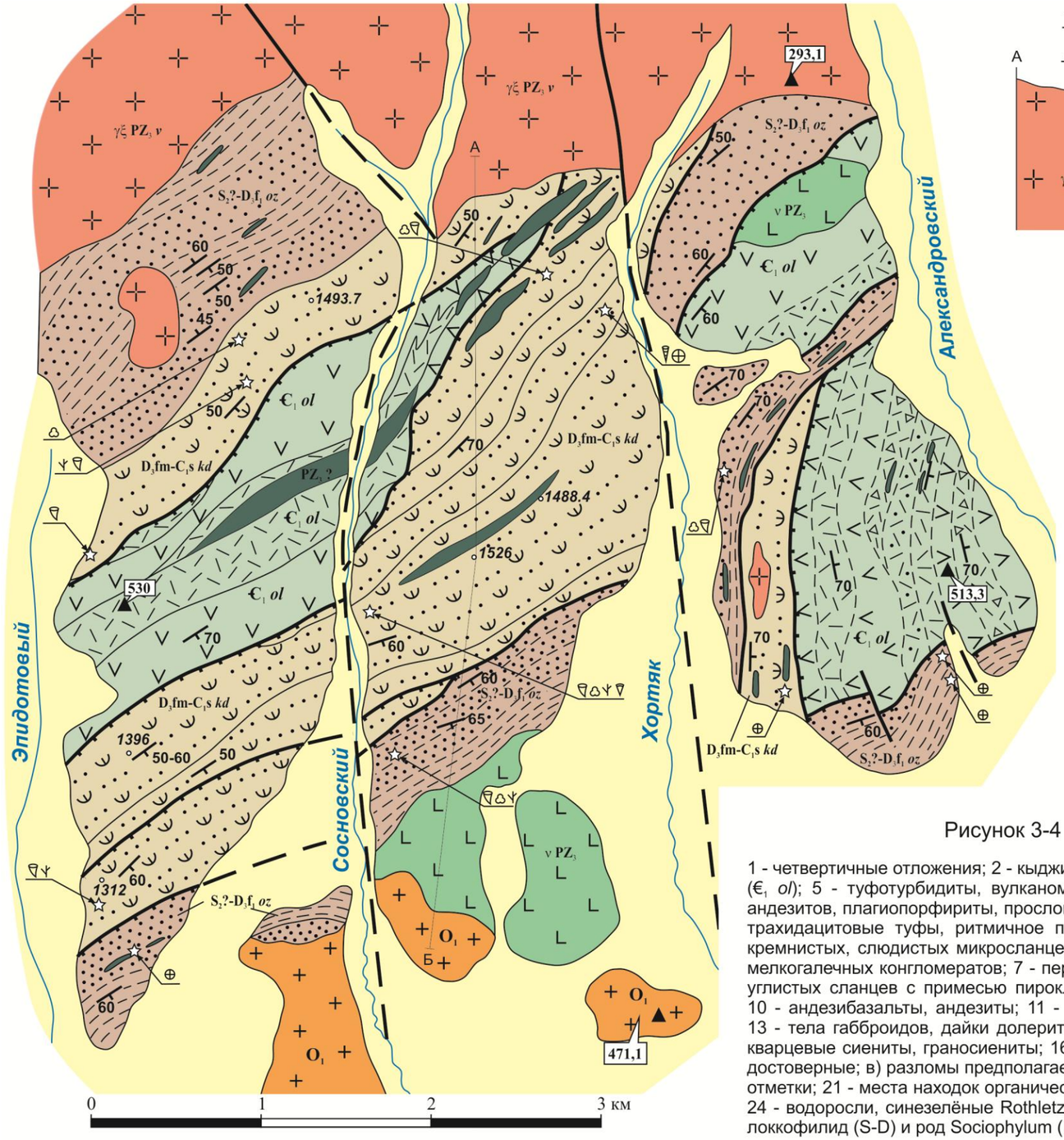


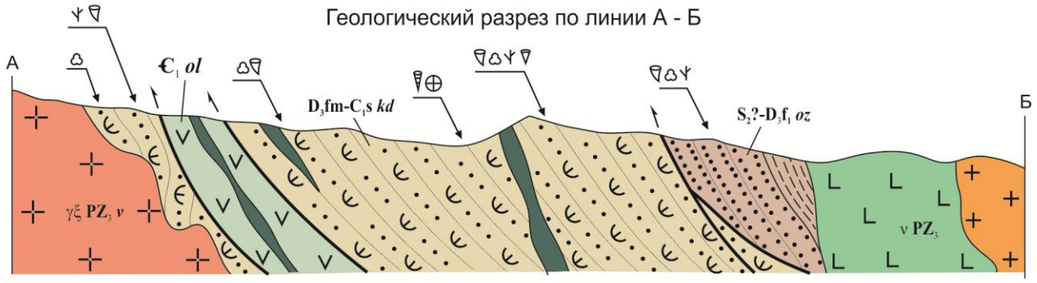
Рисунок 3-3 - Схематическая геологическая карта междуречья Ульзутуй-Известковый (с использованием материалов С.В. Руженцева)

1 – четвертичные отложения; 2- сурхэбтинская толща ($C_{2-3}\ sb$) - андезиты, андезибазальты, базальты и их туфы, редкие линзы игнимбритоподобных лав и вулканокластитов риолитового состава; 3 – 5 - кыджимитская толща ($D_3fm-C_1s\ kd$): 3 - туфы смешанного состава, прослои туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов; 4 – туффиты и туфы кислого состава; 5 – переслаивание органогенно-обломочных детритовых известняков, известковистых алевролитов, глинистых сланцев, туфоалевролитов, туффитов; 6 – ульзутуйская толща ($D_3-C_1\ ul$), пестроцветные полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролитами, туффиты, глинистые сланцы с прослоями известняков, горизонты конгломератов и конглобрекчий, линзы и блоки андезитов и известняков с фауной археоциат (вне масштаба); 7 – 9 – озернинская толща ($S_2-D_3f\ oz$): 7 – переслаивание известковистых песчаников, алевролитов с прослоями и линзами детритовых песчанистых известняков, глинисто-кремнистых, глинисто-углистых сланцев; 8 – известковистые кварцевые песчаники, алевролиты, органогенно-обломочные известняки, переслаивание плитчатых известняков и сланцев; 9 – кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов; 10 – андезиты, андезидациты, андезитовыв порфириты, вулканомикты (O_2); 11 – 14 – олдындинская свита ($€_1$): 11 –археоциатовые известняки; 12 – плагиориолиты, плагиориодациты, плагиодациты и их туфы, вулканокласты, редкие линзы лав и туфов андезитов;13 – андезиты, дациты, риодациты, дацитовые порфириты, их туфы; 14 – фельзиты, фельзит-порфиры, кластолавы; 15 – олдындинский субвулканический комплекс ($π€_1ol$): кварцевые порфиры, гранит-порфиры, аплитовидные граниты; 16 – монцониты (C_2); 17 –витимканский комплекс ($γPZ_3vt_1$), кварцевые сиениты, граносиениты; 18 – тектонические нарушения: а) надвиги; разломы: б) достоверные; в) предполагаемые; 19 – место отбора проб и абсолютный возраст; 20 - элементы залегания; 21 – высотные отметки; 22 – места находок органических остатков; 23 – 24 ($€_1$): 23 – археоциаты; 24 – трилобиты; 25 – 34 ($D-C_1$): 25 – мшанки; 26 – миоспоры; 27 – водоросли; 28 – строматопороидеи; 29 – тентакулиты; 30 – брахиоподы; 31 – конодонты; 32 –криноидеи; 33 – кораллы; 34 – высшие растения





Геологический разрез по линии А - Б



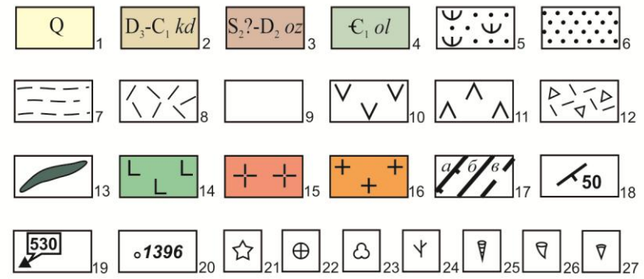


Рисунок 3-4 - Схематическая геологическая карта левобережья р. Кыджимит

1 - четвертичные отложения; 2 - кыджимитская толща (D_3 fm - C_1 s *kd*); 3 - озёрнинская толща (S_2? - D_3 f_1 *oz*); 4 - олдындинская свита (€$_1$ *ol*); 5 - туфотурбидиты, вулканомиктовые песчаники, туфоалевролиты, литокластические туфы дацитов, андезидацитов и андезитов, плагиопорфириты, прослои туфоконгломератов, конглобрекчий, пепловые туфы, пелитовые туффиты кислого состава, трахидацитовые туфы, ритмичное переслаивание кварцевых и полимиктовых песчаников, алевритов, аргиллитов, глинисто-кремнистых, слюдистых микросланцев, туффитов, туфоаргиллитов; 6 - метапесчаники полимиктовые с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов; 7 - переслаивание алевролитов, мелкозернистых песчаников, песчанистых известняков, глинисто-углистых сланцев с примесью пирокластики; 8 - дациты, риолиты, их туфы; 9 - туфы андезидацитов, трахидацитов, дацитов; 10 - андезибазальты, андезиты; 11 - андезиты, дациты, андезидациты, дацитовые порфириты; 12 - туфы смешанного состава; 13 - тела габброидов, дайки долеритов, сиенитодиоритов (PZ_3); 14 - габбродиориты (PZ_3); 15 - витимканский комплекс (PZ_3 *v*) - кварцевые сиениты, граносиениты; 16 - граносиениты, гранодиориты (O_1); 17 - тектонические нарушения: а) надвиги; б) разломы достоверные; в) разломы предполагаемые; 18 - элементы залегания; 19 - места отбора проб и абсолютный возраст; 20 - высотные отметки; 21 - места находок органических остатков; 22 - мшанки, роды Ceramopora (O-D), Orbipora - (O); 23 - миоспоры (D_{1-2}, D_3 fm); 24 - водоросли, синезелёные Rothletzella sp., (S-D), харовые Sicidium sp., (D_{2-3}); 25 - тентакулиты; 26 - кораллы, ругозы из группы локкофилид (S-D) и род Sociophylum (D_{1-2}); 27 - строматопороидеи (D_3)

содержащих продукты перемыва подстилающих пород, состоящих преимущественно из кварца и калиевых полевых шпатов, слабой степени сортировки и окатанности, и обломков фельзитов, порфиритов, слюды, цемент (около 15%) карбонатно-кварцевый…….....от 0,5 до 7 м

3. Песчаники серые, существенно кварцевые, тонкозернистые .....15 м

4. Песчаники среднезернистые сиреневато-серые, зеленовато-серые полевошпат-кварцевые, с обломками вулканитов, цемент кварц-карбонатный, содержат тонкие прослойки алевролитов, наблюдаются косослоистые текстуры……. …….....30 м

5. Известняки светло-серые, плитчатые, пелитоморфные, песчанистые, тонкослоистые…….....50 м.

На западном склоне в.о. 1380,4 водораздела Ульзутуй - Известковый озернинская толща имеет следующий разрез (см. рисунок 3-3):

Олдындинская свита:

1. Зеленовато-серые флюидальные риолиты …….....9 м

2. Темно-серые полосчатые андезиты …….....3 м;

Нижнеозернинская подтолща:

3. Песчаники крупнозернистые светло-серые, розовато-серые кварц-полевошпатовые, с крупными обломками калиевых полевых шпатов и вулканитов……. …….....3-4 м

4. Песчаники среднезернистые, сиреневато-серые, зеленовато-серые, местами гравийные, с прослоями гравелитов и обломками (до 8 см) андезитовых порфиритов и риолитов…….....7 м

5. Переслаивание (мощности слоев 3-5 см) сиреневато-серых, зеленовато-серых среднезернистых кварц-полевошпатовых песчаников, тонкослоистых алевролитов, гравийных песчаников с обломками риолитов, андезитов (до 3-8 см), сургучно-красных гематитовых пород, сульфидная вкрапленность.....18 м

6. Песчаники средне-мелкозернистые с прослоями алевролитов, редкими обломками вулканитов, красных гематитовых пород (иногда образуют прослои, мощностью 2 см). В пачке наблюдается четкая горизонтальная, волнистая

слоистость, в среднезернистых песчаниках мелкомасштабная косонаправленная слоистость…….....более 8 м;

Верхнеозернинская подтолща:

7. Песчаники серые, кварцевые, мелкозернистые…….....0,1 м

8. Песчанистые и кремнистые известняки, светло-серые, слоистые, слоистость обусловлена присутствием слойков тонкозернистого полимиктового алевролита……......2,5 м

9. Песчаники кварц-полевошпатовые, серые, зеленовато-серые, бурые мелко- и среднезернистые, с прослоями кремнистых и алевритистых известняков (первые см) ребристых с поверхности выветривания, песчаники состоят из кварца, полевого шпата, обломков эффузивов…….....1,8 м

10. Известняки светло-серые тонко-волнистослоистые пелитоморфные с прослоями известковистых и углистых алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев …….....4 м

11. Переслаивание (первые см) плитчатых мелкозернистых светло-серых кремнистых известняков и зеленовато-серых кремнисто-глинистых сланцев (содержат конодонты с интервалом распространения O_2-D_2jv)…….....более 50 м.

Все породы по разрезу содержат тонкую вкрапленность и прожилки сульфидов. Видимая мощность разреза около 70 м.

На водоразделе Ульзутуй - Известковый (в.о. 1332,1) на зеленовато-серых кислых вулканитах олдындинской свиты (см. приложение 2) налегает горизонт конгломератов и конглобрекчий, розовато-серых, красновато-серых с грубозернистым аркозового состава цементом, с галькой и обломками вулканитов кислого, реже среднего состава, калиевого полевого шпата, кварца, отмечены угловато-окатанные обломки (до 10 см) зеленоватых вулканитов и розовых мелкозернистых гранит-порфиров (мощность около 25 м). Поверхность контакта неровная с западинами, выполненными гравийным материалом. Конгломераты сменяются серыми, розово-серыми гравелитами и гравийными песчаниками, аркозовыми (в обломочной части преобладает калиевый полевой шпат), и выше - темно-серыми песчаниками,

грубослоистыми с редкими прослоями гравелитов, алевролитами с прослоями зеленовато-серых тонкослоистых алевропелитов с хорошо различимой градационной слоистостью (около 50 м).

На восточном склоне в.о. 1237 водораздела (см. рисунок 3-3) белые, розоватые кристаллические известняки с археоциатами (мощностью 50 м) сменяются пачкой грубозернистых песчаников с прослоями и линзами конгломератов с несортированной галькой кислых вулканитов, известняков, песчаников, аргиллитов и песчаниковым цементом (мощность до 50 м). Выше залегают (30 м) светло-серые, буроватые кварц - известковистые песчаники (калькаренитыы) с обломками органогенного детрита (различимы обломки археоциат). Среди песчаников отмечены валуны и галька археоциатовых перекристаллизованных известняков. Выше по разрезу наблюдается пачка переслаивания серых кварц-полевошпатовых, известковистых песчаников, буроватых известковистых алевролитов, кремнистых алевритистых известняков, содержащих гравийные обломки органического детрита (мощность более 70 м). Из известковистых песчаников выделены конодонты эмса (D_1e). Общая мощность более 150 м.

В юго-западной части участка (водораздел Ульзутуй - Правый Сурхебт) нижнеозернинская подтолща представлена серыми, зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, среднезернистыми, с прослоями гравийных песчаников (мощность 12 м), выше сменяющихся чередованием серых, зеленовато-серых полимиктовых (кварц, полевой шпат, обломки эффузивов) известковистых песчаников, алевролитов с прослоями (мощностью до 1,5 м) кремнистых алевритистых известняков (мощность 30 м). В состав верхнеозернинской подтолщи включены горизонты ритмично чередующихся (мощности первые см, десятки см) светло-серых известковистых песчаников, углисто-глинистых алевросланцев, алевролитов, кремнистых известняков (мощность 75 м) и монотонного ритмичного переслаивания (мощности от первых десятков см до первых метров) светло-серых пелитаморфных и буроватых глинистых и пелитоморфных кремнистых известняков с

терригенной примесью, алевролитов (в обломочной части кварц, полевой шпат, обломки эффузивов) с прослоями (первые см) углисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев (мощность 320 м). В верхней части подтолщи отмечены прослои (до 0,5 м) известняковых брекчий и глыбы (1,2 х 1,8 м и более) светлых мраморизованных известняков, облекаемых слоистыми породами. Для пород характерна сульфидная вкрапленность и прожилки. Мощность озернинской толщи около 320 м.

В районе месторождения Назаровское (вскрыто многочисленными канавами) обнажена верхнеозернинская подтолща, представленная тонким переслаиванием (первые см) микритовых серых кремнисто-глинистых известняков и глинисто-кремнистых, карбонатно-кремнистых темно-серых алевросланцев с прослоями (мощностью первые см) зеленовато-серых алевролитов, алевропелитов, туффитов. Аналогичные породы описаны по водоразделу Ульзутуй – Известковый. Пачка охарактеризована девонскими миоспорами и водорослями. Породы содержат сульфидные руды.

В бассейне р. Кыджимит, по правобережью руч. Сосновский (см. рисунок 3-4), наблюдается трансгрессивный контакт грубозернистых красно-розовых аркозовых песчаников с прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов и серых мелкозернистых кварцевых граносиенитов (озернинский комплекс?) нижнеордовикского возраста (471,1 млн лет). Разрез имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Песчаники красновато-серые, розовато-серые, крупно-среднезернистые кварцевые и кварц-полевошпатовые, кварц-плагиоклазовые, плохо сортированные, состоящие из обломков плагиоклаза и калиевого полевого шпата (до 25%), кварца (до 35%), дацитов (до 30%), цемент микрозернистый кварц-полевошпатовый (преобладает калиевый полевой шпат). Песчаники массивные, неясно слоистые с прослоями гравелитов и конгломератов. Угловато-окатанная галька конгломератов (от 1,5 до 7 см) представлена светло-серыми кварцевыми сиенитами, зелеными эффузивами, серыми псаммитовыми туфами, фельзитами, угловатые обломки сложены туфо-терригенными темно-

серыми породами. Среди песчаников выше по разрезу отмечаются прослои песчанистых известняков, в которых установлены девонские кораллы и водоросли…….....500 м

2. Пачка переслаивания известковистых, существенно кварцевых метапесчаников, метаалевролитов с прослоями песчанистых и серых органогенных известняков. Породы часто метаморфизованы и представляют собой кварц-слюдистые, кварц-хлоритовые, кварц-полевошпат-слюдистые, биотит-пироксен-скаполитовые, кварц-карбонатные сланцы с прослоями пироксеновых мраморов и глинисто-углистых сланцев с примесью пирокластики. Слоистые пачки часто содержат маломощные слои с текстурами подводного оползания. Серые, слоистые тонкозернистые кварц-слюдистые сланцы и карбонатные сланцы с кварцевыми прожилками, включают линзовидные тела, мощностью от 20 см до 1,2 м, сложенные песчанистыми известняками с колониями мшанок *Ceramopora* sp. и *Orbopora* sp. (интервал распространения ордовик - девон)……..…….....50 м.

Видимая мощность толщи более 650 м.

К озернинской толще мы относим светло-серые песчанистые известняки правобережья р. Джидотта (см. рисунки 2-1, 2-2), установленные среди метаморфических пород Амалатской глыбы. Они слагают блоки (до 50 м) и содержат тентакулиты и конодонты.

Фаунистическая характеристика нижнеозернинской подтолщи определяется стратиграфическое положение ее в верхнем силуре? – среднем девоне в объеме живетского яруса. На водоразделе Ульзутуй - Известковый в песчанистых известняках (восточный склон от в.о. 1421,8) содержатся конодонты *Pandorinellina postexcelsa* Wang et Ziegl., *P.* cf. *exigua philippi* Klapp., *P. steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus* sp., характерные для эмского яруса нижнего девона. В слоистых кремнистых известняках с прослоями известковистых алевролитов верхней части пачки (в.о. 1380) выделены конодонты *Panderodus* cf. *unicostatus* Br. et Mehl, распространенные в силуре – среднем девоне (живет) и тентакулиты, встречающиеся в силуре - девоне [5,

171, 173, 226, 228 - 230]. В песчанистых известняках с прослоями известковистых алевролитов правобережья р. Джидотта (правый приток Витима, в.о. 985,5) выделены конодонты *Pandorinellina* ex. gr. *steinhornensis* (Ziegl.), *Panderodus* sp., *Ozarkodina* sp., встречающиеся в верхнем силуре – нижнем девоне [5, 171, 173, 181, 226, 228 - 230]. Возраст верхнеозернинской подтолщи определяется границей живета - франа по присутствию органических остатков. В известняках (месторождение Назаровское) определены конодонты *Palmatolepis* sp., *Polygnatus* sp., распространенные в живете - фране, синезеленые *Rothpletzella* sp., *Ortonella* sp. и сифоновые водоросли, распространенные в силуре - девоне. Из пачек переслаивания серых микритовых кремнисто-глинистых известняков с прослоями (первые см) темно-серых, буроватых глинисто-кремнистых, глинисто-углистых сланцев выделены миоспоры (водораздел Ульзутуй - Сурхебт). В составе комплекса встречены, кроме видов (таблица 2), распространенных со среднего девона до нижнего карбона, встречены *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., впервые появляющийся в отложениях живета, *Cyclogranisporites subrotundatus* (Naum.) Oshurk., *Tuberculispora rugosa* (Naum.) Oshurk., *Lophozonotriletes grumosus* Naum., распространенные в среднем – верхнем девоне. В составе комплекса миоспор встречено большое число видов, распространенных в переходных слоях живета - франа. Причем виды *Cristatisporites triangulatus* (Allen) McGr. et Cam., *Geminospora opipara (*Naum.) Owens, *Archaeozonotriletes nanus* Naum. характерны для отложений живета - нижней части франа, а *Apiculatisporites uncatus* (Naum.) Oshurk., *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Owens var. *crispus* Tschibr – для верхней части живета - франа. В верхней части разреза, описанного на водоразделе Ульзутуй - Сурхебт (слой 9) выделены виды, типичные для верхнедевонских отложений - *Brochotriletes foveolatus* Naum. var. *minor* Naum., *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Bal. et Hass., а вид *Calyptosporites krestovnikovii* (Naum.) Oshurk. характерен для нижнего франа [171, 172, 187]. В отложениях озернинской толщи правобережья р. Кыджимит, предшественниками [28, 123, 124, 324] были найдены (определения И.П.

Морозовой, ПИН РАН, г. Москва) мшанки (рисунок 3-5) рода *Ceramopora* sp., *Orbipora* sp., цефалоподы из отряда *Discosorida*, распространенные в ордовике - девоне, и фрагменты археоциат нижнего кембрия. Причем И.П. Морозовой отмечалось, что остатки орбипор более всего похожи на вид, типичный для ордовикских отложений. В этих слоях вместе с орбипорами нами установлены (см. таблица 1) мшанки *Ceramopora* sp. и водоросли *Rothpletzella* sp. (силур - девон), строматопороидеи *Stromatopora* sp. (девон). В пачке тонкого переслаивания известковистых кварцевых песчаников и песчанистых известняков обнаружены: кораллы рода *Sociophylum*, распространенного в нижнем - среднем девоне, конодонты *Palmatolepis* sp., *Polygnatus* sp., распространенные в живете - фране, водоросли синезеленые *Rothpletzella* sp. (силур - девон), и харовые *Sicydium* sp. (средний - верхний девон), строматопороидеи (девон).

В составе комплекса миоспор встречены виды *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Arch., *Grandispora basilaris* (Naum.) Pashk., *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmed., *Geminospora compacta* (Naum.) Obukh., *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Owens, *Geminospora rugosa* (Naum.) Obukh., *Gravisporites basilaris* (Naum.) Pashk., *Retusotriletes communis* Naum., *Punctatisporites atavus* (Naum.) Andr., *Lophotriletes magnus* Naum., *Tuberculispora inflata* (Lub.) Oshurk. (средний - верхний девон), *Geminospora opipara (*Naum.) Owens, *Archaeozonotriletes nanus* Naum. (живет - низы франа), а вид *Trachytriletes minor* Naum., характерен для среднедевонских отложений. Палеонтологическая характеристика этих отложений свидетельствует о стратиграфической принадлежности их живету - нижнему франу.

Возраст озернинской толщи в целом мы в настоящее время определяем в диапазоне позднего силура?- позднего девона, франа [182 - 184, 188]. Учитывая находки эмских конодонтов и нижнефранский комплекс миоспор возраст толщи может оказаться эмским-раннефранским.

Породы озернинской толщи повсеместно содержат сульфидную вкрапленность и рудные прожилки. Общая ее мощность не менее 900 м.

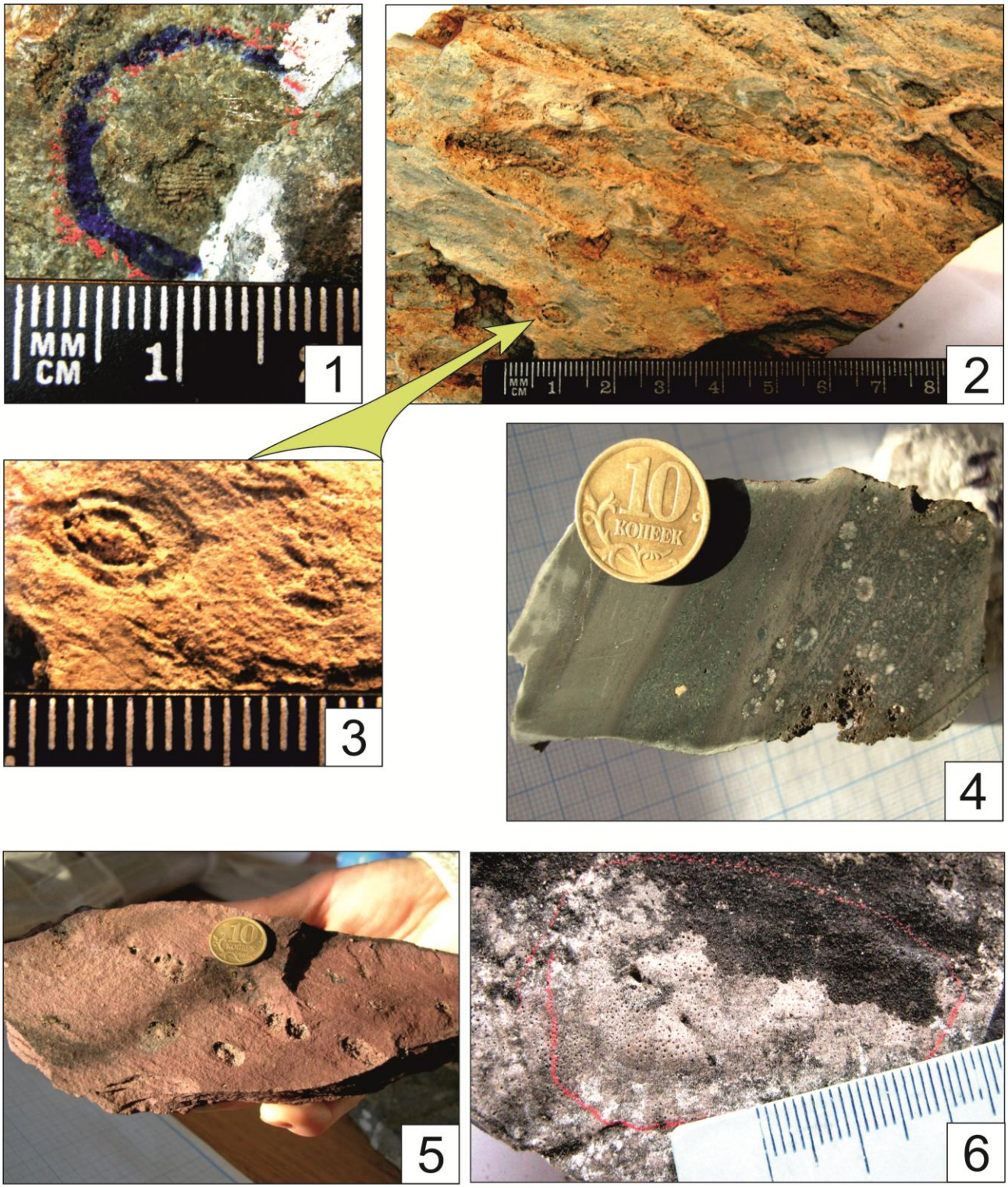


Рисунок 3-5 - Органические остатки в отложениях
Байкало-Витимской складчатой системы (мшанки, строматопороидеи)

1 - 3 - мшанки *Ceramopora sp.* (озёрнинская толща, р. Кыджимит); 4 - 5 - мшанки (багдаринская свита, р. Ауник); 6 - строматопороидеи (ороченская свита, руч. Берёзовый)

Исташинская свита (D_3f *is*). Впервые выделена В.Г. Беличенко [10] на Витим – Холойском междуречье, по р. Хулудый (Холодный), падям Холинка, Исташи. Стратотипический разрез ее был описан по водоразделу р. Хулудый – падь Исташи. Возраст свиты определялся верхним кембрием или ордовиком условно. В основании разреза в среднем течении р. Хулудый описывался невыдержанный маломощный (2-4 м) горизонт карбонатных конглобрекчий с плохо окатанной галькой и обломками известняков. Считалось, что эти конглобрекчии с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на известняках олдындинской свиты с фауной археоциат [10]. Нами установлено, что эти известняки слагают пластину среди красновато-серых, лилово-серых терригенно-карбонатных пород, относимых нами к исташинской свите, а маломощные горизонты конглобрекчий являются обломочными шлейфами (обломки известняка в карбонатно-терригенном пестроцветном матриксе) этих глыб.

В результате наших работ в рамках ГГК-1 000/3 и ГДП-200/2 [261, 338] было установлено, что отложения, входившие в состав исташинской свиты (зелено-серые, красновато-зеленые, серые, полимиктовые песчаники, гравелиты), являются аналогочными отложениям химгильдинской свиты, и включены в состав последней. К исташинской свите мы относим только пачки пачки переслаивания (мощности слоев от первых до 50 см) существенно карбонатных пород, представленных серыми, зеленовато-серыми алевритистыми известняками, красновато-серыми органогенно-обломочными известняками, пестроцветными известковистыми песчаниками, алевролитами и железисто-глинисто-карбонатными сланцами (аргиллитами). Мощность свиты оценивается в 900 м.

Разрез исташинской свиты (приложение 3) в среднем течении р. Хулудый (по правобережью) представлен (снизу вверх):

1. Пачка переслаивания (мощности от первых до 50 см) серых плитчатых, тонкослоистых микритовых (мелкозернистых) известняков (0,5 м), красновато-серых детритовых, оолитовых, органогенно-обломочных известняков и

известковистых песчаников, вишневых железисто-глинисто-карбонатных сланцев (аргиллитов). В этой пачке присутствуют маломощные линзы разнообломочных карбонатных брекчий (ранее считались основанием исташинской свиты)……150 м

2. Пачка переслаивания (от первых десятков см до 2,5 м) зеленовато-серых алевритистых известняков и вишневых, сиренево-серых известковистых алевролитов с прослоями алевритистых известняков, сменяющая с постепенным переходом первую пачку. Породы тонкозернистые, волнистослоистые, «петельчатые», образуют плитчатые отдельности, рассланцованы…….750 м.

Общая мощность свиты по разрезу около 900 м.

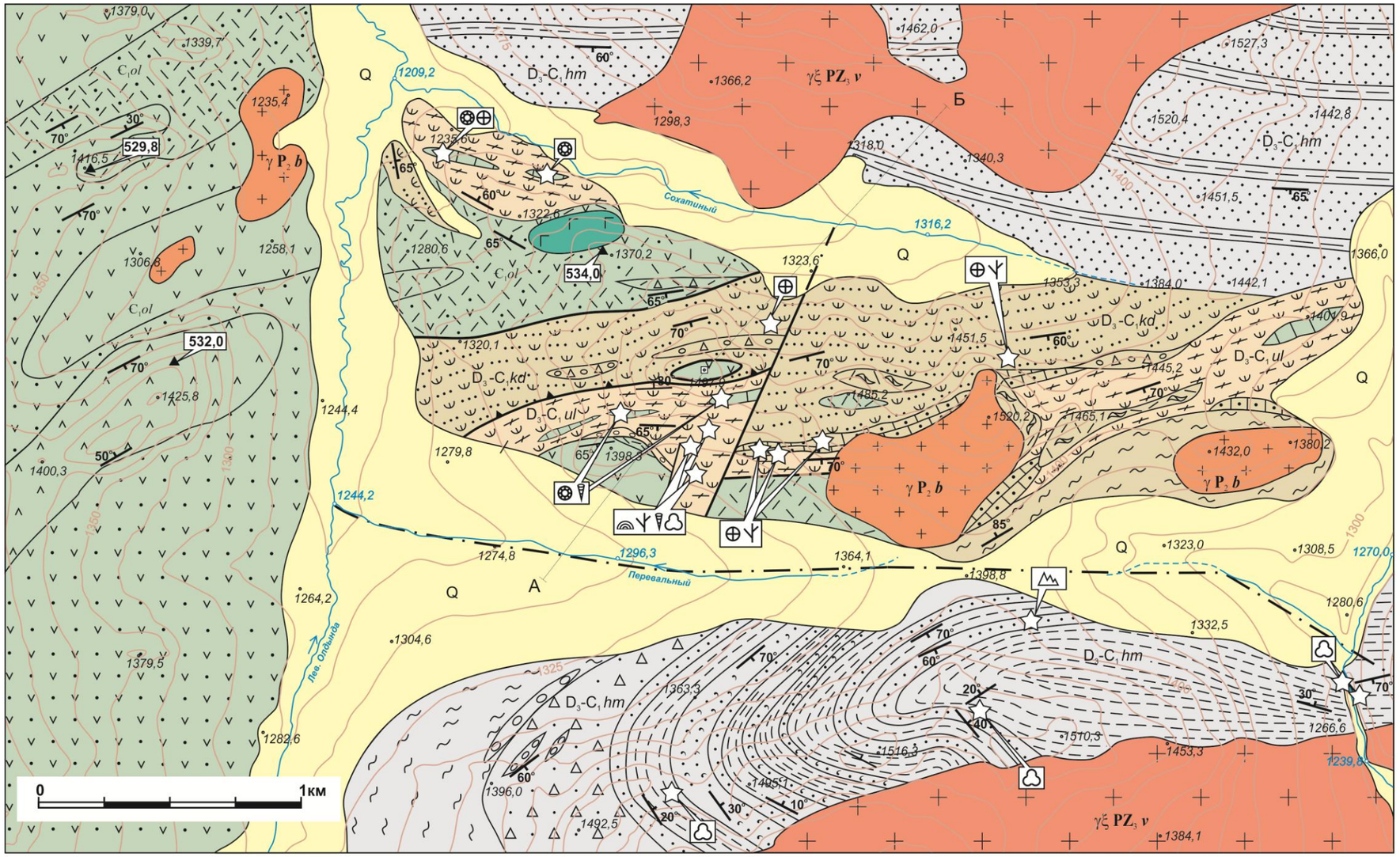
К исташинской свите (падь Исташи – Зун-Исташи) также отнесены пачки переслаивания зеленовато-серых и вишневых глинисто-карбонатных сланцев, алевролитов, содержащих обломки кварца и полевых шпатов на карбонатно-железистом цементе.

В алевритистых известняках первой пачки обнаружены (см. таблица 1) мшанки *Ceramopora* sp., распространенные в ордовике - девоне, остатки сифоновых водорослей девонского облика и богатый комплекс миоспор (таблица 3). В составе комплекса преобладают виды *Geminospora* (Naum.) *micromanifesta* Arch., *Archaeozonotriletes micromanifestus* var. *crispus* Tschibr., *A. micromanifestus* var. *limbatus* Tschibr., *A. micromanifestus* var. *colatatus* Tschibr., *A. comptus* Naum. var. *densispinosos* Tschibr., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. emend. Allen., *Hymenozonotriletes monoloris* Pych., *H. efremovae* Pych., *H. kaljudschae* Pych., *H. tichchomirovii* Naum., *H. duplex* (Arch.) Tschibr., *H. trisulcus* Pych., *Grandispora longa* (Arch.) Tschibr, характерные для нижнего франа и сопоставимые с комплексом из нижнепашийских отложений Волго-Уральской и Тимано-Печорской провинций [172, 173, 197]. Из второй пачки выделен франский конодонт *Palmatolepis transitans* Mull. Стратиграфическое положение свиты определяется в объеме нижнефранского подъяруса.

Исташинская свита в Еравнинской подзоне пока установлена только в стратотипической местности. Контакты ее тектонические. Предполагается присутствие отложений свиты по правобережью р. Ульзутуй и постепенный переход с нижезалегающей озернинской толщей. Верхний контакт не ясен, возможен постепенный переход с ульзутуйской толщей.

Верхний стратиграфический уровень (D_3-C_2^1) Еравнинской подзоны включает химгильдинскую свиту, ульзутуйскую и кыджимитскую толщи.

Химгильдинская свита (D_3fm–C_1t *hm*) впервые выделена И.М. Широбоковым (1959) в бассейне р. Химгильда. Свита представлена мощной толщей разнообразных терригенных пород. Стратиграфическое положение свиты разными исследователями определялось по-разному, свита либо перекрывала отложения нижнего кембрия, либо подстилала их [10, 28, 36]. В стратотипической местности отложения свиты охватывают бассейн р. Химгильды и верховья р. Левая Олдында (рисунок 3-6, приложение 4). Ю.П. Бутовым (1996) были выделены две подсвиты, нижняя – алевролито-сланцевая и верхняя – конгломерато-песчаниковая. Стратиграфическая последовательность пачек и объем свиты неоднократно пересматривались. Первоначально к нижней части разреза свиты, по данным В.Г. Беличенко с соавторами (1969), относились кварц-полевошпатовые грубозернистые песчаники, с прослоями гравелитов и линзами конгломератов, сменяющиеся средне- и мелкозернистыми песчаниками и пачкой переслаивания филлитовидных, карбонатно-терригенных пород. Нами к нижней подсвите отнесена конгломерато-песчаниковая часть, представленная полимиктовыми и существенно кварцевыми песчаниками, от грубозернистых до мелкозернистых, и алевролитами с прослоями различных сланцев, кварцевых гравелитов и линзами полимиктовых мелкогалечных конгломератов. Верхняя подсвита, песчаниково-алевролитовая, сложена рассланцованными зеленовато-серыми карбонатными, полимиктовыми песчаниками, алевролитами с прослоями песчанистых известняков и глинисто-кремнистых сланцев.



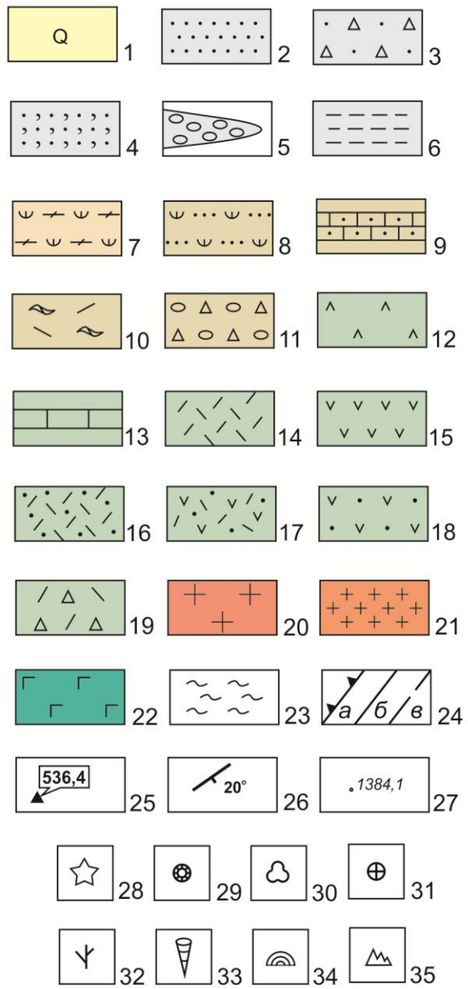
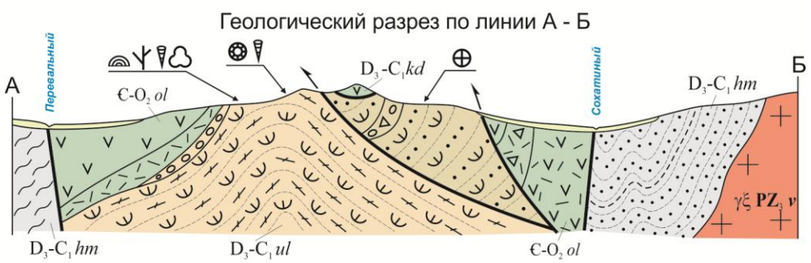


Рисунок 3-6 - Схематическая геологическая карта водораздела рек Левая Олдында - Химгильда

1 – четвертичные отложения; 2 – 6 - химгильдинская свита (D_3-C_1 *hm*): 2 - полимиктовые песчаники; 3 – полимиктовые гравийные песчаники, прослои кварцевых гравелитов; 4 – кварцевые песчаники; 5 – линзы полимиктовых конгломератов; 6 – тонкое ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев, прослои известковистых алевролитов; 7 - ульзутуйская толща (D_3–C_1 *ul*) – переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, алевропелитов, туффитов, глинисто-карбонатных сланцев; 8 – 11 – кыджимитская толща (D_3–C_1*kd*): 8 – туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями карбонатных песчаников, туфогравелитов, конглобрекчий; 9 – розовые детритовые известняки; 10 – 11 – вулканиты (? девон-нижний карбон): 10 – псефитовые кластолавы кислого состава; 11 – конглобрекчии; 12 - 19 – олдындинская свита ($Є_1$*ol*): 12 – фельзиты; 13 – линзы известняков с археоциатами; 14 – риолиты; 15 - андезиты, андезитовые порфириты; 16 – туфы кислого состава; 17 – туфы смешанного состава; 18 – туфы среднего состава; 19 - агломератовые туфы кислого состава; 20 - 22 - интрузивные образования: 20 - витимканский комплекс (γPZ_3 v_1) – порфировидные крупнозернистые граниты; 21 – бичурский комплекс (P_2b) – мелкозернистые граниты, граносиениты; 22 – габбро (Pz_1 *at*); 23 – зона рассланцевания пород; 24 – тектонические нарушения: а) – надвиги, разломы: б – достоверные, в – предполагаемые; 25 – место отбора пробы и абсолютный возраст; 26 – элементы залегания; 27 –высотные отметки; 28 – места находок органических остатков: 29 – археоциаты ($Є_1$); 30 – 35 (D –C): 30 – миоспоры; 31 –мшанки; 32 – водоросли; 33 – тентакулиты; 34 – строматопороидеи; 35 конодонт *Polygnatus sp.*

Геологический разрез по линии А - Б



Разрез нижней подсвиты (см. приложение 4) описан нами на водоразделе руч. Перевальный – р. Химгильда и представлен (снизу):

Нижняя подсвита:

1. Гравийные песчаники зеленые, зеленовато-серые полимиктовые с прослоями гравелитов и мелко-среднегалечных конгломератов. Обломочная часть песчаников пестрая, преобладают кварц, полевые шпаты, реже кварциты, разнообразные вулканиты, граниты, микрограниты, гранит-порфиры. Породы несортированные, обломки в основном слабоокатанные, цемент – актинолит-эпидот-хлоритовый. Конгломераты и гравелиты с мелко-среднезернистым кварц-полевошпатовым песчаниковым цементом, обломочная часть цемента состоит из окатанных зерен кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, обломочная часть конгломератов содержит разнообразные в основном окатанные гальки (от 1-2 до 4-6 см) мелкозернистых серых гранитов, гранит-порфиров, зеленых и темно-серых вулканитов, кварцитов, кварца, кварц-полевошпатовых пород……....более 300 м

2. Песчаники зеленые, зеленовато-серые, средне- и мелкозернистые, кварц-полевошпатовые с маломощными прослоями и линзами обогащенными плоскими псевдогальками алевролитов, с прослоями (первые десятки м) тонкослоистых кварц-полевошпатовых алевролитов и кремнисто-карбонатных, глинистых сланцев …….....240 м

3. Песчаники светло-серые кварцевые, среднезернистые, в нижней части – прослой (первые м) кварц-полевошпатовых зеленовато-серых мелкозернистых песчаников …..…….....220 м;

Верхняя подсвита:

4. Кварц-полевошпатовые алевролиты, слоистые, с тонкими прослоями глинисто-кремнистых сланцев и с прослоями (до 20-30 м) полимиктовых, кварц-полевошпатовых песчаников …….....260 м

5. Песчаники полимиктовые, с карбонатным цементом, переслаивающиеся с песчанистыми известняками и кремнисто-карбонатными, глинисто-карбонатными рассланцованными алевролитами……более 150 м.

Общая мощность свиты здесь составляет более 1200 м.

Возраст свиты в стратотипической местности определен по комплексам миоспор. В *нижней подсвите* по руч. Перевальный (см. рисунок 3-6, приложение 4) выделены многочисленные миоспоры (таблица 4) и обрывки растительных тканей (кутикулы), кроме форм с широким интервалом распространения, впервые появляющихся с девона, встречены *Geminospora compacta* (Naum.) Obukh., *Gravisporites basilaris* (Naum.) Pashk. (средний девон – средний карбон), а виды *Leiozonotriletes* aff. *turbinatus* (Waltz) Oshurk., *Cirratriradites elegans* (Waltz) Pot. et Kr. (фамен – турне), *Hymenozonotriletes persimilis* Naum., *Cymbosporites acanthaceus* (Naum.) Obukh., *Retispora lepidophyta* (Kedo) Playf. var. *tener Kedo* характерные для верхнего фамена, а вид *Lophozonotriletes* cf. *elegans* Naum. описан из озерско-хованских слоев верхнего фамена [173]. Возраст этой части разреза можно определить как позднефаменский. В известковистых песчаниках свиты на водоразделе руч. Перевальный – р. Химгильда выделены конодонты *Polygnatus* sp., распространенные в девонских отложениях. Верхняя часть разреза свиты (правобережье верхнего течения р. Химгильды), представленная переслаиванием полимиктовых песчаников с прослоями песчанистых известняков и кремнисто-карбонатных, глинисто-карбонатных алевролитов, по комплексам миоспор (таблица 5) была датирована фаменом – турне [54, 57, 60, 175 - 176, 196]. Нами получены дополнительные данные (см. таблица 4), в составе палиноспектра, кроме видов с широким интервалом распространения, появляющихся в девоне, встречены виды *Leiozonotriletes* aff. *turbinatus* (Waltz) Oshurk., *Auroraspora hyalina* (Naum.) St., *Lophozonotriletes proscurrus* Kedo, характерные для фамена - турне, а вид *Archaeotriletes minor* Kedo - для турне. Таким образом, возраст химгильдинской свиты в стратотипической местности мы определяем фаменом – турне.

Химгильдинская свита широко распространена по р. Хулудый и по правобережью р. Витим, ниже устья р. Зазы (см. приложение 3). Предшественниками [11, 28 и др.] в состав нижней подсвиты по правобережью

р. Хулудый включались рассланцованные тонкослоистые зеленовато-серые, серые полимиктовые песчаники, алевролиты с прослоями песчанистых известняков. Считалось, что вниз по разрезу свиты в песчаниках возрастает доля карбонатной составляющей, появляются кремнисто-карбонатные, глинисто-карбонатные сланцы. К верхней подсвите относились полимиктовые, существенно кварцевые, песчаники, алевролиты правобережья р. Витим. По нашим данным последовательность пород в разрезе свиты обратная. К нижней части разреза отнесена песчаниковая часть, которая сопоставима с нижней частью разреза стратотипической местности (руч. Перевальный). К верхней подсвите отнесена пачка переслаивания алевролитов, мелкозернистых песчаников, глинисто-карбонатных, хлорит-кальцитовых, кремнисто-глинистых сланцев.

Нижняя подсвита химгильдинской свиты (правобережье р. Витим, водораздел падей Исташи - Холинка) представлена переслаиванием существенно кварцевых, зеленовато-серых, серых и аркозовых, розово-серых, красноватых песчаников с прослоями конгломератов и гравелитов. Из этих пород выделен фаменский комплекс миоспор [60, 159, 161]. В составе комплекса миоспор преобладают виды *Lophotriletes perspicuus* Naum., *Brochotriletes faveolatus* Naum. var. *minor* Naum., *Acantotriletes denticulatus* Naum., *Hymenozonotriletes mancus* Naum., типичные для отложений верхнего девона, и *Archaeozonotriletes angulosus* (Naum.) Nekr., *H. multigulatus* Kedo, характерные для фамена.

К химгильдинской свите, как отмечалось выше, мы относим пестроцветные песчаники с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов, пачки переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов, ранее входивших в состав исташинской свиты. В результате работ ГГК-200 [338] установлено, что по составу, внутренней структуре отложения, относимые предшественниками к химгильдинской и исташинской свитам по правобережью р. Витим близки. Они представлены полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, существенно кварцевыми песчаниками, алевролитами,

рассланцованными тонкотерригенными породами с прослоями песчанистых и алевритистых известняков. Отличия в окрасках обусловлены присутствием окисных соединений железа, рудного, эпидота, актинолита и хлорита в цементе терригенных пород. К химгильдинской свите также отнесена пачка мелко- и среднезернистых красноватых, бордовых песчаников, чередующихся с алевролитами и вишневыми глинисто-карбонатными сланцами в верхнем течении р. Хулудый и на водоразделе падей Исташи - Холинка. Из этих пород выделены миоспоры (таблица 6). В составе комплекса миоспор широко распространены виды, имеющие широкие интервалы распространения, но появляющиеся впервые в девоне - *Cyclogranisporites punctulatus* (Waltz) Lub., *Ambitisporites simplex* (Naum.) Oshurk. и роды *Verrucosisporites* (Ibr.) Sm. et Butt., *Acanthotriletes* (Naum.) Pot. et Kr., *Dictyotriletes* (Naum.) Por. et Kr., *Camarozonotriletes* Naum. et Stapl., *Periplecotriletes* Naum. Виды *Auroraspora varia* (Naum.) Oshurk., *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Bal. et Hass. распространены в среднем или верхнем девоне до среднего карбона, а *Auroraspora hyalina* (Naum.) Streel, *Auroraspora radiata* (Kedo) Byv. – в фамене - турне, а *Auroraspora famenensa* (Kedo) Oshurk. характерна для фамена. Наиболее часто встречаются виды *Reticulatisporites trivialis* (Kedo) Oshurk, *R. magnus* (Kedo) Byv., *Dictyotriletes varius* (Lub.) Isch., *Euryzonotriletes orbiculatus* (Waltz) Isch., *E. fimbriatus* (Waltz) Byv. и роды *Stelliospora* Byv., *Euryzonotriletes* sp., распространенные только в нижнем карбоне, а вид *Hymenozonotriletes asperitis* Kedo, *Cyclobaculisporites auritus* (Isch.) Oshurk. характерены для турнейского яруса. Встречен вид *Trachytriletes warsanofiewii* (Naum.) Kedo, который появляется в верхнем силуре и исчезает в турнейском ярусе. Возраст палинокомплекса определяется в интервале фамена – турне, но вероятнее всего, возраст этой части разреза свиты турнейский.

На водоразделе падь Исташи – р. Хулудый (см. приложение 3) нижняя подсвита сложена пестроцветными, преимущественно красноцветными, в меньшей степени лиловыми, сиреневато-серыми, зеленовато-серыми, зелеными полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, реже кварцевыми, песчаниками с

прослоями и маломощными линзами полимиктовых гравелитов и конгломератов. Среди песчаников встречены прослои и линзовидные обособления, обогащенные кварцевой галькой и обломками терригенных пород и прослои темно-бордовых алевролитов. Цемент песчаников карбонатный или карбонатно-железистый, часто с серицитом. Для песчаников характерны разномасштабные полосчатые и косослоистые текстуры, обусловленные сортировкой обломочного материала, горизонты плоскогалечных конгломератов, обломки которых сложены угловатыми обрывками темно-серых алевролитов, слагающих прослои среди песчаников.

В среднем течении Хулудого верхняя подсвита представлена тонкослоистыми зеленовато-серыми, серыми актинолит-эпидот-хлоритовыми сланцами, карбонатными, полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами с прослоями песчанистых известняков, редко кварцевых песчаников. Тонкая слоистость подчеркнута полосками рудного (лимонитизированного магнетита, первые мм). Среди сланцев содержатся четковидные прослои песчанистых известняков (мощностью до десятка см) с зернами кварца и полевых шпатов. Среди пачки переслаивания описаны линзовидной и округло-овальной формы биогермы, сложенные запесоченными известняками с тонкими слоистыми, причудливослоистыми органогенными текстурами. В постройках определены водоросли *Rotpletzella* sp. (средний - верхний девон), строматопороидеи (девон), конодонт – *Protognatodus* sp. (верхний девон). Из тонкослоистых пород выделен богатый комплекс миоспор (таблица 7). В составе комплекса широко распространены миоспоры *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmed, *Gravisporites basilaris* (Naum.) Pashk., *Geminospora compacta* (Naum.) Obukh. (средний девон - средний карбон), *Stenozonotriletes laevigatus* Naum. (девон - триас), *Apiculatisporites erinaceus* (Naum.) Pot. et Kr., *Lophozonotriletes scurrus* Naum. (девон - нижний карбон), *Converrucosisporites sp., Reticulatisporites sp*. (верхний девон - пермь), *Leiozonotriletes turbinatus* (Waltz) Oshurk., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Cyrtospora cristifera* (Lub.) V.der Zwan, *Cirratriradites elegans* (Waltz) Pot. et Kr.,

а *Lophozonotriletes macrogrumosus* Kedo, *Periplecotrilets amplectus* Naum. характерны для фамена - турне. Виды *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., появляясь в живете, а *Trachytriletes warsanofiewii* (Naum.) Kedo - в верхнем силуре, распространены только до турне, *Convolutispora usitata* Playf. впервые появляется в верхнем фамене и распространена до нижнего карбона. Небольшое число миоспор представлено формами, распространенными только в карбоне. Род *Euryzonotriletes* Naum. et Oshurk. встречается в нижнем - среднем карбоне, *Potoniespores coronaries* (Isch.) Byv. - в нижнем карбоне, а виды *Reticulatisporites trivialis* (Kedo) Oshurk., *Lophotriletes inurbatus* Kedo, *Stenozonotriletes laevis* (Naum.) Jusch. var. *rarus* Jusch. *Auroraspora granulata* Jusch. характерны для турнейского яруса. Таким образом, состав комплекса миоспор позволяет ограничить время накопления этих отложений поздним фаменом – турне. Эти данные хорошо согласуются с результатами палинологических исследований нижней части верхней подсвиты стратотипического разреза.

В последнее годы С.В. Руженцевым с соавторами получены данные о возрасте интрузивных пород, прорывающих отложения химгильдинской свиты в стратотипической местности (правобережье р. Химгильды). Возраст гранодиоритов определен в 536 млн лет и 513,7 млн лет [231]. Эти значения ограничивают возрастной интервал химгильдинской свиты докембрием, но по палеонтологическим данным возрастной диапазон свиты определяется поздним девоном - ранним карбоном. В настоящее время получены изотопные данные (Rb-Sr), определяющие возраст вышеупомянутых гранитоидов в 280 млн лет, которые согласуются с палеонтологической датировкой свиты [338]. Нами принят фаменско - турнейский возраст химгильдинской свиты [189].

Контакты химгильдинской свиты не установлены, либо имеют тектонический характер. Общая мощность ее оценивается в 1600 м.

Ульзутуйская толща (D_3f-C_1v-s *ul*) распространена на водоразделе Ульзутуй - Известковый, в бассейне р. Левая Олдында и в среднем течении р. Хулудый (см. рисунки 3-3, 3-6, приложения 2, 3). Выделена впервые нами при

ГГК-1000/3 [261] из состава вулканогенно-терригенной части разреза олдындинской свиты и описана позже [231]. Толща сложена тефротурбидитами, реже песчано-алевролитовыми и известковистыми турбидитами, в верхней части разреза с многочисленными олистолитами (протяженностью до 150 м, мощностью до 50-70 м) водорослево-археоциатовых известняков, кислых и средних вулканитов, реже терригенных пород, и горизонтами крупноглыбовых конглобрекчий. Редко отмечаются прослои вулканитов. Ранее толща условно датировалась силуром [231].

По нашим данным ульзутуйская толща имеет двучленное строение.

Нижнеульзутуйская подтолща образована пестроцветными полимиктовыми, вулканомиктовыми породами и включает два типа пачек, чередующихся в разрезе. *Первый тип пачек* представлен переслаиванием буровато-вишневых органогенно-обломочных алевритистых пестроцветных известняков, пестроцветных биокластовых микритовых (мелкозернистых) известняков, с несортированным битым детритом, микритовых розовато-серых, волнистослоистых известняков с прослоями, темно-бордовых известковистых туффитов, туфоалевролитов. Породы тонко-волнисто-горизонтально-слоистые с оползневыми текстурами. Отличительной особенностью пачки является пестроцветные органогенно-обломочные, биокластовые известняки с органическими остатками шламовой размерности (размером от первых мм до первых см). *Второй тип пачек* сложен ритмично наслоенными пестроцветными (буровато-вишневыми, зеленовато-серыми) туффитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, псаммитовыми туфами смешанного состава, с прослоями алевросланцев, пропластками алевритистых известняков и редкими прослоями вулканитов (дацитов, андезибазальтов, базальтов).

Верхнеульзутуйская подтолща, сложенная полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, отличается от нижней многочисленными прослоями и линзами разнообломочных, чаще валунных, конглобрекчий, и присутствием приуроченных к ним крупных олистолитов кембрийских известняков и вулканитов.

Детально разрез нижнеульзутуйской подтолщи на водоразделе Ульзутуй - Ивестковый (см. приложение 2) имеет следующий вид:

1. Переслаивание градированных серий (мощностью 15-20 см), представленных последовательной сменой сиренево-серых, зеленовато-серых туфогравелитов (обломки разных вулканитов, терригенных пород), грубозернистых туфопесчаников, мелкозернистых полимиктовых туфопесчаников с тонкими прослоями лиловых алевролитов, тонкослоистых лилово-серых туфоалевролитов …….....10 м

2. Переслаивание (мощности слоев 15-20 см) лилово-серых туфоалевролитов с прослоями тонкозернистых, горизонтальнослоистых туффитов, гравийного песчаника (1-2 см) и зеленовато-серых, сиренево-серых градированных туфопесчаников…….....11 м

3. Гравелиты, грубозернистые песчаники зеленовато-серые с отдельными плавающими хорошо окатанными гальками вулканитов, обломками туфотерригенных пород……3 м

4. Известняковая брекчия, розовато-серая, пятнистой текстуры….....12 м

5. Переслаивание туфоалевролитов с прослоями туффитов, туфопесчаников……....3 м

6. Пачка чередования известняков буровато-вишневых органогенно-обломочных алевритистых, биокластовых микритовых с несортированным битым детритом, микритовых розовато-серых, волнистослоистых «петельчатой» текстуры. Среди пачки известняков отмечаются многочисленные прослои темно-бордовых известковистых туффитов, туфоалевролитов, реже туфопесчаников, туфогравелитов. Известняки содержат детрит шламовой размерности, характеризуются тонко-волнисто-горизонтально-слоистыми текстурами со складками оползания. Слоистость обусловлена неравномерным распределением глинистого и алевритистого материала…….....5 м

7. Комковато-сгустковые серые, красновато-серые алевритистые известняки с довольно хорошо окатанными обломками тонкозернистого или водорослевого

известняка, терригенная примесь алевритовой размерности присутствует в незначительном количестве, текстура ямчато-пятнистая, в ямках часто видны обломки археоциат и органогенного детрита.....……2,5 м

8. Чередование буровато-вишневых органогенно-обломочных известняков с прослоями алевролитов и комковато-сгустковых красноватых органогенно-обломочных известняков пятнистой текстуры. Среди слоистых пород отмечена овальная глыба (0,8 х 0,4 м) слоистых темно-серых известняков с кубками археоциат (фрагмент водорослево-археоциатовых биогермов). Слоистые темно-бордовые туфоалевролиты облекают глыбу и образуют оторочку (до 15 см) вокруг нее.…….....**.....**5 м

9 Красновато-серые, бордовые алевритистые органогенно-обломочные известняки с тонкими пропластками темно-бордовых туфоалевролитов, реже с линзовидными прослоями гравийных туфопесчаников, присутствуют рассеянные обломки археоциат, трилобитов. В верхней части слоя сменяются тонкослоистыми сиренево-серыми туфоалевролитами с прослоями алевропелитов и песчаников (мощность 24 см) с остатками высших растений (т.н. 4581) *Baikalophyton ruzhentsevii* Naugolnykh et Minina **..**……4,5 м.

Скальные выходы пестроцветной пачки верхней подтолщи описаны выше по разрезу (т.н. 4582, см. приложение 2):

1. Чередование буровато-вишневых органогенно-обломочных известняков с прослоями алевролитов и комковато-сгустковых красноватых органогенно-обломочных алевритистых известняков «ямчатой» текстуры с тонкими пропластками темно-бордовых тонкозернистых туфоалевролитов, с редкими плавающими обломками белых известняков с археоциатами…….2,4 м

2. Тонкое переслаивание (мощности слоев 2-3 см) темно-лиловых мелкозернистых туфоалевролитов с остатками раковин тентакулит и серых, зеленовато-серых среднезернистых туфопесчаников …….0,5 м

3. Красновато-бурые органогенно-обломочные алевритистые известняки с прослоями туфоалевролитов, ан. сл.1…….1,8 м

4. Тонкое переслаивание темно-лиловых мелкозернистых туфоалевролитов и серых, зеленовато-серых среднезернистых туфопесчаников, ан. сл. 2…..0,8 м

5. Красновато-бурые органогенно-обломочные алевритистые известняки, «петельчато-ямчатые» с прослоями туфоалевролитов, ан. сл.1. На известняках с волнистой, с западинами, заполненными песчаной размерности материалом, границей лежат зеленые туфопесчаники……...0,9 м

6. Зеленые туфопесчаники грубозернистые с прослойками, обогащенными гравийными обломками светлых кислых вулканитов ……..2,2 м

7. Тонкое переслаивание темно-лиловых мелкозернистых туфоалевролитов и серых, зеленовато-серых среднезернистых туфопесчаников, ан. сл. 2……...0,6 м

8. Петельчато-ямчатые красновато-бордовые алевритистые известняки с прослоями туфоалевролитов……....0,3 м

9. Зеленые туффиты тонкозернистые с прослоями кремнистых туфов.....0,5 м

10. Переслаивание темно-лиловых мелкозернистых туфоалевролитов и серых, зеленовато-серых среднезернистых туфопесчаников…….....0,3 м

11. Зеленоватые туфопесчаники крупнозернистые, слоистые с четким волнистым контактом залегают на алевролитах……0,2 м.

Видимая мощность вышеописанной пачки более 58 м.

На гривке с в.о. 1169,8 (т.н. 4659, см. рисунок 2-1, приложение 2) нижнеульзутуйская подтолща имеет следующее строение:

1. Микритовые известняки «петельчатые», волнистослоистые, серые, розовато-серые, микрозернистые, с органогенным детритом, содержат глинистую, алеврито-глинистую примесь, в нижней части слоя присутствует линза конглобрекчии, мощностью 20 см…….....5 м

2. Песчаники, туфопесчаники зеленовато-серые, крупнозернистые, гравийные с прослоями алевролитов…….....0,5 м

3. Переслаивание розовато-серых органогенно-обломочных известняков и зеленых среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов, туфоалевролитов (мощности слоев первые десятки см)……15 м

4. Переслаивание зеленовато-серых среднезернистых полимиктовых песчаников, туфопесчаников, алевролитов и песчанистых буроватых известняков, прослои «петельчатых» известняков и линзы (мощностью 20-30 см) мраморизованных белых известняков с археоциатами ……..64 м

5. Зеленовато-серые, зеленые средне- и мелкозернистые туфопесчаники, туфоалевролиты, реже гравийные песчаники с прослоями (20-60 см) петельчатых розоватых микритовых известняков……..58 м

6. Известняки микритовые розовато-серые, петельчатые и серые, буровато-серые детритовые известковистые песчаники……55 м

7. Известняки, серые, розоватые, петельчатые, с прослоями тонкозернистых глинисто-кремнистых алевролитов, редкие галькоподобные включения мраморизованных известняков (размером 2-15 см), облекаемые слоистыми породами……25 м.

Мощность около 220 м.

Верхнеульзутуйская подтолща характеризуется присутствием разнообломочных брекчий, ее разрез следующий:

1. Туфопесчаники мелкозернистые, зелено-серые, темно-серые, тонко-горизонтальнослоистые, с тонкми прослойками туфоалевролитов…….....15 см

2. Туфоалевролиты темно-серые тонкозернистые, массивной текстуры, и туфопесчаники мелкозернистые, серо-зеленые с прослоями серых туфоалевролитов и светло-серох тонкозернистых туффитов..……16 см

3. Туфогравелиты, зеленовато-серые с обломками вулканитов (андезиты, андезитовые порфириты), терригенных пород, туфов…….……5 см

4. Туфопесчаники мелко-среднезернистые, зелено-серые с прослоями насыщенными обломками гравийной размерности……..……40 см

5. Известняки алевритистые, красновато-вишневые, буроватые, волнистослоистые с прослоями (2-3 см) темно-красных, бордовых известковистых туфоалевролитов……..15 см

6. Известковистые туфоалевролиты бордово-серые, тонкозернистые, с прослойками гравийного материала…….....10 см

7. Конглобрекчия пестроцветная, средне- и крупноглыбовая, зеленовато-серый, красновато-серый матрикс (составляет от 20 до 50%) представлен гравийными известковистыми туфопесчаниками, с обломками вулканитов, кварца, известняков, органического детрита (встречены обломки археоциат). Обломочная часть (размеры обломков первые см до десятка см) представлена угловато-окатанными, окатанными вулканитами и известняками, и угловатыми обломками туфотерригенных пород. Крупные изометричные глыбы (размером до 0,5 - 0,8 м) сложены светлыми рифогенными известняками с археоциатами. Среди брекчий отмечается линза, серо-бордовых туфоалевролитов и алевритистых известняков (мощность 24 см)…….....80 см

8. Переслаивание бордово-серых детритовых известняков и известковистых туфоалевролитов (до первых см)……...30 см

9. Пестроцветная конглобрекчия, ан. вышеописанной…….....0,5 м.

Контакт вышеописанных брекчий с нижележащими породами резкий волнистый со следами смятия слойков. Верхний контакт со слоистыми породами, перекрывающими брекчии четкий, представлен слоистыми породами согласно перекрывающими брекчии. Подобные брекчии, скорее всего, образуются в результате дискретных быстрых, неоднократно повторяющихся процессов сброса грубообломочного материала в бассейн осадконакопления.

Для этой части разреза толщи характерно присутствие крупных изометричных глыб светлых рифогенных известняков с археоциатами. Поверхности глыб неровные с западинами и карманами, заполненными бордовыми алевролитами. Для вмещающих олистолиты пород характерны разномасштабные конседиментационные нарушения, а также обрывки слоев и горизонтов с нарушением напластования, отмечаются плавающие, или образующие прослои без четких границ, угловатые и угловато-окатанные обломки (3-5 см) белых мраморизованных известняков, розовых карбонатных мелкозернистых песчаников, вишневых туфопесчанников и алевролитов, туфов андезитовых порфиритов. Размеры олистолитов варьируют от десятков

сантиметров до 120 м по мощности и протяженностью от первых до 450 м. Глыбы погружены непосредственно в слоистые породы толщи. Большая часть олистолитов сложена биогермными известняками преимущественно светло-серыми, белыми, часто мраморизованными, а присутствие тонкодисперсного гематита придает им пестрые буровато-красные окраски. Известнякам свойственен брекчеевидный облик, инкрустации, примазки и гнезда слюдисто-кремнисто-глинистого материала, неравномерная перекристаллизация. Они содержат многочисленные, хорошей сохранности кубки и обломки археоциат, водоросли, реже фрагментами водорослево-археоциатовых биогерм. Размеры кубков в тафостромах достигают 15 см. Видовой состав археоциат типичен для верхней половины атдабанского-ботомского ярусов нижнего кембрия, реже встречаются формы, характерные для отложений тойонского яруса [34, 35, 213, 285, 187]. Отдельные овальные глыбы, размером (первые метры) сложены фрагментами водорослево-археоциатовых биогермов и слоистыми органогенно-обломочными серыми и темно-серыми известняками с остатками кембрийских трилобитов. Контактовые поверхности мелких глыб покрыты тонкой «рубашкой» глинисто-алевритового материала красно-бурого цвета. Олистолиты распределены во вмещающих породах неравномерно и, как правило, не соприкасаются.

Крупные пластины и глыбы сложены также различными вулканитами. Они имеют удлиненную или изометричную форму. По краям одной из пластин, сложенной андезитовыми порфиритами и их туфами, отмечается их брекчирование. В основании пластины лежит горизонт пестроцветных конглобрекчий (до 3 м). Верхний контакт с туфотерригенными пестроцветными слоистыми породами нормальный стратиграфический. Крупные пластины, сложенные вулканитами, отмечены на правобережье р. Ульзутуй. Пластины имеют удлиненную форму, реже изометричную, или извилистые очертания. По краям пластины становятся заметно тоньше и нижние их контакты брекчированы, со срывами, а верхние стратиграфические, часто со следами размыва. В основании пластин обычно содержатся конгломератовидные и

брекчеевидные разности, вокруг них (особенно вокруг известняковых олистолитов) наблюдается шлейф из более мелких глыб. Часто известняки, слагающие пластину, постепенно переходят в тектоническую и далее в осадочную брекчию с матричным заполнителем из вмещающих пород. Эти осадочные брекчии, обломки которых представлены как материалом пластин, так и вмещающих их отложений, образуют линзы и прослои мощностью обычно не более 5-10 м. Обломки в брекчиях обычно неокатанные и имеют остроугольную форму. Размер варьирует от 2 см до 50 см. Матриксом, вмещающим обломки, служит неслоистый карбонатно-глинисто-алевролитовый материал с примесью гравийных обломков. Нижние контакты крупных олистолитов с вмещающими отложениями четкие, в слоистых породах наблюдаются следы оползания (смятие в складки) и давления на нижележащие слои (рассланцевание, развальцевание, буддинаж). Верхние контакты нормальные стратиграфические, глыбы известняков перекрываются слоистыми породами, либо утыкаются в них. К подошвам крупных глыб–олистолитов приурочено большое количество мелких глыб, размером первые десятки сантиметров, и шлейфы из обломков этих же пород.

Взаимоотношения пластины известняков описаны по разрезу свиты водораздела Ульзутуй - Известковый (т.н. 4583, см. приложение 2, снизу вверх):

1. Туфоконглобрекчия сиренево-серого цвета, матрикс карбонатно-глинисто-алевролитовый с гравийными неокатанными остроугольными, обломками, представленными известняками, терригенными и туфотерригенными породами, аналогичными вмещающим…….....17,5 м
2. Туфопесчаники, сиреневатые крупнозернистые, массивные…….....17 м
3. Туфоалевролит тонкослоистый, бордово-серый…….....4,5 м
4. Туфоконглобрекчия сиреневато-серая, неяснослоистая, с плавающими обломками (вулканиты, известняки) и линзами туфогравелитов, туфопесчаников (до 0,8 м)……18 м

5. Гравийная порода (мелкообломочная брекчия) темно-сиреневого цвета, обломки представлены туфами, цемент алевритисто-известковистый сиреневый……..….25 м

6. Туфоалевролит с прослоями туффитов, тонкослоистый сиреневый…….3 м

7. Известняки бордово-серые и красноватые, алевритистые и шламовые, «петельчатые», волнистослоистые, прерывисто слоистые, с характерными подводно-оползневыми текстурами, с обрывками темно-бордовых слойков туфоалевролитов, гравийного грубого материала, обломки (до 1-2 см) известняков……...…….…15 м

8. С четкой границей сменяются розоватыми, красновато-белыми массивными органогенными и слоистыми известняками, брекчированными, с линзовидными прослоями карбонатной брекчии (от 0,5 до 2,5 м), с отдельными обломками археоциат……..……..25 м

9. Известняки белые археоциатовые (тафостромы), сложенные крупными кубками (по длине до 15 см) и обломками археоциат хорошей сохранности, разноориенированными в общей массе породы и слабо сцементированными разнозернистым карбонатным материалом……20 м.

В канаве, идущей от восточного окончания биолинзы известняков, вскрыта пачка (мощностью 42,5 м), перекрывающая пластину археоциатовых известняков. Она представлена бордово-серыми петельчатослоистыми алевритистыми известняками, детритовыми с обломками трилобитов, археоциат, прослоями гравелитов и туфоалевролитов (2,5 м). Выше сменяется пачкой переслаивания пестроцветных туфотерригенных пород, предствленной песчаниками, алевролитами, туффитами, с прослоями гравелитов (более 25 м), конглобрекчий полимиктовых с карбонатным цементом (состав обломков – разные вулканиты и карбонатные породы) и линзовидным прослоем бордового туфоалевролита (15 м).

Контакты глыбы вулканитов и вмещающих пестроцветных пород на водоразделе Ульзутуй - Известковый следующие (т.н. 4643, см. приложение 2):

1. Андезитовые порфириты темно-серые…….....более 30 м

2. Конглобрекчии пестроцветные с гравийным терригенно-карбонатным цементом. В составе обломочной части (размеры от 2-3 до 25 см) преобладают крупные (10-40 см) овальные блоки белых мраморизованных известняков, темно-зеленых андезитов и светло-серых риолитов, угловатые, угловато-окатанные обломки терригенных пестроцветных пород, розовых петельчатослоистых известняков. Наблюдается неясная ориентировка их по слоистости в цементе. В верхней части горизонта брекчий отмечены прослои слоистых лиловых туфоалевролитов (5 см)……..6 м

3. Выше брекчия с четким контактом сменяется зеленовато-серыми, лиловыми туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, переслаивающимися (первые см) с маломощныви линзовидными прослоями мелкообломочных конглобрекчий и далее пачкой переслаивания петельчатых карбонатно-терригенных пород…….....более 10 м.

Возраст ульзутуйской толщи определяется по комплексам органических остатков (см. таблица 1). В нижнеульзутуйской подтолще, в песчанистых известняках правобережья р. Ульзутуй установлены конодонты *Palmatolepis transitans* Müll., характерные для нижнего франа (рисунок 3-7). В известковистых алевролитах и туфоалевролитах правобережья р. Ульзутуй найдены тентакулиты отряда *Tentaculita* (рисунок 3-8), в известковистых песчаниках – строматопороидеи *Kyklopora* sp., распространенные в фамене.

В прослоях бордовых туфоалевролитов обнаружены остатки девонских сциадофитоноподобных наземных растений, изученных С.В. Наугольных (ГИН РАН, Москва), которым описаны новый род и вид растений *Baikalophyton ruzhentsevii* Naugolnykh et Minina, gen. et sp. nov. (рисунки 3-9, 3-10). Остатки сходны с примитивными высшими растениями из группы псилофитов (проптеридофитов, риниофитов). В органогенно-обломочных розоватых, бордовых известняках с примесью туфогенного материала, кроме зоогенного детрита (обломки археоциат, трилобитов, хиолитов), найдены остатки тентакулит, сифоновые и харовые водоросли, распространенные в силуре -

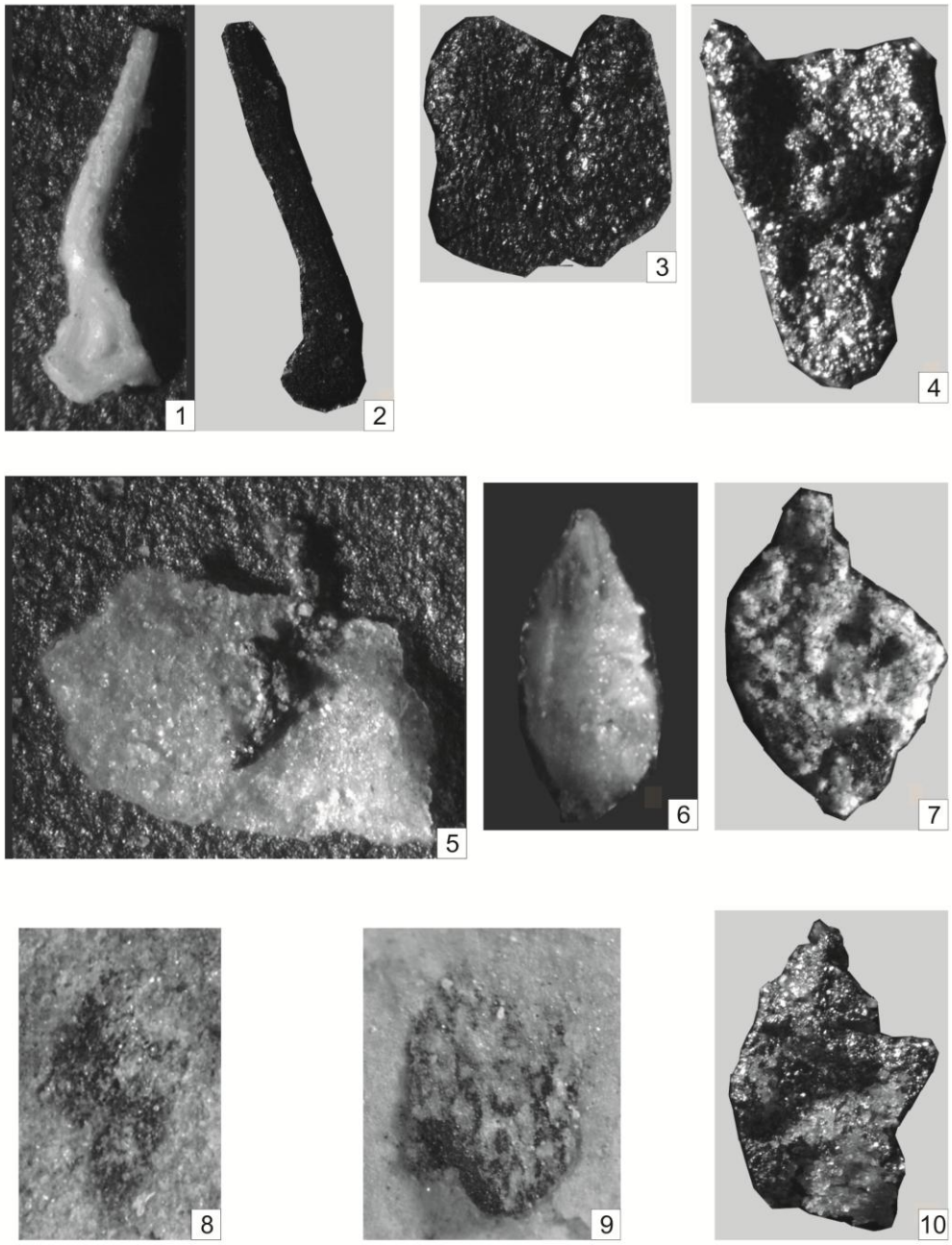


Рисунок 3-7 - Конодонты из отложений Байкало-Витимской складчатой системы 1 – *Semiacontiodus cornuformis* (Sergeeva) – O_2, мергельная толща, р. Ямбуй; 2 – *Panderodus sp.* – O_2, алевритистые известняки нижнеякшинской подсвиты, р. Сивокон; 3 – *Palmatolepis transitans Müll.* – D_3f_1,ульзутуйская толща, правобережье р. Ульзутуй; 4 - 6 – конодонты в пачке переслаивания известняков и глинисто-карбонатных сланцев сланцево-известняковой толщи, р. Ямбуй: 4 - *Polygnathus sp.* (в сульфидной «рубашке») – D_3; 5 – *Ancyrodella binodosa* Uyeno – пограничный интервал живет/фран; 6 – *Icriodus sp.* – D_3; 7 – *Palmatolepis minuta elegantula* Wang et Ziegl. – D_3f_2-fm_1, точерская свита, р. Ауник; 8 – 10 – конодонты в пачке переслаивания известняков и глинисто-карбонатных сланцев сланцево-известняковой толщи, р. Ямбуй: 8 - *Palmatolepis superlobata* Br. Et Mehl. – D_3fm_1; 9 – *Polygnathus sp.* – верхнедевонского облика; 10 – *Palmatolepis cf. subrecta* Mill.et Young (в сульфидной «рубашке») – D_3f_2.

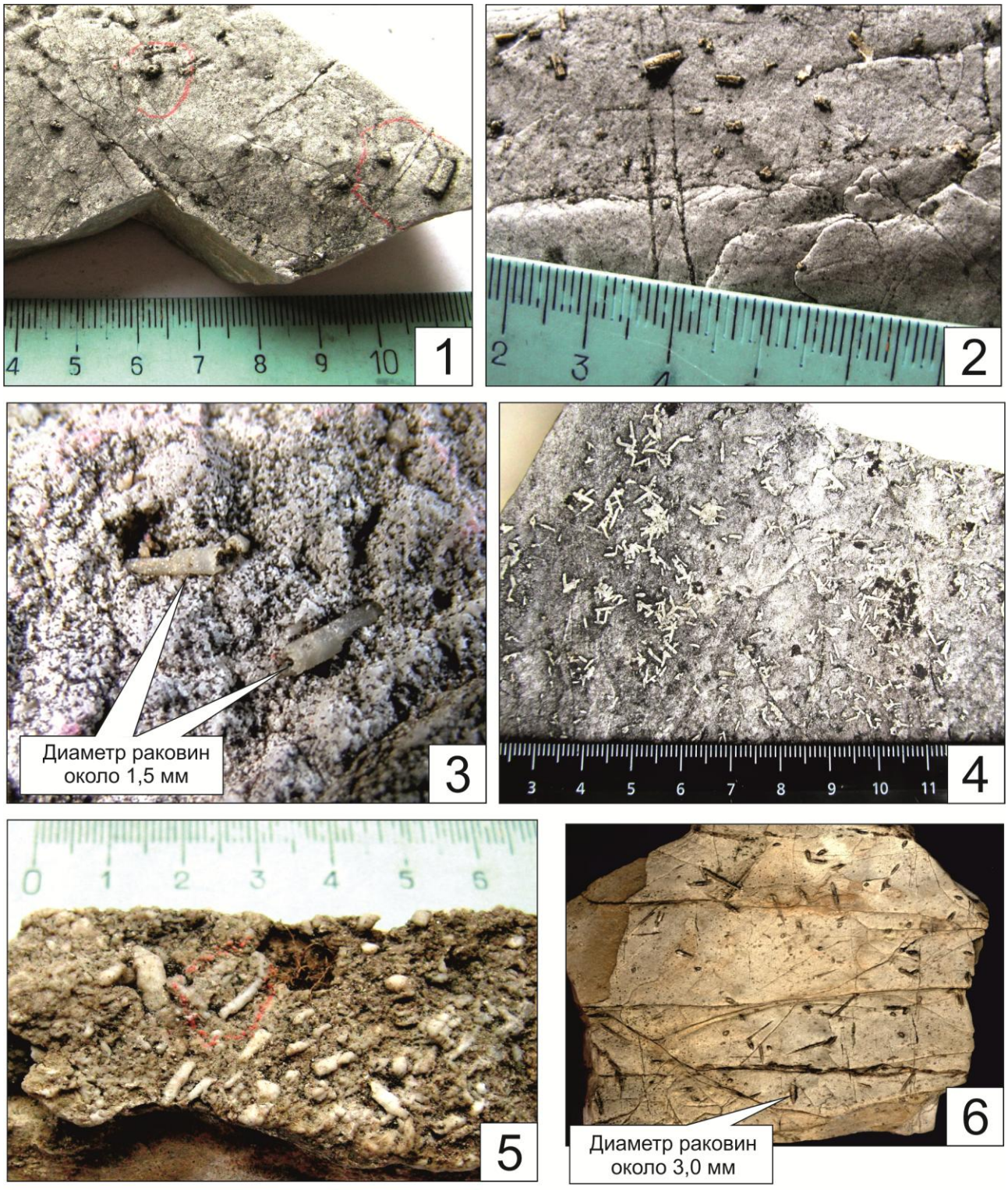


Рисунок 3-8 - Органические остатки в отложениях
Байкало-Витимской складчатой системы (тентакулиты)

Отряд Tentaculita (1 - 5): 1 - 2 - из орочёнской свиты (руч. Берёзовый); 3 - из озёрнинской толщи (р. Ульзутуй); 4 - из уендектской толщи (р. Вост. Горбылок); 5 - из кыджимитской толщи (р. Лев. Олдында); 6 - из перевальной свиты (р. Уакит)

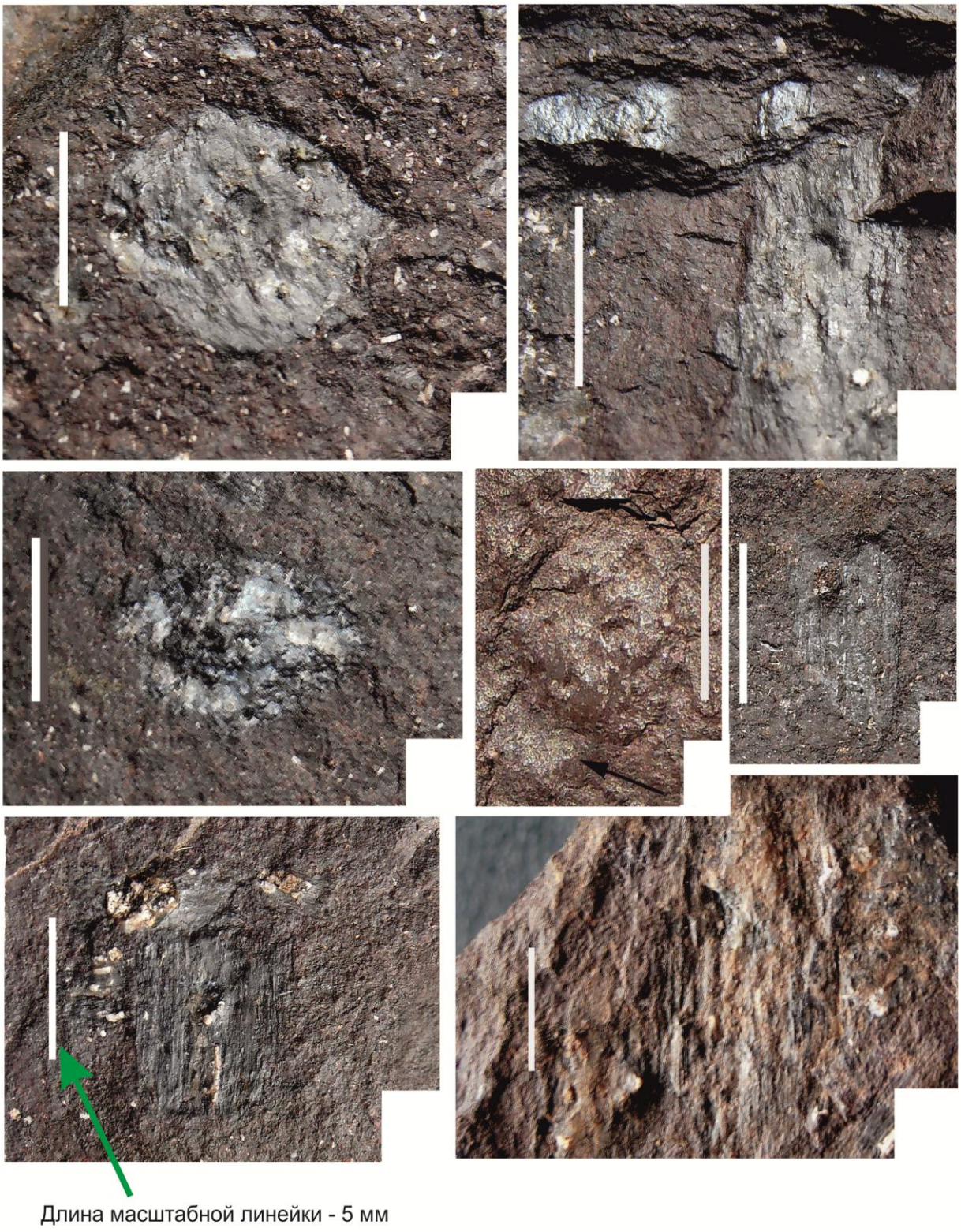


Рисунок 3-9 - Органические остатки высших растений из ульзутуйской толщи (Байкало-Витимская складчатая система)

Baikalophyton ruzhentsevii Naugolnykh et Minina sp. nov.
морфология осей (побегов) и терминальных щитков гаметофитов.
Местонахождение р. Ульзутуй; девон Западное Забайкалье

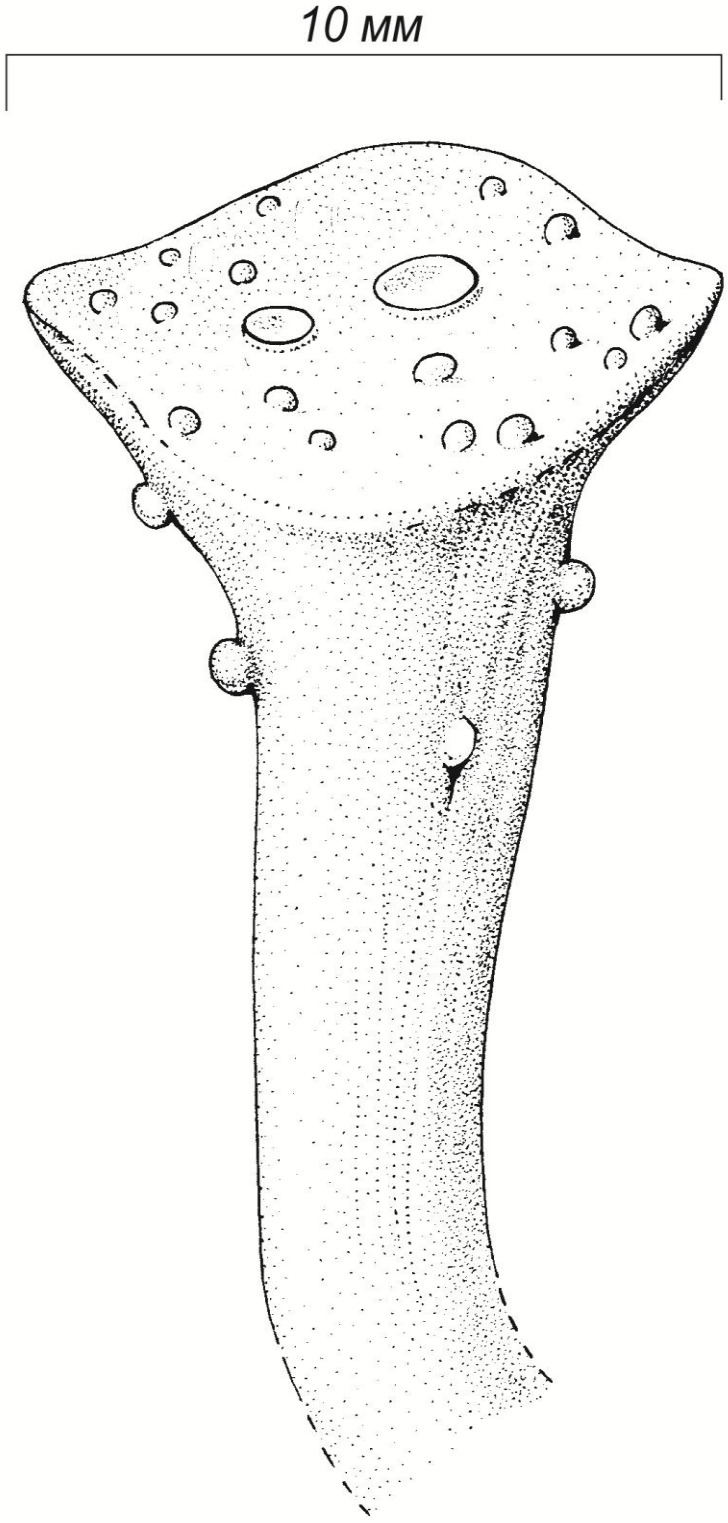


Рисунок 3-10 - Реконструкция гаметофита *Baikalophyton ruzhetsevii* Naugolnyrh et Minina. sp. nov. Местонахождение р. Ульзутуй, девон Западное Забайкалье

- девоне, многочисленные мелкие трубчатые сифоновые водоросли, характерные для нижнего карбона. Среди крупных обломков в детритовых и органогенно-обломочных породах определены археоциаты в глинистых «рубашках», девонские синезеленые водоросли (ротплетселлы), обрастающие обломки археоциат. В верхней части разреза толщи установлен комплекс миоспор (таблица 8). В составе комплекса, кроме форм, распространенных в фамене и турне встречены виды *Tetraporina contagossa* Tet., *Laevigatosporites maximus* (Loose) Pot. et Kr., *Cyclogranisporites punctulatus* (Waltz) Luber var. *giganteus* Waltz, появляющиеся только в нижнем карбоне. В составе комплекса преобладают каменноугольные формы (до визе) - *Verrucosisporites macrothelis* (Lub.) Oshur., *Euryzonotriltes simplex* Naum., *Euryzonotriltes planus* Naum., а виды *Leiotriletes subintotus* (Waltz) Isch. var. *rotundatus* Waltz, *Stenozonotriletes largentlus* Isch. (C_{1-2}), а *Simozonotriletes intirtus* (Waltz) Isch. var *trigonus* Kedo, *Punctatisporites platyrugosus* (Waltz) Sulliv. var. *giganteus* Waltz, *Chomotriletes concentricus* (Byv.) Oshur., *Vallatisporites genuinus* (Iusch.) Byv., *Hymenozonotriletes minimus* Kedo, *Verrucosisporites mesogrumosus* (Kedo) Byv характерны для нижнего карбона. В составе палинокомплекса (снизу вверх по разрезу) отмечается эволюция распространения видов миоспор от характерных для верхнедевонских отложений, до типично турнейских видов. Палеонтологическая характеристика толщи в стратотипическом разрезе определяется ее принадлежность франскому ярусу верхнего девона - турнейскому ярусу нижнего карбона. Ульзутуйская толща в бассейне р. Хулудый выделена из состава олдындинской свиты (см. приложение 3).

К ней отнесена пачка тефротурбидитов и известковистых тефротурбидитов, включающих горизонты крупно-глыбовых брекчий и линзы водорослево-археоциатовых известняков. В среднем течении р. Хулудый (по правобережью) установлено налегание карбонатно-туфотерригенных пород ульзутуйской толщи на андезиты олдындинской свиты с маломощным горизонтом конглобрекчий в основании.

В скальных выходах наблюдаются:

Олдындинская свита:

1. Андезитовые порфириты, темно-серые, массивные с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза……...более 3 м

2. Известковистые туфы, серые слоистые с пропластками песчанистых известняков …….....0,3 м

3. Андезитовые порфириты, аналогичные вышеописанным, с горизонтом (мощностью 1,4 м) «андезитовой» брекчии (туфобрекчии), цемент ее известняковый с гравийными обломками порфиритов, обломки (от первых до первых десятков см) представлены андезитовыми порфиритами, остроугольными, изометричной формы……2,4 м;

Ульзутуйская толща:

1. Конглобрекчии полимиктовые, матрикс сложен гравийным карбонатным песчаником с угловатыми обломками и хорошо окатанной галькой (до 10 см) андезитовых порфиритов, белого кварца, и мелкими обломками полевых шпатов (2,5 м). В верхней части слоя конглобрекчий наблюдается сортировка обломочного материала по размерности и появляются прослои гравелитов и косослоистых крупнозернистых песчаников (0,6 м)……...около 3 м

2. Пачка переслаивания пестроцветных пород, представленная чередованием: - светло-серых мраморизованных органогенно-обломочных известняков с прослоями вишневых глинисто-карбонатных пород (40 см); - сиреневых тонкослоистых известковистых туфоалевролитов с пропластками алевропелита, туффитов (10 см); - серых мелкозернистых микритовых известняков с тонкими прослоями алевролитов (15 см); - сиреневато-серых с тонкими прослойками вишневых известковистых, тонкослоистых алевролитов (25 см); - светло-серых мраморизованных органогенно-обломочных известняков с прослоями вишневых глинисто-карбонатных пород (50 см), общей мощностью около 5 м.

В состав комплекса миоспор этой пачки (таблица 9), кроме форм широкого интервала распространения, входят виды *Punctatisporites naunovae* Oshurk., *Trachytriletes warsanofiewii (Naum.)* Kedo (S-Ct), виды *Verrucosisporites tuberculatus* (Waltz) Pot. et Kr., *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Bal. et Hass.,

Knoxispiorites literatus (Waltz) Playf., *Stenozonotriletes claudus* Isch. (D_3-C_2), *Euryzonotriletes* Naum. et Oshurk., *Simozonotriletes* Naum. et Oshurk.(C_{1-2}), формы рода *Endosporites Wil.* (появляются в карбоне). Для палинокомплекса характерно присутствие вида *Hymenozonotriletes explanatus* (Lub.) Kedo, типичного для фамена-турне, и видов *Reticulatisporites trivialis* (Kedo) Oshurk., *Euryzonotriletes orbiculatus* (Waltz) Isch., *E. fimbriatus* (Waltz) Byv., *Vallatisporites variabilis* (Waltz) Oshurk., *V. dictyopterus* (Waltz) Byv., *Densosporites irregularis* (Kedo) Andr., *Retispora macroreticulata* (Kedo) Byv., рода *Stelliospora* Byv., распространенных в нижнем карбоне. Формы *Verrucosisporites mesogrumosus* (Kedo) Byv., *Hymenozonotriletes asperitis* Kedo, характерны для турнейского яруса.

По левобережью р. Хулудый (см. прил. 2) к ульзутуйской толще отнесена пачка переслаивания буровато-вишневых органогенно-обломочных алевритистых розово-серых известняков, биокластовых микритовых известняков, волнистослоистых, «петельчатых» с прослоями, темно-бордовых известковистых туфоалевролитов. Эта пачка хорошо сопоставима с ульзутуйской толщей бассейна р. Ульзутуй. Характерным для нее является присутствие органических остатков шламовой размерности (размером от первых мм до первых см), среди которых визуально видны обломки археоциат. Выше по разрезу здесь описана олистостромовая пачка, слагающая горизонт крупноглыбовой брекчии (мощность около 50 м). Матрикс брекчий представлен переслаиванием зеленовато-серых, сиреневых туфопесчаников, туфогравелитов и туфоалевролитов с волнистослоистыми и оползневыми текстурами, подчеркивающимися разрывами тонких алевролитовых слойков, текстурами взмучивания и оползания осадка в тонкозернистых песчаниках. В матриксе отмечаются плавающие или образующие прослои без четких границ угловатые и угловато-окатанные обломки (3-5 см) белых мраморизованных известняков и розовых карбонатных мелкозернистых песчаников, вишневых песчаников и алевролитов. Крупные блоки представлены белыми мраморизованными известняками с археоциатами (от 0,6 м до первых м),

серыми псаммитовыми туфами андезитовых порфиритов и андезитовыми порфиритами (10-30 см).

Выше по разрезу брекчии сменяются пачкой ритмичного чередования (мощности слоев 15-35 см): 1 - крупнозернистых туфопесчаников зеленовато-серых, сиренево-серых полимиктовые с прослоями гравийных песчаников и отдельными обломками (до 3 см) вулканитов, в обломочной части песчанников преобладают обломки вулканитов, известняков, терригенных пород, цемент (15%) песчаниковый, слабо карбонатный; 2 - средне-мелкозернистых, зеленовато-серых, лиловых туфопесчаников с прослоями (до 2 см) алевритистых известняков в верхней части слоя, в туфопесчаниках наблюдается конволютная слоистость с разрывом и смещением слойков, оползневые текстуры; 3 - лилово-серых, красноватых, тонкослоистых алевролитов, слоистость обусловлена чередованием слойков разной зернистости, в верхней части слоя наблюдается косоволнистые серии, цемент пород слабо карбонатный. Нижние границы песчаниковых слоев с туфоалевролитами волнистые, с западинами, заполненными песчанистым материалом; 4 – аналогичен слою 2, но в верхней части его наблюдаются прослои псаммитовых туфов. В песчаниках близ контакта с туфами появляется пепловый материал, перекристаллизованный в микрофельзитовый агрегат, прослои фельзитовых туфов зеленовато-серого цвета. Туфы кристалловитрокластические с пепловым цементом, пепловый материал окремнен и участками имеет перлитовую отдельность. В обломочной части преобладают обломки и осколки девитрифицированного стекла, редко кварца и плагиоклаза, лимонит образует полосы и окрашивает породу. Общая мощность пачки более 250 м.

В туфотерригенных породах здесь выделены миоспоры: *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Bal. et Hass., *Geminospora compacta* (Naum.) Obukh., *Stenozonotriletes laevigatus* Naum. (D_3-C_2), *Euryzonotriletes orbiculatus* (Waltz) Isch., *E. fimbriatus* (Waltz) Byv., *Euryzonotriletes* sp. (C), *Trachytriletes warsanofiewii* (Naum.) Kedo (S_2-C_1t), *Gravisporites basilaris* (Naum.) Pashk., *Geminospora rugosa* (Naum.) Obukh., *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmed (D_2-C_2),

Diaphanospora rugosa (Naum.) Bal. et Hass. (D_3-C_2), *Verrucosisporites grumosus* (Naum.) Sull., *Lophozonotriletes curvatus Naum.* (D_3-C_1) *Auroraspora hyalina* (Naum.) Streel (D_3fm - C_1), *Brachytrilistrium minutus* Isch. (C_1v-C_2). Виды *Diaphanospora submirabilis* (Kedo) Byv. встречается только в нижнем карбоне, а *Tetraporina contrugosa Tet*. характерна для визейского яруса. Кроме того, встречены формы родов *Entylissa* (Naum.) Pot. et Kr. *Tetraporina* Naum., впервые появляющихся только в визейском, а виды *Entylissa tunguskensis* (Lub.) Isch, *Entylissa conguisita* Isch. - в серпуховском ярусах. Таким образом, возраст этой части разреза толщи по миоспорам определяется визейско-серпуховским.

Ульзутуйская толща также распространена на водоразделе руч. Сохатиный - Перевальный (водораздел рек Левая Олдында и Химгильда) (см. рисунок 3-6). В ее составе здесь выделены две пачки. Нижняя пачка (до 500 м) сложена тефротурбидитами пестроцветными, содержащими многочисленные блоки, валуны, гальку разнообразных вулканитов и водорослево-археоциатовых известняков, горизонты пестроцветных крупноглыбовых конглобрекчий, в обломочной части которых преобладают белые известняки, разноокрашенные песчаники, фельзиты, фельзитовые порфиры и лавобрекчии. Она несогласно залегает на андезитовых порфиритах олдындинской свиты. Базальный горизонт сложен конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами и грубозернистыми песчаниками. В составе обломочной части отмечены хорошо окатанная галька плагиопорфиритов, базальтов, андезитов, различных туфов, угловатые обломки песчаников и алевролитов. Вверх по разрезу грубообломочные породы сменяются пестроцветными ритмично переслаивающимися полимиктовыми мелкозернистыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, местами известковистыми туффитами, с прослоями органогенно-детритовых известняков, калькаренитов и линзами гравелитов. Выше разрез пачки наращивается тонкослоистыми тефротурбидитами - туффитами, туфоаргиллитами, пепловыми туфами, тонкозернистыми кислыми кристаллотуфами с линзами пелитоморфных известняков и калькаренитов. В калькаренитах установлены трубчатые сифонеи *Berezella* sp., *Drinella* sp.,

характерные для нижнего карбона, в пелитоморфных известняках - единичные обломки мшанок *Fistulipora* sp., тентакулиты (S-D), миоспоры (см. таблица 1). В комплексе миоспор, аналогичном комплексу ульзутуйского разреза, кроме видов с широким интервалом распространения, появляющихся с девона, встречены *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. (средний девон - нижний карбон), *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Lophozonotriletes scurrus* Naum. (верхний девон - нижний карбон), виды *Converrucosisporites salebrosus* (Naum.) Oshurk., *Leiospaeridia compacta* Nekr., *Converrucosisporites salebrosus* (Naum.) Oshurk. (верхний девон), а *Cornispora varicornata* Stapl. et Jans. характерна для верхнего фамена. Вид *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Owens var. *microsetus* Kedo встречается в нижнем карбоне, а *Lophozonotriletes bellus* Kedo характерен для турнейского яруса.

Выше по разрезу среди пестроцветных пород отмечаются пластины, линзы, мощностью от первых до 80 м, протяженностью до 100 м, белых, розовато-белых скрытокристаллических известняков, мраморизованных известняков с археоциатами (ульзутуйская микстит-олистостромовая толща). Многочисленные остатки археоциат содержатся в органогенно-детритовых розовых, бордовых известняках с примесью туфогенного материала. Зоогенный детрит (обломки археоциат, трилобитов, хиолитов) реже встречается в туфотерригенно-карбонатных породах свиты.

В разрезе свиты здесь, в прослоях органогенно-детритовых серых, комковатых известняков обнаружены (см. таблица 1) строматопороидеи *Amfipora* sp. (амфипориды), распространенные в верхнем силуре - девоне, синезеленые водоросли *Rothpletzella* sp., *Ikella* sp., *Nuia devonica* Sh., типичные для девонских отложений. В пестроцветных туфотерригенных породах определены мельчайшие фрагменты мшанки *Fistulipora* sp. (род распространен от верхнего ордовика до конца перми), однако, по данным Р.В. Горюновой, господствующее положение фистулипоры занимали в среднем девоне - раннем карбоне. В туфотерригенной пачке выделен комплекс миоспор. Он содержит виды *Vallatisporites genuinus* (Iusch.) Byv., *Hymenozonotriletes minimus* Kedo,

Verrucosisporites mesogrumosus (Kedo) Byv. (C_1), *Geminospora famenensis* (Naum.) Streel. var *gracilis* Kedo, *Geminospora famenensis* (Naum.) Streel., *Lophozonotriletes macrogrumosus* Kedo., *Knoxisporites literatus* (Waltz) Plauf., *Auroraspora hyalina* (Naum.) Streel, *Cyrtospora cristifera* (Lub.) V. der Zwan., *Cristatisporites* aff. *lupinovitchi* (Avkh.) Avkh. (D_3-C_1t). Возраст этой части разреза толщи раннекаменноугольный, визейско-серпуховский**.**

С нижнепалеозойскими образованиями ульзутуйская толща в бассейне р. Левая Олдында имеет трансгрессивный контакт, с кыджимитской толщей предполагается латеральный переход, с исташинской свитой соотношения не ясны. Общая мощность толщи оценивается в 650-900 м.

Кыджимитская толща (D_3fm-C_1s *kd*). Кыджимитская толща выделена впервые И.Г. Кременецким [322]. К ней относилась терригенно-эффузивная часть разреза химгильдинской (или суванихинской) свит. Толща датировалась ордовиком. В настоящее время пересмотрен ее объем и возраст. В состав толщи включены вулканогенные породы, выделенные из состава олдындинской свиты, а найденные в ней органические остатки позволили рассматривать толщу в составе девонско - каменноугольного разреза (см. рисунки 3-2, 3-3).

Кыджимитская толща включает две подтолщи. Нижнекыджимитская подтолща представлена вулканомиктовыми, часто ритмично наслоенными песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами с прослоями конгломератов и конглобрекчий, псефитовыми и псаммитовыми туфами. Верхнекыджимитская подтолща, наиболее мощная и сложена тефротурбидитами кислого и смешанного составов, вулканомиктами, переслаивающимися с грубыми литическими туфами кислого состава с горизонтами туфоконгломератов, туфогравелитов, потоками вулканитов (базальты, андезиты, риолиты). Вверх по разрезу они сменяются пачкой ритмичного переслаивания туффитов, туфоаргиллитов, пепловых туфов, тонкозернистых кислых кристаллотуфов с линзами пелитоморфных и биокластово-литокластических известняков, состоящих из биокластов и обломков местного происхождения. Эффузивная составляющая играет

подчиненную роль и представлена базальтами, андезитами, дацитами и риолитами, слагающими прослои и субвулканические тела в верхней части разреза толщи.

Стратотипическая местность (см. рисунок 3-2) толщи находится в бассейне р. Кыджимит (руч. Хортяк - Сосновский - Александровский). Здесь она сложена зелеными, вулканомиктовыми, часто ритмично наслоенными песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами с прослоями конгломератов и конглобрекчий, переслаивающимися с основными, кислыми и смешанными тефротурбидитами. В разрезе присутствуют прослои литокластических туфов дацитов и андезитов. Эффузивная составляющая играет подчиненную роль и представлена плагиопорфиритами и фельзитами.

В составе нижнекыджимитской подтолщи описана пачка переслаивания темно-серых туфоалевролитов, туфов, кристаллических известняков, с линзами конглобрекчий. Мощность нижней части разреза толщи около 800 м. Верхнекыджимитская подтолща (мощностью до 400 - 500 м) сложена тонкослоистыми тефротурбидитами - туффитами, туфоаргиллитами, пепловыми туфами, тонкозернистыми кислыми кристаллотуфами с линзами пелитоморфных известняков, прослоями базальтов, андезитов, риолитов и их туфов. Часто породы ороговикованы и скарнированы.

Разрез толщи описан по водоразделу Сосновский - Хортяк (снизу вверх):

Нижнекыджимитская подтолща:

1. Пачка переслаивания темно-серых, зеленовато-серых, болотно-зеленых полимиктовых туфоалевролитов, туфопесчаников (первые десятки см) с прослоями среднегравийных туфогравелитов и туфоконгломератов Контакты слоев резкие либо с постепенными переходами…….……300 м

2. Тонкое переслаивание туфоалевролитов и туфоаргиллитов…….....0,5 м

3. Пачка переслаивания зеленовато-серых, болотно-зеленых полимиктовых туфоалевролитов, туфопесчаников, аналогичных слою 1……..480 м;

Верхнекыджимитская подтолща:

4. Тонкое переслаивание (первые см) туфоалевролитов и туфоаргиллитов, ан. вышеописанным с прослои темно-серых песчанистых известняков (кальцит 91%), терригенная примесь составляет 5% и представлена плагиоклазом, кварцем, турмалином, водоросли..…….....80 м

5. Переслаивание зеленовато-серых, грязно-серых туфопесчаников, туфоалевролитов литовитрокластических и кристалло-литокластических псеффито-псаммитовых туфов дацитов, трахидацитов, андезито-дацитов и андезитов с тонкими прослоями туфоаргиллитов……...290 м.

Общая мощность 1040 м

Среди вышеописанных туфотерригенных пород присутствуют прослои дацитов, плагиопорфиритов и фельзитов, мощностью первые метры до десятка метров.

На водоразделе Эпидотовый - Сосновский (см. рисунок 3-4) на пачку тонкого переслаивания полимиктовых, полевошпат-кварцевых, кварцевых метапесчаников и метаалевролитов с редкими прослоями известняков озернинской толщи (мощность более 600 м) налегает пачка переслаивания темно-серых, серых туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов, с прослоями псамито-псефитовых туфов, песчанистых темно-серых известняков нижнекыджимитской подтолщи мощностью более 50 м.

Ближе к контакту с гранитами все породы интенсивно метаморфизованы и превращены в биотит-кварцево-полевошпатово-амфиболовые, кварцево-слюдисто-хлоритово-эпидотовые, слюдисто-кремнисто-глинистые сланцы.

Возраст отложений правобережья р. Кыджимит определен по палеонтологическим остаткам (см. таблица 1). В нижнекыджимитской подтолще найдены остатки тентакулит и ругоз (силур - девон), мшанки *Fistulipora* sp. (средний девон - нижний карбон). В верхнекыджимитской подтолще выделен комплекс миоспор, в составе которого, кроме форм, распространенных в верхнем девоне - турне, встречены виды *Simozonotriletes intirtus* (Waltz) Isch. var *trigonus* Kedo, *Punctatisporites platyrugosus* (Waltz) Sulliv. var. *giganteus* Waltz, *Chomotriletes concentricus* (Byv.) Oshur.,

Vallatisporites genuinus (Iusch.) Byv., *Hymenozonotriletes minimus* Kedo, *Verrucosisporites mesogrumosus* (Kedo) Byv., характерные для турне.

Возраст толщи здесь определяется как позднедевонско – раннекаменноугольный (турне).

Кыджимитская толща распространена на водоразделе ручьев Перевальный – Сохатиный, по правобережью ручья Сохатиный и в верхнем течении Левой Олдынды (см. рисунок 3-6). Сложена зелеными, вулканомиктовыми, часто ритмично наслоенными песчаниками, туфопесчаниками, туфоалевролитами, с прослоями туфоконгломератов и пудинговых конглобрекчий (нижнекыджимитская подтолща). В песчаниках отмечаются прослои гравелитов и плавающие обломки светло-зеленых псаммитовых туфов и зерен белого кварца. Обломочная часть туфоконгломератов и туфогравелитов представлена обломками порфировых андезитов, диоритов, дацитов, туфов, трахитов, риолитов, аргиллитов, цемент пород слюдисто-кремнисто-глинистый слоистый с примесью пепла и прослойками метааргиллита. В разрезе присутствуют прослои литокластических туфов дацитов и андезитов. Эффузивы встречаются реже и представлены плагиопорфиритами и фельзитами.

В средней части разреза описана пачка переслаивания туфопесчаников, темно-серых песчанистых известняков, туфоалевролитов. Основные типы пород аналогичны вышеописанным. В известняках определены мшанки *Fistulipora* sp.1, наиболее распространенные в среднем девоне - нижнем карбоне, обломки сифоновых водорослей (нижний карбон), плохой сохранности строматопороидеи и раковины тентакулит (силур - девон). Биокластовые и пелитоморфные известняки слагают небольшие тела и прослои. В биокластовых разностях и грубообломочных туфотерригенных породах присутствует также биогенный детрит кембрийских археоциат. Видимая мощность ее более 600 м.

На водоразделе Ульзутуй - Известковый (в.о. 1280 и 1421, см. приложение 2, рисунок 3-3) мы выделяем верхнекыджимитскую подтолщу. К

ней относим сероцветную пачку переслаивания полимиктовых песчаников, алевролитов, алевросланцев, биокластовых известняков, в верхней части разреза присутствуют прослои туфов и туффитов и субсогласные тела кислых вулканитов (дациты). Пачка включается в состав верхнекыджимитской подтолщи. С озернинской подтолщей и олдындинской свитой имеет тектонические контакты.

Разрез пачки следующий (в.о. 1280 и 1421):

1. Переслаивание (мощности прослоев 20-50 см) песчаников полимиктовых, кварц-полевошпатовых, кварц-карбонатных, мелкозернистых и средне-крупнозернистых с прослоями гравелитов и песчаников буровато-серых известковистых (калькаренитов), неяснослоистых с обрывками слойков темно-серых мелкозернистых алевролитов. Пачка содержит линзовидные прослои полимиктовых конглобрекчий (мощность 25 м). Конглобрекчии зеленовато-серые, средне-крупнообломочные Цемент терригенно-карбонатный составляет до 60%. Обломочная часть представлена в основном угловатыми обломками терригенных пород - мелкозернистых песчаников, алевролитов, яшмовидных гематитовых пород, обломки серых, зеленых вулканитов и белых мраморизованных известняков окатанные или угловато-окатанные. Размеры обломков от первых см до 25 см, контакт с нижележащими породами тектонический, содержит миоспоры ……..около 150 м

2. Светло-серые биокластовые (органогенно-обломочные) известняки монотонные слабоволнисто- и горизонтальнослоистые, с органическими остатками раннекембрийских археоциат, водорослей и среднепалеозойской фауны (тентакулиты, водоросли, мшанки)……250 м

3. Буровато-серые, серые известковистые туфоалевролиты, миоспоры…….....0,5 м

4. Светло-серые биокластовые известняки, аналогичные слою 1, присутствуют тонкие прослойки микросланцев с обломками кварца глинисто-гидрослюдистого состава (по аргиллиту), миоспоры……40 м

5. Светло-серые биокластовые известняки тонковолнистослоистые с прослоями (первые десятки см) буровато-серых известковистых туфоалевролитов (брахиоподы, криноидеи, водоросли)…….....180 м

6. Переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых, полимиктовых туфопесчаников известковистых (на кальцит-хлоритовом цементе), буровато-серых известковистых туфоалевролитов (мощности первые десятки см) с линзовидными прослоями биокластовых известняков с фауной (археоциаты, брахиоподы, криноидеи, мшанки, водоросли), миоспоры …….....280 м

7. Голубовато-серые, серо-зеленые тонкообломочные туфы андезитового состава с редкими обломками кристаллов и пород ……..40 м

8. Переслаивание зеленовато-серых известковистых туфопесчаников, буровато-серых известковистых туфоалевролитов, линзовидный прослой органогенно-обломочных известняков (мощностью 1,5 м)…….....15 м

9. Светло-зеленые, голубовато-серые витрокластические туфы, ан. сл. 7, прослои кремнистых туффитов……..……...140 м

10. Переслаивание известковистых туфопесчаников, зеленовато-серых и буровато-серых туфоалевролитов……..180 м

11. Светло-зеленые, голубовато-серые витрокластические туфы с тонкими прослоями известковистых и кремнистых туффитов ……..200 м

12. Зеленовато-серые, серые дациты порфировой структуры…….....40 м.

Общая мощность подтолщи 1360 м.

Толща охарактеризована остатками тентакулит, брахиопод, криноидей, мшанок, кораллов и миоспорами (см. таблица 1). В двух прослоях (1,5–2 м) биокластовых (детритовых) светлых известняков верхней части разреза собраны мшанки, обильные остатки криноидей (рисунок 3-11) и кораллов (рисунок 3-12), распространенных в девоне - нижнем карбоне. Здесь же обнаружены остатки (рисунок 3-13) брахиопод *Cyrtospiriferidae* gen. indet.vel *Syringothyridae* gen. indet., распространенных в девоне - нижнем карбоне, и встречены многочисленные мелкие трубчатые сифоновые водоросли, характерные для нижнего карбона.

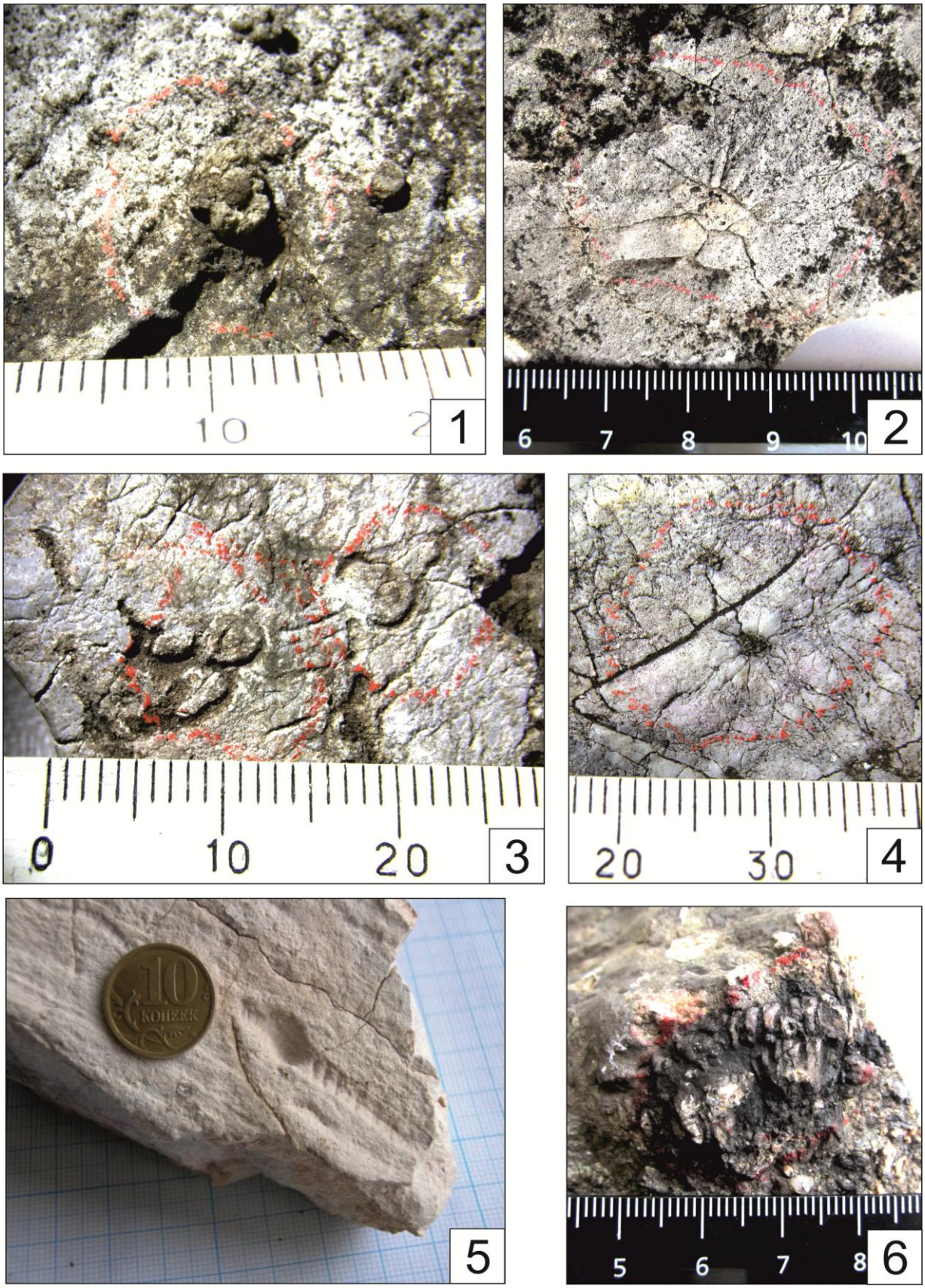


Рисунок 3-11 - Органические остатки в отложениях Байкало-Витимской складчатой системы (криноидеи)

1 - 4 - из кыджимитской толщи (р. Ульзутуй); 5 - из орочёнской свиты (р. Усой); 6 - из ямбуйской свиты (р. Ямбуй)

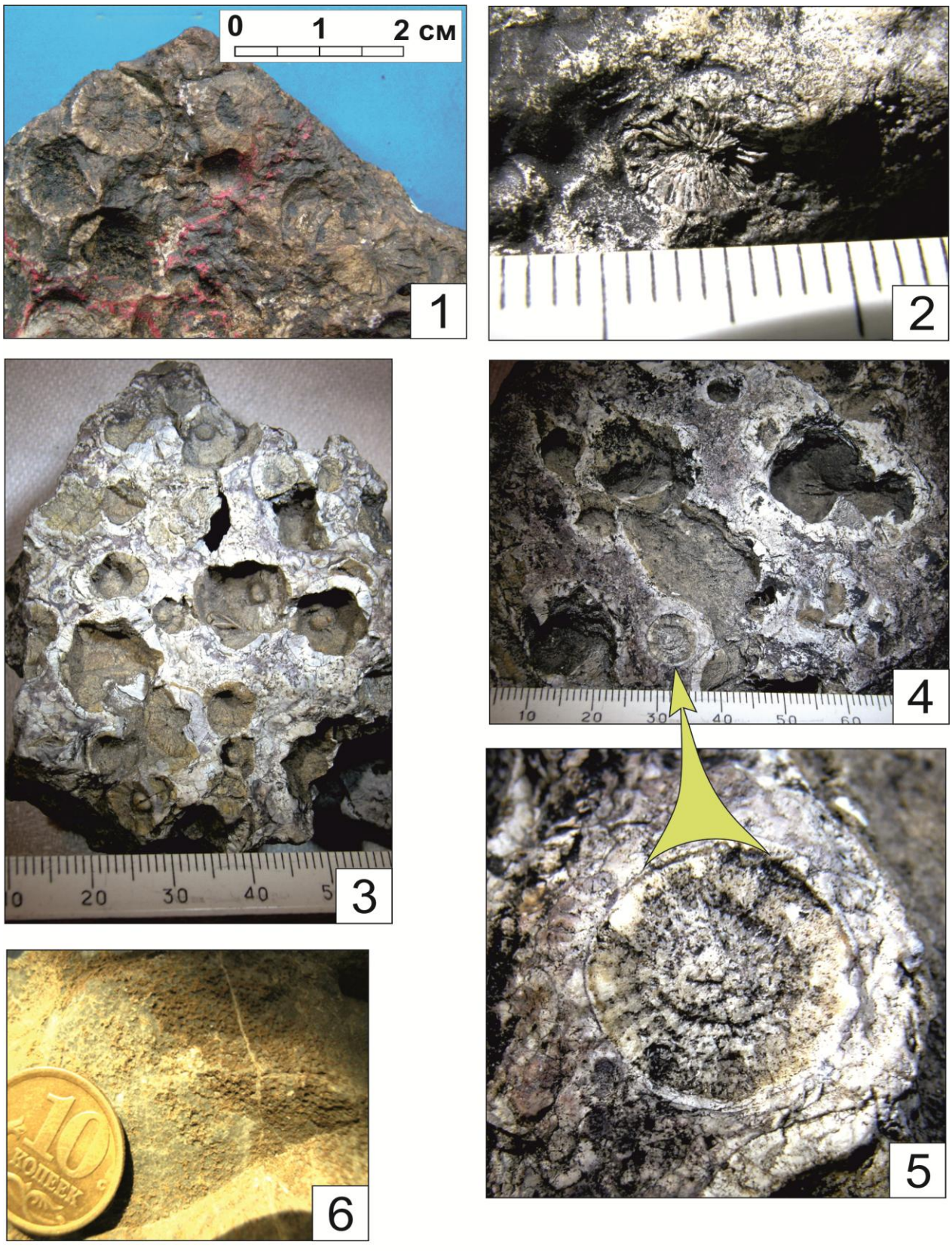


Рисунок 3-12 - Органические остатки в отложениях Байкало-Витимской складчатой системы (кораллы)

1 - 5 - кораллы из кыджимитской толщи (р. Ульзутуй)
6 - табулята Graciolopora sp. из якшинской свиты по р. Бол. Киро (средний - верхний девон)

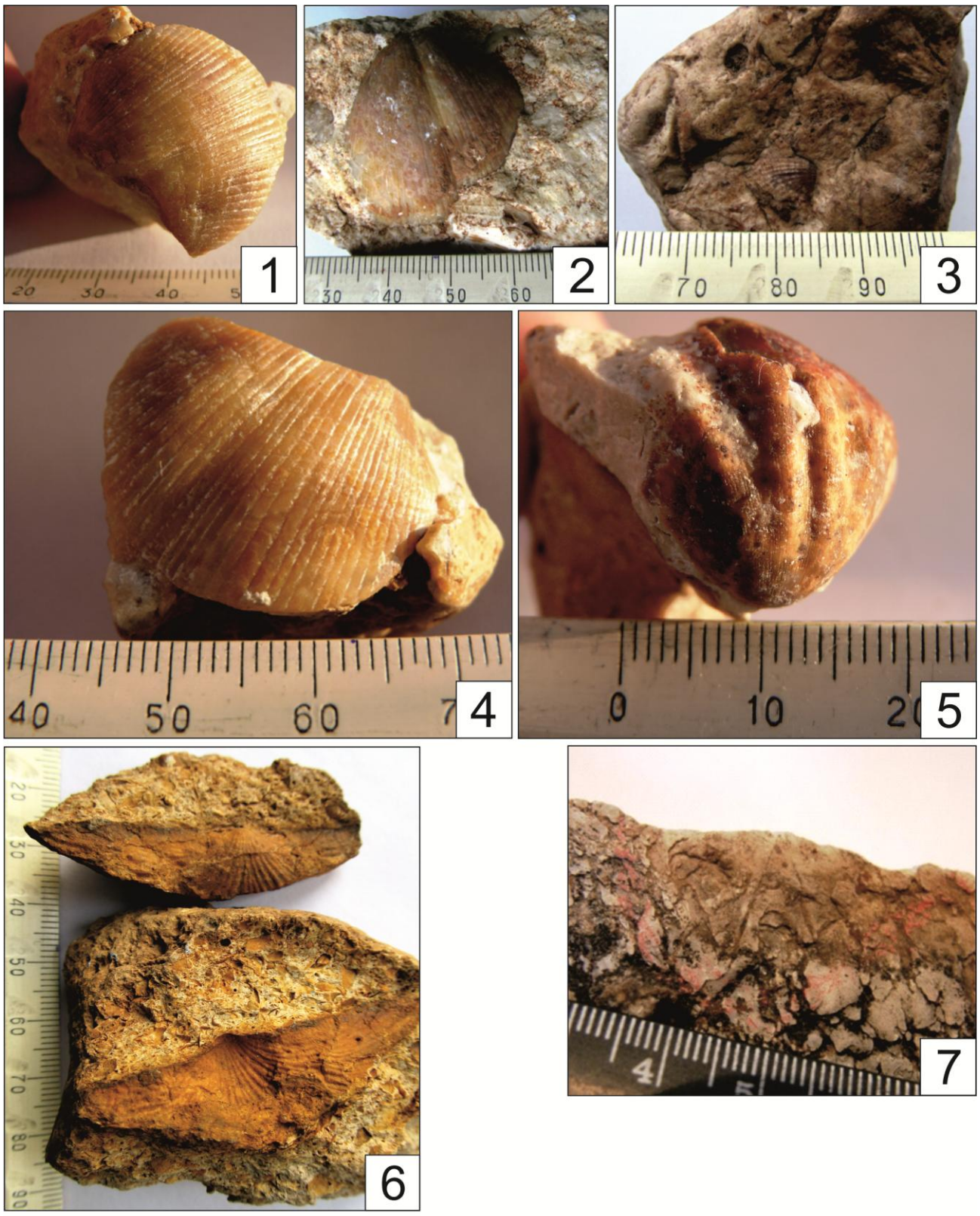


Рисунок 3-13 - Органические остатки в отложениях
Байкало-Витимской складчатой системы (брахиоподы)

1 – 4 - *Theodossia cf. anossofi* (Vern.) верхний девон (ульзутуйская толща); 5 - *Leiorhynchus sp.*, девон (ульзутуйская толща); 6 – 7 - *Cyrtospiriferidae gen.indet.vel Syringothyridae gen. Indet*. девон-нижний карбон, (ямбуйская свита)

Местонахождение: 1 - 5 - р.Ульзутуй; 6 - 7 - р. Ямбуй

В мощных горизонтах биокластовых известняков (см. рисунок 3-13) найдены брахиоподы *Theodossia* cf. *anossofi* (Vern.), распространенные в верхнем девоне, и *Leiorhynchus* sp. - в девоне, водоросли *Rotpletsella* sp., тентакулиты (силур - девон), криноидеи (верхний палеозой).

Кроме девонской фауны, все известняки содержат многочисленные обломки археоциат, которые мы считаем переотложенными при размыве нижнекембрийских отложений, и другой скелетной фауны.

Из терригенных пород выделены богатые комплексы миоспор (таблица 10). В пачке переслаивания песчаников и калькаренитов (нижняя часть разреза), кроме форм с широкими интервалами распространения, установлены виды *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Bal. et Hass., *Verrucosisporites nitidus* (Naum.) Playf., *Apiculatisporites tersus* (Waltz) Pot. et Kr., *Lophozonotriletes curvatus* Naum. (верхний девон - нижний карбон), причем род *Laevigatosporites* Pot. et Kr. появляется только с фамена. Наиболее часто в составе комплекса встречаются каменноугольные формы. Виды *Stenozonotriletes subluculentus* Jusch. et Kedo и род *Staplinzonoletes* Oshurk. распространены только в карбоне, роды *Schulzospora* Kos., *Euryzonotriletes* Naum. et Oshurk., *Simozonotriletes* Naum. et Oshurk. - в нижнем - среднем карбоне. В верхней части разреза толщи в составе комплекса встречены виды, распространенные в верхнем девоне - нижнем карбоне, но преобладают формы, характерные для каменноугольных отложений. Виды *Endosporites praevalens* (Lub.) Lub., *Brachytrilistrium gyratum* Isch. распространены в визе - верхнем карбоне, *Entylissa dividua* Isch. – в визе - среднем карбоне, *Simozonotriletes conduplicatus* (Andr.) Isch. - в турне - визе. Наиболее характерными для комплекса являются виды *Spenerrisporites foveolatus* (Byv.) Byv., *Hymenozonotriletes lepidus* (Waltz) Isch., *H. composites* Jusch., *H. auranticus* Naum., *Hemispaeridium novum* (Byv.) Byv., *Zonaletes bulbiferus* (Mal) Lub., распространенные в визе. Роды *Euryzonotriletes* Naum. et Oshurk., *Simozonotriletes* Naum. et Oshurk. встречаются только в нижнем - среднем карбоне. Вид *Entylissa* (Naum.) Pot. et Kr. появляется впервые в визейском ярусе, *Hymenozonotriletes lepidus (*Waltz) Isch. характерен для

последнего, *a Perisaccus gigantes* Tet. – для визейского и серпуховского ярусов. Род *Marsupipollenites* (Bal. et Henn.) emend. Oshurk. впервые появляется только с основания среднего карбона. В распределении миоспор в верхней части разреза подтолщи можно наметить эволюционную последовательность от видов, типичных для визейского яруса, до видов распространенных в серпуховском ярусе.

Палеонтологическая характеристика кыджимитской толщи определяет ее стратиграфическую принадлежность фаменскому ярусу верхнего девона - серпуховскому ярусу нижнего карбона. Причем по миоспорам можно говорить о фаменско - турнейском времени образования нижней и визейско - серпуховском верхней частей разреза.

К кыджимитской толще на водоразделе Ульзутуй - Известковый (см. рисунок 3-3) мы относим пачку зеленовато-серых, серых кристалло-литокластических туфов риолит-дацитового состава с прослоями и линзами туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов (см. приложение 2). Эти породы при ГДП-200/2 были включены в состав пермской тамирской свиты [338]. Они представлены пестроцветными агломератовыми и псефитовыми туфами с прослоями вулканогенно-осадочных пород. Разрез пачки следующий (снизу вверх, описан по горным выработкам):

1. Туфоконглобрекчии зеленовато-серые, разнообломочные. Среди обломков присутствуют полуокатанные глыбы (до 0,5 м) белых мраморизованных известняков с археоциатами…….....2,5 м

2. Туфы смешанного состава (риолит-дацит-андезитового) агломератовые и лаппилиевые, пестроцветные плохой сортировки с хаотичным распределением обломков …..…….около 8 м

3. Туфогравелиты, по составу аналогичны туфоконгломератам, грубослоистые, отмечается ориентировка обломков по слоистости, содержат угловатые обломки темно-серых андезитов (15 см), постепенно сменяют туфоконгломераты……0,7 м

4. Переслаивание зеленовато-серых крупнозернистых туфопесчаников с прерывистыми прослойками туфоалевролитов (6-15 см), лилово-серых тонкозернистых тонкослоистых туфоалевролитов (4-10 см), слоистость параллельная, слабоволнистая, границы слоев четкие либо неровные с западинами в тонкозернистых породах, заполненными гравийными обломками……..4,6 м

5. Грубозернистые сиреневато-серые туфопесчаники…….....3 м

6. Туфопесчаники крупнозернистые, грубослоистые, зеленые, сиренево-зеленые, цемент слабокарбонатный……..2 м

7. Туфопесчаники сиренево-зеленые, темно-серые, мелкозернистые, массивные…….1 м

8. Переслаивание (8-10 см) мелко- и среднезернистых туфопесчаников, сиреневато-серых и сиреневых туфоалевролитов, слоистость горизонтальная, слабоволнистая……..1,1 м

9. Туфоконглобрекчии аналогичные сл. 2 …….....1,5 м

10. Туфы смешанного состава разнообломочные, агломератовые, пестроцветные, аналогичные сл. 1.....……..8 м.

Общая мощность пачки более 50 м.

Пачка также распространена на правобережье р. Ульзутуй и имеет аналогичное строение. В верхней части ее разреза (в районе в.о. 1169.8) описан переход от карбонатно-терригенных пород ульзутуйской толщи с горизонтом конглобрекчий в верхней части, к туфовой пачке (снизу вверх):

1. Туфоконглобрекчии зеленовато-серые, бордово-серые разнообломочные смешанного состава……..около 4 м

2. Псефитовые туфы, темно-зеленые, содержат обломки вулканитов гравийной размерности, текстура горизонтальнослоистая, прерывисто-слоистая……..……..3,8 м

3. Зеленовато-серые риолиты (пепловый туф?) с редкими обломками калиевого полевого шпата…….....1,5 м

4. Карбонатные сиреневые гравелиты, в известняковом цементе обломки вулканитов…….……...1,2 м

5. Туфоконглобрекчии, ан. сл.1…….……..…….0,5 м

6. Псефитовые и агломератовые туфы смешанного состава с туфовым псаммитовым цементом. В обломочной части разнообразные вулканиты, очень редко известняки и терригенные породы……15 м.

По нашим представлениям, горизонт конглобрекчий вверх по разрезу сменяется пачкой агломератовых туфов с прослоями туфотерригенных пород.

Из туффитов и туфоалевролитов пачки выделены миоспоры (таблица 11). В составе комплекса установлены виды *Lophozonotriletes scurrus* Naum., *Verrucosisporites nitidus* (Naum.) Pl., *Lophozonotriletes curvatus* Naum. и род *Archaeotriletes* (Naum.) Pl., время распространения которых ограничивается верхним девоном - нижним карбоном, а видов *Verrucosisporites fulvus* (Isch.) Oshurk. - верхним девоном - визейским ярусом, *Lophozonotriletes proscurrus Kedo* – фаменским - турнейским ярусами. Только в карбоне распространены *Verrucosisporites macrothelis* (Lub.) Oshurk. (карбон), *Converrucosisporites verrucosus* (Kedo) Oshurk. (серпуховский ярус - средний карбон). Виды *Apiculatisporites dominans* (Kedo) Oshurk., *Hymenozonotrilets membranaceus* Naum., *H. submacroreticulatus* Jusch., *H. oparus* Isch., *Orbisporis cilinodus* (Andr.) Oshurk. характерны для нижнего карбона, а *Diaphanospora submirabilis* (Lub.) Byv. – для турне. Возраст туфовой пачки по миоспорам может быть определен как турнейско - серпуховский.

Фаунистическая характеристика кыджимитской толщи определяет ее стратиграфическое положение фаменским ярусом верхнего девона - визейско-серпуховским ярусами нижнего карбона. Кыджимитская толща в бассейне р. Кыджимит (водораздел руч. Хортяк - Александровский) прорвана гранитоидами витимканского комплекса (293,1 млн лет) и ороговикована [189, 231].

Общая мощность толщи оценивается в 1500 м.

Таким образом, верхнесилурийско? - среднекаменноугольный разрез Еравнинской подзоны (рисунок 3-14) слагают осадочные, вулканогенно-осадочные и, в меньшей степени, вулканогенные образования.

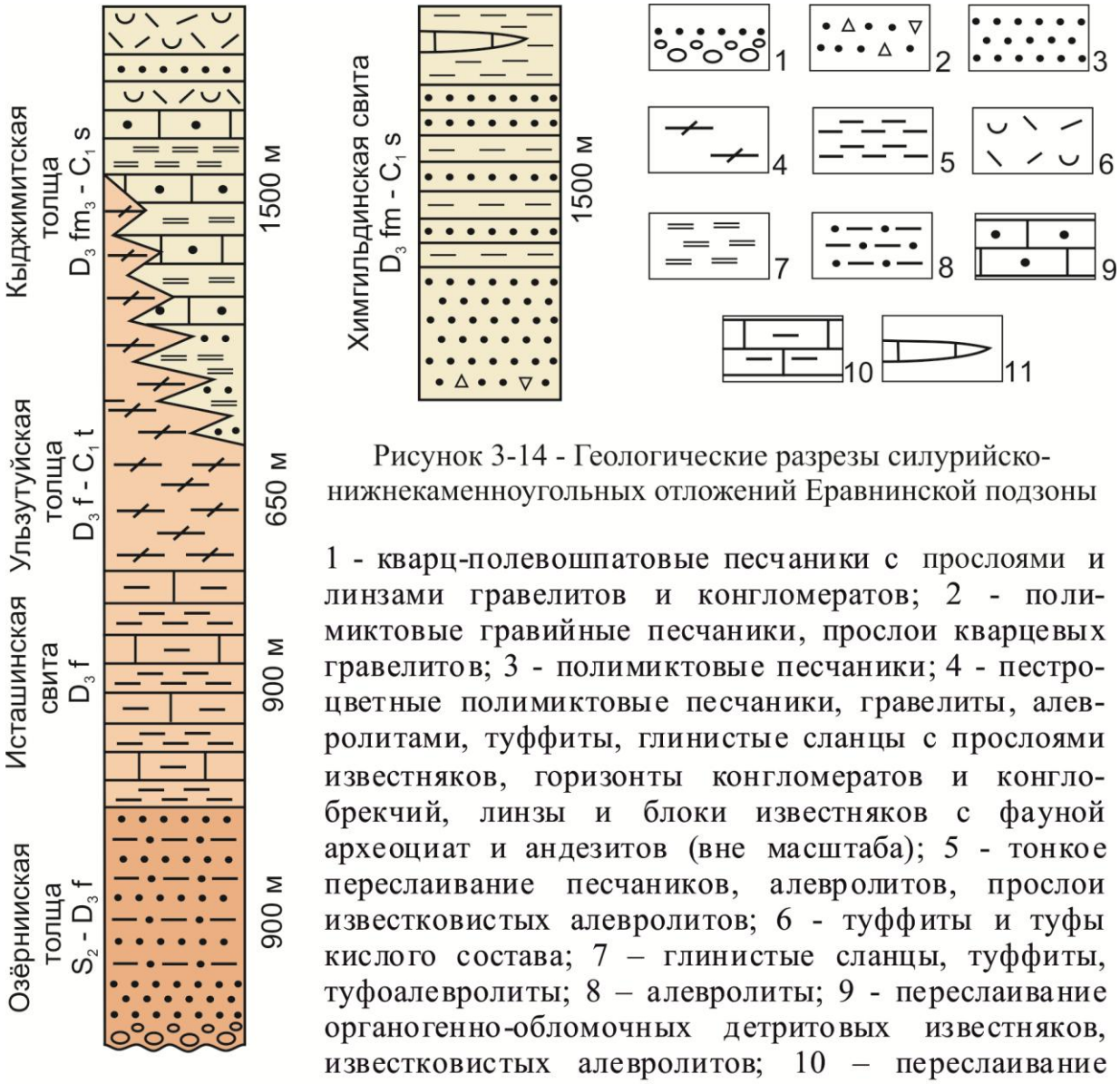


Рисунок 3-14 - Геологические разрезы силурийско-нижнекаменноугольных отложений Еравнинской подзоны

1 - кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов; 2 - полимиктовые гравийные песчаники, прослои кварцевых гравелитов; 3 - полимиктовые песчаники; 4 - пестроцветные полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролитами, туффиты, глинистые сланцы с прослоями известняков, горизонты конгломератов и конгло-брекчий, линзы и блоки известняков с фауной археоциат и андезитов (вне масштаба); 5 - тонкое переслаивание песчаников, алевролитов, прослои известковистых алевролитов; 6 - туффиты и туфы кислого состава; 7 – глинистые сланцы, туффиты, туфоалевролиты; 8 – алевролиты; 9 - переслаивание органогенно-обломочных детритовых известняков, известковистых алевролитов; 10 – переслаивание алевритистых известняков, алевролитов, аргиллитов; 11 – светло-серые песчанистые известняки

3.2.2. Витимкан-Ципинская структурно-формационная зона Витимкан-Ципинская СФЗ (см. рисунки 2-1, 2-2) занимает обширную территорию в пределах Витимского плоскогорья (верховья р. Витим, водораздел рек Большого Амалата и Ципы, среднее течение р. Ципы) и юго-восточного склона Южно-Муйского хребта (бассейны рек Уакит, Бамбуйки). В ее

составе выделены Икатская, Багдаринская, Уакитская и Бамбуйско-Олингдинская подзоны.

Наиболее детально изучены из них три последние, в Икатской подзоне проведены только рекогносцировочные работы. Северо-восточную границу Витимкан-Ципинской зоны (по С.В. Руженцеву - Икат-Багдаринской) мы расширили за счет структур Уакитского и Бамбуйско-Олингдинского районов, где нами были выделены верхнепалеозойские комплексы.

3.2.2.1. Багдаринская подзона.

Багдаринская подзона расположена в центральной и северной части Витимского плоскогорья (см. рисунок 2-2). За весь период изучения Багдаринского района взгляды на стратиграфию и историю его развития неоднократно существенно менялись (рисунок 3-15). Первая схема стратиграфии Багдаринского района была выработана П.В. Осокиным при ГДП-200 [203, 204, 337]. К протерозою относились талалинская и хойготская свиты, к кембрию - каменская свита, а сиваконская, ороченская (тилимская), якшинская, точерская, багдаринская и ауглейская свиты по комплексам миоспор были датированы поздним палеозоем (карбон - пермь). Но в изданном варианте карт возраст стратонов был пересмотрен, и согласно утвержденной легенде Прибайкальской серии к Геолкартам СССР масштаба 1:200 000, талалинская и хойготская свиты отнесены к нижнему протерозою, суванихинская, тилимская и якшинская – к верхнему протерозою, точерская, бурундинская, багдаринская – к кембрию [204, 260, 344 - 346]. В этот период Л.И. Салоп [238, 239] заложил фундаментальные представления о главенствующей роли байкальского тектогенеза в истории развития региона. В результате были выработаны схемы стратиграфии и магматизма района, послужившие основой при проведении последующих крупномасштабных геологических работ. Почти все исследователи сходились во мнениях на число и последовательность стратонов, а менялись в основном представления о возрасте, причем это, в большинстве случаев, не имело достаточных оснований и становилось следствием идей (см. рисунок 3-15).

Так по данным В.П. Супруна [341] сиваконская, суванихинская и точерская свиты были объединены в единый комплекс осадков, залегающих выше карбонатных пород тилимской свиты.

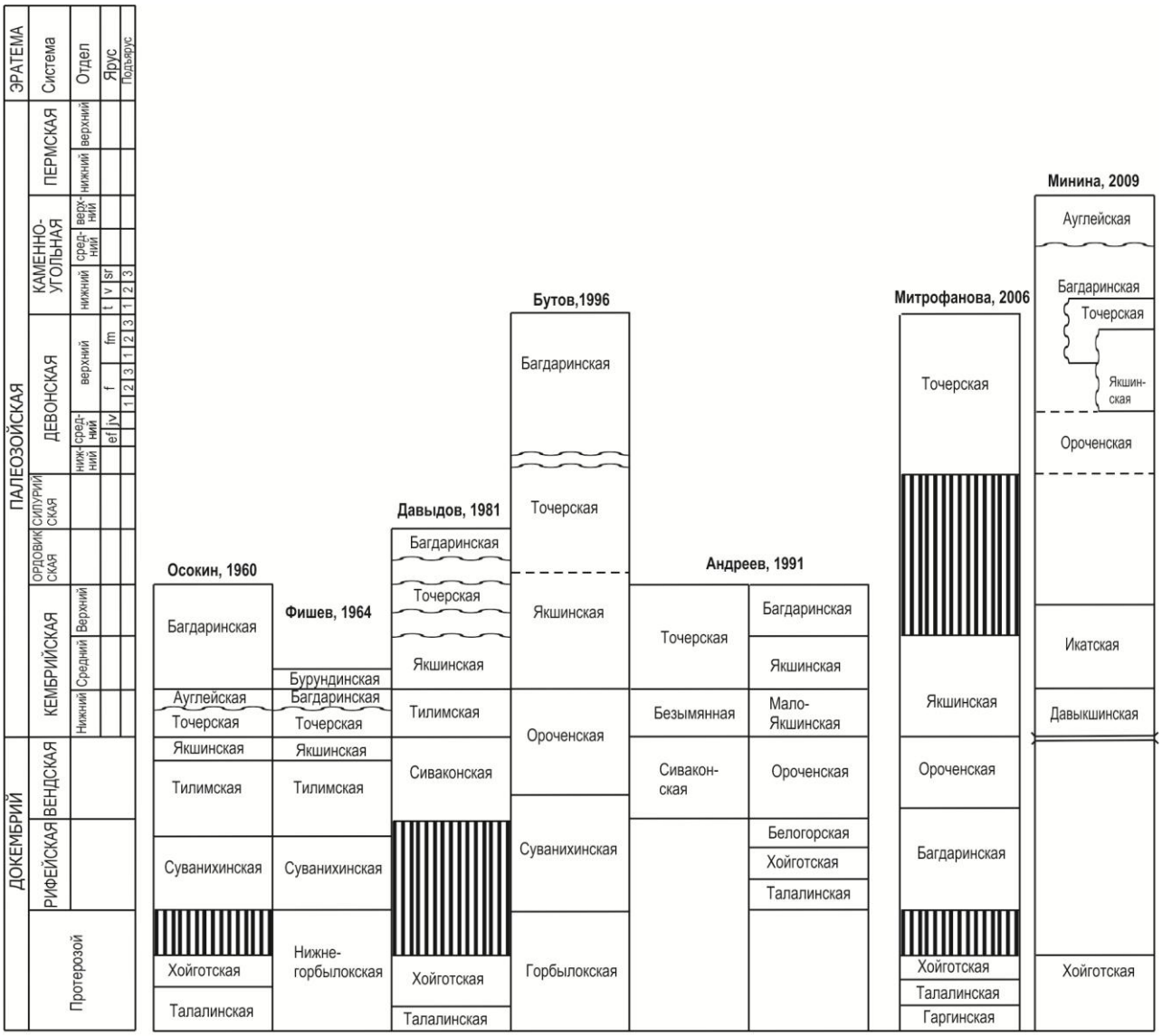


Рисунок 3-15 - Схема корреляции докембрийских и палеозойских стратиграфических подразделений Багдаринской подзоны

Кембрийский возраст тилимской свиты, как маркирующего стратона, определялся на основании находок фауны археоциат [26].

На геологической карте В.И. Давыдова [44, 68] в нижнепротерозойский комплекс объединены метаморфические образования талалинской, хойготской и суванихинской свит, верхнепротерозойскими считались отложения

якшинская, точерская и багдаринская свиты. Н.П. Андреев предложил в пределах Талой-Амалатского междуречья выделять два блока – Чина-Талой-Точерский и Талой-Малоамалатский и рассматривать отложения каждого блока как комплексы осадков определенных седиментационно-тектонических циклов, отвечающих таксономическому рангу серий [302, 304].

В пределах Чина-Талой-Точерского блока он выделял вулканогенно-осадочные породы чина-талойской подсерии венда-кембрия в следующей последовательности: сиваконская свита венда, безымянная свита нижнего кембрия (отвечающая ранее выделенной в окрестностях поселка Троицкий каменской свите), точерская свита среднего - верхнего кембрия, и бурундинская свита венда - верхнего кембрия. В пределах Талой-Малоамалатского блока выделялись карбонатно-терригенная усойская серия в составе верхнерифейско - нижнекембрийской ороченской, нижне-среднекембрийской якшинской и верхнекембрийской багдаринской свит.

Д.Л. Поздняковым [334] была предложена следующая стратиграфическая схема: ципиканская и сиваконская свиты считались верхнепротерозойскими, к нижнему кембрию относилась ороченская (тилимская) и усойская свиты, к нижнему - среднему кембрию - якшинская свита, к верхнему кембрию - ордовику - багдаринская свита, а точерская свита датировалась силуром - девоном. Позже в Легенде к Алдано-Забайкальской серии листов [325, 326, 330 – 332] были выделены нижнепротерозойские гаргинская, хойготская, талалинская свиты, багдаринская свита отнесена к рифею, ороченская - к венду, якшинская - к нижнему - среднему кембрию, точерская - к девону.

Следует специально остановиться на результатах биостратиграфических исследований, которые проводились в период с 1970 по 1996 годы. В это время были накоплены обширные, но противоречивые палеонтологические материалы. Так Ю.П. Бутовым [25] в карбонатных породах ороченской свиты в районе п. Троицкого, найдены срезы трилобитов и археоциаты нижнего кембрия, а В.А. Алексеевым [301] определены комплексы строматолитов и онколитов рифея - венда. В верховьях р. Ауник в точерской свите были

выделены конодонты силура - девона и обнаружены остатки высших растений (кора плауновидных), распространенных в верхнем девоне - нижнем карбоне [255]. В бассейне р. Киро, в отложениях багдаринской свиты З.Ф. Файзулиной [202] были выделены микрофоссилии, определяющие возраст свиты, «как не моложе нижнего кембрия». Большой объем палеонтологической информации по всем стратонам был получен Г.А. Воронцовой и Г.П. Разбойниковым [335]. В багдаринской свите найдены неопределимые остатки высших растений и миоспоры, распространенные в девоне - карбоне, хитинозои, сколекодонты (средний палеозой). В ороченской и якшинской свитах были установлены комплексы органических остатков, включающие хитинозои, сколекодонты, обрывки растительных тканей, фрагменты скелетной фауны (лепидотрихии, чешуйки костистых рыб), остатки высокоорганизованных водорослей, миоспор, возрастной интервал распространения которых может ограничиваться средним палеозоем (не древнее девона) либо мезозоем (триас - юра).

Таким образом, в стратонах района были встречены разновозрастные комплексы органических остатков, распространенные в рифее - венде, нижнем кембрии, верхнем палеозое, нижнем мезозое. Но до недавнего времени обоснование возраста свит не имело все же под собой твердой основы.

В рамках работ по ГДП-200/2 и ГГК-1000/3 [261, 350, 351] автором или при непосредственном его участии были получены новые палеонтологические, геологические, структурные, геохронологические данные, указывающие на необходимость внесения изменений в существующие представления о геологическом строении Багдаринского района (приложение 5, 5-1). Среди геологических тел, традиционно считавшихся рифей – венд - кембрийскими, в пределах Багдаринской подзоны выделены морские отложения девона и карбона, что позволяет в значительной степени скорректировать историю геологического развития района в докембрии и палеозое. Возраст стратонов, ранее относившихся к рифею и венду - нижнему палеозою, был пересмотрен и определен как девонско - среднекаменноугольный (таблица 12). Основанием для пересмотра возраста стали многочисленные находки фауны и флоры [4, 60,

157, 158, 163, 178, 181, 183, 186 – 189, 226, 231, 300]. В настоящее время, в схеме стратиграфического расчленения отложений Багдаринского района, согласно утвержденной Баргузино-Витимской СЛ к новому изданию ГГК-200/2 [350, 351], впервые выделены девонско - каменноугольные образования (см. приложение 5, 5-1). Эти отложения слагают Багдаринский прогиб, представляющий собой крупную синформу, где тектонически совмещены различные в формационном отношении комплексы [4, 5, 60, 158, 160, 189, 225, 226, 231].

Детальные исследования проводились в бассейне рек Багдаринки и Усой, где расположены все стратотипические разрезы стратиграфических подразделений Багдаринской подзоны (рисунок 3-16).

Раннегерцинский структурный этаж подзоны объединяет отложения нижнего и верхнего стратиграфических уровней и представлен двумя типами разрезов: ороченским и точерским (рисунок 3-17) [189, 231]. К первому типу отнесены ороченская, якшинская, багдаринская свиты, ко второму - точерская свита.

Нижний стратиграфический уровень включает ороченскую и якшинскую свиты ороченского типа разреза (см. рисунок 3-17).

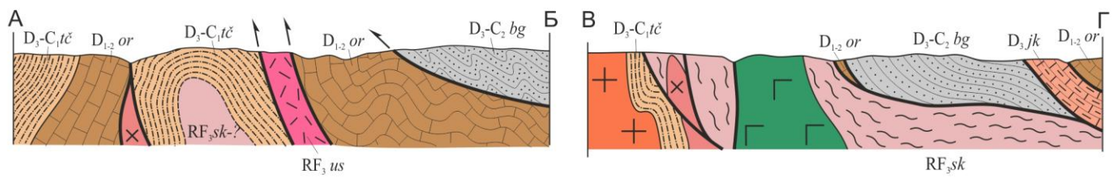
Ороченская свита (D_{1-2} *or*) выделена П.В. Осокиным (1960) и распространена в пределах Чина - Усой - Мало-Амалатского междуречья. Свита сложена светло-серыми, желтовато-серыми, белыми массивными доломитами со строматолитами, микрофитолитами и прослоями доломитовых брекчий, и темно-серыми слоистыми доломитами, известковистыми доломитами и известняками, в которых отмечаются прослои углисто-карбонатно-кремнистых и углисто-глинистых сланцев с фосфатами. Для свиты характерно широкое распространение строматолитовых и водорослевых разностей карбонатных пород и линз брекчий и конглобрекчий. Стратотипический разрез свиты был описан по руч. Ороченский, левому притоку р. Багдаринки [28].

Разрез ороченской свиты по нашим данным здесь следующий:

Рисунок 3-16 - Схематическая геологическая карта бассейна р. Багдаринки

1 - четвертичные отложения; 2 - имская свита (K_1 *im*), конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты; 3 - багдаринская свита (D_3 - C_2 *bg*), пестроцветные песчаники, туфопесчаники, алевролиты, глинистые сланцы, прослои конгломератов, известняков; 4 - точерская свита (D_3 - C_1 *tč*), конгломераты, песчаники, туфопесчаники, алевролиты, углеродистые известняки с прослоями туффитов и туфов; 5 - якшинская свита (D_3 *jk*), ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов, углисто-глинистых сланцев, алевритистых известняков; 6 - ороченская свита (D_{1-2} *or*), доломиты, известковистые доломиты и известняки; 7 - усойская свита (RF_3 *us*), андезибазальты, дациты, риолиты, их туфы; 8 - сивоконская свита (RF_3 *sk*), биотит-хлоритовые, амфиболовые сланцы, рассланцованных эффузивов кислого и основного состава; 9 - шаманский комплекс (RF_3 *s*), габбродиориты, диориты, тоналиты; 10 - ауникский комплекс (RF_3 *a*), мигматизированные амфиболиты, амфиболовые сланцы, жилы плагиогранитов, аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты, метагаббро, амфиболитизированные габбродиабазы и диабазы, метабазальты, метаандезиты; 11 - 12 - витимканский комплекс гранитоидный, 11 - порфировидные биотитовые граниты первой фазы, 12 - лейкократовые граниты второй фазы; 13 - точерский субвулканический комплекс (C_2), риолиты, риодациты, андезиты; 14 - тектонические нарушения; 15 - места отбора проб и абсолютный возраст; 16 - места находок органических остатков

Геологические разрезы по линиям А - Б, В -Г и Д -Е



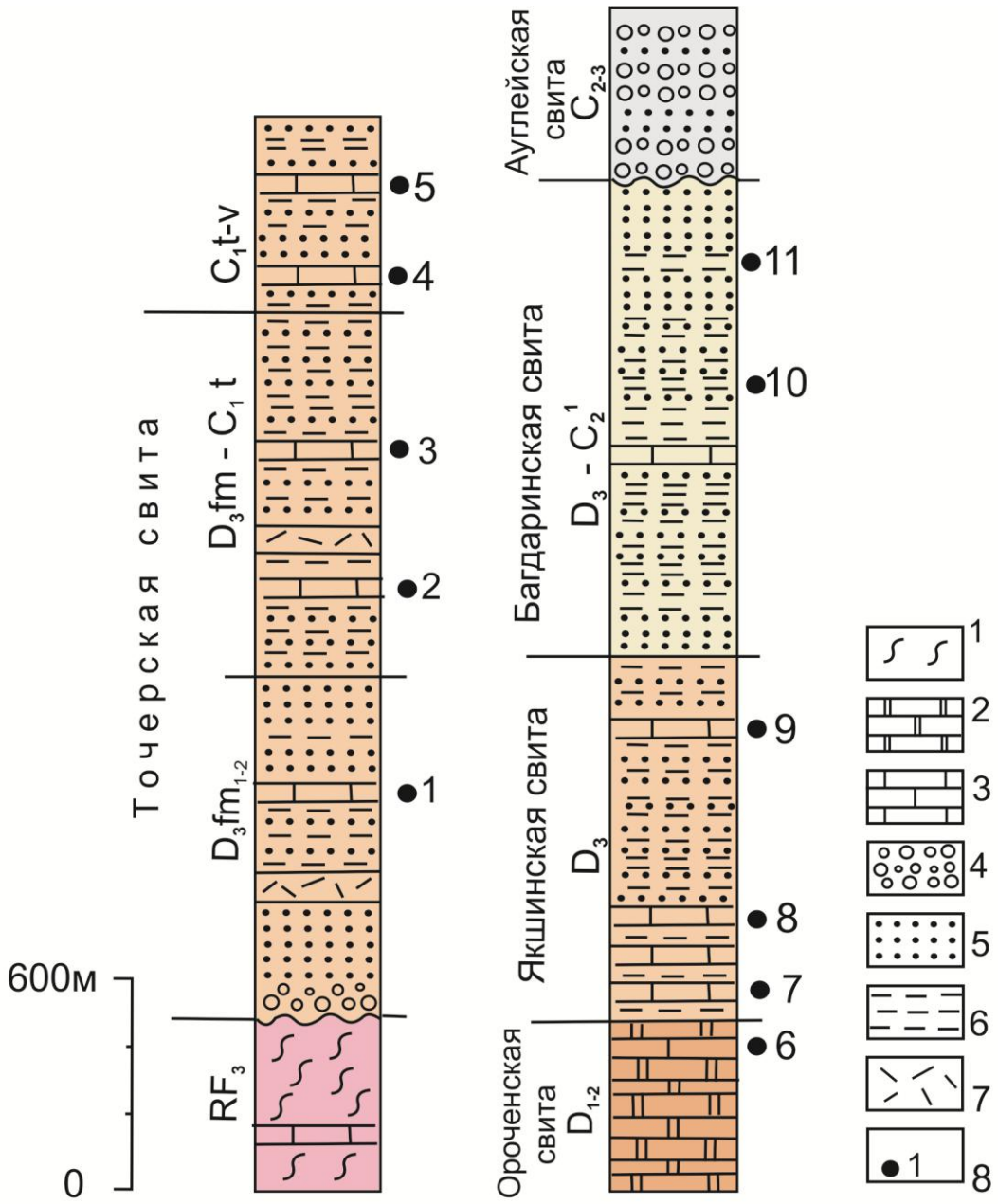


Рисунок 3-17 - Геологические разрезы палеозойских отложений Багдаринской подзоны (Руженцев и др., 2012 с дополнениями)

1 – сиваконская свита, верхний рифей; 2 – доломиты; 3 – известняки; 4 – конгломераты, гравелиты, песчаники; 5 – песчаники, алевролиты; 6 – алевропелиты, глинистые сланцы; 7 – фельзиты, трахириолиты; 8 – уровни сбора органических остатков.

Цифры на рисунке: 1–8 – конодонты (1 – Palmatolepis sp., D_3f; 2 – Palmatolepis ex gr. triangularis Sann., P. cf. perlobata Ulr. et Bass., Polygnathus sp., "Ozarkodina" sp., D_3fm, р. Ауник; 3 – Palmatolepis cf. marginifera Ziegl., P. perlobata schindewolfi Ulr et Bass., D_3fm_2; 4 – Neopolygnathus communis Brans. et Mehl., D_3fm_3–C_1t, р. Ауник; 5 – Pseudopolygnathus triangulus Vog., C_1t; 6 – Panderodus sp., O–D_2, Latericriodus sp., D_{1-2}ef, руч. Берёзовый; 7 – Palmatolepis transistans Mull., D_3f, руч. Кругой, Mesotaxis asymmetricus Bisch. et Ziegl., D_3f_1, руч. Сивокон; 8 – Spathognatodus sp., D_3, руч. Большой Киро; Scaliognathodus anchoralis Br. et Mehl., C_1t, руч. Полютовский); 10–11 – мшанки (10 – рабдомезиды: Rhabdomeson sp., Primorella sp., трепостомиды, C_1, руч. Алексеевский; 11 – Rhombotrypella sp., Ascopora sp., Rhabdomeson sp., Primorella sp., Fistulipora sp., фенестеллиды, C_1, руч. Большая Якша)

1. Доломиты серые, зеленовато-серые мелкозернистые, желваково-водорослевые, образованные водорослями *Rothpletzella* sp., *Parachaetetes* sp., *Izhella* sp., *Bevocastria* sp., *Chaetocladus* sp. и *Quasiumbella* sp., включают линзы глинистых доломитов и пестроцветных кремнисто-доломитовых мелкогалечных конглобрекчий ……..220 м

2. Доломиты серые, линзовидно-слоистые с прослоями (до 20 м) столбчатых строматолитов с *Rothpletzella* sp.……..…..……120 м

3. Доломиты желтовато-кремовые с горизонтами светло-серых мелкозернистых массивных и брекчиевидных доломитов.....130 м

4. Доломиты глинистые зеленовато-серые грубослоистые, участками с желваками и конкрециями черных кремней ……..……..170 м

5. Доломитовые конглобрекчии крупнообломочные, обломки полуокатаны, состоят преимущественно из светлых доломитов, реже водорослево-строматолитовых, образованных водорослями *Izhella* sp. и *Bevocastria* sp., отмечаются обломки темно-серых глинистых, кварцитовидных, кремниевых пород ……..до 250 м

6. Доломиты известковистые зеленовато-серые, серые и светло-серые мелкозернистые, массивные, участками перекристаллизованные, тремолитизированные, инкрустированные кварц-кальцитовыми узорчатыми прожилками, содержат прослои столбчатых строматолитов, микрофитолитовых доломитов и маломощные линзы кремнисто-доломитовых брекчий.....1370 м

7. Доломиты темно-серые, черные алевритисто-глинистые, мелкозернистые, грубослоистые и доломиты светло-серые, известковистые, пятнистые, массивные, с водорослевыми прослоями и столбчатыми строматолитами с *Renalcis* sp..……..……....до 290 м.

Общая мощность свиты по разрезу 2550 м.

Разрез свиты по руч. Средняя Якша сложен доломитами светло-серыми, известковистыми, водорослевыми, участками брекчиевыми с тафостромами и линзами столбчатых строматолитов, образованных *Rothpletzella* sp. (50 м) и черными известковистыми доломитами, водорослевыми, строматолитовыми

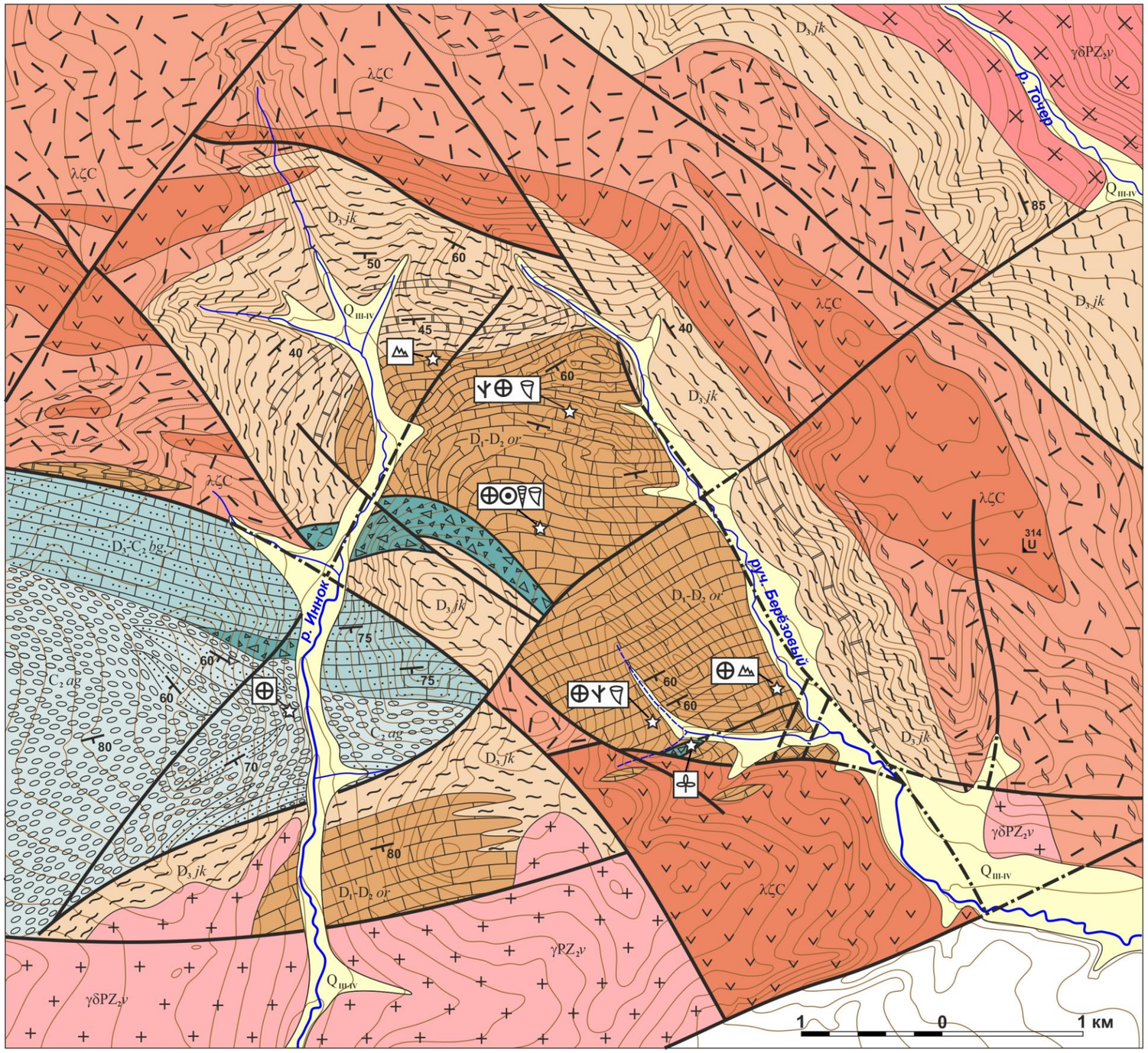
(30 м). Последние вверх по разрезу сменяются глинистыми известняками якшинской свиты.

Наиболее полный разрез ороченской свиты описан по р. Усой [345, 346] и доизучен нами. В карбонатных породах здесь установлены многочисленные девонские водоросли, криноидеи, строматопороидеи. По руч. Ендода разрез свиты начинается светло-серыми массивными и грубополосчатыми известняками (до 300 м), иногда с примесью терригенных пород. Выше с резким ровным контактом залегают светло-серые и белые массивные доломиты (140 м), сменяющиеся вверх по разрезу темно-серыми доломитами с массивными, полосчатыми, изредка брекчеевидными текстурами и прослоями (до 10 м) углисто-кремнисто-карбонатных и углисто-глинистых сланцев (340 м). Некоторые прослои сланцев фосфатизированы (содержание пятиокиси фосфора 1,1- 5,8%). Далее по разрезу следует мощная пачка (до 600 м) светло-серых массивных доломитов с прослоями (до 20 м) темно-серых доломитов, доломитовых брекчий и углисто-кремнистых сланцев с кремнистыми стяжениями. Общая мощность по разрезу около 1100 м. К северо-востоку от р. Усой светло-серые и белые доломиты часто содержат многочисленные кварцевые инкрустации и неправильной формы линзовидные включения кремней, появляются линзы доломитовых брекчий. Таким образом, доломитово-известняковая и массивно-доломитовые пачки сменяют друг друга как по разрезу, так и латерально.

По ручью Березовый, правому притоку р. Точер (рисунок 3-18), в составе свиты преобладают светло- и темно-серые известняки, доломитистые известняки, мелкозернистые массивные и пятнистые, часто битуминозные, на контакте с якшинской свитой – глинистые и углистые. Светло-серые и серые тонкозернистые доломиты занимают подчиненное положение. Среди доломитов присутствуют горизонты карбонатных брекчий. Нами впервые здесь описан карбонатный массив, имеющий все признаки рифового комплекса.

Разрез свиты в междуречье р. Иннокан – руч. Березовый имеет следующее строение (снизу вверх):

Рисунок 3-18 - Схематическая геологическая карта бассейна р. Иннок - руч. Берёзовый



- Q_{III-IV} — Четвертичные нерасчленённые отложения. Делювиально-солифлюкционные, пролювиальные, аллювиальные. Щебень, супеси, суглинки, валуны, галечники, пески, илы
- $\gamma\delta PZ_2v$ — Витимканский комплекс. Граниты (γ), лейкограниты, гранодиориты (γδ)
- $\lambda\zeta C$ — Субвулканический комплекс. Риолиты, риолитовые порфириты, риодациты, андезиты, андезидациты
- $C_2 ag$ — Ауглейская свита. Конгломераты, конглобрекчии, полимиктовые и карбонатные, прослои песчаников кварц-полевошпатовых и алевролитов карбонатных
- D_3-$C_2 bg$ — Багдаринская свита. Песчаники карбонатные полимиктовые, прослои полевошпат-кварцевых, карбонатно-кварцевых алевролитов и конгломератов
- $D_3 jk$ — Якшинская свита. Алевропелиты тонкослоистые, алевролиты плагиоклаз-кварцевые серые, темно-серые, с прослоями известняков и доломитов
- D_1-$D_2 or$ — Ороченская свита. Доломиты массивные, серые, светло-серые, известковистые доломиты, доломитовые брекчии, известняки. Рифовый массив
- Микститовый комплекс (средний карбон)

- Конгломераты
- Алевролиты рассланцованные плагиоклаз-кварцевые
- Карбонатные песчаники
- Известняки темно-серые
- Известняки светло-серые
- Стратиграфические границы
- Линии разломов достоверные
- Места находок фауны среднего палеозоя:
  - Мшанки
  - Криноидеи
  - Тентакулиты
  - Макрофлоры
  - Кораллы
  - Водоросли
  - Конодонты
- Граниты
- Гранодиориты
- Андезиты
- Риолиты
- Автомагматические брекчии
- 60 — Элементы залегания слоев
- Линии разломов предполагаемые
- 314 U — Место отбора пробы и абсолютный возраст в млн л (уран-свинцовый метод)

1. Известняки массивные, кристаллические……104 м
2. Известняки светло-серые полосчатые, битуминозные с прослоями пятнистых глинистых известняков……185 м
3. Известняки глинистые тонкозернистые……58 м
4. Известняки светло-серые брекчированные……90 м
5. Доломиты светло-серые и серые пелитоморфные……50 м
6. Известняки мелкозернистые массивные кристаллические ……120 м
7. Доломиты тонкозернистые светло-серые пелитоморфные……50 м.

Общая мощность более 650 м.

Органические остатки обнаружены во всех разновидностях карбонатных пород (см. таблица 12). Каркасостроителями и основными породообразующими организмами являются водоросли *Rothpletzella* sp., *Epiphyton buldyricum* Antropov, *Renalcis devonicus* Antropov, *Ortonella* sp., *Lancicula* sp., *Izhella* sp., *Chaetocladus* sp., кораллы, мшанки, строматопороидеи *Stromatopora* sp. и *Amphipora* sp. В глинистых известняках установлен конодонт *Panderodus* sp., а на поверхности напластования доломитов найдены тентакулиты отряда *Tentaculitida* (см. рисунок 3 -11). Для рифа характерна куполовидная форма, чистый карбонатный состав, развитие органогенных структур с прижизненным положением органических остатков, массивное неслоистое строение и различные пятнистые текстуры, присутствуют обломочные известняки. Протяженность массива около 5 км при ширине 2-2,5 км.

Ороченская свита по руч. Крутой и водораздельной части ручьев Крутой - Полютовский представлена массивно-доломитовой пачкой, сложенной светлыми доломитами с прослоями темно-серых доломитов. Для них характерны органогенные структуры, обусловленные строматолитовыми, микрофитолитовыми, водорослевыми образованиями и широкое распространение брекчированных пород. Последние характеризуются четкими структурами с обломками, обрывками, комками стороматолитов, водорослей *Rothpletzella* sp., *Epiphyton buldyricum* Antropov, *Renalcis devonicus* Antropov, *Ortonella* sp., *Lancicula* sp., *Izhella* sp., *Chaetocladus* sp. и др.

В приустьевой части руч. Крутой (по данным Г.А. Воронцовой [302] и собственным наблюдениям) по строматолитам наблюдается нормальное залегание пород. Здесь вскрыта переходная пачка на контакте ороченской и якшинской свит, в средней части которой проходит (мощностью около 50 м) зона дробления, окварцевания, ожелезнения пород. В средней части разреза ороченской свиты предшественниками выделялся пестроцветно-терригенный комплекс, который обособлялся литологически от вмещающих карбонатных отложений [25, 28]. Он представлен полимиктовыми и карбонатными конгломератами, конглобрекчиями, гравелитами, пестроцветными песчаниками и алевролитами. Грубообломочные породы фациально замещаются тонкообломочными (от песчаников до глинистых алевросланцев). Валуны и гальки конгломератов и конглобрекчий составляют до 20-60% объема породы и представлены полуокатанными, угловатыми обломками доломитов, алевролитов, песчаников, алевритовых сланцев, доломитовых брекчий. Встречаются обломки выветрелых эффузивов, туфов. Пестроцветные песчаники, алевролиты и глинистые сланцы сложены обломками сильно измененных полевых шпатов, вулканического стекла, эффузивов, кварца. По нашим данным, совпадающим с данными Ю.П. Бутова [28], этот комплекс пород обладает всеми признаками олистостромовых образований, характерных для верхней части подножья подводного склона карбонатной платформы. Мощность олистостром от 80 до 120 м.

Нижний контакт ороченской свиты повсеместно тектонический. Верхний контакт с якшинской свитой нормальный стратиграфический, описан по руч. Крутой, Средняя Якша, р. Самакдыкан. На контакте свит наблюдается переслаивание светлых известковистых доломитов и темно-серых известняков с терригенной примесью. По левобережью р. Самакдыкан по данным предшественников [347] и собственным наблюдениям известковистые доломиты ороченской свиты согласно перекрываются темно-серыми водорослевыми известняками якшинской свиты (приложение 6).

Региональный метаморфизм пород ороченской свиты незначительный. Вторичные преобразования часто не превышают стадии диагенеза, близ тектонических нарушений наблюдаются зоны дробления и милонитизации.

Доломиты ороченской свиты прорваны гранитоидами второй фазы верхнепалеозойского витимканского комплекса.

В первых вариантах схем (см. рисунок 3-15) расчленения стратифицированных образований региона тилимская (ороченская) свита разными авторами относилась к верхнему палеозою, докембрию, венду - кембрию, нижнему кембрию. По данным Н.П. Андреева и Г.А. Воронцовой [302] биостратиграфический уровень отложений ороченской свиты охарактеризован своеобразным составом строматолитов и микрофитолитов. Из строматолитовых биостромовых прослоев были описаны многочисленные новые виды докембрийских строматолитообразующих водорослей. Состав микрофитолитов по данным В.И. Алексеева, Г.А. Воронцовой, А.А. Терлеева разнородный, но в целом характерен для отложений среднего и верхнего рифея, а некоторые формы являются «транзитными» для венда - нижнего кембрия. Совместно с этими остатками в отложениях присутствуют фрагменты костистых рыб и неопределимой экзоскелетной фауны (верхний палеозой, мезозой).

Таким образом, накопленные за время исследований обширные, но противоречивые палеонтологические материалы не проясняли ситуацию с возрастом свиты.

В результате наших биостратиграфических исследований в ороченской свите установлены следующие органические остатки (см. таблица 12):

- строматопороидеи (см. рисунок 3-5) *Stromatopora* sp. (силур - девон) и *Amphipora* sp.1 (средний девон), *Amphipora* cf. *angusta* Lec. (средний - верхний девон);

- комплекс харовых, синезеленых, зеленых водорослей (водораздел Ауник – Алексеевский, ручьи Ороченский, Крутой, Березовый, левобережье р. Багдаринки), включающий *Rothpletzella* sp., *Rohtpletzella devonica* Masl.,

Renalcis sp., *Renalcis devonicus* Antropov, *Epiphyton buldyricum* Antropov, *Ortonella* sp., *Lancicula* sp. (девон), *Izhella* sp. (верхний силур - девон), *Chaetocladus* sp. (ордовик - средний девон), *Quasiumbella* sp. (средний девон - нижний карбон), *Parachaetetes* sp. (ордовик - мел) и *Bevocastria* sp. (девон - нижний карбон). Водоросли слагают небольшие калиптры полукруглой формы (начальная стадия биогермообразования). Тафостромные известняково-доломитовые слои ороченской свиты насыщены взломанными постройками водорослей, обломки последних содержат и карбонатные брекчии. Синезеленые водоросли слагают обычно войлокообразное, иногда пластинчатое, слоевище и образуют скорлуповатые массы различного размера и формы, внешне схожие со строматолитами. Род *Rothpletzella* распространен в силуре - девоне, но доминировал в девоне [133, 275, 276, 279, 280]. Ортонеллы образуют колонии полусферической почкообразной, пластинчатой формы, зеленые сифонеи рода *Lancicula* представлены крупными таллитами с ланцикулоидным строением. Харовые водоросли встречены в виде остатков обызвествленных ооспорангиев (гирогонитов). Харофиты впервые появляются в силуре, но наиболее широко распространены начиная с девона;

- криноидеи и мшанки (водораздел Ауник - Алексеевский, левобережье Багдаринки) (см. рисунок 3-11);

- конодонты (руч. Березовый) *Panderodus* sp. (ордовик - средний девон) и *Latericriodus* sp. (нижний девон - эйфельский ярус среднего девона);

- тентакулиты (см. рисунок 3-8) отряда *Tentaculitida* (силур - девон);

- комплекс миоспор (руч. Крутой) содержит виды *Geminospora parvibasilaris* (Naum.) Byv., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., *Geminospora micromanifesta* (Naum.) Arch. и др., распространенные в девоне, а *Acanthotriletes serratus* Naum., *Archaeozonotriletes nanus* Naum. *Lophozonotriletes grumosus* Naum. var. *minor* Naum. и др. характерные для живетского яруса (таблица 13).

Состав известковых водорослей, по мнению В.А. Лучининой, свидетельствует о ранне - среднедевонском времени образования органогенных построек.

Миоспоры ограничивают время накопления отложений ороченской свиты живетом, верхний возрастной уровень по конодонтам определяется средним девоном. Мощность свиты 2000-2200 м.

Якшинская свита (D_3 *jk*) впервые была выделена П.В. Осокиным [203, 204] и распространена на Усой - Мало-Амалатском водоразделе, в бассейне р. Багдаринки (см. рисунок 3-16). Свита сложена терригенно-карбонатными породами и расчленена на две подсвиты. Нижнеякшинскую подсвиту (мощность 250 - 460 м), существенно карбонатную, слагают ритмично переслаивающиеся битуминозные темно-серые, серые алевритистые, песчанистые известняки и серые, темно-серые алевролиты, глинистые сланцы, при подчиненном значении доломитов, аркозовых и карбонатных песчаников. Верхнеякшинская подсвита (мощностью 450 - 850 м) существенно терригенная, представлена ритмичным флишоидным переслаиванием серых, темно-серых, мелкозернистых, песчаников, филлитизированных глинистых и углисто-глинистых сланцев, тонкоплитчатых алевролитов, алевропелитов.

Стратотипический разрез свиты расположен по р. Средняя Якша (приложение 8).

Разрез нижнеякшинской подсвиты мощностью около 310 м, по данным автора и Ю.П. Катюхи, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Темно-серые известняки с прослоями мелкообломочных брекчий, зеленовато-серые известковые алевролиты, линзовидные прослои карбонатных песчаников, аргиллитов и мергелей.....27 м

2. Известняки темно-серые, черные, плитчатые глинистые с прослоями водорослевых органогенно-обломочных известняков, с желваками строматопоратоидей *Aktinospora* cf.*quasifenestratum* Khorm.…….40 м

3. Переслаивание алевролитов зеленовато-серых и черных с прослоями темно-серых плитчатых известняков……..……50 м

4. Известняки черные грубослоистые переслаивающиеся с глинистыми плитчатыми известняками (40 м), сменяются светло-серыми массивными глинистыми доломитами с известняковыми брекчиями, прослоями

органогенно-обломочных известняков и калкаренитов из которых выделены конодонты *Panderodus* sp. ……..……..…..……95 м

5. Пачка линзовидного переслаивания темно-серых, черных тонкослоистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, редко с прослоями пепельно-серых алевропесчаников и белых тонкозернистых, волнистослоистых глинистых известняков……..…….……...105 м;

Верхнеякшинская подсвита (мощность 835 м) нарищивает разрез:

1. Песчаники зеленовато-серые и темно-серые с линзами седиментационных карбонатных и алевролитовых брекчий и пепельно-серых песчанистых известняков. В верхней части слоя (10 м) горизонт черных сульфидизированных алевролитов, миоспоры……..**.....**85 м

2. Песчаники зеленовато-серые до темно-серых и серые грубослоистые, с прослоями (до 2 м) черных алевролитов и линзами карбонатных бурых песчаников с обломками черных алевролитов, миоспоры……..……85 м

3. Песчаники зеленовато-серые с прослоями темно-серых алевролитов и коричневато-серых глинистых известняков, миоспоры.....**.....**45 м

4. Песчаники серые гравелитистые, средне-крупнозернистые с прослоями мелкозернистых известковистых песчаников .....**.....**70 м

5. Переслаивание песчаников зеленовато-серых и алевролитов темно-серых (до черных), включающих горизонт (5-7 м) черных грубослоистых обломочных известняков, миоспоры…….**.....**70 м

6. Полимиктовые и карбонатные серые песчаники с тонкими прослоями черных и пепельно-серых алевролитов, песчанистых известняков и линзами гравийных песчаников и гравелитов, миоспоры ……...55 м

7. Алевролиты зеленовато-серые до черных с линзами мелкозернистых песчаников и прослоями тонкого переслаивания черных аргиллитов и темно-серых алевролитов, миоспоры…….……..……255 м

8. Тонкое ритмичное переслаивание тонкослоистых зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых серых песчаников, с линзами коричневатых

песчанистых известняков, серых, гравелитистых карбонатных песчаников с обломками черных аргиллитов, миоспоры……..…….…….170 м.

Общая мощность якшинской свиты по разрезу 1145 м.

Здесь свита с постепенным переходом залегает на светло-серых и темно-серых известковистых строматолитовых доломитах с водорослями *Rothpletzella* sp. ороченской свиты.

Представительный разрез свиты описан по левому борту р. Багдаринки, выше руч. Ороченский и представлен:

Нижнеякшинская подсвита:

1. Доломиты известковистые черные включающие линзы слоистых тафостромных водорослевых калькаренитов, выше постепенно сменяющихся черными обломочными известняками…….....около 40 м

2. Известняки алевритистые, глинистые волнистослоистые ……40 м

3. Пачка чередующихся буровато-серых, желтоватых глинистых доломитов, мергелистых карбонатных песчаников, желто-зеленых и светло-серых известняков волнистослоистых (до грубоплитчатых) с тонкими прослойками (до 2 см) коричневато-серых железистых карбонатов. В нижней части прослой (5-7 м) доломита зеленовато-серого брекчиевидного с прожилковым обособлением углерода. ……..……до 90 м

4. Известняки глинистые темно-серые (до черных) грубослоистые с линзами (5-10 см) известняково-мергельных мелкогалечных конглобрекчий в основании. Перекрыты известняками водорослевыми темно и светло-серыми сгустково-мелкопятнистыми, массивными и грубослоистыми, ..……100 м

5. Известняки черные, сажистые, обломочные, крупнозернистые калькаренитыы, массивные, включающие гнезда-прожилки коричневато-бурого глинистого материала; сменяются темно-серыми сгустково-пятнистыми водорослевыми известняками, перекрытыми слоем (до 10 м) углеродисто-глинистых алевросланцев……около 100 м

6. Известняки темно-серые тонкозернистые с линзовидными прослоями брекчий взмучивания с обломками белых известняков…….около 50 м;

Верхнеякшинская подсвита (контакт подсвит тектонизирован):

7. Алевросланцы черные, тонкоплитчатые…….....около 50 м

8. Песчаники полевошпат-кварцевые, темно-серые, мелко-среднезернистые с подчиненными прослоями и псевдогальками черных алевролитов, линзами зеленовато-серых, коричневатых, карбонатных песчаников и желваками водорослевых строматолитов, образованных *Rohtpletzella* sp. .....120 м

8. Переслаивание темно-серых песчаников и алевролитов ……..50 м

9. Песчаники карбонатные зеленовато-серые, мелкозернистые, слоистые с обломками черных алевролитов ……..60 м

10. Алевропесчаники серо-зеленые тонкоплитчатые……около 100-120 м.

Мощность якшинской свиты по разрезу составляет около 800 м.

Разрез свиты (мощностью около 600 м) по правобережью р. Бол. Киро охарактеризован комплексом органических остатков и представлен нижнеякшинской подсвитой (снизу вверх):

1. Алевролиты темно-серые тонкоплитчатые переслаивающиеся с пепельно-серыми, зеленовато-серыми алевропесчаниками с линзами темно-серых известняков, миоспоры…….……140 м

2. Песчаники карбонатные желтовато-серые, сменяющиеся зеленовато-серыми, с вишневым оттенком, полимиктовыми песчаниками с линзами и прослоями органогенно-обломочных и микрофитолитовых известняков с водорослями *Beresella* sp. ……125 м

3. Песчаники мелко-среднезернистые, известковистые с прослоями глинистых зеленовато- серых и темно-серых волнисто-слоистых известняков и серых органогенно-обломочных известняков с обломками гастропод и микрофитолитов. В линзовидно-слоистых известняках установлены калиптры (мощностью 2-3 м), образованные табулятами *Graciolopora* sp., тамнопоридные кораллы рода *Pachypora*, водорослями *Rothpletzella* sp., выделены конодонты *Spathognathodus* sp. и миоспоры…..……200 м

4. Песчаники известковистые розовато- и зеленовато-серые с прослоями пепельно-серых алевролитов, песчаников и темно-серых линзовидно-ячеистых, волнистослоистых известняков, миоспоры …….....140 м

По левобережью р. Самакдыкан якшинская свита согласно сменяет ороченскую и перекрывается багдаринской свитой (см. приложение 7). Ороченская свита (345 м) представлена светло-серыми доломитами, известковистыми доломитами, водорослевыми и строматолитовыми, с *Rothpletzella* sp.

Якшинская свита, мощностью 585 м, сложена (снизу вверх):

1. Переслаивание темно-серых пелитоморфных водорослевых известняков и черных алевритистых, тонкополосчатых (25 м) известняков с прослоями темно-серых тонкослоистых алевролитов и линзами пепельно-серых полимиктовых песчаников (30 м)……..……90 м

2. Доломиты известковистые, светло-серые, розоватые, массивные с кварцевыми инкрустациями, прослоями черных кремнистых алевролитов и желваками темно-серых кремней ……75 м

3. Переслаивание темно-серых тонкоплитчатых алевролитов, аргиллитов, углисто-глинистых алевросланцев, с прослоями буровато-серых и зеленовато-серых полимиктовых песчаников..…..…….85 м

4. Переслаивание серых полимиктовых песчаников, алевролитов с линзовидными прослоями черных аргиллитов ..……135 м

5. Ритмичное переслаивание (4–6 см) темно-серых тонкоплитчатых алевролитов, аргиллитов, углисто-глинистых алевросланцев……130 м

6. Линзовидное переслаивание зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, алевритистых темно-серых, мелкозернистых известняков…….……..65 м

7. Переслаивание зеленовато-серых алевролитов и серых песчаников на углисто-серицит-хлоритовом и халцедон-опаловом цементе……...5 м.

Выше по разрезу, с гравелитами в основании, залегает багдаринская свита, сложенная серо-зелеными вулканомиктовыми гравелитами,

песчаниками, туфопесчаниками с прослоями лиловых алевролитов с обрывками девонских харовых водорослей.

Нижнеякшинская подсвита по левому борту р. Багдаринки, выше руч. Ороченский, сложена темно-серыми органогенными известняками с прослоями карбонатных алевролитов и глинистых сланцев, верхняя – переслаиванием песчаников, алевролитов, алевропелитов и глинистых сланцев (общая мощность более 400 м). По руч. Крутой (мощность более 500 м) основание свиты слагают битуминозные комковатые, оолитовые и афанитовые известняки с конодонтами *Palmatolepis* cf. *transitans* Mull. На контакте ороченской свиты и нижней части разреза якшинской свиты (руч. Крутой) установлены конодонты *Panderodus* sp., *Mesotaxis asymmetricus* Bisch. et Ziegl. и *Palmatholepis* cf. *triangularis* Sann. и выделен комплекс миоспор.

Отложения якшинской свиты испытывают значительные фациальные изменения. В северо-восточном направлении в известняках нижнеякшинской подсвиты преимущественным распространением пользуются доломитовые известняки и известковистые доломиты, в которых увеличивается содержание оксида магния. В восточном направлении возрастает роль терригенных пород, резко увеличивается количество линз и прослоев алевролитов, глинистых сланцев.

Якшинская свита согласно залегает на ороченской свите и связана с ней постепенным переходом. Отмечаются факты залегания якшинской свиты на закарстованной поверхности доломитов ороченской свиты [28], на брекчированных доломитах ороченской свиты [203], либо по контакту наблюдаются олистостромовые горизонты [28]. Верхний контакт якшинской свиты описан только по водоразделу рек Большая Якша – Самакдыкан (см. прил. 6). Здесь наблюдается переход от пачки переслаивающихся темно-серых песчаников и алевролитов якшинской свиты к серовато-зеленым гравелитам и песчаникам с прослоями алевролитов багдаринской свиты. Метаморфические преобразования свиты не превышают начальной стадии зеленосланцевой фации.

Возраст свиты первоначально был определен как позднепалеозойский [203], затем как позднепротерозойский [202, 260, 345], венд - раннепалеозойский [68], ранне - среднекембрийский [302]. Палеонтологическая характеристика якшинской свиты, полученная в последние годы, определяет стратиграфическое положение свиты верхним девоном в объеме франского яруса для нижнеякшинской подсвиты, фаменского яруса - для верхнеякшинской подсвиты.

В нижнеякшинской подсвите обнаружены (см. таблица 12): а) кораллы (см. рисунок 3-12) - табуляты *Graciolopora* sp., тамнопоридные кораллы рода *Pachypora* sp., наиболее распространенные в среднем девоне и исчезающие во фране, девонские колониальные ругозы и род *Chaetetes* sp., распространенные в девоне - перми (р. Бол. Киро, ручьи Крутой, Короткая и Средняя Якши); б) мшанки *Geramopora* sp. (руч. Короткая Якша, р. Бол. Киро), распространенные в среднем ордовике - девоне; в) водоросли (р. Бол. Киро, руч. Крутой, Короткая и Средняя Якши, Березовый) - синезеленые *Rothpletzella* sp. (силур - девон) и харовые (девон); г) строматопороидеи, средний палеозой (руч. Средняя Якша); д) (см. рисунок 3-7) конодонты (р. Бол. Киро, руч. Крутой и Средняя Якша) - *Spathognathodus* sp. (верхний девон), *Palmatolepis* cf. *transitans* Mull. (нижний фран). На водоразделе ручьев Сивокон - Сиво и руч. Крутому в известняках на контакте ороченской и якшинской свит, выделены конодонты *Panderodus* sp., *Mesotaxis asymmetricus* Bisch. et Ziegl. и *Palmatholepis* cf. *triangularis* Sann. (нижний фран); е) миоспоры (руч. Средняя Якша, Крутой, р. Большая Якша и Бол. Киро) - *Lophozonotriletes grumosus* Naum., *L. crassatus* Naum., *L. excisus* Naum., *L. kuschkulicus* Tschibr., *Verrucosisporites grumosus* (Naum.) Sall., *Acantotriletes eximius* Naum., *Brochotriletes faveolatus Naum.* var. *minor Naum.*, *Hymenozonotriletes denticulatus* Naum., *H. velatus* Naum., *Knoxisporites polymorphus* (Naum.) Bar. et Hil., *Geminospora subcompacta* (Naum.) Obukh., типичные для франа (таблица 14).

В верхнеякшинской подсвите установлены (руч. Средняя и Короткая Якши): а) остатки сифоновых водорослей (девон); б) обломки табличек

криноидей (верхний палеозой); в) строматопороидеи *Actinostroma* cf. *guasifenestratum* Khromych (фамен); г) хитинозои (определения Ю.П. Катюхи) *Conochitina* sp., *Rhabdochitina* sp., *Desmochitina* sp. (ордовик - девон).

В некоторых палеонтологических шлифах, микрофаунистических и палинологических пробах из различных частей разреза якшинской свиты установлены обломки граптолитов (ордовик?) и мелкораковинной фауны, спикулы губок, фораминиферы, радиолярии, обломки археоциат и трилобитов (кембрий), акритархи (докембрий - ордовик), проблематики рода *Siphogonuchites* cf. *triangularis* (венд - кембрий). Фрагменты докембрийско – нижнепалеозойской органики мы считаем седиментационно переотложенными при размыве додевонских пород. Таким образом, время накопления отложений якшинской свиты определяется поздним девоном (фран – нижний фамен).

Выше мы отмечали, что в отложениях якшинской и ороченской свит Г.А. Воронцовой и Г.П. Разбойниковым [335] в результате отжига крупнообъемных проб по оригинальной методике были установлены фрагменты скелетной фауны (лепидотрихии, чешуйки рыб), возрастной интервал распространения которых может ограничиваться верхним палеозоем (не древнее девона), либо мезозоем (триас - юра). Переотложение (вмыв в трещины, карстовые полости) остатков, по мнению этих исследователей, исключается и оостаки фауны захоронены in situ. Мы придерживаемся их точки зрения и предполагаем, что остатки скелетной фауны принадлежат, скорее всего, группе верхнепалеозойской ихтиофауны (нашими исследованиями остатки не выявлены, а коллекции предшественников не сохранились). Отметим, что остатки ихтиофауны широко распространены в девонских отложениях сопредельных территорий.

Общая мощность якшинской свиты 1100 - 1310 м.

Верхний стратиграфический уровень Багдаринской подзоны представлен багдаринской (ороченский тип разреза) и точерской свитами (точерский тип разреза).

Багдаринская свита (D_3-C_2^1*bg*) впервые выделена П.В. Осокиным [337]. Образования свиты протягиваются непрерывной полосой северо-восточного направления от р. Гулинга до правобережья р. Усой (см. рисунок 3-16, приложение 5, 5-1). Свита характеризуется пестротой состава, отсутствием четких маркирующих горизонтов и расчленена на три подсвиты [68, 301, 308]. Причем контакты подсвит нами нигде не наблюдались.

Нижнебагдаринская подсвита (мощность не менее 600 м) имеет ритмичное строение (мощность ритмов 1-7 м) и сложена красноцветными полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, фиолетовыми алевролитами, алевритистыми аргиллитами. Ритмиты имеют следующее строение (правобережье р. Бол. Якша): 1 - галечные и гравийные песчаники, с обломкам аргиллитов; 2 - мелко- и среднезернистые песчаники с текстурами косой слоистости; 3 - тонкозернистые песчаники с пропластками алевролитов с диагональными (рифели) и флазерными текстурами; 4 - тонкослоистые алевролиты с прослоями алевропелитов. В отдельных слоях в кровле ритмитов установлены остатки наземных растений, морфологически сходные с побегами проптеридофитов (риниофитов), и выделены миоспоры.

Среднебагдаринская подсвита (от 250 до 950 м) представлена переслаиванием темно-серых глинистых сланцев, филлитизированных мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями и линзами алевропелитов, серых оолитовых и черных афанитовых известняков и алевритовых известняков с прослоями глины. В верхнем течении р. Бол. Киро установлена серия микроритмов (мощностью в десятки сантиметров), представленная чередованием тонко- и мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и алевролитов с прослоями алевропелитов или тонкозернистых песчаников. Все разновидности пород содержат миоспоры.

В состав верхнебагдаринской подсвиты (более 1000 м) включены массивные лиловые, красноватые и зеленоватые полимиктовые песчаники и туфопесчаники с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных

конгломератов, туфоалевролиты с прослоями аргиллитов, туффитов, песчанистые известняки. Иногда присутствуют метровые слои песчаников с реликтами бугорчатой слоистости или тонкообломочные осадки с остатками морской фауны (колонии мшанок). В составе верхней подсвиты (руч. Алексеевский) описаны метровые ритмиты, сложенные массивными пестроцветными туфопесчаниками и туфоалевролитами с прослоями песчанистых биотурбированных аргиллитов, туффитов с остатками мшанок.

Стратотипический разрез свиты (приложение 9) расположен по р. Большое Киро [201], нами доизучен фрагмент (среднебагдаринская подсвита) этого разреза в верхнем ее течении, вскрытый старателями (снизу вверх):

1. Песчаники зеленовато-серые мелкозернистые, косослоистые, полимиктовые, полевошпат-кварцевые со слойками лиловых мелкозернистых алевролитов, «плоской» галькой аргиллитов, миоспоры…….5,5 м

2. Алевролиты лиловые мелкозернистые, полимиктовые тонкоплитчатые, миоспоры……..……..……2 м

3. Переслаивание зеленовато-серых, буроватых полимиктовых песчаников и табачных алевролитов со слюдисто-карбонатным, хлорит-глинистым цементом и прослоями аргиллитов, миоспоры……43 м

4. Чередование серо-зеленых, тонкоплитчатых алевролитов и песчаников с маломощными прослоями лиловых алевролитов, миоспоры……более 400 м.

Общая мощность более 450 м.

Разрез свиты по руч. Алексеевский (верхнебагдаринская подсвита) имеет следующий вид (снизу):

1. Переслаивание лиловых туфопесчаников и туфоалевролитов, туфопесчаники среднезернистые и разнозернистые, тонкослоистые, несортированные с линзовидными прослоями псефитовой размерности и гравийной примесью, цемент слюдисто-хлоритовый с гидроокислами железа, туфоалевролиты тонкоплитчатые ……..…….более 1,5 м

2. Туфоалевролиты лиловые, тонко-линзовиднослоистые, с прослоями песчаных зеленых аргиллитов …….……5 м

3. Переслаивание туфопесчаников мелко- и среднезернистых и туфоалевролитов лиловых (мощности слоев от первые см до десятков см), прослои грубозернистых песчаников и гравийная примесь……22 м

4. Туфопесчаники средне- грубозернистые, лиловые, с прослоями туфогравелитов и туфоалевролитов…….150 м

Мощность по разрезу около 180 м. Во всех разновидностях пород присутствуют мелкие овальные и линзовидные колонии (в диаметре от от 1,5 см до 15 см) мшанок и миоспоры.

Со всеми стратиграфическими подразделениями багдаринская свита в основном имеет тектонические контакты. Только в бассейне р. Самакдыкан по данным предшественников и собственным наблюдается переход с терригенной пачкой якшинской свиты (см. приложение 6).

Разрез багдаринской свиты (мощность около 70 м) здесь выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Гравелиты серо-зеленые, темно-серые вулканомиктовые, нечеткослоистые, на железисто-опаловом цементе, гравийные обломки разной степени окатанности представлены кремнистыми породами, кварцем, кварцитами, халцедоном, углистыми алевролитами, реже кислыми эффузивами. В гравелитах встречены обломки и желваки харовых водорослей семейства *Umbellaceae*, рода *Menselina* sp. …….....1,5 м

2. Переслаивание серо-зеленых плагиоклаз-кварцевых песчаников, туфопесчаников с обломками эффузивов, прослоями гравелитов и алевролитов……15 м

3. Ритмичное переслаивание вулканимиктовых и полимиктовых темно-серых и лиловых алевролитов с линзами (30 см) зеленовато-серых гравийных песчаников……50 м

В состав багдаринской свиты (см. рисунок 3-18) мы включаем зеленовато-серые песчаники с прослоями конгломератов и гравелитов водораздела рек Иннок - Иннокан (бассейн р. Мал. Амалат). В составе свиты по данным автора и А.В. Филимонова здесь выделены две пачки песчаников, в

которых наблюдаются прослои светло-серых, розоватых песчанистых известняков (мощностью 40-50 см). Песчаники крупно диагональнослоистые (косослоистые серии налегают на параллельнослоеватые). Первая пачка сложена полимиктовыми, серыми, буроватыми, коричневатыми, среднезернистыми, однородными, хорошо сортированными с карбонатным цементом песчаниками с текстурами двух типов, параллельнослоистыми, волнистослоистыми и с мелко- среднемасштабной косой слоистостью (параллельные и косые серии с глинистыми пропластками). В песчаниках описаны ритмиты, в основании которых крупнозернистый песчаник с обломками аргиллита, выше массивный среднезернистый песчаник, часто параллельнослоеватый, и лилово-серый алевролит с пропластками темно - серого аргиллита. Вторая пачка представлена песчаниками, крупно-, средне- до грубозернистых, существенно кварцевыми, гравийными с прослоями кварцевых гравелитов на карбонатном (доломитовом) цементе. Среди песчаников описаны прослои доломитовых конгломератов, от плотноупакованных мелкогалечных до мелкообломочных, пуддинговых. Галька, обломки и матрикс конгломератов карбонатного (доломитового) состава. Мощность багдаринской свиты здесь около 450 м.

К верхнему контакту багдаринской свиты на водоразделе рек Иннок - Иннокан (см. рисунок 3-18) приурочен олистостромовый горизонт. Здесь среди пестроцветных песчаников и алевролитов (матрикс) отмечены прослои карбонатных мономиктовых конглобрекчий, блоки рифогенных известковистых доломитов, известняков, доломитовых брекчий разного размера (от мелких до крупных). Глыбы массивных рифогенных известняков и известковистых доломитов (2-3×5 м) деформированы, включают кварц-карбонатные жилы. В них отмечаются линзы и полости, заполненные карбонатными бурыми, розоватым песчаниками и тонкозернистыми кварц-слюдисто-карбонатными породами с обломками кварца алевритовой размерности (до 5-10%) и серицита (до 20-30%). Доломиты и известняки глыб содержат органические остатки, представленные строматопороидеями и

кораллами, аналогичными встреченным в ороченской свите. Доломитовые брекчии и конглобрекчии (от 0,2 до 2-3 м) розоватые, с псефитовыми неокатанными, но часто округленными обломками. Состав обломков однородный, это светло-серые до темно-серых тонкозернистые, пелитоморфные доломиты. Цемент брекчий сложен тонкозернистым доломитом с красноватой окраской, выполняющим поровое пространство. Олистостромовый горизонт протягивается с северо-запада (водораздел рек Иннок - Иннокан) на юго-восток (до руч. Березовый). В северо-западной части водораздела, кроме вышеописанных пород, среди олистолитов встречены темно-серые тонкозернистые алевролиты, темно-серые алевритистые известняки, зеленовато-серые микросланцы. Глыбы карбонатных пород здесь неравномерно метаморфизованы, перекристаллизованы, тремолитизированы, но органогенные текстуры хорошо различимы. Матрикс представлен крупно-грубозернистыми и средне-мелкозернистыми плохо сортированными песчаниками, полевошпат-кварцевыми, с градационными текстурами, и рассланцованными зеленовато-серыми алевролитами. Выходы олистостромового горизонта либо тяготеют к границе пестроцветных пород багдаринской и конгломератов ауглейской свит, либо граничат с белыми массивными карбонатными породами ороченской свиты, «утыкаясь» в них. В карбонатных алевролитах с прослоями алевропелитов матрикса олистостромы найдены остатки колоний мшанок и фрагменты высших растений, аналогичные с встреченными в багдаринской свите. Видимая мощность олистостромового горизонта от 20 до 200 м. Уровень метаморфических преобразований отложений багдаринской свиты, в целом, соответствует стадии катагенеза.

Представление о возрасте и стратиграфическом положении багдаринской свиты всегда вызывали острые дискуссии. В первых вариантах схемы расчленения стратифицированных образований района (см. рис. 3-15) возраст багдаринской свиты определялся как позднепермский - триасовый [203], в последующих - как кембрийский [203, 326, 345, 346], венд - кембрийский [68],

позднекембрийский [302], позднекембрийско - ордовикский [332]. На ГГК-1000/3 багдаринская свита считалась верхнерифейской [202, 326, 327, 331].

В настоящее время возраст нижне- и среднебагдаринских подсвит определяется как позднедевонский, а верхней - как ранне-среднекаменноугольный (см. таблица 12).

В алевролитах нижнебагдаринской подсвиты (правобережье р. Бол. Якша, близ устья) найдены остатки растений (определения С.В. Наугольных, ГИН РАН, Москва), сходные с побегами проптеридофитов (силур - девон). В составе комплекса миоспор (р. Бол. Киро, Бол. Якша, руч. Крутой) преобладают виды (таблица 15) - *Hymenozonotriletes denticulatus* Naum., *H. velatus* Naum., *Lophozonotriletes crassatus* Naum., *L. excisus* Naum., *L. kuschkulicus* Tschibr., *Verrucosisporites grumosus* (Naum.) Sall., *Chelinospora timanica* (Naum.) Loboz. et Streel, *Hymenozonotriletes dentatus* Naum., характерные для франа. В вулканомиктовых гравелитах (р. Самакдыкан) обнаружены обрывки харовых водорослей семейства *Umbellaceae*, рода *Menselina* (?) sp. (девон). В алевритистых, оолитовых и афанитовых известняках среднебагдаринской подсвиты (р. Бол. Якша, Бол. Киро, водораздел Ауник - Алексеевский) установлены: табулятоморфные кораллы, гелиолитиды, мелкие фрагменты мшанок, синезеленые водоросли *Ortonella* sp., *Rothplezella* sp., *Garvoodia* sp., *Renalcis devonicus* Antropov (девон) и *Bevocastria* sp. (верхний девон - нижний карбон), сифоновые водоросли *Deresella* sp., *Bijagodella* sp. и *Konikopora* sp. (средний - верхний девон) и *Fasciella* sp. (верхний девон - нижний карбон), строматопороидеи *Amphipora* cf. *angusta Lec.* (средний - верхний девон). В составе комплекса миоспор (р. Бол. Киро) преобладают виды (см. таблица 15) *Archaeozonotriletes tschernovii* Naum., *A. nalivkinii* Naum., *Chelinospora timanica* (Naum.) Loboz. et Streel, *Hymenozonotriletes dentatus* Naum., *H. mancus* Naum., типичные для франа. В песчанистых известняках верхнебагдаринской подсвиты левобережья р. Ауник обнаружены дазикладациевые водоросли *Antracoporella* sp. (карбон). В пестроцветных песчаниках с прослоями карбонатных алевролитов, алевропелитов и линзами гравелитов (верховья р. Бол. Якша, руч.

Полютовский, Крутой, водораздела Ауник - Алексеевский, правобережья р. Багдаринки, среднего течения р. Усой) собраны обильные остатки мшанок (рисунок 3-19, см. рисунок 3-5), представленные колониями пластинчатых трепостомид и тонковетвистых рабдомезид, поперечными сечениями сетчатых фенестеллид и пластинчатых фистулипорид (определения Р.В. Горюновой, ПИН РАН, Москва). Роды *Rhabdomeson, Primorella, Rombocladia* и *Ascopora* известны с нижнего карбона, а *Rhombotrypella* появляется в среднем карбоне. Совместно с мшанками установлены остатки фузулинид, появляющиеся только в среднем карбоне. Мшанки обнаружены в прослоях туфоалевролитов и алевропелитов, мощностью первые см до первых десятков см, среди пестроцветных алевролитав и песчаников с линзами и прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов. В аргиллитах и алевролитах колонии мшанок находятся в прижизненном состоянии и представлены преимущественно сетчатыми фенестелидами. Песчаники содержат как целые колонии, так и их фрагменты, ориентированные обычно по напластованию пород. В грубозернистых разностях чаще захоронены обломки колоний, которые под действием течений, срывались с субстрата, дробились, переносились и откладывались на соседних более углубленных участках дна. В песчаниках преобладают ветвистые и обрастающие колонии трепостомид, рабдомезид, фистулипорид, последние образовывали желваковые постройки, которые прикреплялись всей нижней поверхностью к субстрату и были приспособлены к обитанию в зоне сильных волновых движений. Общим для мшанок является обитание в условиях относительного мелководья.

Комплекс миоспор (см. таблица 15) из верхней подсвиты в бассейне р. Ауник характеризуется присутствием видов *Tuberculispora turbinate* (Naum.) Oshurk. (D_3-C), *Geminospora rugosa* (Naum.) Obukh., *Gravisporites basilaris* (Naum.) Pashk., *Leiotriletes ornatus* Isch., *Auroraspora varia* (Naum.) Ahm., *Diaphanospora rugosa* (Naum.) Bal. et Hass. (D_2-C_2), *Lophotriletes normalis* Naum., *Punctatisporites atavus* (Naum.) Andr., *Lophozonotrletes grandis* Naum., *L. curvatus* Naum., *Laevigatisporites ovalis* Kos. (D_2-C_1).

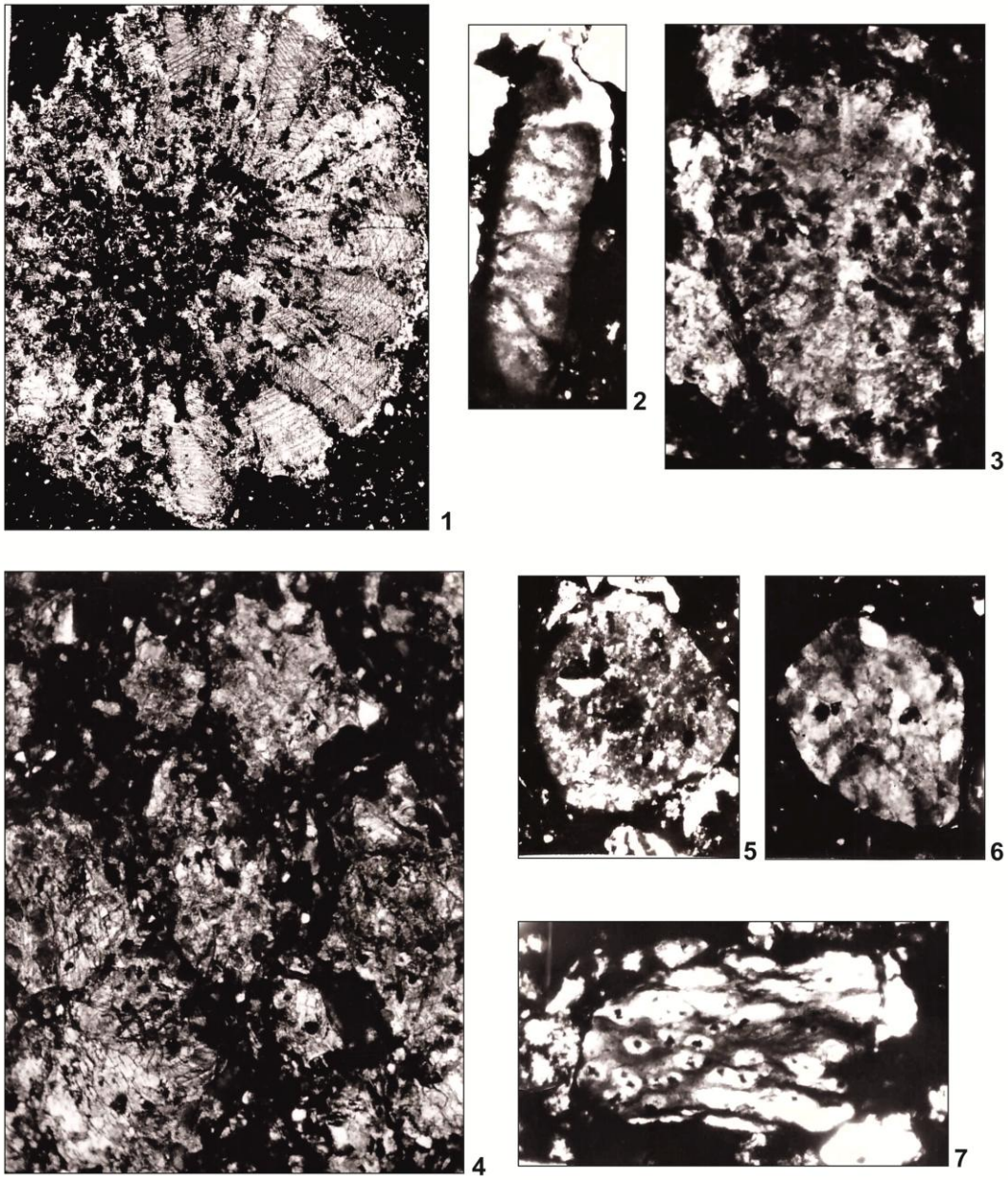


Рисунок 3-19 - Органические остатки в отложениях багдаринской свиты.

1 - 6 - мшанки: 1 - Rahbdomeson sp. (x15), обр. 60); 2 - Rhombocladia sp. (x40, обр. 83/1); 3 - Primorella sp. (x30, обр. 61/11); 4- Rahbdomeson sp. (x30), обр. 83/|1; 5 - Fistulipora sp. (x40, обр. 83/1); 6 - Trepostomida sp. (x30, обр.60/15); 7 - кора плауновидных Bedeodendron sp., x30, обр. 60

Виды *Tuberculispora exigua* (Naum.) Oshurk., *Iugispora denticulatus* (Naum.) Oshurk., *Verrucosisporites grumosus* (Naum.) Sulliv., *Reticulatisporites perlotus* (Naum.) Obukh., *Geminospora notata* (Naum.) Obukh., *Lophozonotriletes grumosus* Naum. var. *minor* Naum., *Kedomonoletes* Oshurk., встречаются только в девоне. Вид *Lophotriletes pennatus* (Isch.) Kedo распространен в карбоне - мелу, а роды *Tuberculatosporites* Imgr., *Gleichenia* Smith. впервые появляясь в карбоне, проходят до триаса (первый) и кайнозоя (второй). Палинокомплекс только условно может быть отнесен к карбону. Комплекс имеет смешанный гетерохронный состав и формы, синхронные времени формирования отложений присутствуют в небольших количествах.

При химическом растворении проб из среднебагдаринской подсвиты выделены хитинозои трубчатые *Pogonophora* Jahansson, *Hydrozoa* Owen. и мешкообразные формы с прикрепленными трубками *Rhabdopleurida* Flower, встречающиеся с ордовика до девона (определения Ю.П. Катюхи, ГФУП "Бурятгеоцентр", Улан-Удэ; О.Т. Обут, ИНГГ, Новосибирск). В ряде проб из верхней подсвиты установлены конодонты ордовик - силурийского возраста, хитинозои *Lagenochitina* exg. *deunffi* Paris, распространенные в верхнем ордовике, и *Rhabdochitina?* sp., *Conochitina?* sp. (последние могут быть остатками скелетов гидроидов), распространенных в ордовике - девоне, обломки фораминифер. Эти остатки мы считаем переотложенными.

Независимым подтверждением возраста осадочных пород багдаринской свиты являются результаты палеомагнитных исследований пестроцветных песчаников и алевролитов нижней подсвиты багдаринской свиты [142]. С учетом ошибки определения (A_{95} для полюса-10.1) рассчитанный полюс, по данным Д.В. Метелкина, соответствует траектории кажущегося движения полюса Сибирской платформы в интервале 380-340 млн лет (от франа до турне), что согласуется с палеонтологическим находкам, определяющими возраст багдаринской свиты. В настоящее время возраст нижне- и среднебагдаринской подсвит определяется как франский, а верхней части – как позднефаменский - среднекаменноугольный (начало среднего карбона).

Общая мощность багдаринской свиты 2500 м.

Точерская свита (D_3fm-C_1t *tc*) впервые была выделена П.В. Осокиным [203] и распространена в верховьях рек Точер, Гулинга, Багдаринка, Катариха, Усой, Ауник, Талой [260, 337, 345, 346]. Она образует вытянутую в северо-восточном направлении полосу, приуроченную к Шаманской зоне разломов (см. рисунок 3-16, приложение 5, 5-1). Свита сложена полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами, углеродистыми известняками с прослоями кремнистых микросланцев, туффитов и туфов (граувакковый флишоид). Для всех разновидностей пород свиты характерно присутствие сульфидов (до 2-3%). По р. Ауник и на водоразделе Ауник-Кара свита слагает две полосы, разделенные метаморфическими породами верхнерифейской сиваконской свиты. В составе северо-западной полосы преобладают полимиктовые песчаники и алевролиты на хлорит-углисто-глинистом, слюдисто-хлоритовом цементе с линзами конгломератов, гравийно-дресвяных песчаников (петрокластическая кислая грауваккa), углеродистые аргиллиты и известняки. В юго-восточной полосе наблюдается переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов, кислых туфов, туффитов.

В составе точерской свиты выделено три пачки. *Первая пачка* – зеленые, серые, зеленовато-серые полимиктовые, кварц-хлорит-карбонатные средне-тонкозернистые песчаники, туфопесчаники, с прослоями и линзами среднегалечных полимиктовых конгломератов и туфоконгломератов, гравелитов, алевролитов, туфоалевролитов и алевропелитов, туффитов; *вторая пачка* – серые, зеленовато-серые олигомиктовые, кварц-плагиоклазовые или полимиктовые, часто слюдистые, рассланцованные, переслаивающиеся с филлитами и содержащие тонкие линзы и прослои серых, битуминозных известняков; *третья пачка* - флишоидного типа ритмичнослоистая, представленная тонким переслаиванием песчаников, алевролитов, алевропелитов, песчанистых известняков, черных глинистых и углисто-

глинистых сланцев с прослоями алевролитов, желтоватых доломитов, глинистых черных известняков и кислых эффузивов.

В стратотипической местности (р. Ауник, в 6,5 км выше устья руч. Алексеевский) разрез свиты представлен (снизу вверх):

1. Конгломераты, зеленовато-серые, зеленые, плотноупакованные, полимиктовые крупно-среднегалечные ……..50-60 м

2. Пачка песчаников с прослоями (до 0,5-1,5 м) и линзами среднегалечных полимиктовых конгломератов и гравелитов, алевролитов с песчаной примесью, алевритистых аргиллитов. В песчаниках отмечается «плоская» галька алевролитов и аргиллитов, в алевролитах – элементы косой слоистости. Песчаники зеленые, серые, зеленовато-серые полимиктовые, кварц-полевошпатовые, полевошпат-кварцевые (кислая петрокластическая грауваккa), средне-мелкозернистые, разнозернистые, текстура слоистая, полосчатая, тонкополосчатая, направленная, структура псаммитовая, бластопсаммитовая, порфиробластовая. Алевролиты имеют тот же состав, но обычно больше насыщены вторичными (сфен, эпидот, хлорит). Аргиллиты темно-серые, алевритистые, гидрослюдисто-хлорит-анкерит-углеродистые (до 90%). Алевролиты и аргиллиты часто филлитизированы. Во всех разновидностях пород содержится рудный (до 3%), представленный пиритом, пирротином, гидроокислами железа ……..от 25 до 200 м

3. Песчаники серые, зеленовато-серые олигомиктовые, кварц-плагиоклазовые или полимиктовые, часто слюдистые, рассланцованные, переслаивающиеся с филлитизированными аргиллитами и содержащие тонкие (5–20 см) линзы и прослои серых, слабо битуминозных известняков, черных филлитов ……..……..более 500 м

4. Переслаивание тонкое, ритмичнослоистое (флишоидное), представленное песчаниками, алевролитами, алевритистыми аргиллитами, углеродистыми алевритистыми известняками, микросланцами черными глинистыми и углисто-глинистыми, редко отмечены прослои кислых туфов с обломками пород……более 1000 м.

Общая мощность свиты около 1760 м.

Разрез свиты по правобережью р. Ауник отличается присутствием в большем объеме вулканогенных пород и представлен:

1. Конгломераты среднегалечные, зеленовато-серые, серые полимиктовые. В обломочной части преобладает галька кислых и средних эффузивов, реже встречаются лейкократовые граниты, гранит-аплиты, окварцованные породы (кварциты). Цемент (до 50%) – песчаниковый, псефитовый, слюдисто-хлорит-карбонатный с обломками угловатого кварца, полевого шпата, микрогранофиров…….....80 м

2. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые, полевошпат-кварцевые среднезернистые и тонкозернистые, равномернозернистые, с прослоями гравийных песчаников и гравелитов, цемент хлоритовый, хлорит-кальцитовый с редким серицитом (лититовая грауваккa). Мелкогалечные конгломераты образуют линзы и карманы в песчаниках с четким трансгрессивным контактом, мощностью до 2-2,5 м.....……..……135 м

3. Переслаивание (мощности слоев первые см) алевритистых и песчанистых известняков, туфоалевролитов и туфопесчаников, контакты слойков нечеткие – породы проникают друг в друга. Туфопесчаники и туфоалевролиты кварц-полевошпатовые (55%), цемент (45%) слюдисто-хлоритовый с гидроокислами железа, фельзитами, углисто-глинистым веществом. Известняки тонкозернистые сложены кальцитом (до 68%), терригенная примесь (30%) кварца, полевых шпатов, отмечаются тонкие линзочки глинисто-карбонатного и углистого состава и хлорита……150 м

4. Переслаивание зеленых, зеленовато-серых, серых и мелко-среднеобломочных туффитов, алевритистых аргиллитов, с прослоями пепловых туфов. Туффиты мелко-среднеобломочные, аргиллиты алевритистые, темно-серые, туфы пепловые с обломками кристаллов …….....150 м

5. Известняки черные, темно-серые, углеродистые, со стиллолитами, органикой, сложены чередованием кальцита (85%) и углистого вещества (10%), с терригенной примесью кварца и полевого шпата (3%), второстепенные –

пирит, пирротин (1%), тремолит, гидроокислы железа. В известняках отмечаются прослои (до 5 см) углеродисто-кальцит-кремнистого состава, представленные тонким чередованием извилистых слойков кальцита и полосками и линзочками кремней…….....25-30 м

6. Переслаивание туффитов, алевритистых аргиллитов, пепловых туфов и углеродистых известняков, аналогичных выше описанным……...более 100 м.

Мощность свиты 640 м.

Вышеописанные пачка известняков и переслаивания туффитов, алевритистых аргиллитов, туфов, углеродистых известняков (слои 5 и 6) прослеживается от верхнего течения р. Ауник, на водоразделе Кара - Ауник и до левобережья р. Усой и ранее включалась в состав то точерской, то якшинской свит.

Мощность разреза свиты по р. Ауник до 2000 м.

Разрез свиты (приложение 7) по левобережью р. Усой (руч. Уоакит) представлен (снизу вверх):

1. Доломиты светло-серые, белые, массивные, кальцитизированые, мраморизованные (ороченская свита)……..более 75 м

2. Мелко-среднегалечные конгломераты, гравелиты зеленовато-серые, серые и лилово-серые, полимиктовые……..……..…….105 м

3. Метапесчаники плохо сортированные, зеленовато-серые, массивные, среднезернистые, полимиктовые с прослоями гравелитов и гравийных песчаников, миоспоры…….…….……25 м

4. Метаалевролиты с песчаной примесью, миоспоры……40 м

5. Пачка переслаивания серых, зеленовато-серых полимиктовых метапесчаников, тонкослоистых метаалевролитов, метааргиллитов и алевритистых известняков, миоспоры……....350 м

4. Метапесчаники зеленовато-серые, полимиктовые, кварц-полевошпатовые, среднезернистые, с хлоритовым и хлорит-кальцитовым цементом с редкими прослоями глинисто-слюдисто-карбонатных сланцев, миоспоры…..……420 м.

По правобережью р. Усой свита сложена (снизу вверх):

1. Конгломераты среднегалечные, зеленовато-серые, серые полимиктовые…….50 м

2. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые, полевошпат-кварцевые (до 70% обломков), среднезернистые и тонкозернистые, равномернозернистые, с прослоями гравийных песчаников и гравелитов, цемент хлоритовый, хлорит-кальцитовый с редким серицитом. Мелкогалечные конгломераты образуют линзы и карманы (до 2,5 м) с трансгрессивным контактом ..…….135 м

3. Переслаивание (мощности слоев первые см) алевритистых и песчанистых известняков, туфоалевролитов и туфопесчаников……...150 м

4. Переслаивание зеленовато-серых, серых мелко-среднеобломочных туффитов, алевритистых аргиллитов, с прослоями пепловых туфов и темно-серых алевритистых известняков с пирокластикой, миоспоры…….155 м

5. Известняки черные, темно-серые углеродистые, со стиллолитами, органигенным детритом. В известняках отмечаются прослои (до 5 см) углеродисто-кальцит-кремнистого состава с линзочками кремней, установлены строматопороидеи, конодонты, миоспоры…….25-30 м

6. Переслаивание алевритистых и песчанистых известняков, туфоалевролитов и туфопесчаников, с прослоями зеленовато-серых карбонатных песчаников……..…….более 100 м.

Общая мощность по разрезу более 645 м.

В состав свиты нами включены отложения (ранее относились к суванихинской свите), распространенные на водоразделе Усой - Талой (левобережье р. Усой, водораздел Уоакит - Глубокий). По набору и составу пород отложения здесь аналогичны породам точерской свиты в стратотипе [76]. Отличаются только по степени метаморфизма, если породы стратотипа соответствуют начальной стадии катагенеза, то в породах Усой-Талойского водораздела наблюдается только кластическая полосчатость и рассланцевание различной степени (см. рисунок 3-16). Свита здесь (мощность 1300 м) сложена конгломератами полимиктовыми зеленовато-серыми (100 м), песчаниками полимиктовыми светло-серыми мелкозернистыми (500 м), переслаиванием

пепельно-серых глинистых и серицит-хлоритовых сланцев, серых, зеленовато-серых туфопесчаников и алевролитов, серых карбонатных песчаников с прослоями светло-серых песчанистых известняков (700 м).

Изотопные исследования галек вулканитов и гранитоидов из конгломератов свиты (U-Pb, SHRIMP, ВСЕГЕИ, устное сообщение В.Е. Руденко) позволили определить возраст галек гранитов в 820, 822, 794, 4 млн лет, риолитов – 719 и 806,1 млн лет, обломочные цирконы из цемента конгломератов имеют возраст 931 и 806,1 млн лет.

Точерская свита по правобережью р. Ауник, на водоразделе Гулинга - Точер, в верховьях р. Гулинга [302, 337] трансгрессивно с конгломератами в основании налегает на верхнерифейскую зеленосланцевую сиваконскую свиту [230, 347, 348]. Свита содержит конформные субвулканические тела диабазов, трахириолитов, трахитов, возраст которых определен 296,6 млн лет [76].

Точерская свита считалась верхнепалеозойской [203], затем рассматривалась в составе венд - кембрийского разреза [68, 302, 330-3321, 337, 346], на ГГК-1000/3 [328, 261] относилась к девону.

В настоящее время в нижней пачке (см. таблица 12) (среднее течение р. Ауник) выделены конодонты (см. рисунок 3-7) *Palmatolepis* cf. *triangularis* Sann., *Polygnathus* sp., *"Ozarkodina"* sp., *«Ligonodina»* sp. (фаменский ярус), *Palmatolepis perlobata schindewolfi* Mull., *P.* cf. *marginifera* Helms., *Polygnathus glaber* Ulr. et Bass. (нижний - средний фамен), *Ancyrodella* sp. и *Palmatolepis* sp. (фран, вероятнее всего переотложенные). Встречены также отдельные фрагменты криноидей, обломок раковины тентакулит отряда *Nowakiida*, распространенного в девоне. В средней пачке (правобережье среднего течения р. Ауник) разреза предшественниками были найдены конодонты (ордовик - силур) и фрагменты коры плауновидных, распространенных в верхнем девоне - нижнем карбоне [255, 343]. Нами выделен комплекс миоспор, в составе которого преобладают виды (таблица 16) *Geminospora basilaris* (Naum.) Pashk., *G. rugosa* (Naum.) Obukh., *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmet, *Arreticulispora retiformis* (Naum.) Obukh. *Kedoesporites imperfectus* (Naum.) Obukh. и др. (D_3 –

C_1), а *Tumulispora rarituberculata* (Luber) Pot., *Grandispora famenensis* (Naum.) Streel, *Trachytriletes solidus* Naum. характерны для фамена - турне. В верхней пачке свиты (протягивается от верхнего течения р. Ауник, на водораздел Кара - Ауник и до левобережья р. Усой) установлены конодонты *Pseudopolygnathus triangulus* Voges, распространенные в турнейском ярусе и выделен комплекс миоспор (таблица 17), в составе которого встречены виды *Punctatisporites vulgaris* (Isch.) Oshur., *Lophotriletes tuberculatus* (Waltz) Naum., *Trachytriletes falcatus* Isch., *Leiotriletes oratus* Eg. (C_{1-2}), *Dictyotriletes rotundatus* Naum., *Verrucosisporites mesagrumosus* (Kedo) Byv., *Auroraspora rugosiuscula* (Jusch.) Byv., *Leiotriletes ornatus* Isch., характерные для отложений нижнего карбона. В углистых известняках верхней части разреза пачки обнаружен конодонт *Neopolygnathus communis* Brans. et Mehl., известный из отложений среднефаменского подъяруса - нижнего карбона, установлены строматопороидеи *Kyklopora* sp. фаменского яруса? и комплекс миоспор фаменского-турнейского ярусов. Комплекс включает виды *Dictyotriletes rotundatus* Naum., *Verrucosisporites mesagrumosus* (Kedo) Byv., *Auroraspora rugosiuscula* (Jusch.) Byv., *Leiotriletes ornatus* Isch., *Dictyotriletes similis* Kedo, *Cyclogranisporites punctulatus* (Waltz) Luber, *Cymbosporites acutus* (Kedo) Byv., *Spelaeotriletes microgranulatus* Byv. var *minor* Byv., *Euryzonotriletes tersus* (Waltz) Isch., *Hymenozonotriletes ugulatus* Jusch., характерные для отложений нижнего карбона, а *Lycospora pusilla* (Ibr.) S., W. et B. типичен для визейского яруса.

Таким образом, свита охватывает стратиграфический интервал от фамена до турне (возможно до визе). Время формирования нижней подсвиты ограничивается ранним - средним фаменом, средней подсвиты - поздним фаменом - турне, верхней подсвиты - турне - визе [172, 173, 178, 300]. Уровень метаморфических преобразований пород свиты соответствует начальной стадии катагенеза (наблюдается катакластическая полосчатость), породы часто в различной степени рассланцованы.

Общая мощность точерской свиты 2000 м.

В пределах Багдаринской синформы (см. рисунок 3-18, приложение 5, 5-1) мы выделяем **точерский субвулканический комплекс**. Разными исследователями эти образования включались в состав суванихинской, талаканской, точерской свит [337, 341, 350] или выделялись как субвулканический комплекс [348, 349]. По нашим данным вулканиты, вслед за А.А. Шульженко [348, 349], следует выделять как самостоятельный субвулканический комплекс (андезитодациты, андезитовые порфириты, риолиты, риодациты). Вулканиты слагают конформные (мощностью от 20 до 400 м, протяженностью до 1,5 км) тела среди позднепалеозойских отложений, по составу образующими непрерывный ряд от кислых до средних, реже основных пород. Сложены риолитами, риодацитами, риолитовыми порфирами, андезитами, андезидацитами, долеритами, андезитовыми и долеритовыми порфиритами, их автомагматическими брекчиями. Основное поле распространения вулканогенных образований подковообразной формы находится на водоразделе Иннокан-Точер (см. рисунки 3-16, 3-18). Среди кислых разностей наибольшим распространением пользуются риолиты и риолитовые порфиры. Это светло-серые, серые массивные, реже тонкополосчатые, неяснофлюидальные, породы афировой или порфировой, микрофельзитовой, сферолитовой структуры. Фенокристаллы в порфировых разностях представлены плагиоклазом, кварцем, калишпатом. Основная масса состоит из плагиоклаза (12-35%), калишпата (25-40%), кварца (25-35%). Инъекционные и автомагматические брекчии сланцеватые, массивные, флюидальные, полосчатые породы с бластопсефитовой и бластопелитовой структурой. Обломки представлены кварцем, риолитами, полевыми шпатами, реже серицит-хлорит-кварцевыми сланцами. Цемент брекчий серицит-хлорит-кварцевый агрегат. Риодациты и риодацитовые порфириты менее распространены и приурочены преимущественно к контактовым частям субвулканических тел. Это породы флюидальной, сланцевой текстуры, сферолитовой, микрофельзитовой структуры. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, реже кварцем. Основная масса – плагиоклаз (30-50%), кварц (18-

40%), калишпат (5-45%), магнетит (1-20%), вторичные - хлорит, эпидот, серицит, биотит, альбит, гидроокислы железа; акцессорные - гранат, циркон, апатит. Преимущественным распространением среди средних вулканитов пользуются андезиты, в меньшей степени – андезидациты. Андезиты и андезитовые порфириты наиболее распространены по правобережью р. Точер, обладают массивной или миндалекаменной текстурой, порфировой, интерсертальной, пилотакситовой структурой. Фенокристаллы представлены плагиоклазом, редко магнетитом. Миндалины заполнены кальцитом, кварцем, альбитом, хлоритом. Основная масса состоит из соссюритизированного плагиоклаза (50-55%), кварца (0-15%), магнетита (7-25%), хлорита (20%), эпидота (18-25%), актинолита (0-8%), рутила (0-8%). Долеритовые порфириты и долериты – породы миндалекаменной, сланцеватой, массивной или пятнистой текстуры, порфировой, реликтовой диабазовой структуры. В качестве фенокристаллов присутствуют плагиоклаз, единичные зерна пироксена. Основная масса состоит из деанортизированного плагиоклаза (40-55%), хлорита (18-45%), эпидота (до 18-20%), актинолита (до 7-8%). Миндалины выполнены эпидотом, хлоритом, кварцем, альбитом, актинолитом. Отмечается магнетит (до 7-8%), ильменит (7-8%). Автомагматические брекчии андезитовых порфиритов характеризуются миндалекаменной текстурой и обломочной структурой. Обломочные зерна представлены андезином (15-18%), девитрифицированным стеклом (15-18%), калишпатом (5-7%), миндалины выполнены эпидотом, хлоритом, кварцем. Цементирующая масса сложена актинолитом (1-35%), плагиоклазом (30-40%), калишпатом (до 10%), магнетитом (6-15%), эпидотом (до 15%), серицитом (до 3%).

По петрохимическим характеристикам кислые вулканиты относятся к нормальному ряду калий-натриевой серии, весьма высокоглиноземистые, основные и средние – к нормальному ряду калий-натриевой и натриевой серии, умеренно- и высокоглиноземистые. Уровень метаморфических преобразований пород комплекса соответствует начальной стадии катагенеза (наблюдается катакластическая полосчатость), породы часто в различной степени

рассланцованы. Изотопный возраст андезитов (левобережье руч. Березовый) уран-свинцовым методом определен в 314,4 млн лет, что соответствует началу среднего карбона [351].

Таким образом, разрез Багдаринской подзоны включает девонские карбонатные и карбонатно-терригенные ороченскую и якшинскую свиты, верхнедевонско - нижнекаменноугольную граувакковую точерскую и пестроцветную существенно терригенную верхнедевонско - среднекаменноугольную багдаринскую свиты, а также точерский среднекаменноугольный субвулканический комплекс.

Икатская подзона Витимкан-Ципинской зоны.

В Икатской подзоне (см. рисунок 3-1, приложение 5) в рамках ГДП-200/2 лист N-49-XVII [306, 324, 339] нами проведены только рекогносцировочные работы и изучены разрезы нижнепалеозойских давыкшинской и икатской свит в бассейне р. Каратала (приток р. Витимкан). Получены предварительные данные о девонском возрасте отложений, включаемых в состав вышеупомянутых свит. Коротко эти сведения приведены ниже [324].

Давыкшинская свита представлена светлыми и светло-серыми доломитами с прослоями известковистых доломитов и темно-серыми водорослевыми известняками. Среди доломитов на водоразделе ручьев Сухой-Известковый в старых канавах вскрыта пачка серых окремненных доломитов с горизонтом оолит-онколитовых водорослевых известковистых доломитов и карбонатных седиментационных брекчий. В доломитах наблюдаются прожилки и гнезда кальцита и флюорита. По левому борту безымянного ручья (ниже устья ручья Ороченский, правого притока Караталы) светлые известковистые слоистые доломиты сменяются пачкой темно-серых водорослевых, алевритистых, углистых известняков, полностью гомогенизированных, со следами взмучивания и биотурбации осадка.

Икатская свита согласно залегает на доломитах давыкшинской свиты и представлена пачкой тонкого переслаивания темно-серых карбонатных песчаников и алевролитов с пропластками филлитовидных сланцев

(метаалевропелитов) и редкими прослоями песчанистых известняков. В составе икатской свиты выделено две пачки: карбонатно-терригенная и терригенная. *Карбонатно-терригенная пачка* представлена следующими пачками: а) переслаивания темно-серых алевритистых тонкослоистых пелитоморфных известняков, карбонатных алевролитов с пропластками филлитовых сланцев; б) тонкого, ритмичного переслаивания темно-серых песчанистых и алевритистых известняков с прослоями алевропелитов, филлитовидных и углистых сланцев, редко известковистых доломитов; в) песчанистых органогенных слоистых известняков и алевролитов с прослоями алевропелитов. К *терригенной пачке* отнесена толща переслаивания песчаников, алевролитов, алевропелитов с прослоями карбонатных песчаников. В верхней части разреза свиты по руч. Ангокит-1 отмечаются прослои марганценосных сланцев, вкрапленность и прожилки сульфидов. Верхняя часть терригенной пачки сложена чередованием серых кварц-полевошпатовых песчаников с прослойками темно-серых алевролитов и темно-серых алевролитов с прослоями листоватых алевропелитов, филлитов. Выше по разрезу в обнажении отмечаются прослои буроватых карбонатных песчаников. Наблюдаются элементы косой слоистости. Породы содержат вкрапленность аутигенного пирита.

В известняках давыкшинской свиты по правобережью р. Караталы встречены строматопороидеи *Stromatopora* sp. и *Amphipora* sp., распространенные в девоне, и конодонт *Latericriodus* sp., распространенный в нижнем - среднем (эйфель) девоне. В известняках нижней части разреза икатской свиты встречены многочисленные обрывки высших растений. В палеонтологических шлифах из органогенных построек определены табулята-сирингопориды (определения Л.М. Улитиной, ПИН РАН, Москва), распространенные со среднего ордовика до перми, и крупные плохой сохранности ругозы, подобные часто встречающимся в девоне.

Эти предварительные данные позволяют предполагать присутствие в Икатской подзоне девонских отложений, по составу сопоставимых с ороченской и якшинской свитами.

3.2.2.2. Уакитская подзона

Уакитская подзона занимает территорию Южно-Муйского и западный сегмент Муяканского хребтов. Стратифицированные образования подзоны слагают Уакитскую синформу (приложение 10). За весь период их изучения представления о возрасте и объеме стратонов неоднократно существенно менялись (рисунок 3-20). Пересматривались, в основном, представления о возрасте стратонов, причем это, в большинстве случаев, не имело достаточных оснований и становилось следствием идей [68, 92, 237, 326, 327, 331]. Достоверная палеонтологическая информация имелась только для средней части разреза юктоконской серии [26, 328].

Первая схема стратиграфии была выработана А.К. Гусевой (1945), где метаморфические породы были отнесены к докембрию. К нижнему палеозою, впервые установленному ей, относились терригенные и карбонатные образования. Позднее Л.И. Салопом (1953) все стратифицированные образования были отнесены к протерозойской Южно-Муйской формации, внутри которой выделялось восемь фаций. При ГСР-200 Д. Жалсабоном (1957) была предложена схема стратиграфии, в которой выделялись нижнепротерозойская горбылокская и верхнепротерозойская уакитская серии. К нижнему палеозою была отнесена мухтунная свита (полимиктовые, аркозовые, карбонатные песчаники и алевролиты с прослоями глинисто-карбонатных сланцев и конгломератов) и санская свита (кварцевые, кварцево-карбонатные песчаники с прослоями конгломератов). Из состава уакитской серии были выделены нерундинская известняковая и юктаконская доломитовая свиты [92].

Позже Л.И. Салоп [237] выделял здесь муйскую серию килянской подсерии нижнего протерозоя в составе горбылокской (кислые эффузивы и туфы), уендектской (эффузивно-осадочная), олнинской (основные эффузивы), левитинской (доломито-песчаниковая с подчиненными прослоями эффузивов кислого и основного составов) свит. К верхнему протерозою он относил уакитскую серию в составе уколкитской (эффузивы и туфогенные породы),.

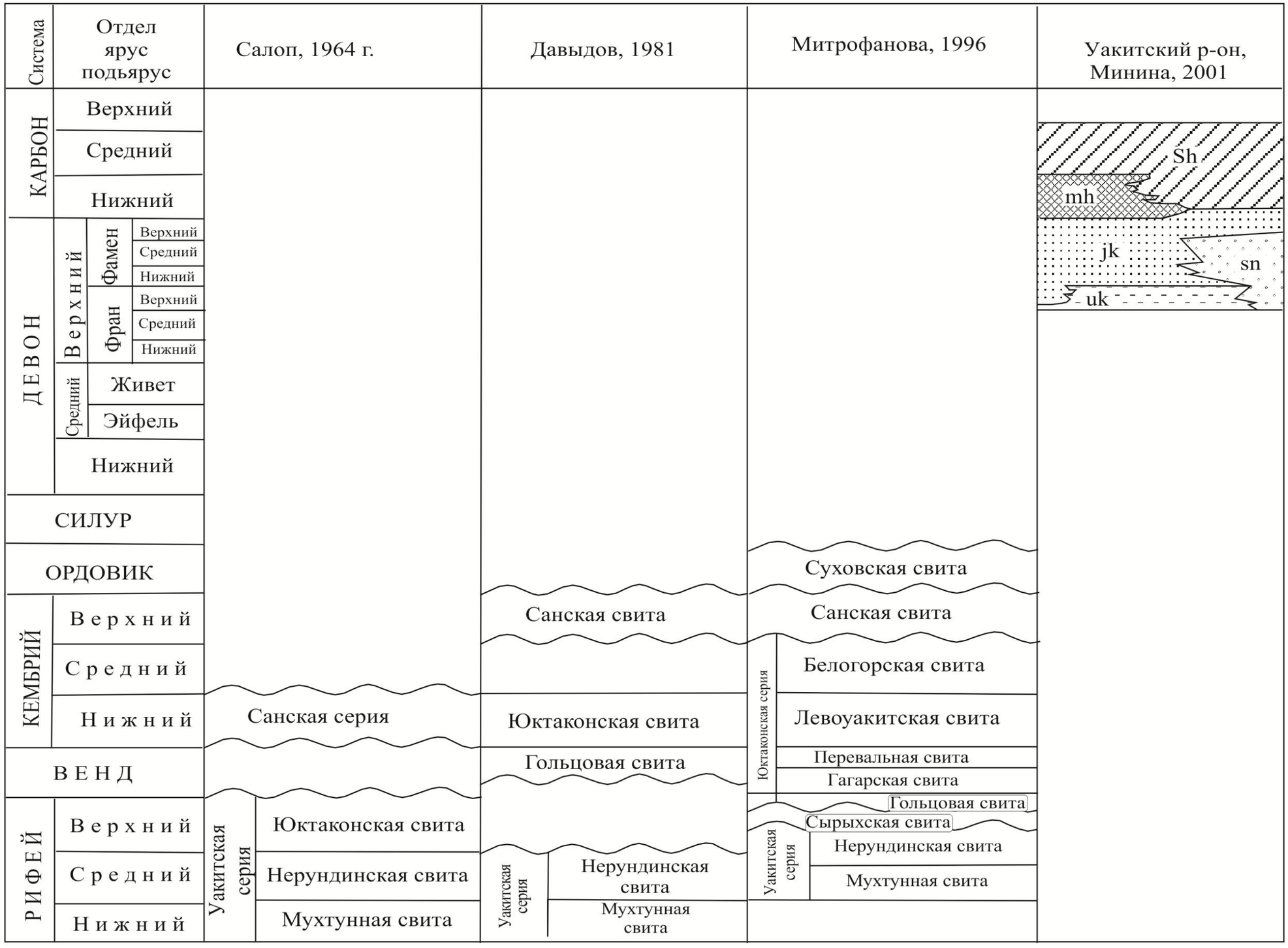


Рисунок 3-20 - Схема корреляции докембрийских и палеозойских стратиграфических подразделений Уакитской подзоны

мухтунной (туфотерригенной), нерундинской (терригенно-карбонатной) и юктаконской (карбонатной) свит. Отложения, условно относящиеся к кембрию, были выделены в составе санской серии, включавшей нижнедулешминскую, верхнедулешминскую, нижнесанскую и верхнесанскую свиты [237]. Ю.П. Бутовым юктаконская свита была вычленена из состава уакитской серии и отнесена к кембрию на основании находок археоциат и водорослей нижнего кембрия [26].

Схема стратиграфии, предложенная Г.Л. Митрофановым, существенно отличалась от схемы Л.И. Салопа большей детальностьюК среднему протерозою была отнесена горбылокская толща, к среднему - верхнему протерозою - келянская толща (зеленые сланцы по вулканитам). Верхний протерозой имел трехчленное строение и включал мухтунную, нерундинскую и сырыхскую свиты (последняя выделена из состава мухтунной). К верхнему протерозою были отнесены покровные фации жанокского вулканического комплекса. Кварцевые и аркозовые песчаники, конгломераты включались в состав гольцовой свиты, представлявшейся базальной для нижнекембрийских отложений юктоконской свиты [328]. Санская свита считалась средне - верхнекембрийской. Завершала разрез палеозоя суховская свита (ордовик?), представленная туфопесчаниками, туфами, туффитами. Определения возрастных отношений стратонов были основаны на межрегиональных корреляциях, только юктоконская свита (археоциатовая подсвита) была охарактеризована фаунистически [28, 41].

В серийной легенде к Геолкарте-200 Муйской серии [331 - 332] за основу принята именно эта схема стратиграфии с дополнениями: келянская и горбылокская свиты выделены как единая олнинская толща среднего рифея; юктоконская свита переведена в ранг серии с возрастным интервалом венд - нижний кембрий и расчленена на четыре свиты: гагарскую, перевальную, левоуакитскую и белогорскую.

В результате геологического доизучения в рамках ГДП-200/2 нами была предложена схема стратиграфии, существенно отличающаяся от схемы

предшественников и основанная на новых данных о возрасте, составе и структурном положении стратифицированных и магматических образований [148, 151, 152, 153, 159, 161, 108-110, 112, 200, 201, 258, 333]. Возраст стратонов Уакитской подзоны аргументирован комплексами органических остатков.

Уакитская подзона имеет сложное строение (рисунки 3-21, 3-22). Раннегерцинский и докембрийский комплексы образуют Уакитскую синформу, докембрийские породы слагают ее фундамент.

Раннегерцинский структурный этаж Уакитской подзоны представлен сложнодислоцированными, слабо метаморфизованными отложениями девона и карбона (см. рисунок 3-22) и включает два стратиграфических уровня.

К **нижнему стратиграфическому уровню** отнесены юктаконская серия, нерундинская и санская свиты, уакитская толща.

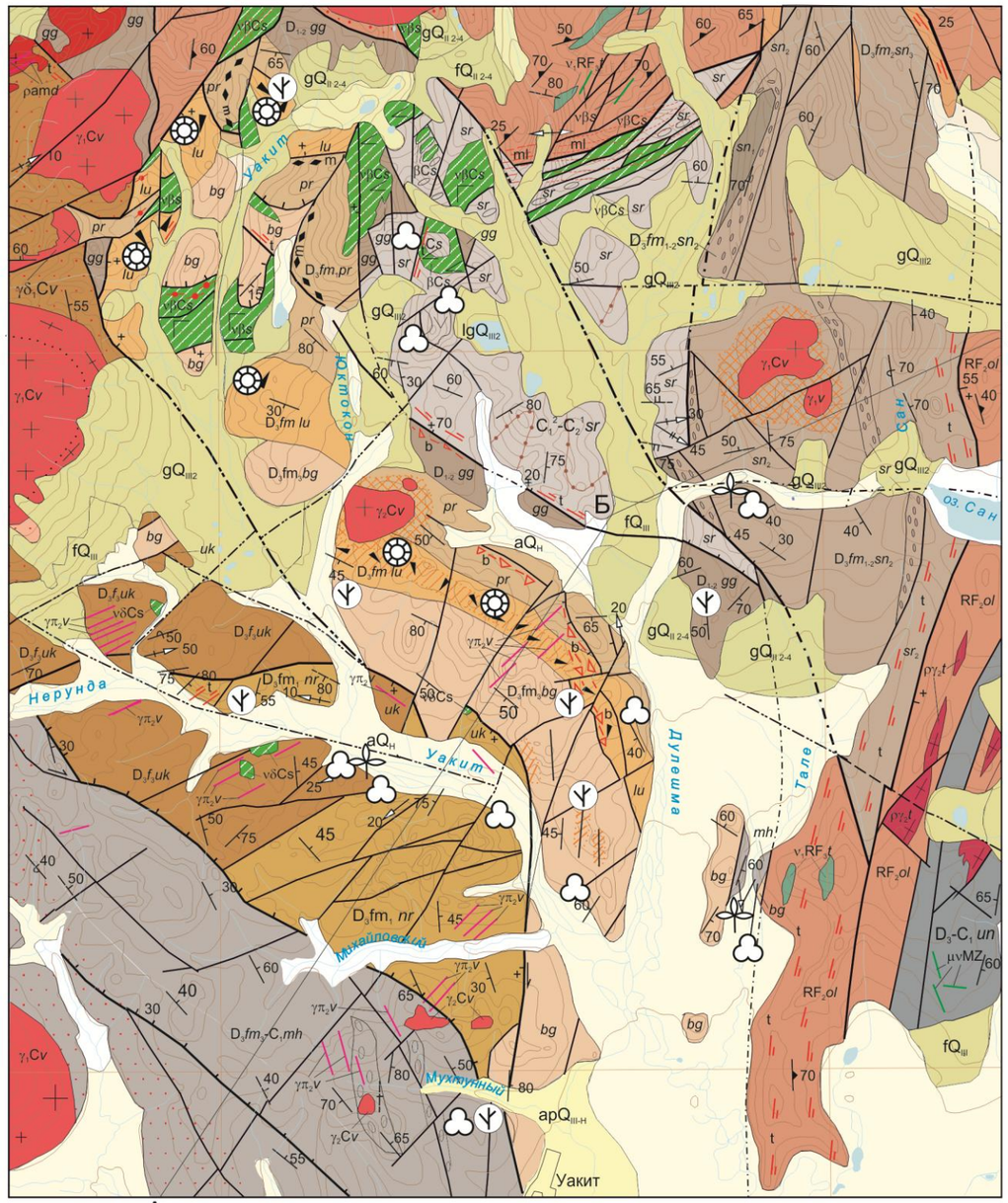
Юктаконская серия включает четыре свиты: гагарскую, перевальную, левоуакитскую и белогорскую [28, 328, 330 - 333]. В настоящее время серия датируется девоном. Стратотипическая местность юктаконской серии (см. рисунок 3-21) находится в междуречье Уакит-Дулешма. Нижний контакт ее имеет тектонический характер, считается, что верхний представляет собой латеральный переход с отложениями мухтунной свиты. Мощность юктаконской серии в целом составляет 2350 м.

Гагарская свита **(D_{1-2} *gg*)** представлена доломитами от светло-серых до серых, иногда известковистыми, часто окремненными с характерными сфероидно-пятнистыми водорослевыми, онколитовыми текстурами. Стратотипическая местность свиты расположена на южном и юго-восточном склонах гольца Юктакон, по двум водораздельным гребням (рисунок 3-23).

Разрез свиты мощностью 250 м представлен (снизу вверх):

1. Доломиты светло-серые пятнистые грубослоеватые с многочисленными стиллолитовыми швами.……..20 м

2. Доломитовые песчаники серые с гравийно-дресвянной структурой,



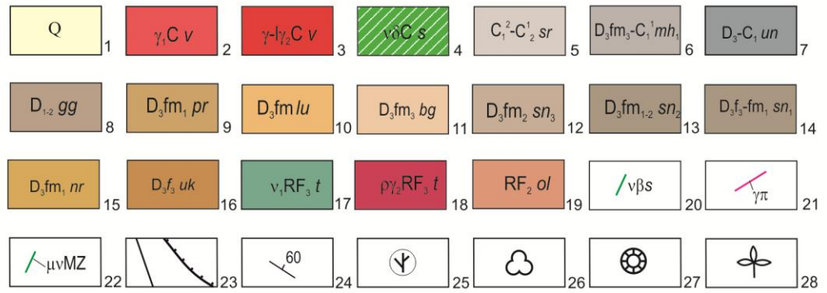
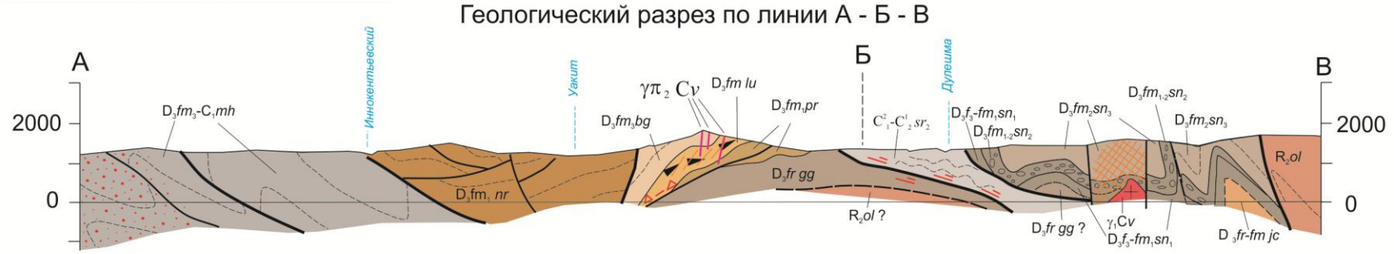


Рисунок 3-21 - Геологическая карта междуречья Уакит-Дулешма

1 - четвертичные отложения; 2 - 3 - витимканский комплекс (C *v*): 2 - вторая фаза: диориты, граносиениты, 3 - первая фаза: лейкократовые граниты; 4 - суховский комплекс (C *s*) базальты, андезибазальты, штоки габбро; 5 - сырыхская свита (C_{1-2} *sr*); 6 - мухтунная свита (D_3 fm_3 - C_1 *mh*); 7 - уендектская толща (D_3 - C_1 *un*); 8 - 11 - юктаконская серия: 8 - гагарская свита (D_{1-2} *gg*), 9 - перевальная свита (D_3 fm_1 *pr*), 10 - левоуакитская свита (D_3 fm *lu*), 11 - белогорская свита (D_3 fm_3 *bg*); 12 - 14 - санская серия (D_3 f_3-fm_1 *sn*); 15 - нерундинская свита (D_3 fm_1 *nr*); 16 - уакитская толща (D_3 f_3 *uk*); 17 - 18 - таллалинский комплекс (Rf_3 *t*): 17 - первая фаза, габбродиориты, 18 - вторая фаза плагиограниты, гранодиориты;19 - олнинская толща (Rf_2 *ol*); 20 - субвулканические тела габбродиабазов; 21 - жилы гранит-порфиров, пегматитов; 22 - дайки микрогаббро, микрогранитов; 23 - тектонические нарушения; 24 - элементы залегания; 25 - 28 - органические остатки: 25 - водоросли, 26 - миоспоры, 27 - археоциаты, 28 - высшие растения

Геологический разрез по линии А - Б - В



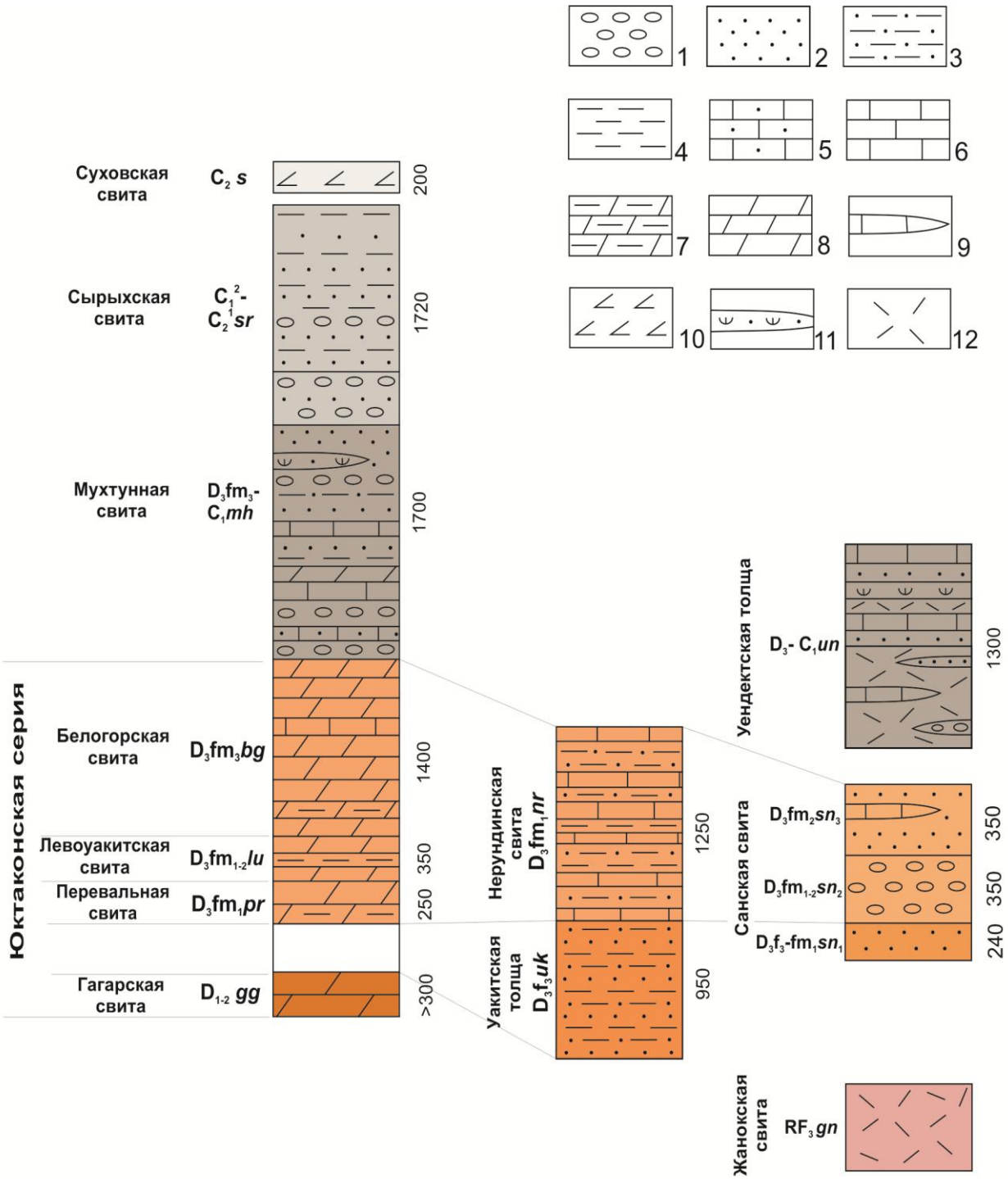


Рисунок 3-22 - Геологические разрезы девонско-каменноугольных отложений Уакитской подзоны

1 - полимиктовые конгломераты и конглобрекчии; 2 - песчаники и алевролиты с прослоями алевритов и мелкогалечных конгломератов и гравелитов; 3 - песчаники, алевролиты; 4 - глинистые сланцы, алевросланцы; 5 - известняки алевритистые с прослоями глинистых известняков; 6 - известняки, водорослевые известняки; 7 - доломиты глинистые; 8 - светлые массивные доломиты, водорослевыен доломиты, доломиты с прослоями кремней; 9 - линзы карбонатных пород;10 - андезибазальты, базальты с подушечной отдельностью; 11 - туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями туфов. туффиты; 12 - вулканиты кислого состава

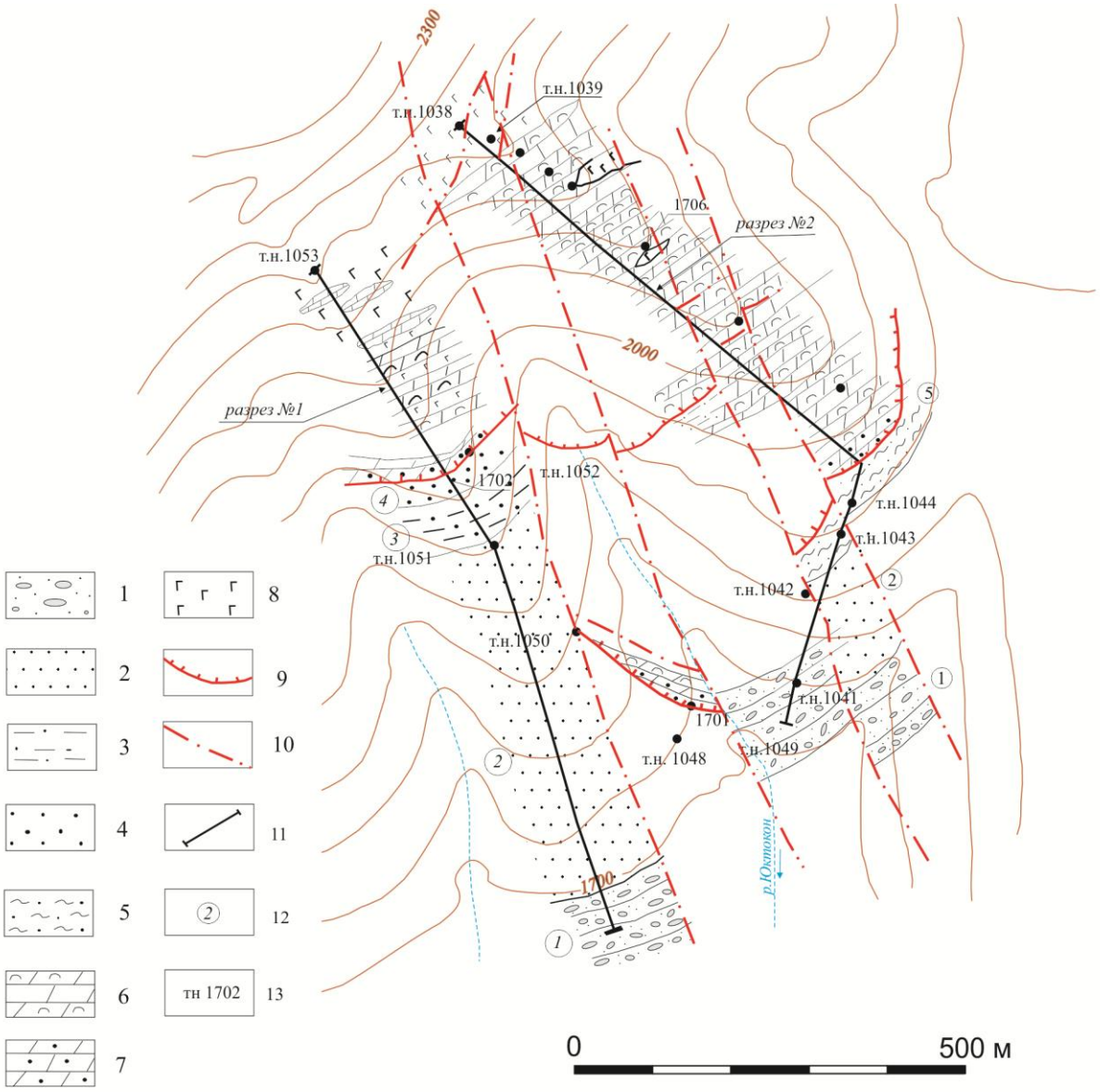


Рисунок 3-23 - Схематический геологический план стратотипической местности гагарской свиты в истоках рч. Юктакон

1 – 5 – сырыхская свита: 1 – песчаники буроватые с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов; 2 – песчаники буроватые с редкими прослоями алевролитов; 3 – песчаники красноватые с многочисленными прослоями тонкослойчатых алевролитов и аргиллитов; 4 – песчаники светлые розоватые с прослоями красноватых алевролитов; 5 – песчаники зеленовато-серые с многочисленными прослоями зеленых алевролитов; 6 – 7 – гагарская свита: 6 – доломиты светло-серые и серые, пятнистые, часто строматолитовые, 7 - онколитовые, пизолитовые; 8 – андезиты, базальты суховского комплекса; 9 – тектоническая граница сырыхской и гагарской свит; 10 – разломы; 11 – линии типовых разрезов; 12 – номера слоев; 13 - номера точек геологических наблюдений

состоящие из угловатых обломков тонкозернистого доломита с примесью зерен кварца. Цемент неравномернозернистый доломитовый…….....80 м

3. Доломиты серые пятнистые и полосчатые со строматолитовыми текстурами в виде колонковидных построек диаметром 3-6 см, часто с обломочным псефито-псаммитовым заполнением пространств между постройками. Среди доломитов присутствуют тела андезибазальтов суховского комплекса мощностью до 40–50 м, субпараллельные стратификации разреза……..150 м.

Разрез свиты по р. Срих мощностью более 300 м сложен:

1. Доломиты светло-серые буроватые ……..……120 м

2. Доломиты известковистые серые, слоеватые с характерными сферолито-пятнистыми онколитовыми текстурами, с прослоями прослоями оолитовых и обломочных биокластовых доломитов…...….....130 м

3. Доломиты серые строматолитовые и онколитовые, с прослоями пизолитовых доломитов .....……....более 50 м.

Общая мощность гагарской свиты более 700 м.

По левобережью р. Дулешма, ниже устья р. Сан, свита представлена светлыми слоеватыми доломитами с прослоями пизолитовых и онколитовых водорослевых доломитов со сфероидно-пятнистыми текстурами и горизонтами мономиктовых карбонатных тектонических брекчий.

В настоящее время, в результате биостратиграфических исследований в гагарской свите (таблица 18) установлены девонские строматопороидеи *Amphipora* sp., криноидеи позднего палеозоя, богатый комплекс синезеленых и зеленых водорослей *Rotpletzella* sp., *Rohtpletzella devonica* Masl., *Lancicula* sp., *Litanaia* sp., *Hedstroemia* sp., *Ikella* sp., *Izhella* sp., *Zidella* sp., *Tharama* sp. и др., по мнению В.А. Лучининой указывающих на ранне-среднедевонский возраст вмещающих пород. Комплекс миоспор из верхней части разреза свиты содержит виды *Geminospora parvibasilaris* (Naum.) Byv., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., распространенные в девоне, *Lophozonotriletes grumosus* Naum. var. *minor* Naum., появляющийся в среднем и распространенный до верхнего девона, и виды *Acanthotriletes serratus* Naum., *Archaeozonotriletes nanus* Naum.

Lophozonotriletes grumosus Naum. var. *minor* Naum., ограничивающие время накопления отложений живетским веком [148, 152, 153, 167, 173, 189, 333].

Перевальная свита (D_3fm_1 *pr*) сложена доломитами, известковистыми доломитами, алевритистыми и глинистыми доломитами. Наиболее полный и обнаженный разрез свиты выходит по правобережью Дулешмы и Юктакона-Дулешминского, ниже устья последнего (рисунок 3-24).

Разрез свиты выглядит следующим образом (снизу):

1. Доломиты светло-серые, однородные, тонкозернистые, текстуры неяснослоеватые, реже массивные. По составу породы варьируют от чистых доломитов до известковых доломитов с переходами в отдельных прослоях в доломитовые известняки…….....**.....**130 м

2. Доломиты известковистые, тонкослойчатые алевритистые или глинистые (15–30%), светлые, с характерными розоватыми, желтоватыми оттенками, с подчиненными прослоями массивных доломитов. Текстуры пород тонкослойчатые, структуры мелкомасштабные диагональнослоистые, волнистослоистые. По поверхностям напластования часто подчеркнуты глинистыми пленками с глиптоморфозами каменной соли, трещинами усыхания, следами волочения.....**.....**30-40 м

3. Доломиты слоеватые светло-серые, серые, очень редко темно-серые, аналогичны слою 1……..……около 50 м

4. Доломиты тонкослойчатые алевритистые или глинистые, светлые, с желтоватыми, буроватыми выветрелыми поверхностями с подчиненными прослоями массивных доломитов, аналогичные слою 2……около 20-30 м

5. Доломиты слоеватые, светло-серые, серые …….……до 50 м.

Мощность свиты по разрезу более 300 м.

Таким образом, свита имеет ритмоидное строение с крупной ритмичностью. Она представлена чередованием слоев (мощности от первых десятков см до первых десятков м) серых, тонкозернистых массивных доломитов, светло-серых тонкослойчатых доломитов, тонкозернистых темно-серых доломитов известковистых строматолитовых

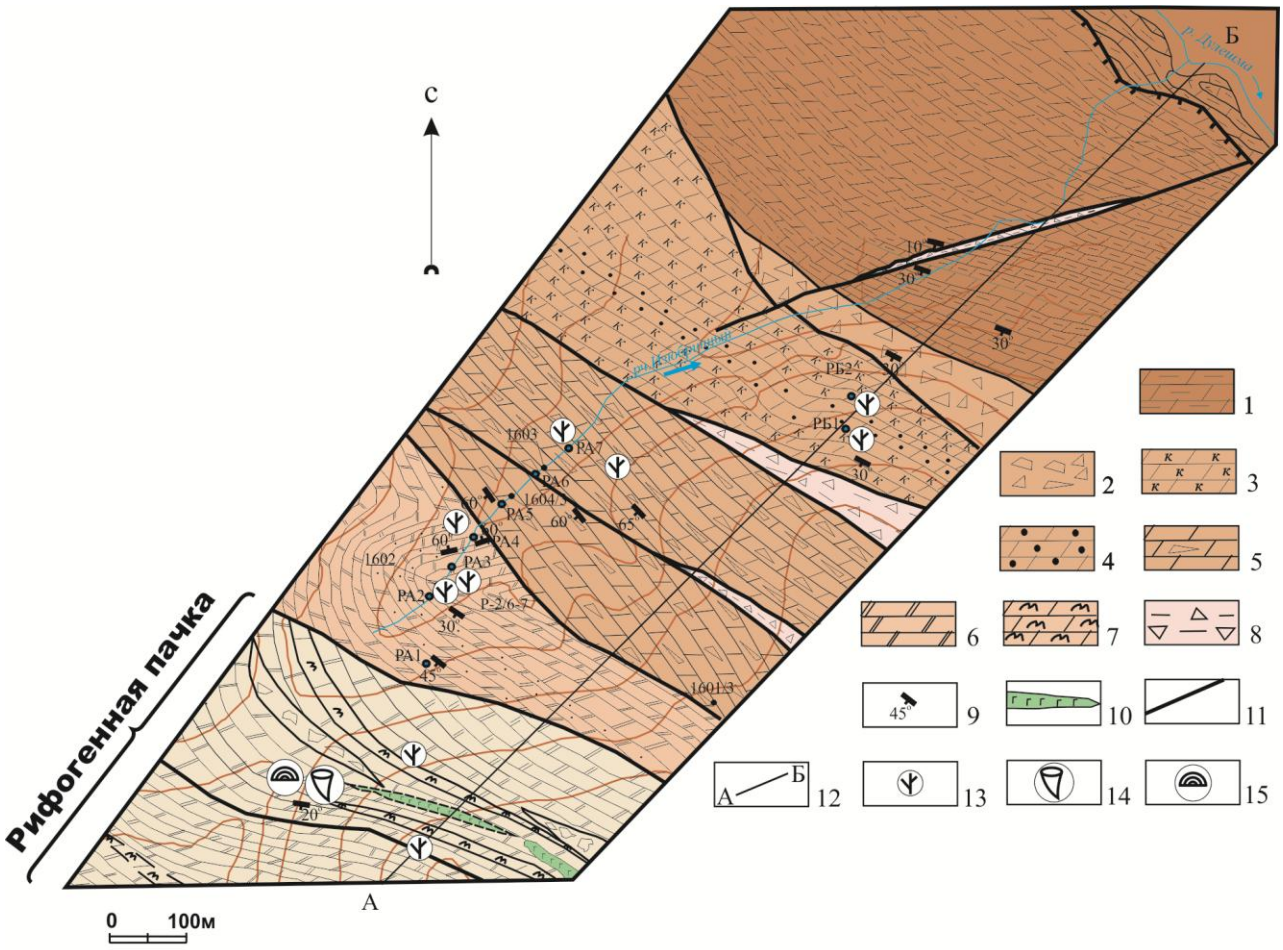


Рисунок 3-24 - Схема геологического строения водораздела Дулешма - Уакит (руч. Изюбриный)

1 - 7 - юктаконская серия: 1 - перевальная свита (D_3 *fm*$_1$) - доломиты желтоватые, с прослоями серых доломитов; 2 - 5 - левоуакитская свита (D_3 *fm*): 2 - брекчии и конглобрекчии разнообломочные, мономиктовые; 3 - доломиты серые, розоватые с прослоями известняков; 4 - доломиты темно-серые комковатые, окремненные; 5 - светло-серые, белые известковистые, слоистые доломиты с блоками биогермных водорослево-археоциатовых построек, с горизонтами карбонатных брекчий; 6 - 7 - белогорская свита (D_3 *fm*$_3$): 6 - ритмоидное чередование темно-серых, светло-серых, желтоватых доломитов, известняков, 7 - мощные горизонты водорослевых доломитов (строматолитовых, каркасных, онколитовых); 8 - брекчии тектонические; 9 - элементы залегания; 10 - интрузивные тела пород основного состава; 11 - тектонические нарушения; 12 - линия разреза; 13 - 15 - места находок органических остатков: 13 - водоросли, 14 - кораллы, 15 - строматопороидеи

(мощность их до первых десятков см), и неяснослоеватых известковистых розовых, желтоватых тонкослойчатых доломитов с прослоями массивных алевритистых и глинистых доломитов с пропластками аргиллитов. Мощные (первые десятки м) горизонты серых массивных и слоеватых доломитов включают мелкие строматолитовые постройки. Поверхности напластования глинистых доломитов часто подчеркнуты глинистыми пленками и примазками с глиптоморфозами каменной соли, трещинами усыхания, следами волочения. В них практически всегда присутствует примесь терригенного материала.

Кроме того, в строении свиты отмечаются карбонатные синседиментационные брекчии (олистостромовые), которые формируют неправильные и линзовидные тела размером до первых десятков метров, пространственно связанные с горизонтами тонкослойчатых доломитов. Псефитовые обломки сложены исключительно тонкослойчатыми доломитами и представляют собой фрагменты деформированных слоев. Некоторые обломки имеют неправильную форму, изогнуты, что указывает на отсутствие литификации на момент захоронения. Размеры их варьируют от первых метров до первых сантиметров. Обломки часто формируют шлейфы в тонкозернистой основной массе. Обломки также представлены доломитами перевальной свиты и реже миндалекаменными базальтами, андезитами [112, 153, 154, 157, 258, 333].

Взаимоотношения свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлены, либо там где они наблюдались, имеют тектонический характер.

Комплекс органических остатков из отложений свиты включает (см. таблица 18): водоросли - цианеи *Ikella* sp., *Izhella* sp., *Rotpletzella* sp., *Renalcis* sp. *и Girvanella* sp., зеленые сифоновые *Zidella* sp., *Tharama* sp., *Lancicula* sp., *Litanaia* sp., *Hedstroemia* sp., *Garwoodia* sp., красные *Solenopora* sp. и харофые *Umbella* sp., широко распространенные в девоне; тентакулиты отряда *Tentaculitida*, (силур - девон) (см. рисунок 3-8) [133, 276, 279, 280, 333].

В составе комплекса миоспор содержатся *Corbulispora vimineus* (Nekr.) Avkh., *Geminospora vasjamica* (Tschibr.) Nekr., *Trachytriletes tipicus* Naum., *T.minor* Naum., *T.uniformis* Naum., *Archaeozonotriletes formosus* Naum., *A. polymorphus* Naum., Obukh. и др., слоев с палинофлорой *Corbulispora vimineus* – *Geminospora vasjamica* нижней части фамена [153, 159, 160, 180, 181]. Мощность свиты 200 - 250 м.

Левоуакитская свита (D_3fm *lu*). По строению свита представляет собой сложный комплекс карбонатных отложений, включающий несколько разновидностей микститов [108-110, 112]. Сложена доломитами полосчатыми, часто окремненными, и массивными пелитоморфными известняками с конкрециями кремней и водорослевыми калиптрами (рисунки 3-25, 3-26). В составе свиты выделяются микститы различных генетических типов – олистостромы гравитационного и тектоно-гравитационного генезиса, карбонатные меланжи. Широко распространены доломитовые брекчии, а также слоистые доломиты с включениями блоков массивных доломитов. Микститы представлены тремя типами [108-110, 112].

К первому типу относятся линзовидные тела грубообломочных карбонатных брекчий состоящих из матрикса и кластолитов. Матрикс представлен слоистыми терригенно-карбонатными пестроцветными породами, в кластолитах установлены все разновидности пород, залегающих выше по разрезу в составе стратифицированного комплекса. Для тел характерна полная хаотичность строения – отсутствие сортировки и слоистости.

Второй тип представлен телами, сложенными пестроцветными брекчиями с крупноглыбовыми горизонтами доломитового состава. Доломиты содержат остатки кембрийской фауны и редкие горизонты полимиктовых брекчий. В виде тектонических блоков, пластин, отдельных кластолитов, присутствуют крупные фрагменты разреза раннекембрийских образований, представленные доломитами основания палеобассейна.

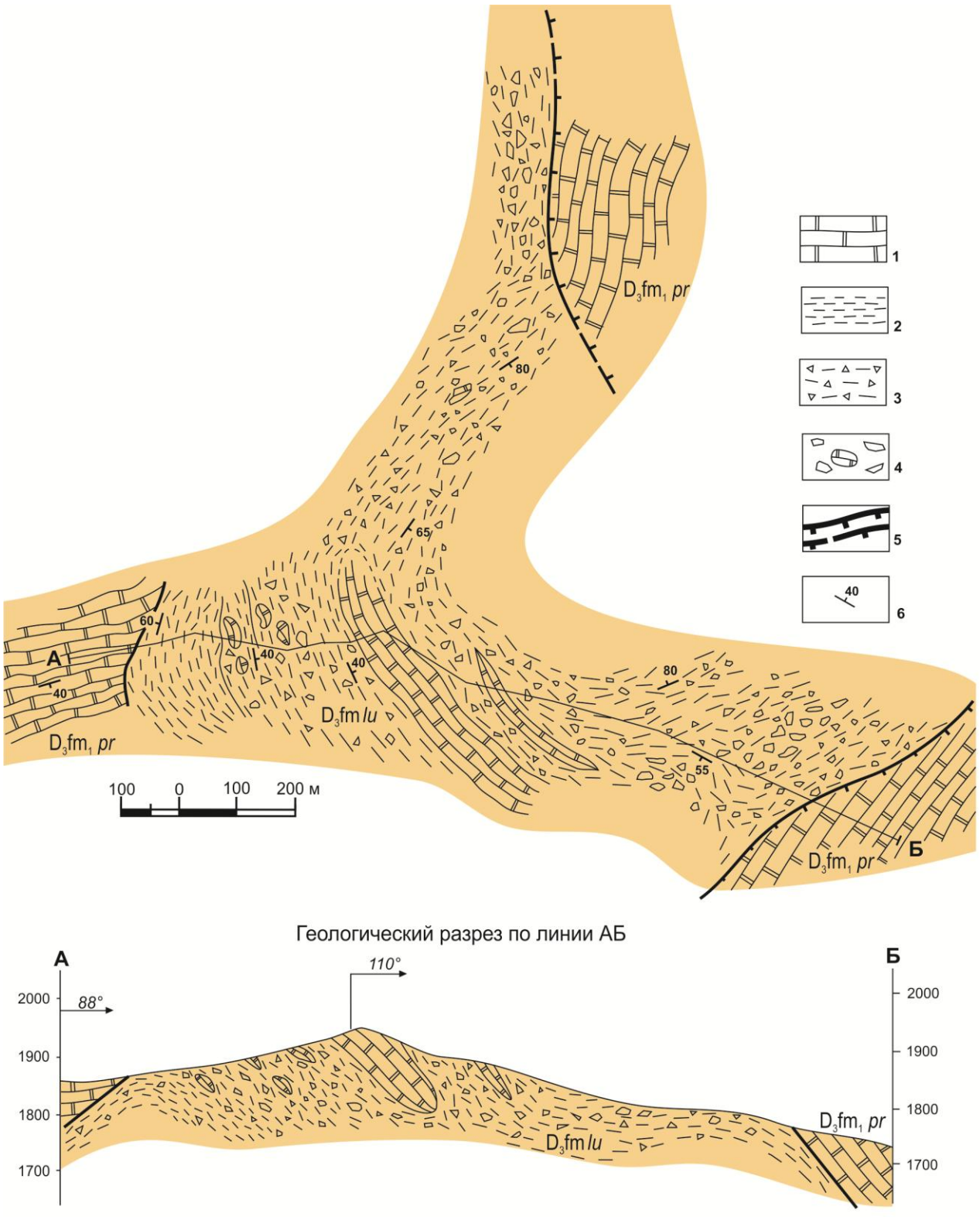


Рисунок 3-25 - Геологический план и схематический геологический разрез олистомеланжа (верховья р. Уакит)

1 – серые доломиты, 2 – карбонатный милонит, 3 – брекчия интенсивно тектонизированная, 4 – крупные кластолиты карбонатных пород; 5 – разрывные нарушения с пологим сместителем: а) установленные прямыми наблюдениями, б) предполагаемые по дешефрированию на АФС; 6 – элементы залегания слоистости

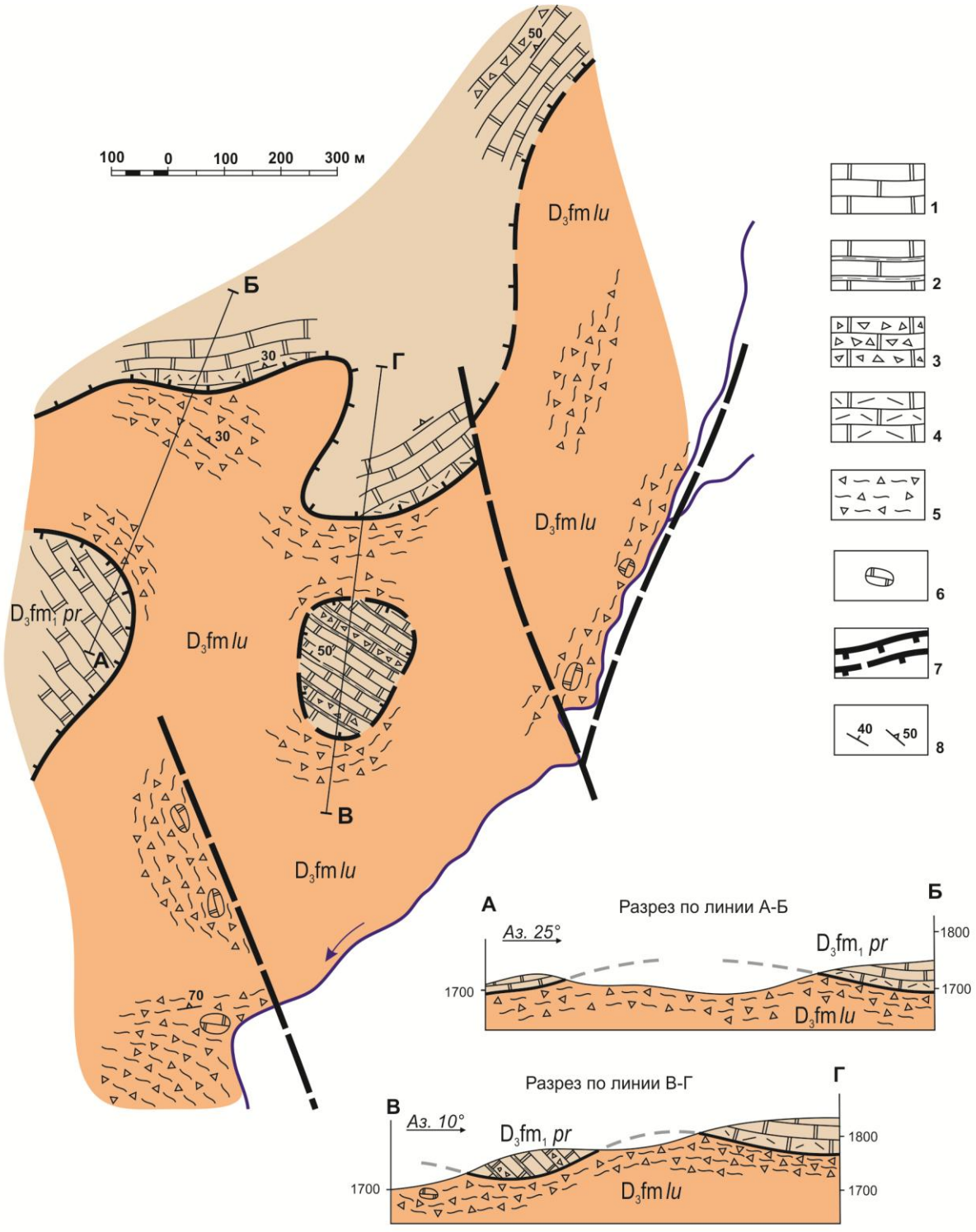


Рисунок 3-26 - Геологический план и схематический геологический разрез олистомеланжа (отроги г. Юктакон)

1 – 6 – карбонатные породы юктоконской серии: 1 – темно-серые доломиты, 2 – алевритистые доломиты, 3 – различные карбонатные брекчии, 4 – слабо измененные брекчии с мелкими кластолитами, 5 – брекчия интенсивно тектонизированная ожелезненная, 6 – крупные кластолиты карбонатных пород; 7 – разрывные нарушения с пологим сместителем: а) установленные прямыми наблюдениями, б) предполагаемые по дешефрированию на АФС; 8 – элементы залегания: а) слоистости, б) сланцеватости

В

Третий тип - это мелкообломочная сероцветная полимиктовая олистостромовая брекчия, в кластике которой, присутствуют все породы стратиграфического разреза зоны.

По правобережью руч. Изюбриный в разрезе толщи выделяются (снизу вверх):

1. Доломитовые брекчии и конглобрекчии розоватые с псефитовыми обломками. Обломки неокатаны, но часто округлые. Сложены светло-серыми до темно-серых тонкозернистыми, пелитоморфными доломитами, матрикс представлен тонкозернистым доломитом с красноватой окраской, выполняющим поровое пространство ……20 – 30 м

2. Доломиты с сантиметровыми прослоями полосчатых и массивных пелитоморфных известняков, от светло- до темно-серых, часто розоватых, участками с конкрециями кремней. В средней части пачки горизонт (20 – 30 см) доломитов темно-серых пятнисто-полосчатых, участками с включениями водорослевых калиптров, часто окремненных. Микротекстуры пятнистые за счет пятен от тонкозернистого до грубозернистого доломита. Породы слагают крупный блок, ограниченный с одной стороны брекчией, с другой зоной буровато-коричневого милонита по карбонатным породами с обломками светлых доломитов, бурых глинистых пород и темно-серых известняков. В доломитах установлены водоросли, распространенные в девоне.....……100 м

3. Доломиты светло-серые до белых, яснокристаллические, в основном массивные, участками интенсивно окремненные с окремнением двух типов. В отдельных блоках кремнезем замещает археоциатово-водорослевые постройки, формирующие отдельные пятна и полосы в светлых кристаллических доломитах. Второй тип окремнения - сетчатый, когда кварцевые выделения выполняют промежутки между узловатыми участками доломита. Иногда в светлых доломитах отмечались реликты оолитовых структур и отдельные тела мелкообломочных доломитовых брекчий……80 м.

Общая мощность этой части разреза 150 - 200 м.

Нижняя граница свиты тектоническая, по левобережью р. Юктокон описан постепенный переход с вышележащей белогорской свитой верхнефаменского подъяруса. В отложениях левоуакитской свиты установлены девонские водоросли - сифоновые *Lancicula* sp., синезеленые *Rotpletsella* sp., красные *Solenopora* sp. В олистолитах кристаллических, окварцованных доломитов предшественниками выделены водоросли *Multicellularia* sp., *Solenopora filiformis* Nich. (кембрий - девон), *Paleomycrocistis* sp., *Pinnulina cambrica* Korde, *Botomaella zenovii* Korde, археоциаты *Robustocyathus moori* Vologd., *R. ijirkii* Toll., *R. neiburgianus* Vologd., *Aldanocyathus mutabilis* Voronin., *Ajacicyathellidae* sp., *Cyclocyathellidae* sp., *Dictyocyathus* cf. *quartus* Radionova и брахиопода *Kutorgina flerovae* Lerm., типичные для кембрийских отложений [26, 285, 286, 328].

Считается, что микститы связаны с консидементационным покровообразованием и относятся к фронтальной тектоно-гравитационной олистостроме [110, 112]. Микститы приурочены к основаниям крупных тектонических пластин, выделяемых в строении карбонатного комплекса отложений, а также перемежаются с более мелкими чешуями в основании пластин. Они фиксируют, скорее всего, процессы доскладчатого консидементационного покровообразования, связанного с последовательным процессом формирования складчатой структуры зоны [45, 112].

Возраст левоуакитской свиты определяется условно как фаменский, вероятнее всего среднефаменский, по ее положению в разрезе между перевальной и белогорской свитами. Общая мощность 300–350 м.

Белогорская свита (D_3fm_3 *bg*) имеет ритмичное строение и сложена переслаиванием темных интенсивно биотурбированных доломитов, серых и светло-серых тонкослойчатых доломитов, переходящих в водорослевые и обломочные доломиты, и желтоватых тонкослоистых глинистых доломитов (см. рисунок 3-24). Нижний элемент ритмов представлен обычно темными биотурбированными доломитами. Средний элемент сложен серыми и светло-серыми тонкослойчатыми доломитами по простиранию часто переходящими в

водорослевые (строматолитовые, онколитовые, каркасные баундстоуны) и обломочные доломиты (доларениты) с текстурами активной гидродинамики. Верхний элемент представлен желтоватыми тонкослоистыми глинистыми доломитами. В различных разрезах мощность ритмов и их элементов варьируют в широких пределах. Часто наблюдаются выпадение верхнего или нижнего элемента ритмов с переходом в двухчленное строение.

Наиболее полный разрез свиты описан по левобережью р. Юктакон (рисунок 3-27):

1. Светло-серые массивные доломиты с прослоями, мощностью от первых см до 0,5 метров, желтовато-серых плитчатых, мелкозернистых алевритистых доломитов, бурых с поверхности, с трещинами усыхания…….120 м

2. Серые, темно-серые водорослевые, окремненные доломиты, окремнение по водорослям в виде сгустков, неправильных выделений, реже полосовидное …….около 160 м

3. Представляет собой чередование слоев (первые десятки метров) светло-серых доломитов с прослоями желтоватых алевритистых доломитов, на поверхности напластования которых отмечены окварцованные инкрустации по органике (до 1см в диаметре) и трубчатые образования, и слоев (мощностью первые метры), серых известковистых доломитов со слоистыми текстурами (водорослевые маты, куполообразные и пластовые строматолиты) и редкими желваками и прослоями кремней. Среди них отмечаются выклинивающиеся слойки осадочных брекчий взламывания. Внутри пачки наблюдается участок интенсивного окремнения и прокварцевания (до инкрустаций) доломитов …….....550-600 м

4. Светло-серые массивные доломиты с прослоями желтовато-серых плитчатых, мелкозернистых алевритистых доломитов, бурых с поверхности, с трещинами усыхания, аналогичных пачке 1……..120 м

5. Темно-серые тонкозернистые известковистые доломиты, битуминозные, волнисто-слоистые, прерывисто-полосчатые текстуры обусловлены

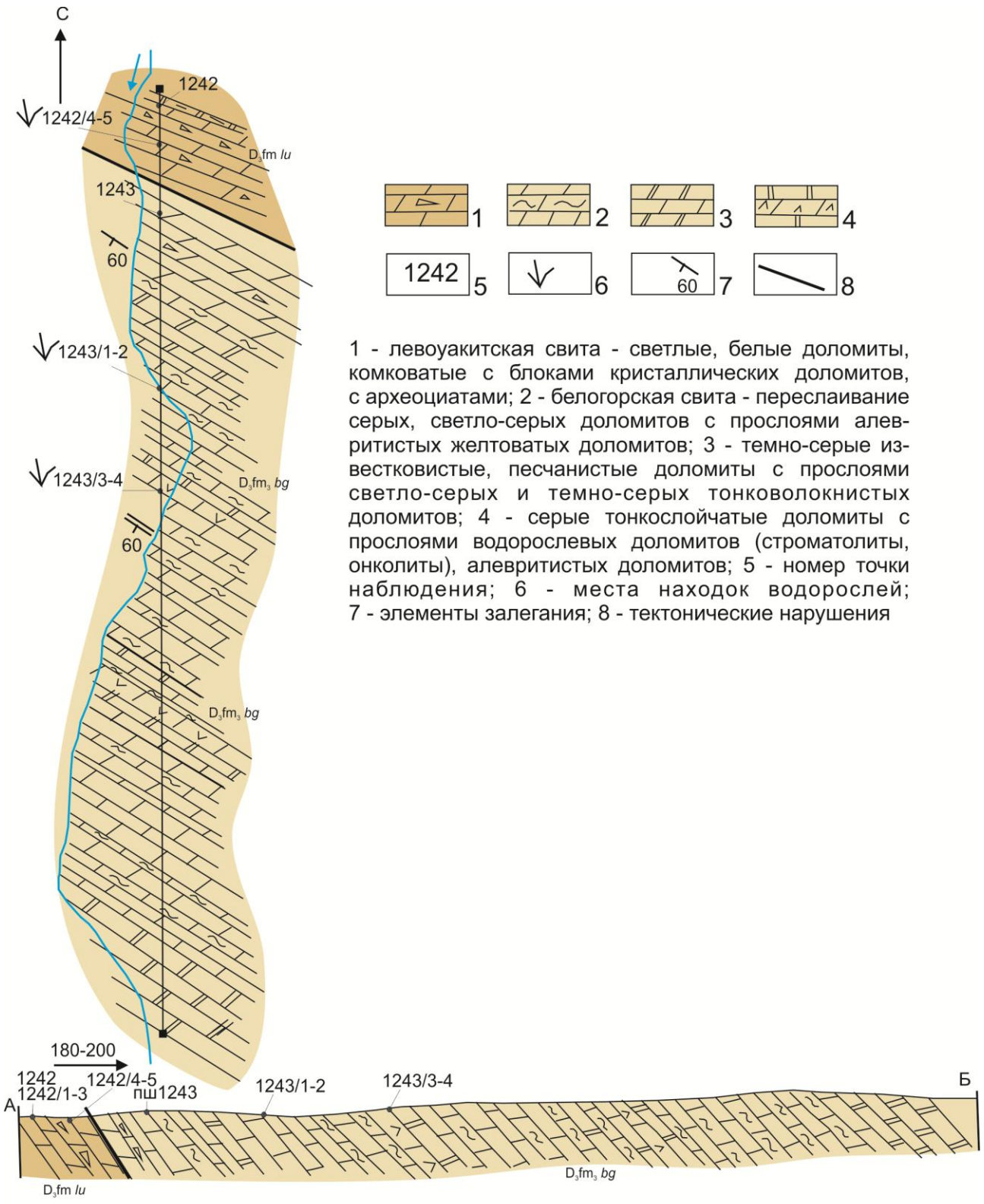


Рисунок 3-27 - Схематический геологический план и разрез левоуакитской толщи и белогорской свиты (левобережья р. Юктокон, нижнее течение)

чередованием неправильных линз, полосок светло-серого доломита и волнистых слойков темно-серого доломита. Породы в разной степени биотурбированы, при увеличении биотурбации, становятся пятнисто-полосчатой текстуры с обрывками слоев …….....300 м.

Граница между белогорской и левоуакитской свитами чаще всего тектоническая, постепенный переход описан только по р. Юктакон. Верхний контакт представляет собой фациальный переход с карбонатными обломочными отложениями мухтунной свиты.

В составе белогорской свиты выделена *рифогенная пачка*. Пачка слагает центральную часть Белогорского массива и распространена по левобережью р. Юктакон (см. рисунок 3-24) и сложена светло-серыми массивными, неслоистыми органогенными доломитами, серыми известковистыми доломитами с редкими желваками кремней, серыми тонкослоеватыми водорослевыми доломитами с прослоями куполообразных и пластовых строматолитов, органогенно-обломочными доломитами. Эпизодически присутствуют мелкообломочные синседиментационные доломитовые брекчии. Внутри пачки водорослевых доломитов наблюдается участки интенсивного окремнения (мощностью иногда более 5 м) и неравномерного прокварцевания (до инкрустаций). Окремнение наблюдается по водорослям в виде сгустков, неправильных выделений, либо полосовидное. Мощность рифогенной пачки от 160 м до 600 м.

В составе комплекса водорослей белогорской свиты (см. таблица 18) присутствуют синезеленые водоросли, представленные нитчатыми колониальными формами родов *Ikella, Rotpletzella, Renalcis* и *Girvanella,* зелеными сифоновыми водорослями родов *Zidella*, *Tharama*, *Lancicula*, *Litanaia, Hedstroemia, Garwoodia,* широко распространенными в девоне. Водорослевые колонии имеют сферово-узорчатые, войлокообразные, пластинчатые, овальные формы, часто характеризующиеся ярко выраженной инкрустирующей формой нарастания, развивающейся в виде строматолитоподобных и крупных скорлуповатых масс. Кроме водорослей, установлены строматопороидеи

Amphipora sp. и *Stromatoporata* sp. (девон), *Actinostroma* cf. *guasifenestratum* Khromych (фамен), кораллы (ругозы), хитинозои *Sphaerochytina* aff. *Schwaldi, Agetocistis* sp. (девон) и комплекс миоспор зоны *Retisporites lepidophyta,* что позволяет говорить о позднефаменском, озерско-хованском времени накопления отложений [153, 180, 181]. Мощность свиты 1400 м.

Уакитская толща (D_3f_3 *uk*) была выделена при проведении работ в рамках ГДП-200/2 [333]. В настоящее время мы рассматриваем толщу в сокращенном объеме, включая в нее только нижнюю часть ранее описанного разреза. Стратотипический разрез толщи находится по правому борту р. Уакит (рисунок 3-28). Также она развита в междуречье Могой - Уакит и р. Олни – II (см. рисунок 3-21). Толща представлена флишоидным переслаиванием терригенных пород. Для нее характерны серые цвета, высокие содержания карбоната в терригенных породах, широкое развитие вторичного смешанного глинисто- карбонатного матрикса в обломочных породах, высокие содержания филлосиликатов, плохая окатанность и сортировка обломочного материала, высокое содержание кластов интрузивных кислых пород. Для пород характерны также средне- и крупномасштабные текстуры косой, часто однонаправленной слоеватости. Иногда в строении горизонтов песчаников отмечаются отдельные мелкие (десятки см мощностью) прямо градированные слои и серии слоев, характерных для среднеплотностных суспензионных турбидитных потоков. Кроме того, встречены слои песчаников с деформационными оползневыми текстурами в основании (данные А.В. Филимонова).

По данным предшественников и нашим стратотипический разрез толщи (см. рисунок 3- 28) расположен по правобережью р. Уакит (снизу):

1. Песчаники полимиктовые грубозернистые, буровато-серые с прослоями черных карбонатных алевролитов ……..0,5 м
2. Песчаники серые, грубозернистых и темно-серые алевролиты…….....0,1 м
3. Полимиктовые песчаники серые, среднезернистые с прослоями черных песчанистых известняков …….....0,3-0,5 м

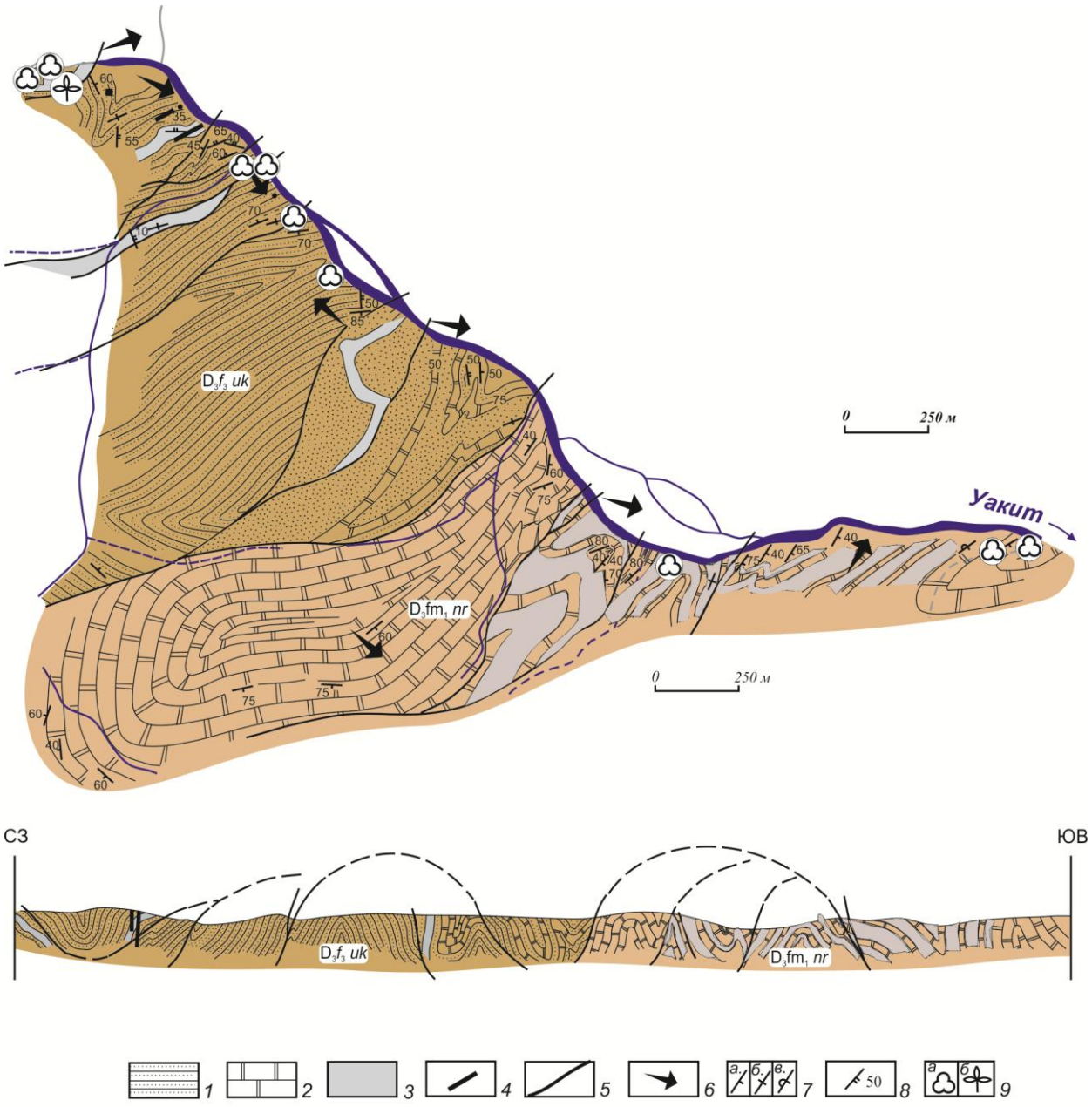


Рисунок 3-28 - Геологический разрез уакитской толщи и нерундинский свиты в стратотипической местности

1 - пачки переслаивания песчаников и алевролитов с прослоями известковистых алевролитов; 2 - пачки переслаивания карбонатных алевролитов, песчаников и алевритистых известняков; 3 - черные глинистые и карбонатно-глинистые сланцы (тектониты с фрагментами слоев песчаников, алевролитов, известняков); 4 - жилы гранит-порфиров; 5 - разрывные нарушения; 6 - направление перемещения надвиговых пластин; 7 - элементы залегания слоистости: а - нормальное, б - вертикальное, в - опрокинутое; 8 - элементы залегания стиллолитов и межзернового кливажа; 9 - находки органических остатков: а - миоспор, б - флоры

4. Тонкое чередование алевритистых известняков и черных глинистых алевропелитов……..……0,3 до 1,7 м

5. Полимиктовые песчаники, серые, мелкозернистые, среднезернистые с прослоями черных песчанистых известняков ……..……0,5 м

6. Известняки черные, песчанистые с прослоями темно-серых алевролитов и черных глинистых алевропелитов…….....…….……45 м.

Мощность 550-800 м.

Нижний контакт толщи повсеместно тектонический, верхний, с перекрывающей нерундинской свитой, согласный.

Возраст отложений ранее условно считался позднерифейским. Автором в стратотипическом разрезе свиты (см. таблица 18) в карбонатных алевролитах нижней подсвиты выявлены остатки листовой флоры рода *Flabellofolium* sp. (определения А.Л. Юриной, МГУ, Москва), описанных из среднедевонских и среднедевонско - нижнекаменноугольных отложений Кольского полуострова, и проптеридофиты *Shciadophyton* sp. (определения В.А. Красилова, ПИН РАН, Москва), распространенные с нижнего девона до карбона. Дополнительно собранные в последнее время остатки схожи с розетковидными гаметофитами сциадофитона (определения С.В. Наугольных, ГИН РАН, Москва). По всему разрезу установлен богатый по числу и видовому составу комплекс миоспор слоев с палинофлорой *Cristatisporites deliquescens – Verrucosisporites evlanensis,* соответствующих верхней части верхнего франа, евланово-ливенскому времени накопления отложений [153, 169, 178, 181, 184, 190]. Возраст уакитской толщи определяется как позднефранский. Мощность ее 950 м.

Нерундинская свита (D_3fm_1 *nr*). Свита была впервые выделена Д. Жалсабоном из карбонатной части разреза докембрийской уакитской серии [92]. К нерундинской свите верхнего рифея относились темные известняки, филлиты, с редкими прослоями песчаников и доломитов (см. рисунок 3-21). В Легенде к ГГК- 1000/3 нерундинская свита традиционно считалась средне-позднерифейской [261, 328, 330, 332, 333]. В результате ГГК-200/2 нового поколения [333] был пересмотрен возраст свиты и ее отложения включались в

состав уакитской толщи. В состав последней были объединены отложения нерундинской и части мухтунной свит сходного литологического состава. В соответствии со статьей XII.10. Стратиграфического кодекса [243, стр. 60] при изменении объема стратиграфического подразделения не более одной трети стратиграфического состава название подразделения должно сохраняться. К тому же, согласно статье XII.14 название, широко вошедшее в геологическую практику, даже если оно не отвечает правилам стратиграфической номенклатуры, сохраняется в виде исключения. На основании этого, автор выделяет существенно карбонатную нерундинскую свиту, исключая ее из состава уакитской толщи [153, 333].

Нерундинская свита распространена в бассейне р. Нерунды, в среднем течении р. Уакит, на междуречье Амундакон - Уакит и в верховьях р. Оки (см. рисунок 3-21). Свита сложена преимущественно известняками с прослоями алевролитов и черных глинистых сланцев. Характерным для нее является присутствие мощных (метры - десятки метров) горизонтов темных слоеватых, относительно чистых от терригенной примеси, известняков. В строении свиты выделяются два типа пачек. Нижняя часть разреза представлена пачкой переслаивания *терригенно-карбонатных пород*. Ее разрез описан по правобережью Нерунды и Уакита (см. рисунок 3-28) и имеет следующий вид:

1. Тонкое переслаивание черных песчанистых известняков с прослоями темно-серых алевролитов и черных глинистых алевритов..…….....2,7 м

2. Черные песчанистые известняки с прослоями глинисто-карбонатных пород …….....25 м

3. Черные известняки с прослоями алевропелитов....…….....20 м.

И далее идет чередование перечисленных разновидностей пород, общая мощность этого слоя 250-350 м.

4. Горизонт черных и темно-серых ритмично тонкослоистых и массивных, крупнослоистыех пелитоморфных известняков, мощностью 250 м, завершает разрез.

Общая мощность терригенно-карбонатной пачки 650 м.

Верхняя часть разреза представлена *карбонатной пачкой* и сложена черными и темно-серыми ритмично тонкослоистыми и массивными, крупнослоистыми пелитоморфными известняками, относительно чистыми от терригенной примеси и черными, темно-серыми, коричневатыми алевритистыми и песчанистыми (иногда оолитовыми) известняками с прослоями глинистых сланцев, мергелей. Среди известняков встречаются прослои отмытых биокластовых (органогенно-обломочных) ооидных песчанистых известняков. Выше по разрезу доля карбонатных пород увеличивается и появляются горизонты (до десятков метров) существенно доломитовых пород, которые представлены тонкослойчатыми карбонатными песчаникам с прослоями тонкозернистых алевритистых известняков. Отдельные горизонты среди доломитовых пород сложены тонкослойчатыми, часто косослойчатыми алевритами, состоящими на 89-90% из доломита. В виде подчиненных (первые см) прослоев, в горизонтах темных известняков присутствуют темно-серые до черных алевропелиты. Видимая мощность карбонатной пачки более 500 м.

Прослои черных глинистых и карбонатно-глинистых алевросланцев, выделявшиеся ранее в составе свиты как самостоятельные пачки, представляют собой тектониты с реликтовыми фрагментами слоев и горизонтов вышеперечисленных пород [110, 333]. Мощность зон тектонитов от 25-50 до 200-400 м.

В алевритистых известняках свиты обнаружены (см. таблица 12) синезеленые войлокообразные водоросли *Rothpletzella* sp., зеленые *Lancicula* sp. и хитонозои *Sphaerochytina* aff. *Schwaldi, Agetocistis* sp., распространенные в девоне. В отдельных образцах встречены сечения раковин брахиопод, иглокожие и фораминиферы. В отложениях свиты установлен богатый по числу и видовому составу комплекс миоспор, в составе которого встречены виды *Corbulispora vimineus* (Nekr.) Avkh., *Geminospora vasjamica* (Tschibr.) Nekr., *Trachytriletes tipicus* Naum., *T. minor* Naum., *T. uniformis* Naum., *Archaeozonotriletes formosus* Naum., *A. polymorphus* (Naum.) Obukh.,

распространенные в нижнем фамене [153, 152]. По миоспорам возраст свиты можно считать раннефаменским.

Нерундинская свита залегает согласно на уакитской толще, верхний контакт ее не определен. Мощность свиты оценивается в 1250 м.

Санская свита (D_3f_3–fm_3 *sn*) впервые выделена Д. Жалсабоном (1962). Ранг свиты и ее объем неоднократно пересматривались [238, 330]. Мы рассматриваем свиту в объеме санской серии [238]. В состав свиты включены породы ранее выделявшиеся как гольцовая свита на Дулешма–Горбылокском водоразделе и районе озера Сан [333]. Свита распространена в бассейне р. Сан (рисунок 3-29) и сложена кварцевыми и полимиктовыми существенно карбонатными песчаниками с прослоями алевролитов и алевропелитов, карбонатными конгломератами с прослоями гравелитистых и галечных песчаников. Главная особенность свиты – существенно карбонатный состав терригенных пород, плохо проявленные слоистые текстуры, монотонное строение пачек, сочетание зеленоватых и красноватых (буроватые, желтоватые, розоватые) окрасок пород.

Свита включает три подсвиты с вертикальной последовательностью, определенной их палеонтологической характеристикой. Нижнесанская подсвита, ранее выделявшаяся как верхнедулешминская свита, сложена существенно кварцевыми песчаниками светлыми, розоватыми, однородными, тонкослоеватыми, преимущественно среднезернистыми и крупно-среднезернистыми, хорошо сортированными. Тонко-параллельнослойчатые текстуры песчаников обусловлены чередованием миллиметровых слойков с различной гранулометрией. Мелкомасштабные диагональные текстуры отмечаются реже. Мощность подсвиты около 150 м. Среднесанская подсвита представлена карбонатными конгломератами серыми, часто розоватыми и желтоватыми, мономиктовыми разнообломочными (от крупно- до мелкогалечных), с линзующимися прослоями гравелитистых и галечно-гравелитистых карбонатных песчаников. Песчаники имеют близкий с матриксом конгломератов состав и строение. Мощность подсвиты 50 - 250 м.

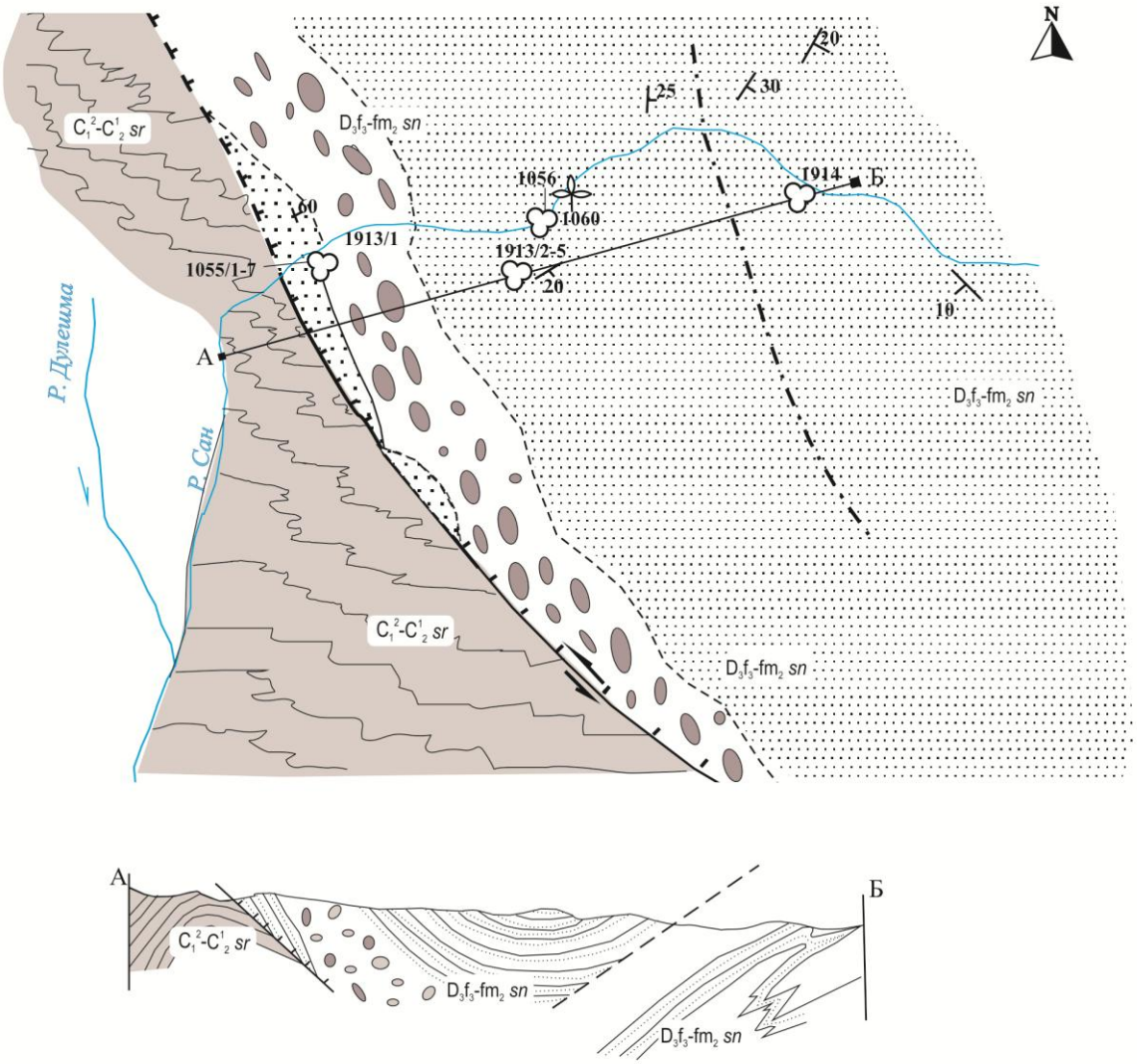
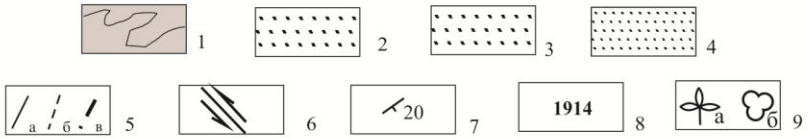


Рисунок 3-29 - Геологическая схема и разрез санской свиты в стратотипической местности



Сырыхская свита: 1 - переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 2 - 4 санская свита: 2 - нижняя подсвита, светлые розоватые олигомиктовые кварцевые песчаники; 3 - средняя подсвита, разнообломочные карбонатные конгломераты; 4 - верхняя подсвита, песчаники полимиктовые (граувакки), карбонатные с прослоями карбонатных алевролитов; 5 - геологические границы: а-достоверные; б - предполагаемые; в - фациальные предполагаемые; 6 - сдвиго-надвиг; 7 - элементы залегания; 8 - точки наблюдения; 9 - находки органических остатков: а - флоры, б-миоспор

Верхнесанская подсвита сложена полимиктовыми кварц-полевошпат-лититовыми карбонатными песчаниками с прослоями карбонатных алевролитов. Для подсвиты характерны: 1) значительная карбонатная составляющая в терригенных породах; 2) относительно тонкая выдержанная гранулометрия обломочных пород; 3) монотонное строение; 4) текстуры разномасштабной диагональной слоистости; 5) многочисленные прослои «плоскогалечных» конгломератов» с псефитовыми обломками алевритов и алевропелитов. Мощность подсвиты до 950 м.

Санская свита слагает вытянутую в субмеридиональном направлении тектоническую линзу, все ее контакты имеют тектонический характер. Известно прорывание гранитоидами витимканского комплекса (Санский шток), абсолютный возраст которых определен в 300 млн лет и габбро-диоритами, каменноугольного суховского комплекса [200, 201, 333].

В алевролитах верхнесанской подсвиты (см. таблица 18) автором найдены отпечатки растений с гинкгоподобными мегафиллами представлены родом *Flabellofolium* и видом *Flabellofolium williamsonii* (Nath) Iur. et Put. (определения А.Л. Юриной). Стратиграфическое распространение рода указывается в интервале девон - нижний карбон. По данным А.Л. Юриной вид *Flabellofolium williamsonii (Nath)* Iur. et Put. наиболее распространен в среднем девоне и встречен только в двух местонахождениях – в Бельгии, в комплексе флор эйфельского яруса, и на Кольском полуострове в лавоозерской свите девонско - нижнекаменноугольного возраста [282]. Миоспоры, выделенные по всему разрезу свиты стратотипической местности, объединяются в два разновозрастных палинокомплекса [153, 184, 190]. В нижнесанской подсвите установлен комплекс миоспор, в составе которого преобладают виды, характерные для отложений верхнего франа. Комплекс сопоставим с комплексом чулегминских слоев с *Cristatisporites deliquescens* – *Verrucosisporites evlanensis*, позволяющих говорить о позднефранском, евлановско-ливенском времени накопления отложений [153]. Верхнесанская подсвита содержит комплекс миоспор, типичный для среднефаменского

подъяруса, сопоставимый с комплексом слоев *с Diducites versabilis – Grandispora fameninsis* [153, 184]. Таким образом, миоспоры позволяют датировать нижнюю часть разреза санской свиты поздним франом, а верхнюю - средним фаменом. Вероятнее всего, конгломераты среднесанской подсвиты накапливалась в среднем фамене. Общая мощность санской свиты 1250 м.

Верхний стратиграфический уровень Уакитской подзоны включает мухтунную и сырыхскую свиты, ранее считавшиеся верхнепротерозойскими, и впервые выделенную девонско - каменноугольную уендектскую толщу.

Мухтунная свита (D_3fm-C_1t *mh*) выделена Д. Жалсабоном (1962) и распространена в междуречье Могой-Уакит, от верховьев р. Нерунда на северо-западе до нижнего течения р. Могой и в среднем течении р. Тале (см. рис. 3-21). Свита сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, тонким ритмичным переслаиванием темно-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с туфогенной примесью, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями туфов, в нижней части разреза присутствуют горизонты конгломератов, обломочных известняков и известняковых мергелей. Стратотипическая местность ее расположена по правобережью руч. Мухтунный (приток р. Уакит).

В состав мухтунной свиты включены полимиктовые карбонатно-петрокластические грубообломочные образования левобережья р. Тале (рисунки 3-30, 3-31). Здесь на светло-серых доломитах белогорской свиты (мощность более 50 м) с фациальным переходом залегают породы мухтунной свиты. Снизу вверх обнажены: 1 - буроватые карбонатные песчаники с горизонтами черных обломочных оолит-онколитовых песчанистых известняков и пирокластической примесью (25 м); 2 - переслаивание серых, темно-серых, зеленоватых туфопесчаников, туфоалевролитов и серых, буровато-серых полимиктовых карбонатных песчаников с прослоями туффитов. Мощность по разрезу 150 м.

Доломиты белогорской свиты образуют выклинивающиеся линзовидные тела и блоки размером до первых метров среди темных тонкослоистых

оолитовых известняков и полимиктовых песчаников мухтунной свиты. В микрослоистых светлых доломитах наблюдаются прослои черных оолитовых известняков, серых карбонатных алевролитов.

В стратотипической местности свиты правобережья р. Мухтунный по данным предшественников и собственным наблюдениям разрез свиты представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Серые массивные, неяснослоистые доломиты белогорской свиты……..….более 100 м

2. Карбонатные конглобрекчии с псефитовыми обломками черных известняков, светлых доломитов, буроватых песчаников и с включениями отдельных блоков (от 0,5 до 1,5 м) светло-серых массивных доломитов. Матрикс конглобрекчий псаммитовый смешанный теригенно-карбонатный, участками составляет основную часть объема пород и содержит отдельные, быстро выклинивающиеся линзовидные прослои темно-серых, слоистых песчанистых известняков с примесью гравийных обломов терригенных пород, оолитов и онколитов……100 м

3. Известняки темно-серые, алевритистые слоеватые с примесью обломков вулканитов и литокластов псаммитовой и гравийной размерности с участками и линзами скоплений оолитов и пизолитов и прослоями среднезернистых песчанистых известняков…....…….150 м

4. Бурые, зеленовато-бурые тонкоплитчатые известковые мергели с прослоями алевритистых аргиллитов с примесью зерен кварца и полевого шпата……..……50 м

5. Доломиты серые, светло-серые неравномернозернистых слоеватые с прослоями оолитовых доломитов часто с примесью интракластов доломита псаммитовой и гравийной размерности, и линзами мелкообломочных доломитовых брекчий……..……350 м

6. Песчаники серые, зеленовато-серые полимиктовые с кальцитовым цементом с прослоями гравелитовых песчаников и алевролитов……400 м

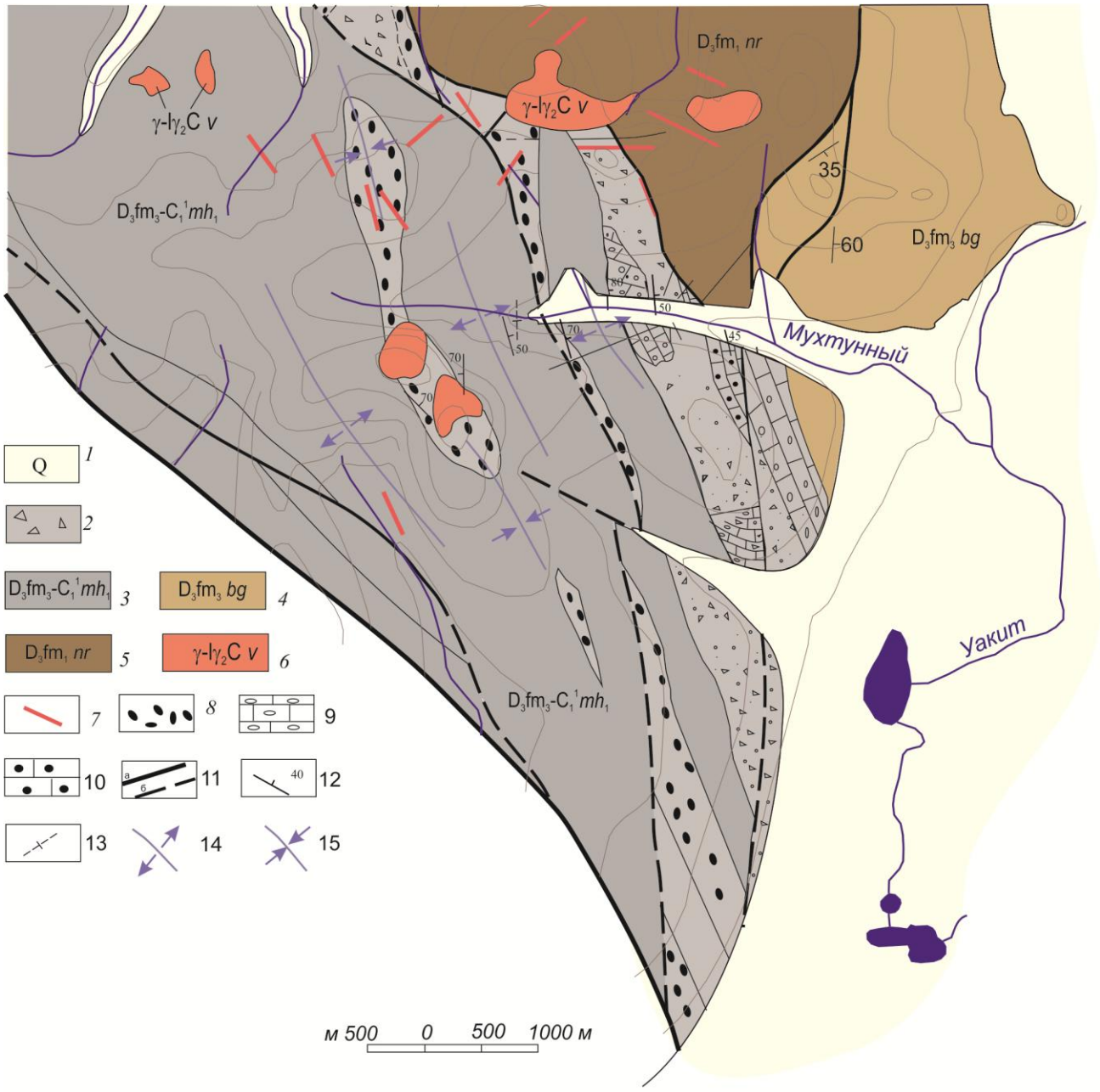


Рисунок 3-30 - Схематическая геологическая карта бассейна р. Мухтунный

Условные обозначения: 1- четвертичные образования; 2 - 3 - мухтунная свита: 2 - карбонатно-лито-петрокластические породы и конгломераты полимиктовые, 3 - вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты; 4 - белогорская свита; 5 - нерундинская свита; 6 - 7 - витимканский комплекс: 6 - граниты, 7 - дайки; 8 - конгломераты полимиктовые; 9 - 10 - известняки: 9 - светлые обломочные онколит-оолитовые, 10 - черные битуминозные оолитовые; 11 - разломы: а) - достоверные, б) - предполагаемые; 12 - элементы залегания слоистости; 13 - кливажа; 14 -15 - крупные структурные формы: 14 - антиклинальные, 15 - синклинальные

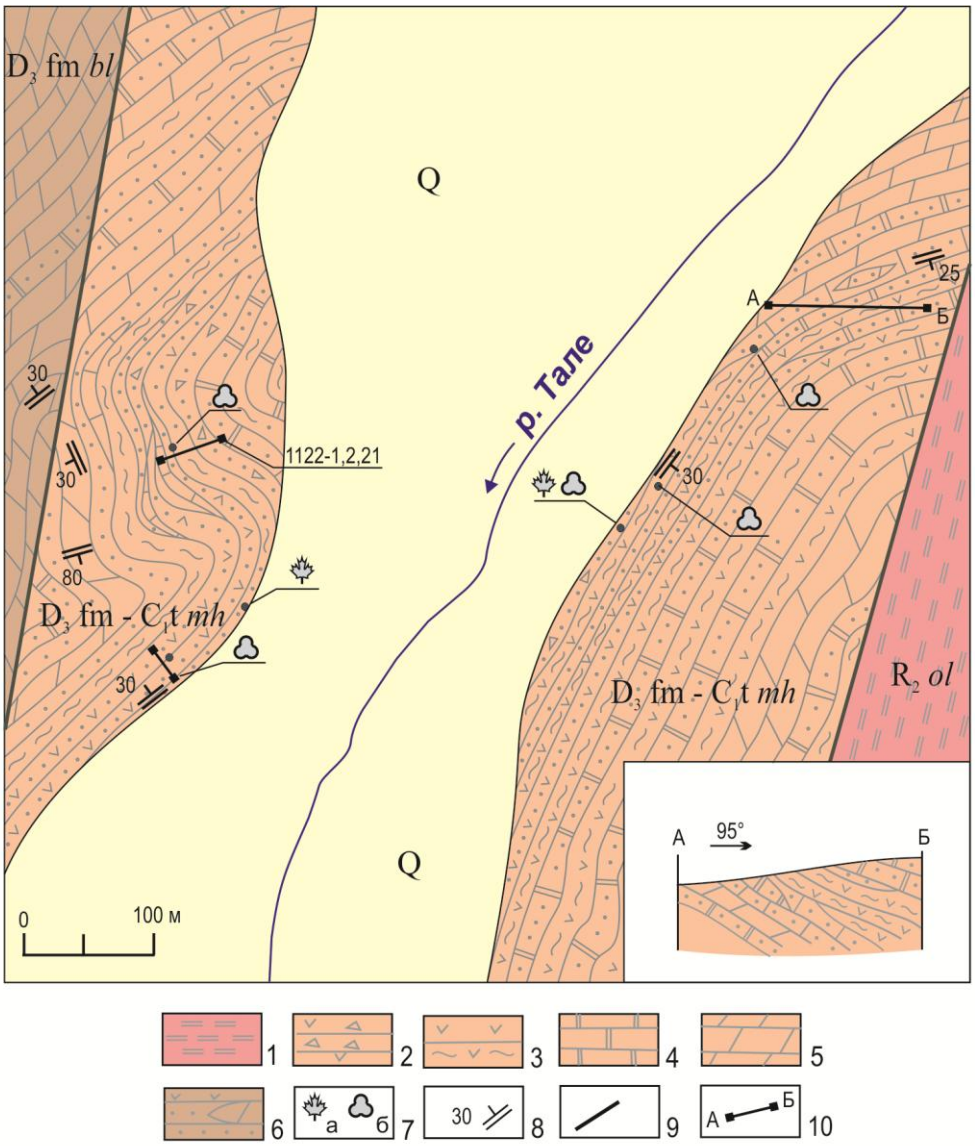


Рисунок 3-31 - Схематический геологический план
и разрез отложений мухтунной свиты (р. Тале)

1 – олнинская толща, вулканиты основного состава (RF_3); 2 - 4 – мухтунная свита ($D_3fm–C_1t$): 2 - обломочные карбонатно-туфотерригенные породы, 2 – переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов с прослоями туфов; 4 – оолит-онколитовые песчанистые известняки; 5 – прослои и линзы светло-серых доломитов в песчаниках; 6 – белогорская свита (D_3fm_1), светло-серые доломиты; 7 - места отбора флоры, палеонтологических проб; 8 – элементы залегания; 9 – разрывные нарушения; 10 – линия разреза

7. Конгломераты, туфоконгломераты полимиктовые с песчаным матриксом и гальками, представленными метаэффузивами, аргиллитами, алевролитами, глинистыми микросланцами, сланцами.....50 м

8. Преслаивание равномернослоистых средне-грубозернистых зеленовато-серых полимиктовых песчаников, темно-серых алевролитов с прослоями аргиллитов (мощности слоев от первых десятков см до метра) и серых среднезернистых до грубозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов с прослоями псефитовых туфов, часто встречаются отдельные гальки (мощности десятки см). Слои песчаников характеризуются градационной слоистостью, уменьшением зернистости вверх по разрезу и постепенно сменяются более тонкозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов…….....более 400 м

9. Тонкое ритмичное переслаивание мелкозернистых темно-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов с тонко-горизонтальнослоистой текстурой, с различными подошвенными рифлеными выемками, знаками ряби (мощности прослоев от 1до 10 см)……...более 800 м.

Мощность свиты по разрезу оценивается в 1500-1700 м.

Среднерифейский возраст мухтунной свиты был принят согласно СЛ Геолкарты 1000/3 [327, 330, 332]. Возраст свиты нами определяется по остаткам растений, водорослей, комплексам миоспор (см. таблица 18). В алевролитах установлены растительные остатки полуводных растений с листообразными лопастями *Orestovia* sp. (левобережье среднего течения р. Тале), представляющими собой переходную группу между водными и наземными растениями и распространенную в девонских отложениях (определения А.А. Броушкина), остатки уплощенных побегов псилофитов, которые широко распространены в девоне, проптеридофиты *Pectinophyton* sp., распространенные в верхнем девоне - нижнем карбоне (определения В.А. Красилова), талломы водорослей *Algites* sp., распространенные в девоне - карбоне (определения С.В. Наугольных). Девонские сифоновые водоросли рода *Lancicula* sp., синезеленые *Rotpletzella* sp., *Ortonella* sp. обнаружены в темно-серых известняках правобережья руч. Мухтунный, здесь же в известняках и

светлых доломитах встречены остатки хитонозой *Sphaerochytina* aff. *schwaldi, Agetocistis* sp. (девон), сечения брахиопод, мшанок, таблички иглокожих, фораминиферы (верхний палеозой). В составе комплекса миоспор (табл. 19) преобладают виды, распространенные в фамене - турне: *Lophotriletes submarginatus* (Waltz) Naum., *Retusotriletes micrhotelis* Naum., *Acantotriletes famenensis* Naum., *A. echinatus* (Naum.) Isch., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *L. grandis* Naum., а виды *Lophozonotriletes bellus* Kedo, *Lophotriletes inflatus* (Luber) Naum., наиболее часто встречаются в турнейском ярусе [190, 333]. Палеонтологическая характеристика свиты свидетельствует о стратиграфической принадлежности ее к фамену - турне. Верхний контакт свиты не установлен. Общая мощность около 1700 м.

Уендектская толща (D_3-C_1 *un*). Толща выделена нами впервые из состава жанокской свиты и распространена в среднем течении рек Восточный Горбылок, Горбылок и междуречье Горбылок - Ципа. Следует заметить, что в среднем течении р. Восточный Горбылок и водораздела Горбылок - Вековье, ранее выделялась уендектская свита рифейского возраста [237], позже эти отложения описывались как жанокская свита [261]. Уендектская толща в настоящее время выделяется в несколько другом объеме, чем у предшественников (рисунок 3-32). Толща сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями. В ее составе выделено две подтолщи: нижняя - кислые эффузивы и их туфы, кластолавы, туфоконгломераты с линзами и прослоями доломитов и известняков; верхняя - эффузивно-осадочная, представленная чередованием терригенных, карбонатных пород и туфов кислого состава, и включающая субсогласные тела риолитов. В составе нижней подтолщи присутствуют прослои основных метаэффузивов (мощностью до 10 м). Верхняя подтолща в верхнем течении руч. Уендект и на водоразделе Горбылок - Вековье представлена риолитами, их туфами и кластолавами с прослоями метапесчаников и туфоконгломератов.

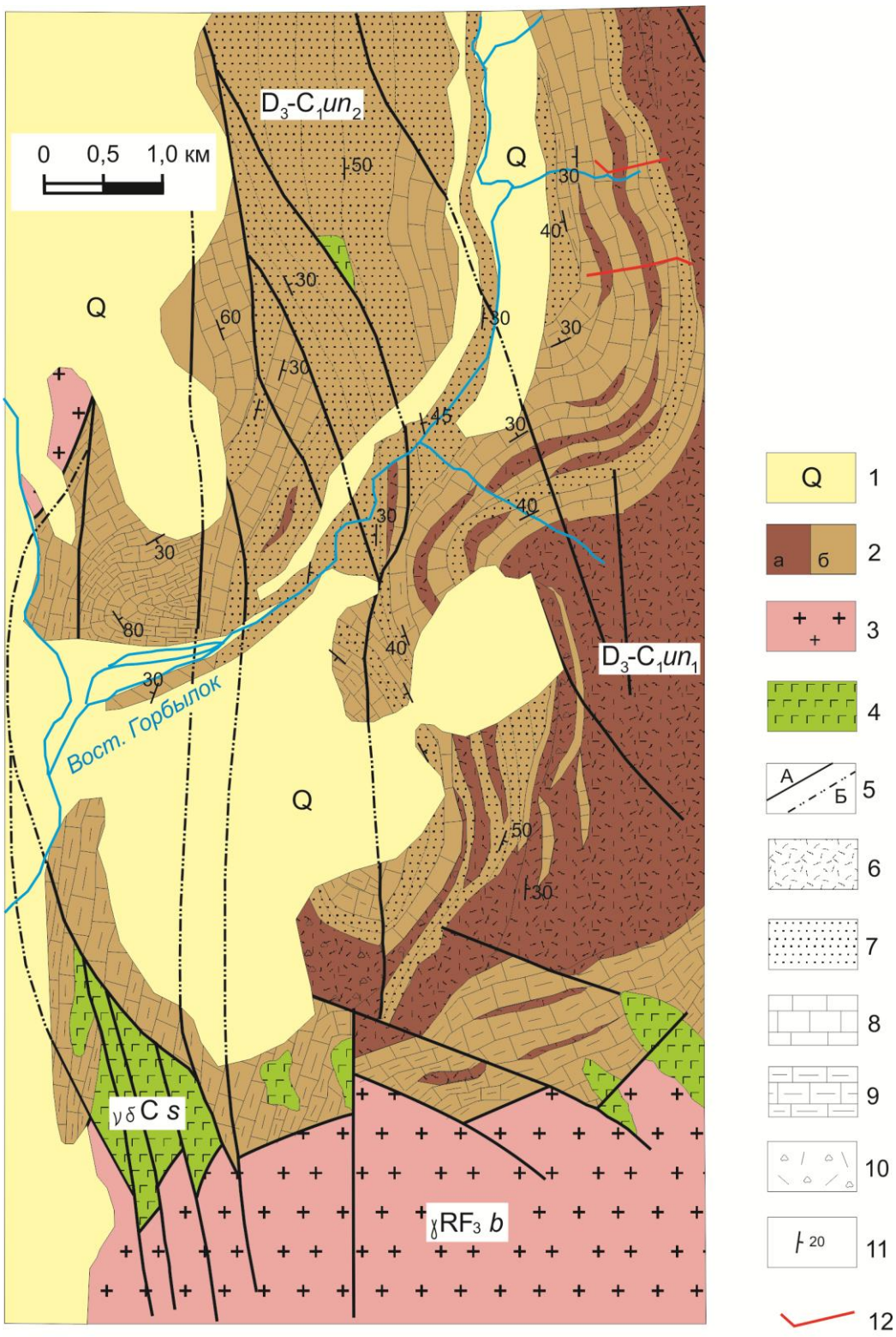


Рисунок 3-32 - Схематическая геологическая карта среднего течения р. Восточный Горбылок

1 - четвертичные отложения; 2 - уендектская толща (D_3 - C_1 *un*): а - нижняя подтолща, б - верхняя подтолща; 3 - бамбукойский комплекс (Rf_3 *b*), лейкократовые граниты; 4 - суховский комплекс (C *s*), габбро-диориты; 5 - разрывные нарушения: А - достоверные, Б - предполагаемые; 6 - риолиты, туфы риолитов; 7 - полимиктовые песчаники; 8 - светлые доломиты; 9 - темно-серые известняки; 10 - кластолавы; 11 - элементы залегания; 12 - линии разрезов

Она согласно залегает на образованиях нижней подтолщи с постепенным переходом через переслаивание песчаников с телами субсогласных риолитов и прослоями туфов. Наиболее полные разрезы уендектской толщи описаны по левому притоку р. Восточный Горбылок (рисунки 3-33, 3-34) и по левому борту долины р. Восточный Горбылок, выше устья руч. Уендект.

По данным А.А. Савченко и собственным [333], по левобережью р. Восточный Горбылок описаны (снизу вверх):

1. Риолиты темно-зеленые афировые…….…….....…….....300 м
2. Риолиты зеленовато-коричневые сферолитовой текстуры.…….....20 м
3. Кластолавы порфировых риолитов, зеленовато-серые …….....200 м
4. Метапесчаники зеленовато-серые с вулканической примесью.…….....250 м
5. Доломиты светло-серые песчаные с прослоем литокристаллокластических туфов (мощность 0,7 м).....7 м
6. Туфогравелиты на доломитовом цементе…….....0,2 м
7. Переслаивание желтовато-серых доломитов с туфами…….....4 м
8. Туффиты серовато-зеленые……..…….....5 м
9. Доломиты известковые серо-зеленые…….....1 м
10. Переслаивание зеленовато-серых туфоалевролитов с темно-серыми аргиллитами……..…….....0,5 м
11. Сланцы слюдисто-полевошпат-кварц-карбонатные…….....22 м
12. Доломиты известковистые и кремнистые с прослоями углистых известняков и зеленовато-серых туфов…….....100 м
13. Известняки темно-серые, алевритистые, углистые с прослоями темно-серых полимиктовых песчаников (0,5 м), туфоалевролитов…….....280 м.

Общая мощность по разрезу составляет около 1200 м.

Разрез по левобережью р. Восточный Горбылок сложен (снизу вверх):

1. Туфы пепловые зеленовато-серые с прослоями песчаных желтовато-серых доломитов (мощностью до 4 м)…….....300 м
2. Доломиты известковистые светло-серые…….....50 м
3. Доломиты известковистые темно-серые.……..…….....50 м

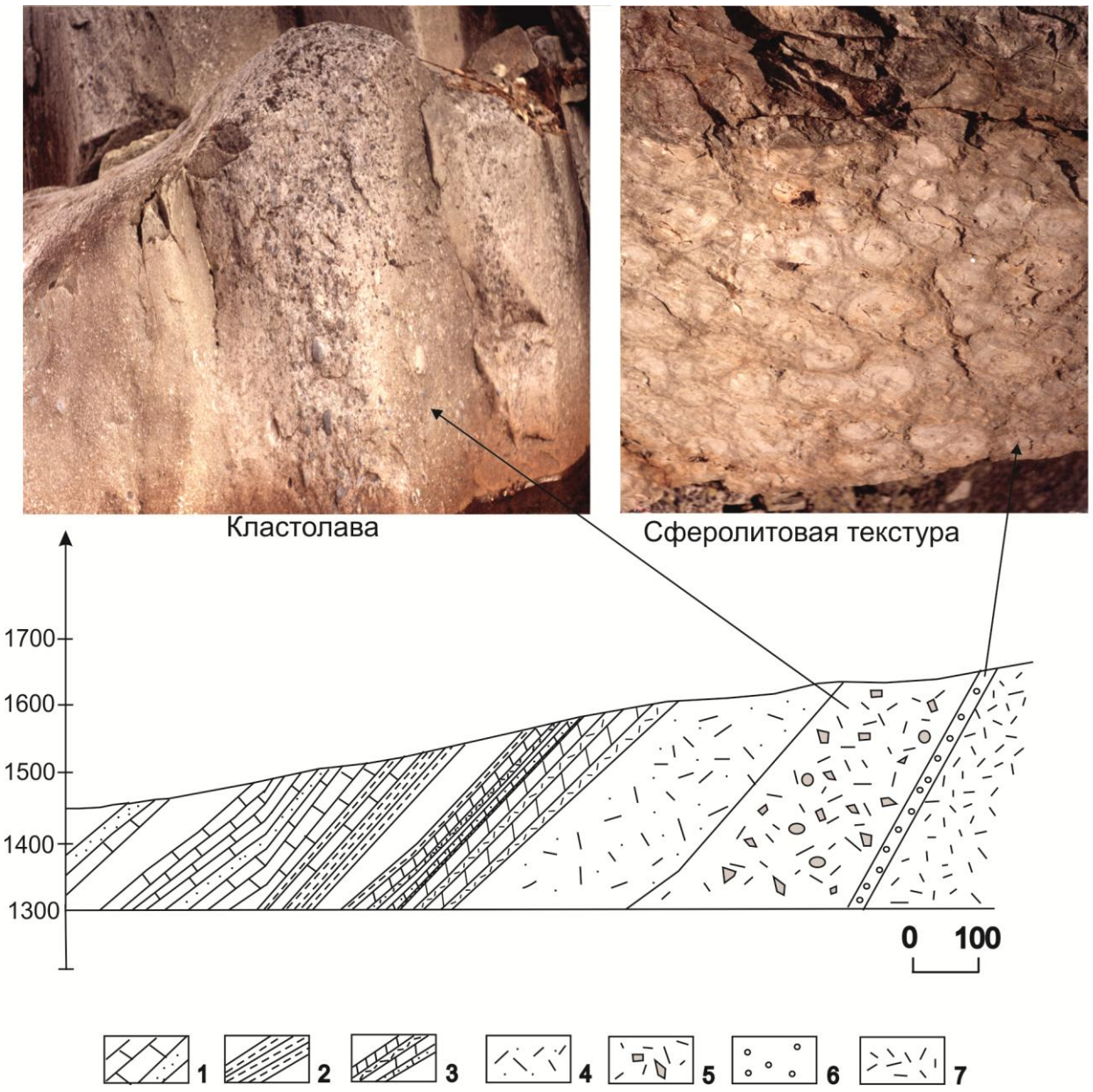


Рисунок 3-33 - Схематический геологический разрез отложений уендектской толщи (левый приток р. Восточный Горбылок, выше устья р. Уендект)

1 – известняки с прослоями песчаников; 2 – сланцы хлорит-полевошпат-кварцевые; 3 – доломиты с прослоями туфов, туфогравелитов; 4 – метаэффузивы; 5 – кластолава; 6 – лава кислого состава со сферолитовой текстурой; 7 – риолиты афитовые

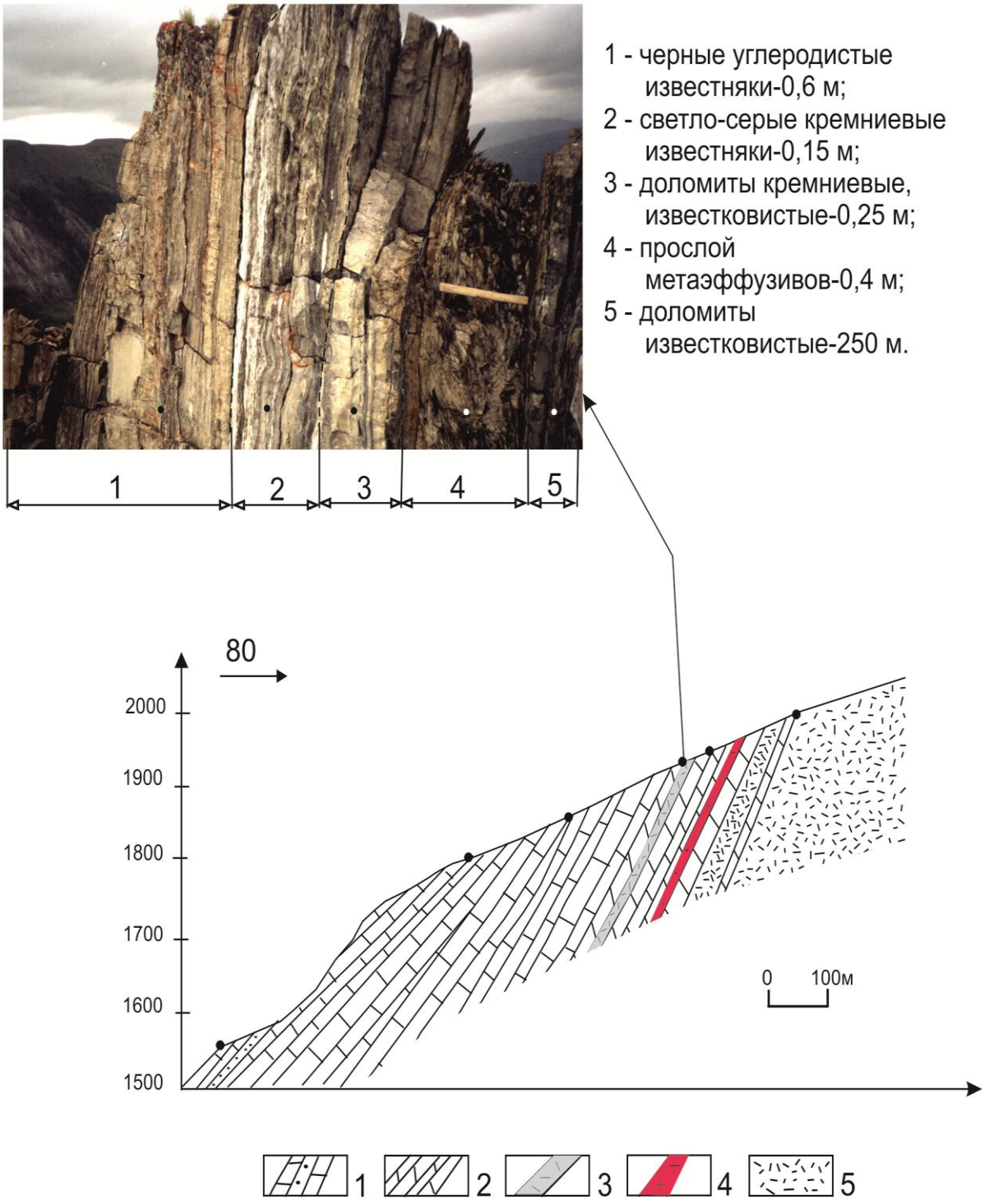


Рисунок 3-34 - Схематический геологический разрез отложений уендектской толщи (левый борт долины р. Восточный Горбылок)

1 – чёрные углеродистые известняки с прослоем песчаников; 2 – светло-серые кремнистые доломиты; 3 – метаэффузивы; 4 – микрограниты; 5 – туфы пепловые, кислого состава

4. Прослой желтоватых метаэффузивов……..……..…….....0,4 м

5. Доломиты серые кремнистые, известковые…….…….....0,25 м

6. Светло-серые кремнистые известняки…….…….....0,15 м

7. Черные углистые известняки……..…….....450 м

8. Прослой темно-серых полимиктовых песчаников…….....0,5 м

9. Черные углистые известняки, аналогичные слою 8……..….....50 м.

Породы прорваны дайкой микрогранитов мощностью 30 м.

Мощность толщи по разрезу около 900 м.

Таким образом, в составе уендектской толщи мы выделяем два типа пачек.

Первый тип представлен песчаниками, метапесчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов, черными углистыми (постоянно присутствует вкрапленность сульфидов), слюдисто-полевошпат-кварц-карбонатными сланцами с маломощными телами риолитов, прослоями туфов и туфоалевролитов.

Второй тип сложен кремнистыми, известковистыми доломитами с прослоями литокластических туфов и темно-серыми до черных, углистыми известняками, реже кремнистыми с прослоями метаэффузивов. Терригенная примесь в доломитах представлена кварцем и полевыми шпатами (от 10 до 35%). В непосредственной близости доломитов к выходам вулканитов, примесь пирокластики составляет до 10% породы. Толща характеризуется слабым метаморфизмом (присутствует только одноактный проградный парагенезис). Присутствие в составе толщи прослоев вулканогенных пород, а в осадочных образованиях пирокластики свидетельствует о том, что палеобассейн седиментации располагался вблизи зоны активного вулканизма, которая, видимо, находилась в восточной его части (в современных координатах). Контакты толщи с позднерифейскими вулканитами олнинской толщи и жанокской свиты тектонические. Предполагается, что уендектская толща связана латеральными переходами с граувакковой верхнедевонско-нижнекаменноугольной мухтунной свитой.

В серых тонкослоистых алевритистых известняках толщи определены девонские водоросли *Epiphyton buldyricum* Antr., *Izhella nubiformis* Antr., *Rotpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl. и найдены тентакулиты (силур - девон) (см. рисунок 3-8), а в светло-серых пелитоморфных известняках определены остатки ругоз (девон?). В туфоалевролитах верхней части разреза (р. Уендект) выделены комплексы миоспор (таблица 20) фамена - турне. Палеонтологические данные позволяют датировать толщу фаменом - турне. Установленные предшественниками [237, 328] и подтвержденные нами фациальные переходы между вулканитами и туфо-терригенно-карбонатными породами указывают на синхронность их образования. Отложения толщи прорваны верхнепалеозойскими гранитоидами витимканского и габброидами суховского комплексов [333].

Вулканогенные породы толщи (риолиты, риолитовые туфы витро- и кристаллокластические, кластолавы, лавобрекчии, туфоконгломераты) относятся к бимодальной андезит-риолитовой ассоциации известково-щелочной серии. Они соответствуют умеренно-ультракалиевым риолитам с отношением K/(Na+K) 0,3-1, в нормативном составе которых преобладают кварц и калишпат, фенокристы - кварц, калишпат-пертит. Характерной особенностью этих пород является присутствие псефитовой вулканокластики [201]. Мощность уендектской толщи 1100-1300 м.

Сырыхская свита (C_{1-2} *sr*) выделена впервые из состава мухтунной свиты М.М. Язмиром [353]. Свита распространена в верхнем течении р. Дулешмы и ее притоков рек Срих, Юктакон Уакитский, а также в нижнем течении р. Сан (см. рисунок 3-21). Для свиты характерно отсутствие карбонатных пород, существенно вулканомиктовый состав кластики (средние и полевошпатовые граувакки, вулканомиктовые песчаники, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты), значительная роль тонкообломочных пород в верхней части разреза [153, 189, 190, 258]. Свита расчленяется на два вспомогательных подразделения в ранге подсвит.

Нижнесырыхская подсвита представлена сложным комплексом карбонатных и карбонатно-терригенных образований, включая темные обломочные известняки, полимиктовые смешанные карбонатно-лито-пирокластические конгломераты и конглобрекчии, тектонические блоки (?) светлых доломитов юктоконской серии. Выше пачка обломочных пород сменяется пачкой переслаивания полимиктовых песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов с прослоями туфов и горизонтами обломочных карбонатно-лито-пирокластических пород. Наиболее полный разрез подсвиты, общей мощностью не менее 200-300 м, описан по левобережью р. Срих, в ее истоках. В основании пачки псефитов по данным А.В. Филимонова выделены четыре фациальные разновидности:

1. Конглобрекчии состоят из крупных (5-30 см) плохо окатанных обломков карбонатных пород сцементированных (тип базально-порового выполнения) мелкими (2-5 см) хорошо окатанными гальками гранитоидов и вулканитов;

2. Разногалечные плохо сортированные конгломераты с резко преобладающими по объему обломками карбонатных пород, матрикс конгломератов базально-поровый, сложен карбонатным песчаником;

3. Крупнообломочные (3-30 см) карбонатные конглобрекчии с редкими гальками силикатных пород и многочисленными неправильными фрагментами внутриформационных карбонатных песчаников с составом близким составу матрикса конглобрекчий;

4. Пуддинг-конгломераты с отдельными "плавающими" гальками, валунами и даже глыбами, погруженными в темный тонкозернистый алевропелитовый матрикс с обломками терригенных пород. Конгломераты образуют линзующиеся прослои мощностью 0,3-5 м.

Верхнесырыхская подсвита имеет терригенный состав и ритмоидное строение с чередованием пачек и горизонтов: - песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов; - мелкого чередования песчаников и алевролитов с прослоями алевропелитов; - тонкого чередования алевролитов

и алевропелитов и туфотерригенных пород. Наиболее полный разрез (см. рисунок 3-19) описан нами [333] на г. Юктокон (снизу):

1. Песчаники зеленовато-серые с буроватыми поверхностями выветривания от среднезернистых до крупнозернистых, кварц-лититовые с многочисленными прослоями гравелитистых и галечных песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов (мощностью прослоев от 10 см до 1-1,5 м) ...…….....70-80 м

2. Песчаники зеленовато-серые от мелко- до среднезернистых, слоеватые, полевошпат-кварц-лититовые с подчиненными прослоями от 3-5 до 30-40 см тонкозернистых песчаников и алевролитов …….....250-300 м

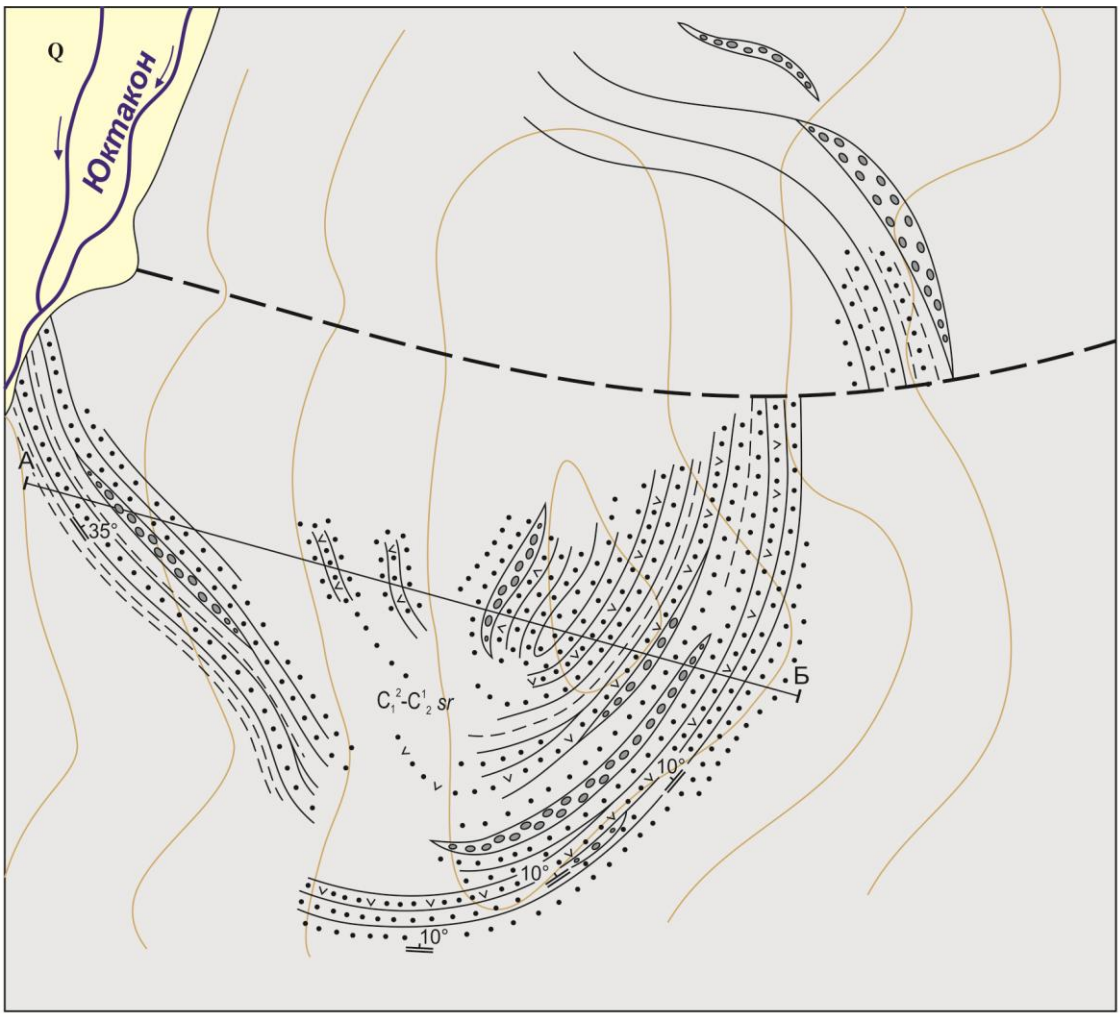
3. Песчаники зеленовато-серые от мелко- до среднезернистых, полевошпат-кварц-лититовые, слоеватые, с многочисленными прослоями от 1-2 до 30-40 см зеленоватых алевролитов.....50-70 м.

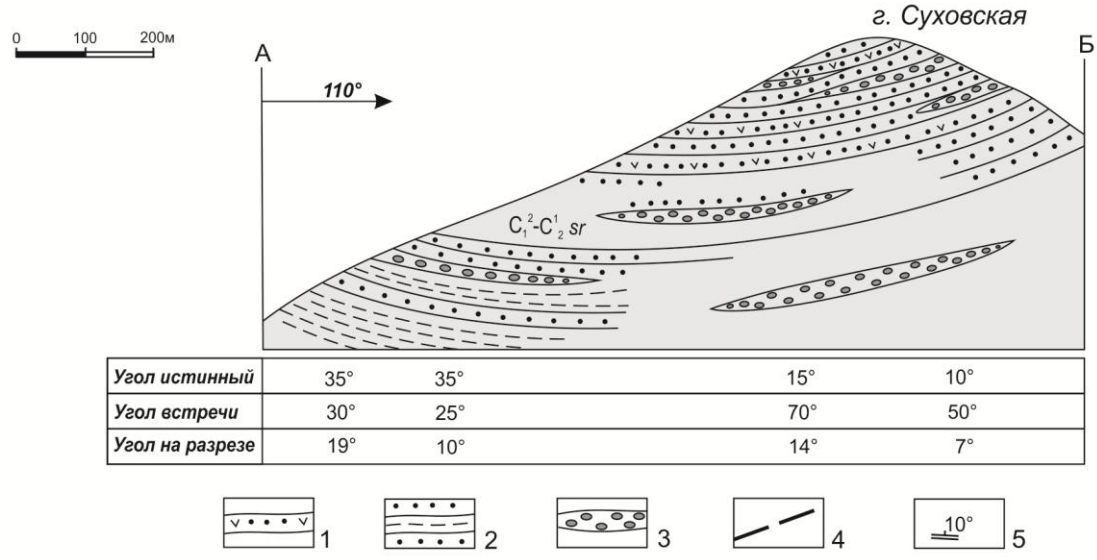
Общая мощность около 450 м.

Верхняя часть разреза подсвиты сложена терригенно-вулканогенными породами и обнажена на г. Суховская (рисунок 3-35). Здесь в составе сырыхской свиты выделяются туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями туфов и пачкой тонкого переслаивания туфоалевролитов,туфоаргиллитов и туффитов. В верхней части разреза свиты установлены субсогласные тела андезибазальтов, риолитов и риодацитов.

Разрез подсвиты (снизу вверх) следующий:

1. Песчаники серые, зеленовато-серые, разнозернистые, полимиктовые, плохо, редко хорошо, сортированные с прослоями алевритовых аргиллитов. Обломки пород хорошо окатаны, реже угловато-окатанные, составляют 70-75% всех кластов. Среди них преобладают глинизированные обломки средних и кислых вулканитов, обломки гранитоидов (5-10%), гранофиры, лейкоксенизированные витрокласты. Кварц и полевой шпат составляют в сумме 10-15% всех обломков. Цемент песчаников глинистый гидрослюдисто-хлоритовый с примесью гидроксидов железа. Аргиллиты тонкослойчатые сложены пелитовым агрегатом глинистых минералов (хлорит и гидрослюда) с примесью





Угол истинный	35°	35°	15°	10°
Угол встречи	30°	25°	70°	50°
Угол на разрезе	19°	10°	14°	7°

Рисунок 3-35 - Схема геологического строения и разрез отложений сырыхской свиты на водоразделе рек Срих и Юктакон (г. Суховская)

1 – зелёные псаммитовые туфы, туфопесчаники; 2 – пачка серых, зеленовато-серых песчаников с прослоями темно-серых листоватых алевролитов; 3 – вулканомиктовые конгломераты и гравелиты; 4 – разрывные нарушения; 5 – элементы залегания

алевритовых зерен кварца, полевого шпата, черных остроугольных частиц (витрокласты ?)…….....100 м

2. Песчаники галечные гравелитовые полимиктовые с прослоями гравелитов, конгломератов. Псефитовые обломки в основном представлены плохо раскристаллизованными кремнистыми фрагментами кислых вулканитов. В псаммитовой кластике представлены глинизированные класты, эффузивы, кварц, плагиоклаз, эпидот и слюды, и возможно, пирокластика (оскольчатые, угловатые обломки). Цемент глинистый с хлоритом. Псаммитовая часть гравелитов неокатана, угловатая, оскольчатая и представлена кварцем, полевым шпатом, хлорит-карбонатными обломками, дацитами. Конгломераты светло-серые полимиктовые, мелкогалечные (от первых см до 10-15 см), образуют линзовидные прослои среди песчаников. Галька конгломератов хорошо окатана. Преобладают гальки кислых пород - гранофиров, порфировых плагиогранитов, сильно измененных эффузивов. Матрикс конгломератов полимиктовый (плагиоклаз, кварц, плагиориодациты, глинизированные обломки, эффузивы, слюдистые микросланцы, хлоритизированная слюда, витрокласты) песчаники. Среди песчаников присутствуют тела вулканомиктовых песчаников и туффитов.....50 м

3. Туфопесчаники зеленые, темно-зеленые, среднезернистые, хорошо сортированные, массивные с прослоями и линзами конгломератов. Слагают юго-восточный склон высоты 1941,1. Кластика представлена кварцем (25%), плагиоклазом (25%), обломками пород (35%), эффузивами, доломитами, гранитоидами, кварцитовидными и эпидотизированными породами и хлоритизированным стеклом. Цемент глинистый, хлоритовый….....150 м

4. Переслаивание зеленых туфопесчаников и светло-серых полимиктовых песчаников с прослоями темно-серых алевритовых аргиллитов, зеленых псаммитовых туфов…….....65 м

5. Тонкое переслаивание зеленовато-серых туффитов и темно-серых алевролитов и аргиллитов, по составу аналогичных вышеописанным породам…….....20 м

6. Переслаивание зеленых туфопесчаников и светло-серых полимиктовых песчаников с прослоями темно-серых алевритов и аргиллитов, зеленых псаммитовых туфов, аналогичных слою 5…….....75 м.

Мощность по разрезу составляет не менее 460 м.

Контакты сырыхской свиты с подстилающими и перекрывающими образованиями неизвестны, скорее всего, они тектонические. Известно прорывание свиты [328] андезибазальтами каменноугольного суховского комплекса. Общая мощность ее 1450-1720 м.

В верхнесырыхской подсвите обнаружены талломы водорослей рода *Algites* (определения С.В. Наугольных), распространенного в девоне - карбоне, и выделены богатые по числу и таксономическому разнообразию комплексы миоспор (таблица 21). В нижней части разреза подсвиты преобладают нижнекаменноугольные виды – *Leiotriletes subparvus* Isch., *L. exises* Isch., *Lophotriletes subverrucosus* Isch., *L. parvus* Isch., *Brochotriletes crassus* Naum., *Archaeozonotriletes macroreticulata* (Naum.) Kedo, *Hymenozonotriletes conformis* Naum., *H. auranthicus* Naum., *H. scabrus* Naum., *Dictyotriletes graniformis* Kedo, *D. magnus* Naum., *D. subscabrum* Naum., *D. tenellus* Naum., *D. maculatus* (Ibr.) Lub., *Densosporites undatus* Byv. et N.Unm., *Stenozonotriletes luculentus* Naum., *Lophozonotriletes polymorphus* Naum. и миоспоры *Retusotriletes micrhotelis* Naum., *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmed., *Hymenozonotriletes rugosus* Naum., *H. hyalinus* Naum., *Azonomonoletes ovalis* (Kos.) Tchibr., *Lophozonotriletes proscurrus Kedo, L. cristifer* (Luber) Kedo, *L. curvatus* Naum., распространенные в верхнем девоне - нижнем карбоне В верхней части разреза подсвиты (сюда включены отложения, входившие в состав гольцовой и суховской свит г. Юктакон и г. Суховская) среди миоспор встречены формы, впервые появляющиеся и наиболее характерные для верхней части нижнего и проходящие до нижней части (башкирский ярус) среднего карбона: *Trachytriletes parnus* (Ibr.) Isch., *Lophotriletes paululus* Isch., *Leiotriletes pennatus* (Isch.) Kedo, *Brachytrilistridium gyratum* Isch., *Zonomonoletes stenomarginatus* Isch., *Dictyotriletes commalatus* Isch., *Monoptica unica* Isch. [173, 184, 190, 333].

Таким образом, по разрезу сырыхской свиты наблюдается эволюция миоспор, от характерных для турнейского яруса нижнего карбона до нижней части (вероятнее всего башкирский ярус) среднего карбона. Возраст свиты мы считаем турнейско - башкирским. Общая мощность ее 1720 м.

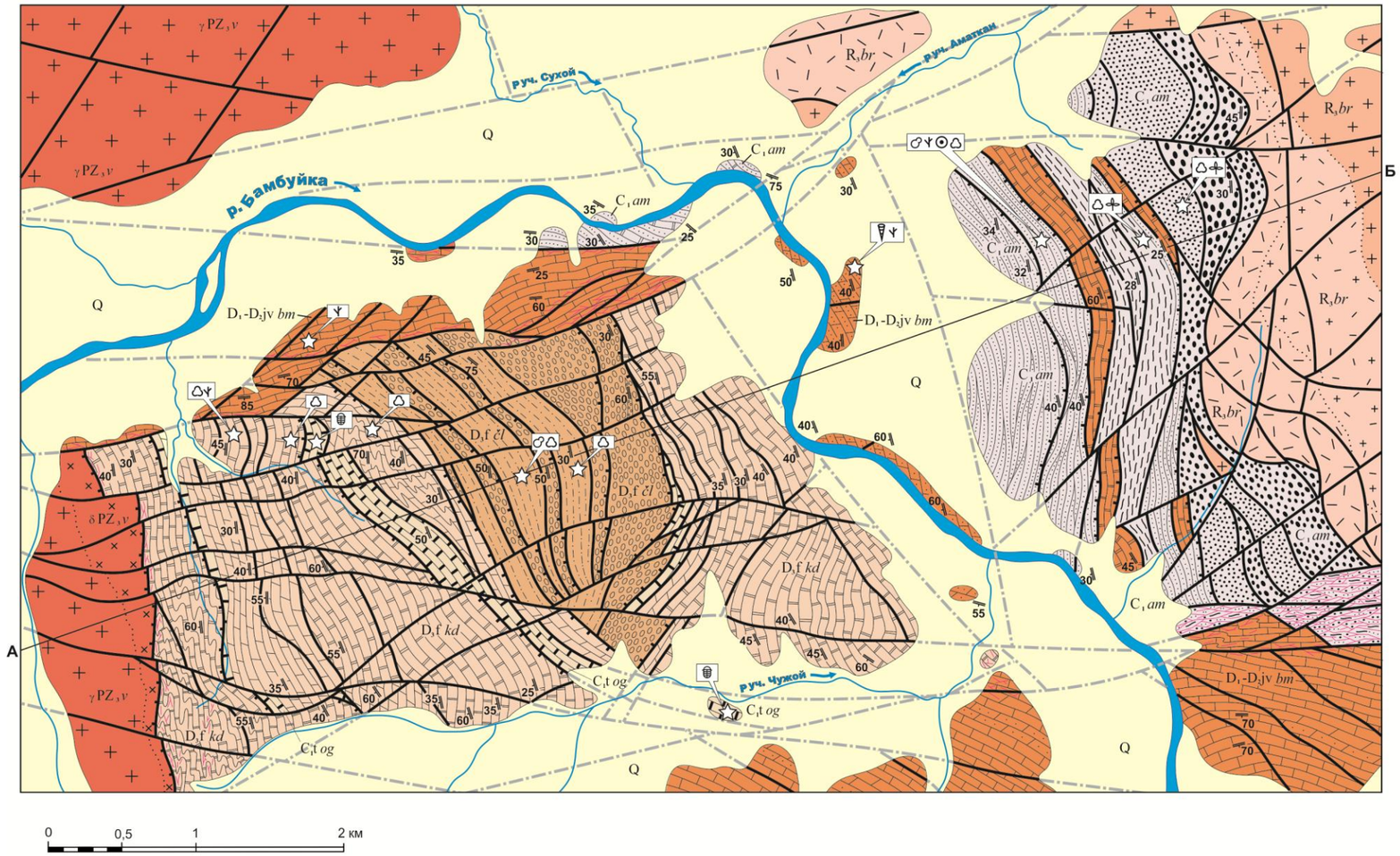
Стратифицированные верхнепалеозойские образования Уакитской подзоны прорваны габброидами суховского комплекса с возрастом 286±12 млн лет, Rb-Sr метод (по данным В.Ф. Посохова, 2000) и гранитоидами витимканского комплекса с возрастом в 303-315 млн лет (U-Pb метод), по данным Е.Ю. Рыцка [201, 333].

3.2.2.3. Бамбуйско-Олингдинская подзона

Бамбуйско-Олингдинская подзона занимает южные отроги Южно-Муйского хребта (см. рис. 2-1, 3-1). Она включалась в состав Анамакит-Муйской зоны юго-западной части Байкало-Муйского пояса [232, 235] или выделялась в качестве подзоны в составе Муйской зоны в Муйской серийной легенде ГГК-200, и характеризовалась сложным геологическим строением [40, 41, 11, 303, 309, 310, 320, 321, 324, 329, 235, 237]. Бамбуйко-Олингдинская подзона ограничивала Байкало-Витимскую складчатую систему с северо-востока [231]. В настоящее время подзона включена в состав Байкало-Витимской складчатой системы [189]. В Бамбуйско-Олингдинской подзоне, стратифицированные образования занимают всего 30-35% территории и слагают цепочку ксенолитов, протягивающуюся в северо-западном направлении примерно на 70 км.

Разрез Бамбуйско-Олингдинской подзоны изучен нами в среднем течении Бамбуйки, в пределах крупного Аматканского блока (рисунок 3-36) и в среднем течении Ципы, выше устья р. Олингда.

Раннегерцинский структурный этаж. Образования раннегерцинского этажа ранее относились к венд - кембрию и выполняли систему наложенных впадин [40, 41, 234, 236, 309, 320, 321]. В схеме стратиграфии подзоны выделялись терригенная аматканская свита, сменяющаяся вверх по разрезу светлыми доломитами с прослоями строматолитовых и онколитовых



Условные обозначения

- Q — Четвертичные отложения нерасчленённые. Аллювиальные, пролювиальные отложения. Валуны, галечники, гравий, пески, супеси
- γ-δ PZ₃v — Витимканский комплекс гранитоидный. Первая фаза: граниты биотитовые, амфибол-биотитовые, гранодиориты, граносиениты, сиенито-диориты, габбро-сиениты
- C₁am — Аматканская свита: полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники с прослоями песчанистых доломитов, известняков
- C₁t og — Огненская толща (микститовая): углистые, доломиты известковистые, алевролиты, олистолиты алевритистых известняков
- D₃f kd — Кадалинская толща: переслаивание глинистых, доломитистых, известняков, тонкослойчатых известковистых доломитов, филлитовидных карбонатно-глинистых сланцев, песчаников, туфов кислого состава
- D₃f čl — Чулегминская свита: карбонатные конгломераты, ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов
- D₁-D₂jv bm — Бамбуйская свита: доломиты, известковистые доломиты, горизонты строматолитовых и водорослевых доломитов
- Rᵧbr — Буромский комплекс: субвулканические и экструзивно-жерловые образования

- Граниты среднезернистые, от лейкократовых до меланократовых
- Приконтактовые (гибридные) гранодиориты, темно-серые
- Серые с розоватым оттенком гранит-порфиры, граниты
- Кварц-полевошпатовые риолит-порфиры, гранит-порфиры
- Зеленовато-серые кварцевые риолит-порфиры
- Карбонатные конгломераты
- Вулканомиктовые-? полимиктовые конгломераты
- Вулканомиктовые-? полимиктовые гравелиты и песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов
- Кварцевые и полимиктовые песчаники, алевропесчаники с косой слоистостью
- Черные филлитовые сланцы
- Слюдисто-хлорит-карбонатные сланцы, алевросланцы, алевропесчаники
- Светло-серые известняки и известковистые доломиты
- Темно-серые известняки и известковистые доломиты, слоистые
- Черные сланцеватые известняки
- Серые полосчатые доломиты с бурой коркой выветривания
- Светлые песчанистые доломиты, полосчатые, кремнистые
- Разрывные нарушения взбросового и сдвигового характера
- Надвиги
- Разрывные нарушения по данным АФС под четвертичными отложениями
- Катаклазированные и интенсивно трещиноватые породы
- Фациальные границы
- 55 — Элементы залегания слоистости.

- Места находок фауны среднего палеозоя:
  - Водоросли
  - Миоспоры
  - Трилобиты
  - Криноидеи
  - Фораминиферы
  - Тентакулиты
  - Высшие растения

Геологический профиль по линии А - Б

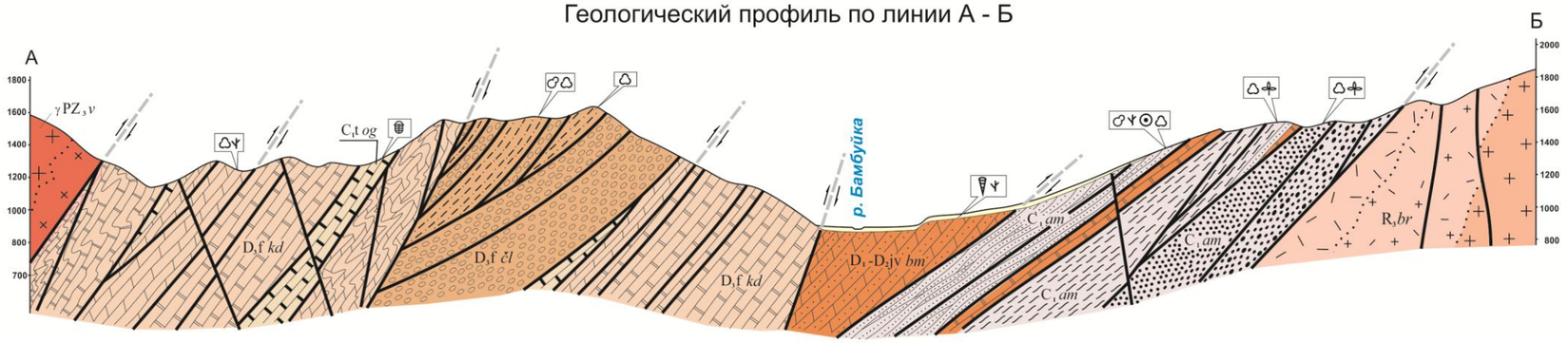


Рисунок 3-36 - Схематическая геологическая карта Аматканского ксенолита, среднее течение р. Бамбуйка

доломитов и известняков бамбуйской свиты. Чулегминская свита согласно сменяла бамбуйскую, и включала две подсвиты, нижнюю, сложенную темно-серыми известняками с археоциатами нижнего кембрия, и верхнюю, представленную доломитизированными известняками и различными по составу сланцами. В бассейне р. Огне верхняя подсвита чулегминской свиты согласно перекрывалась карбонатными конгломератами, переходящими в мергелистые сланцы, доломиты, известняки, относимые к огненской свите, венчающей разрез карбонатного кембрия. Карбонатный состав пород бамбуйской и чулегминской свит представлялся как единый седиментационный цикл. Считалось, что отложения огненской свиты отвечали началу нового цикла, конгломераты свидетельствовали о значительном перерыве между этими двумя циклами. Позднее, в 1963 году В.И. Давыдовым [309] схема стратиграфии была пересмотрена (см. рис. 1-2). В основании кембрия рассматривалась аматканская свита, наращивался разрез бамбуйской свитой, в составе которой выделялось две подсвиты.

Нижняя подсвита (пять пачек), существенно доломитовая и верхняя (две пачки) существенно известняковая с археоциатами в основании подсвиты. К бамбуйской свите отнесена пачка карбонатных пород, ранее входящих в состав нижней подсвиты чулегминской свиты (р. Чулегма). На известняках бамбуйской свиты согласно с постепенным переходом залегают глинистые известняки, известковистые мергели, черные слоистые, плитчатые известняки с трилобитами среднего кембрия огненской свиты, которые сменяются доломитами и согласно лежащими на них карбонатными конгломератами, постепенно переходящими в доломитовые мергели, филлитовидные сланцы с прослоями песчаников (ранее чулегминская свита). К чулегминской свите были отнесены только монотонные карбонатно-терригенные сланцы. В стратотипической местности (р. Чулегма) контакт ее с бамбуйской свитой тектонический, а во всех остальных случаях сланцы подстилаются карбонатными конгломератами или доломитами. Возраст свиты был определен по комплексу микрофоссилий как средне-верхнекембрийский [116]. Позднее, к

основанию чулегминской свиты были отнесены карбонатные конгломераты, постепенно сменяющиеся глинисто-карбонатными сланцами, известковыми песчаниками и алевролитами. В объяснительной записке к геолкарте БурАССР масштаба 1:500 000 [68] принята эта схема стратиграфии бассейна р. Бамбуйки, отмечено, что стратотипы всех свит расположены в пределах района (см. рисунок 1-2). Находки остатков фауны, информативные палинологические пробы ограничивались отдельными точками, поэтому использование приведенной схемы стратиграфии в пределах всего бассейна р. Бамбуйки носило, в известной мере, условный характер [40, 41, 116, 285]. Чулегминская свита в этой схеме со стратиграфическим перерывом (майский ярус среднего кембрия) залегала на образованиях огненской свиты и венчала нижнепалеозойский разрез. В легенде Муйской серии листов бассейны рек Бамбуйки и Ципы включались в состав Бирамьино-Янгудской зоны Байкало-Муйского пояса. Карбонатные отложения бамбуйской свиты были включены в состав золотовской свиты венда - нижнего кембрия и аиктинской надсвиты нижнего кембрия, к среднему кембрию отнесена огненская свита, чулегминская датирована поздним кембрием [330, 331]. В результате геологического доизучения в рамках ГДП-200/2 [111, 145, 146, 148, 203] были получены новые данные о возрасте, составе и структурном положении стратифицированных образований этой части зоны. Детальное картирование отложений, относящихся к золотовской, аиктинской, огненской и аматканской свитам в среднем течении р. Бамбуйки показало, что ранее считавшийся непрерывным разрез терригенно-карбонатного комплекса, представляет собой пакет сложно построенных тектонических пластин и блоков. Был пересмотрен возраст и объем чулегминской свиты, которая датирована поздним девоном [111, 153].

В результате наших исследований возраст большей части отложений пересмотрен на основании многочисленных находок фауны и флоры [145, 146, 148, 167, 181]. Было установлено, что отложения содержащие остатки кембрийской фауны археоциат и трилобитов, присутствуют в переотложенном

виде в линзах органогенно-обломочных пород огненской толщи либо в виде отдельных тектонических блоков [36, 38, 150, 151, 168, 189].

В настоящее время, в схеме стратиграфиии подзоны выделяются бамбуйская, чулегминская, аматканская, огненская свиты, кадалинская и уендектская толщи первой половины позднего палеозоя (рисунок 3-37).

К **нижнему стратиграфическому уровню** отнесены бамбуйская и чулегминская свиты и кадалинская толща.

Бамбуйская свита (D_{1-2}jv *bm*) распространена в среднем течении рек Бамбуйки, Жанка и Олингды и слагает несколько изометричных полей. Свита впервые выделена М.М. Язмиром [285], возраст ее определялся как нижнекембрийский по находкам археоциат в бассейне р. Лэпуре. В Серийной легенде Муйской серии [330-332] эти отложения включались в состав вендской золотовской свиты.

В составе бамбуйской свиты выделяются неравномерно чередующиеся (мощности от 5 до 20 см) светлоокрашенные мелкозернистые слоистые доломиты, с диагенетическим и желваковым окремнением, биотурбированные темно-серые однородные доломиты, грубоплитчатые известковистые доломиты с горизонтами строматолитовых, онколитовых и водорослевых доломитов. В верхней части разреза свиты доломиты чередуются с серыми и темно-серыми запесоченными известняками (5-7 см). В состав верхней части бамбуйской свиты включены прерывисто-слоистые (за счет биотурбации) битуминозные доломитистые известняки правобережья (р. Бамбуйка, ниже устья руч. Аматкан).

В стратотипической местности, в среднем течении Бамбуйки (выше и ниже устья руч. Аматкан) разрез свиты следующий:

1. Переслаивание (первые десятки см) светло-серых микритовых биотурбированных доломитов и серых слоистых доломитов с желваками и прослойками кремней, прослои строматолитовых и водорослевых доломитов (20-30 см)…….....50 м

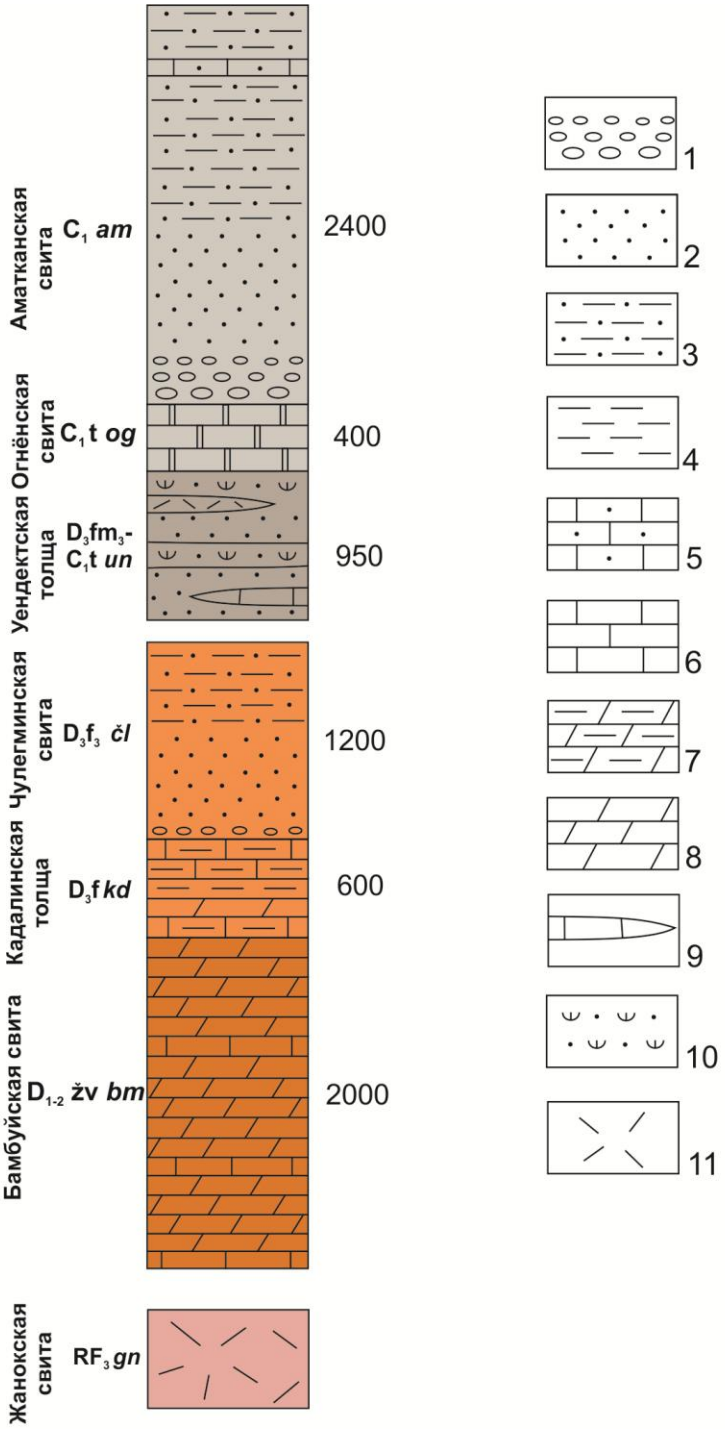


Рисунок 3-37 - Геологический разрез девонско-каменноугольных отложений Бамбуйско-Олингдинской подзоны

1 - полимиктовые конгломераты и конглобрекчии; 2 - песчаники и алевролиты с прослоями алевритов и мелкогалечных конгломератов и гравелитов; 3 - песчаники, алевролиты; 4 - глинистые сланцы, алевросланцы; 5 - известняки алевритистые с прослоями глинистых известняков; 6 - известняки, водорослевые известняки; 7 - доломиты глинистые; 8 - светлые массивные доломиты, водорослевыен доломиты, доломиты с прослоями кремней; 9 - линзы карбонатных пород;10 - туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями туфов, туффиты; 11 - вулканиты кислого состава

2. Темно-серые и серые слоистые доломиты, неясноплитчатые и грубоплитчатые известковистые доломиты с горизонтами строматолитовых, онколитовых и линзовидными телами водорослевых доломитов.

Слоистость горизонтальная тонкая, равномерная с резким границами слойков, подчеркнута диагенетическим окремнением…….....75 м

3. Светло-серые микритовые биотурбированные доломиты…….....25 м

4. Серые тонкослоистые доломиты, известковистые с прослоями грубоплитчатых доломитов, белых, светло-серых брекчированных водорослевых доломитов со следами разрыва, оползания и дробления, маломощные прослои мелкообломочных карбонатных брекчий…….....80 м

5. Доломиты биотурбированные серые чередуются с прослоями серых и темно-серых запесоченных известняков (5-7 см)…...…….....25 м

6. Слоистые тонкозернистые, слабо биотурбированные (лаппилевидные) известняки и массивные доломитистые известняки с прослоями органогенных доломитов с водорослевыми постройками….....120 м

7. Переслаивание (первые десятки м) светло-серых, серых доломитов и темно-серых, серых микритовых известняков, известковистых доломитов. Породы тонкополосчатые, прерывисто-полосчатые и пятнистые. Органогенные водорослевые постройки распространены среди микритовых известняков, доломитистых известняков, иногда с терригенной примесью.....860 м

8. Толстоплитчатые темно-серые алевритистые известняки и доломитистые неяснослоистые известняки…….....80 м.

Видимая мощность свиты здесь около 1325 м.

Наиболее мощный разрез свиты изучен в бассейне р. Олингда по ее левобережью (руч. Известковый), где снизу вверх выделяются (приложение 11):

1. Доломиты светло-серые, белые, послойно окремненные, массивные, участками неясно слоистые с линзовидными прослоями водорослевых доломитов, где водоросли образуют колонии пластинчатой и шаровидной формы…….....100 м

2. Доломиты светло-серые строматолитовые, с пластинчатыми или столбчатыми (их отдельные постройки в поперечнике до 25-35 см.) колониями и прослоями онколитовых доломитов. В верхней части этой пачки появляются маломощные (0,6 м) прослои песчанистых доломитов…….....125 м

3. Переслаивание светло-серых массивных, окварцованных и темно-серых пятнисто-полосчатых окремненных доломитов (мощности слоев от 30 до 180 м), окремнение послойное, либо желваковое…….....более 1500 м.

Общая мощность свиты здесь около 2000 м.

В составе свиты бассейна р. Олингда выделяются олистостромовые горизонты тектоно-гравитационного генезиса, мощностью от 30 до 100 м. Сложены рассланцованным доломитовым, слюдисто-кремнистым матриксом со следами оползания, включающим тела, блоки овально-вытянутой формы (размеров в поперечнике от 2 до 40-50 м) темно-серых, слоистых и белых окварцованных доломитов с остатками археоциат, водорослей, скелетной фауны.

Разрез свиты в верхнем течении р. Бамбуйки, по ее правобережью, ниже рч. Светлый следующий (снизу вверх):

1. Доломиты серые, светло-серые, кремоватые, окремненные…….....80 м

2. Доломиты со сфероидно-пятнистыми онколитовыми текстурами, с линзовидным горизонтом обломочных биокластовых и пизолитовых известковистых доломитов……..…….25 м

3. Доломиты аналогичные сл.1…….....20 м

4. Доломиты серые пятнистые и полосчатые со строматолитовыми текстурами в виде колонковидных построек диаметром 3-6 см…….....250 м

5. Доломиты темно-серые известковистые, биотурбированные массивной и неяснопятнистой текстуры. В пятнистых доломитах на этом фоне развиваются пятна, линзовидные, прожилкововидные скопления более крупнозернистого доломита……..…….....75 м.

Общая мощность около 450 м.

Таким образом, бамбуйская свита (общей мощностью около 2000 м) представлена сочетанием нескольких типов пачек. *Первый тип* светло-серые, белые, послойно окремненные, массивные, участками неясно слоистые доломиты, с линзовидными прослоями водорослевых доломитов, *второй тип* - доломиты светло-серые строматолитовые, с пластинчатыми или столбчатыми колониями и прослоями онколитовых и песчанистых доломитов, *третий тип* - серые, светло-серые и темно-серые доломиты, известковистые доломиты, с массивными, в разной степени биотурбированными, полосчатыми, брекчеевидными текстурами, *четвертый тип* - переслаивание светло-серых, серых доломитов и темно-серых, серых микритовых известняков, известковистых доломитов, темно-серых алевритистых известняков и доломитистых известняков. В разных частях разреза свиты в слоистых известковистых и водорослевых доломитах установлены водорослевые сферово-узорчатые, войлокообразные, пластинчатые, овальные строматолитоподобные колонии и скорлуповатовидные нарастания, образованные красными, синезелеными, сифоновыми водорослями.

Стратиграфически согласные взаимоотношения свиты с перекрывающими образованиями кадалинской толщи описаны на левобережье р. Олингды (приток р. Ципы), где наблюдается постепенный переход от пачки переслаивания светлых массивных доломитов и темно-серых слоистых тонкозернистых алевритистых известняков к алевритистым углистым известнякам кадалинской толщи (см. ниже). В среднем течение р. Жанок также наблюдается постепенный переход от тонкослоистых песчанистых доломитов с прослоями доломитистых известняков к песчанистым углистым известнякам кадалинской толщи.

Нижний контакт бамбуйской свиты не определен. Отложения свиты прорваны гранитными интрузиями позднепалеозойских гуджирского и витимканского комплексов.

Палеонтологическая характеристика свиты включает следующие органические остатки. В горизонтах водорослевых доломитов правобережья

Бамбуйки (первый правый безымянный приток, выше устья руч. Аматкан) определены водоросли *Multicellularia* sp. (ордовик - девон), синезеленые *Orotonella* sp.1 (девон - карбон), а *Rotpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl. характерные для девона. Водорослевые колонии имеют сферово-узорчатые, войлокообразные, пластинчатые, овальные формы, часто характеризующиеся ярко выраженной инкрустирующей формой нарастания. В слабо биотурбированных известняках описаны водоросли *Rothplezella devonica* Masl. (девон), отмечены скопления мегаспор, и выделен палинокомплекс, в составе которого встречены виды *Acantotriletes spinellosus* Naum., *A. sincularis* Arch., *A. submitabilis* Tschibr., *A. parvispinosus* Naum., *Retusotriletes tamilii* Phil., *R. comminus* Naum., *R. aivulgatus* Tschibr. var *plicatus* Tschibr., *Hymenozonotriletes orbinarius* Kedo, *H. dobridii* Phil., *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. retiformis* Kedo, *A. rugosus* Naum., *A. variabilis* Naum., *A. compactus* Naum., *A.micromanifestus* Naum., *Stenozonotriletes laevigatus* Naum., *S. formosus* Naum., *S. conformis* Naum., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., типичные для отложений живета. Комплекс миоспор соответствует палинозоне *Geminospora extensa* [146, 148, 154, 189]. В блоках доломитов олистостромового горизонта р. Олингды определены *Solenopora ortomitilina* Korde, распространенные в кембрии (?) - ордовике, синезеленые *Stromania saganica* Korde, не древнее ордовика. Во вмещающей их слоистой толще установлены водоросли: красные *Sagana* sp., не древнее середины палеозоя, синезеленые *Orotonella* sp. девона - карбона, *Rotpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl., характерные для девона, сифоновые *Multicelularia* sp.1, распространенные в девоне - карбоне. По этим данным возраст бамбуйской свиты определяется как ранне-среднедевонский, и ограничивается живетским ярусом в объеме палинозоны *Geminospora extensa* [146 и др.]. Общая мощность свиты около 2000 м.

Кадалинская толща (D_3f *kd*) распространена в среднем течении рек Бамбуйки и Жанок и выделяется нами впервые. Ранее эти отложения включались в состав аиктинской надсвиты или верхней подсвиты бамбуйской свиты условно раннекембрийского возраста [285, 328]. В целом кадалинская

толща характеризуется терригенно-карбонатным составом и представлена тонким незакономерным переслаиванием серых, темно-серых глинистых, доломитистых, тонкослоистых известняков, светло-серых, желтоватых тонкослойчатых известковистых доломитов, содержащих примесь терригенного материала и филлитовидных карбонатно-глинистых сланцев. С бамбуйской свитой связана взаимопереходами. К кадалинской толще, по руч. Аматканский (см. рисунок 3-36), отнесена пачка темно-серых, мелкозернистых, известковистых с алевритовой примесью доломитов, мощностью около 300 м (ранее включалась в состав аматканской свиты).

По правобережью р. Бамбуйки (выше устья руч. Аматканский) толща представлена тонким ритмичным переслаиванием слоев серых, темно-серых глинистых, доломитистых, тонкослоистых известняков и светло-серых, желтоватых тонкослойчатых известковистых доломитов, содержащих примесь терригенного материала. В верхней части разреза описан горизонт (50-60 м) тонкоплитчатых глинисто-доломито-известковых пород. Мощность свиты около 450 м.

Разрез свиты на правобережье р. Жанок, ниже оз. Каменное, следующий:

1. Переслаивание темно-серых известняков и глинисто-карбонатных сланцев…….....3 м
2. Известняки песчанистые темно-серые с тонкими прослоями карбонатно-глинистого состава…….....2,5 м
3. Песчаные мергели буровато-серого цвета…….....1 м
4. Доломиты серые неяснополосчатые с примесью тонкозернистого песчанистого материала…….....2 м
5. Переслаивание известковистых доломитов, песчаников и карбонатных сланцев (мощности от 2 см до 1-2 м)…….....более 250 м.

Общая мощность свиты по разрезу около 260 м.

В доломитистых известняках в среднем течении р. Бамбуйки (руч. Аматкан) определены водоросли: красные и синезеленые *Sagana* sp., *Stromania sagana* Korde sp. nov. (не древнее ордовика), *Rothpletzella devonica* Masl.,

характерные для девона, сифоновые *Multicelularia* sp. и харовые (девон - карбон). В известковистых доломитах здесь (нижняя часть разреза) выделен комплекс миоспор, сопоставимый с комплексом среднеурминских слоев с *Archaeoperisaccus ovalis – Verrucosisporites grumosus,* соответствующих позднефранскому, речицко (петинско) - воронежскому времени накопления отложений [146, 148, 189]. Для палинокомплекса характерно широкое развитие спор (таблица 22) *Lophozonotriletes tylophorus* Naum., *L. crassatus* Naum., *Geminospora rugosa* (Naum.) Obuch., *G. micromanifesta* (Naum.) Arch., *G. notata* (Naum.) Obuch., *Reticulatisporites retiformis* (Naum.) Obuch., *R. perlotus* (Naum.) Avchim., Lob., *Archaeoperisaccus concinnus* Naum., *Retusozonotriletes communis* Naum., типичных для этого возрастного интервала. Возраст кадалинской толщи определяется как позднефранский. Общая мощность толщи не менее 600 м.

Чулегминская свита (D_3f_3 *chl*) в бассейне р. Бамбуйки впервые была выделена Г.А. Кибановым [320, 321] как условно кембрийская. Позднее В.И. Давыдовым [309, 310], М.М. Язмиром [285] в состав свиты включены две подсвиты: нижняя, сложенная карбонатными конгломератами, доломитами, песчаниками и верхняя, представленная различными по составу филлитовидными сланцами. Стратотип свиты был описан в бассейне р. Лэпурэ (левый приток р. Бамбуйки). В ходе ГДП-200/2 автором [111, 189, 323] было установлено, что чулегминская свита в стратотипической местности сложена интенсивно рассланцованной пачкой монотонного переслаивания зеленовато-серых песчанистых известняков, известковистых алевролитов, линзовидно-волнистослоистых песчанистых аргиллитов верхней части разреза свиты и попадает в зону меланжа. Зона меланжа сложена интенсивно тектонизированными слюдисто-кварц-серицитовыми, карбонатно-кварц-полевошпатовыми породами матрикса и олистолитами доломитов, черных углистых известняков (размером 150 х 100 м), метапесчаников, метаэффузивов (размером от 20-50 см до 3-10 м).

Наиболее полный и менее нарушенный разрез свиты по ручью Длинному (приток р. Бамбукой) был принят в качестве гипостратотипа [111]. Здесь в

разрере сохраняется полная вертикальная последовательность напластования (рисунок 3-38). Бассейн р. Бамбукой считается стратотипической местностью чулегминской свиты. В стратотипической местности описаны (снизу):

1. Базальные карбонатные конгломераты и конглобрекчии…….....до 30 м
2. Карбонатные песчаники…….....50 м
3. Пачка ритмичного флишоидного переслаивания карбонатных песчаников и алевролитов…….....1000 м.

Мощность свиты по разрезу 1080 м.

Конгломераты с размывом и угловым несогласием налегают на пачку серых доломитистых известняков, ранее включавшихся в состав аматканской свиты, нами относящиеся к кадалинской толще. Налегание устанавливается по наличию в подстилающих породах небольших западин (первые десятки см глубиной), выполненных песчанистыми тонкозернистыми известняками с хорошо выраженной косой слоистостью. В составе чулегминской свиты доминируют ритмично переслаивающиеся карбонатные песчаники и алевролиты. Свита расчленена на три пачки [11, 189].

Первая пачка сложена карбонатными конгломератами и конглобрекчиями с прослоями песчаников и мергелей. Конгломераты по простиранию, вдоль правого борта долины р. Бамбукой, полностью выклиниваются. Среди конгломератов отмечены прослои зеленовато-серых мергелей и карбонатных песчаников. По их преобладанию условно проводится верхняя граница пачки. Видимая мощность пачки от 30 до 150 м.

Вторая пачка сложена карбонатными песчаниками с линзами и прослоями карбонатных конгломератов и гравелитов. В нижней части пачки отмечены тела косослоистых песчаников, наблюдаются прослои и линзы конгломератов, гравелитов. В верхней части появляются горизонты алевритистых известняков и алевролитов. По преобладанию последних, условно проводится верхняя граница пачки. Видимая мощность пачки 50 м.

Третья пачка представляет собой ритмичное переслаивание зеленовато-серых, буровато-серых карбонатных песчаников, известковистых доломитов,

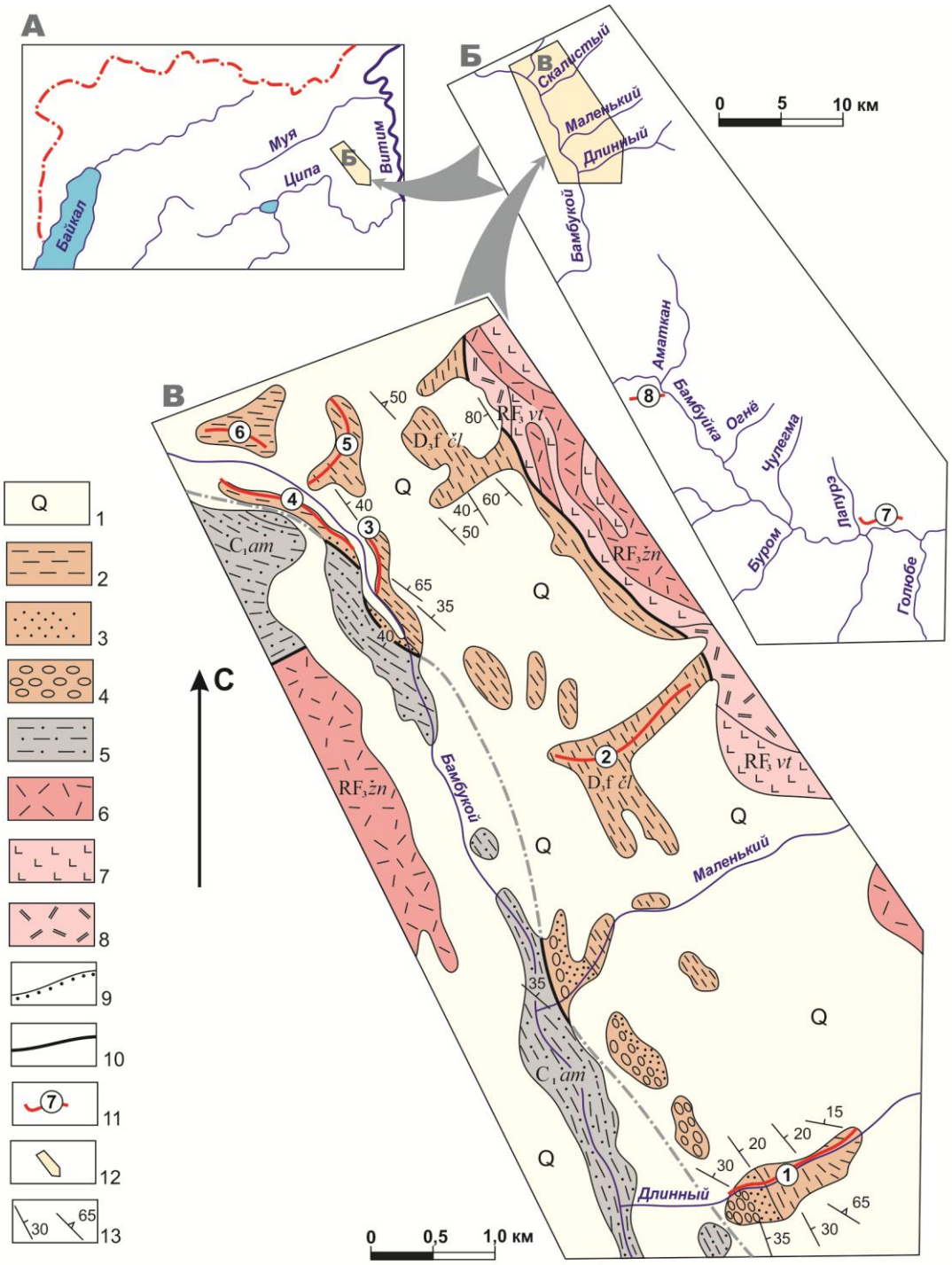


Рисунок 3-38 - Схематическая геологическая карта стратотипической местности чулегминской свиты

1 - четвертичные отложения; 2 - 4 - чулегминская свита, пачки: 2 - флишоидная, 3 - песчаниковая, 4 - конгломератовая; 5 - карбонатно-терригенные образования аматканской (?) свиты; 6 - жанокский комплекс (RF_3), трахириолитовые субвулканиты; 7 - 8 - верхнетулуинский комплекс (RF_3): 7 - метабазиты, 8 - вулканиты кислого состава; 9 - границы стратиграфического несогласия; 10 - разрывные нарушения; 11 - линии геологических разрезов: *1 - руч. Длинный; 2 - руч. Ветвистый; 3 - руч. Асбестовый; 4 - правобережье р. Бамбуйки; 5 - руч. Глубокий; 6 - левобережье р. Бамбуйки, ниже устья р. Лэпурэ; 8 - уч. Аматканский;* 12 - границы участков; 13 - элементы залегания: слоистости (а) и кливажа (б)

алевролитов и песчанистых аргиллитов. Для нижней части разреза пачки характерны отчетливо проявленные ритмы мощностью от 10-20 до 50-100 см.В пачке отмечаются прослои мелкозернистых карбонатных песчаников с линзочками хлорита и примесью гравийного материала и мелкозернистых известняков (мощность прослоев - от 15-20 до 50-70 см).

Выше по разрезу, в средней части пачки, ритмичность не проявлена. Здесь наблюдается неравномерное переслаивание песчанистых известняков (5-40 см) и известковистых доломитов (2-10 см). В верхней части разреза пачки постепенно начинают доминировать песчанистые аргиллиты с линзовидно-волнистой слоистостью. Видимая мощность пачки 1000-1050 м.

Отложения свиты прорваны гранитоидами первой фазы витимканского комплекса каменноугольного возраста 290-320 млн лет [232].

Позднефранский возраст чулегминской свиты определяется по остаткам водорослей рода *Multicelularia* (D–C), фораминифер рода *Sorosphaera* (D) и богатым комплексам микрофоссилий. Находки остатков водорослей и фораминифер приурочены к карбонатным алевролитам верхней части разреза. Миоспорами охарактеризованы все пачки. Они определяют позднефранское, евланово-ливенское время накопления отложений и соответствуют миоспоровой зоне *Cristatisporites deliquescens – Verrucosisporites evlanensis* [145 - 148, 189]. Общая мощность чулегминской свиты не менее 1250 м.

К **верхнему стратиграфическому уровню** отнесены огненская и аматканская свиты, уендектская толща.

Уендектская толща (D_3fm-C_1t *un*). Вулканогенно-осадочные отложения в верхнем течении р. Бамбуйки, по правобережью р. Ципы (урочище Кадали), в верховьях р. Жанок (руч. Бурный, Веселый) выделяются нами как уендекская толща впервые (стратотип в бассейне р. Вост. Горбылок). Вышеперечисленные участки распространения уендектской толщи граничат с участками распространения ее в Уакитской подзоне. Ранее эти отложения включались в состав суховской свиты верхнего девона - нижнего карбона [323].

Разрез толщи описан в верховьях руч. Бурный и Веселый (правые притоки р. Жанок). В ее составе здесь выделяется пачка (мощность 180 м), представленная переслаиванием (мощности слоев десятки см) светло-серых пелитоморфных доломитов с водорослевыми линзовидными биогермами и темно-серых, пятнистых доломитов с кварцевой примесью. В составе пачки присутствует горизонт темно-серых, серых алевритистых доломитов, пелитоморфных, сгустково-комковатых, пятнистых с прослоями седиментационной брекчии, линзовидной формы. Брекчия сложена обломками пелитового алевритистого доломита с доломитовым цементом с примесью зерен кварца, слюды. В верхней части разреза толщи появляются прослои псефитовых туфов кислого состава. Разрез, мощностью 124 м, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Пачка переслаивания светло-серых доломитов пелитаморфных, массивных и серых, темно-серых мелкопятнистых доломитов с кварцевой примесью (до 16%). Среди пелитоморфных доломитов отмечаются водорослевые биогермы неправильной линзообразной формы…….....более 80 м

2. Переслаивание светло-серых кварц-полевошпат-доломитовых песчаников (2-6 см) и серых, зеленовато-серых доломитисто-кварц-серицитовых сланцев (50-60 см) ……..…….....25 м

3. Переслаивание светло-серых, зеленовато-серых, кварц-полевошпатовых песчаников, крупно- среднезернистых на слюдисто-кремнистом цементе (15-25 см), и светло-серых с кремоватым оттенком кварц-полевошпатовых песчаников на слюдисто-кварц-доломитовом цементе (1-5 см). В песчаниках наблюдается примесь оскольчатых обломков пирокластики…….....2 м

4. Пачка переслаивания аналогичная слою 3, в верхней ее части появляются маломощные прослои туфов кислого состава, увеличивается содержание обломков стекла и риолитов…….....2,3 м

5. Песчаники зеленовато-серые, кварц-полевошпатовые на слюдисто-кварцевом цементе с примесью пирокластики до 10% …….....0,2 м

6. Туф риолита, зеленовато-серый с лиловым оттенком, среди обломков преобладают риолиты, риодациты (30-65%), кварц (20%), полевой шпат (15%), цемент (10-30%) серицит-кварц-полевошпатовый……0,4 м

7. Песчаники, аналогичные слою 5……..…….....0,1 м

8. Туфопесчаники светло-серые, зеленоватые, кварц-полевошпатовые с прослоями метатуфов лилового оттенка…….....2,1м

9. Метаэффузивы и слюдисто-кварц-доломитовая порода…….....2,8 м

10. Туф риолита средне-крупнозернистый на серицит-полевошпат-кварцевом цементе (10-30%). Обломки эффузивов, лав составляют 30-50%, кварца-20%, калиевого полевого шпата-15%, плагиоклаза-5%.....7 м.

Далее разрез наращивается мощной толщей (мощностью более 800 м) псаммитовых туфов с прослоями известняков, субсогласными телами риолитов, выше по разрезу наблюдается чередование туфопесчаников, литокристаллокластических псаммито-алевритовых туфов риолитов и дацитов, афировых риодацитов, сферолитовых риолитов, порфировых дацитов, лавобрекчий и кластолав риолитов.

В известняках (руч. Веселый и Бурный) определены водоросли: красные *Solenopora* sp. и синезеленые *Rothpletzella* sp., *Rothpletzella devonica* Masl., *Epiphyton* sp. (девон), сифоновые *Multicelularia* sp. и харовые, распространенные (девон - карбон). В горизонтах водорослевых доломитов правобережья р. Бамбуйки, первый правый безымянный приток, выше устья руч. Аматкан, определены *Epiphyton* sp., подобные, встречающимся в верхнем девоне, *Epiphyton buldyricum* Antr. *и Izhella nubiformis* Antr., характерные для верхнего девона, *Multicellularia* sp., встречающиеся в ордовике - девоне. В составе комплекса миоспор преобладают виды *Microreticulatisporites fundatus* Haff. Stapl. Allen., *Verrucosisporites giganteus* (Byv) Byv., V. *gobbettic* Play., *Chaetosphaerites pollenisimilis* (Hors) Rat., *Spinosisporites carbonicus* Byv., *Remisporites perlotratus* Byv., *Grumosisporites* aff. *cerebrum* Byv., *Dedimosporites scotti* Chal., *Convolutispora tuberculata* (Waltz) Pot, Kremp., *Spinosisporites carbonicus* Byv., *Cordaitina uralensis* (Lub.) Som. и др., характерные для

отложений фаменского - турнейского ярусов [146]. Палеонтологические остатки определяют стратиграфическую принадлежность толщи фамену - турне. Контакты ее неопределены. Общая мощность толщи не менее 950 м.

Огненская свита (C_1t *og*) впервые выделена Ф.К. Волколаковым [40], распространена в бассейне Бамбуйки и ее притоков. В состав свиты включались черные пиритизированные углеродистые, глинистые известняки, известковистые и песчанистые доломиты. Стратотипом огненской свиты был указан типовой разрез по руч. Огне (левый приток р. Бамбуйки), который (приложение 12) служил основой для выделения огненского горизонта с типичным комплексом среднекембрийских трилобитов *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lem., *Tonkinella bambuica* Dalm., *T. sibirica* N. Tchern., *Oryctocara lata* N. Tchern., *Oryctocara granulata* N. Tchern. [66, 285, 311].

В составе огненской свиты мы выделяем черные пиритизированные углеродистые, глинистые известняки, известковистые и песчанистые доломиты, характеризующиеся темной окраской и повышенной терригенной составляющей (до 8-10%). Содержание в породах примеси терригенного материала (мусковит, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, серицит - до 5-8%), рудного (до 3%) и углистого (до 15%) изменчиво. В строении свиты устанавливается следующая последовательность в чередовании слоев (мощности слоев 3-12 м), неоднократно повторяющаяся в разрезе: а) серые массивные доломиты (доломит до 91%) с примесью углистого (3-9%) и терригенного материала (5%) и крупноплитчатой отдельностью; б) пиритизированные, известковистые углеродистые (до 15%) доломиты, постепенно переходящие в углеродистые (до 12%) известняки. Верхняя часть разреза характеризуется более тонким переслаиванием тех же пород (от первых десятков сантиметров до первых метров). Среди переслаивающихся пород установлены линзообразные прослои и горизонты (мощностью от первых десятков см до десятков м) темно-серых алевритистых органогенно-обломочных известняков, серых калькаренитов. В этих прослоях и были найдены остатки трилобитов, представленных преимущественно родами и

видами семейства Oryctocephalidae [66, 285, 311]. Автором дополнительно собраны трилобиты *Oryctotenella* gen. nov. Dalmatov, *Oryctocephalus sp., O.* cf. *reynoldsiformis* Lermontova, *O. reynoldsiformis* Lermontova, *Oryctocara* sp., *Or.* cf. *lata* N. Tchernyshova, *Or.* cf. *granulata* N. Tchernyshova, *Or. granulata* N. Tchernyshova, *Or. lata* N. Tchernyshova, *Tonkinella bambuika* Dalmatov, *T.* cf. *sibirica* N. Tchernyshova (определения Б.А. Далматова). Комплекс трилобитов соответствует левокооктинскому (зона *Oryctocara - Oryctocephalus*) и правокооктинскому (зона *Tonkinella gavrilovae*) горизонтам кумакской свиты настоящего стратотипа амгинского яруса среднего кембрия Бурятии [Ветлужских и др., 2009, Ветлужских, 2011, 2012]. При палинологических исследованиях свиты были выявлены два разновозрастных палинокомплекса [36-38, 146, 148, 150, 168]. В алевритистых органогенных известняках (таблица 23), содержащих остатки трилобитов, установлены акритархи (20 таксонов), из которых *Leiosphaeridia cerebriformis* Volk., *Alliumella baltica* Vand., *Baltisphaeridium microconicum* Pisk., *B. cerinum* Volk., *B. ciliosum* Volk., *Micrhystridium lanatum* Volk., *Dictyotidium bervetensis* Volk. распространены в нижнем - среднем кембрии, а *Lophosphaeridium lophophlavosium* Pisk., *L. tentativum* Volk., *Baltisphaeridium zinovencovae* Pisk., *Tasmanites convolutus* Volk. et Pisk наиболее характерны для среднего кембрия. В рассланцованных углеродистых, пиритизированных, известковистых доломитах, переслаивающихся с алевритистыми известняками, установлен комплекс микрофоссилий гетерогенного состава (49 таксонов). Акритархи составляют 33% комплекса и представлены видами, наиболее распространенными в нижнем - среднем кембрии. Эпизодически встречаются *Micrhystridium spinosum* Pisk., распространенные в кембрии - ордовике и *Leiofusa* sp. - в ордовике - силуре. Основную часть комплекса составляют споры высших растений (67%), распространенные в девоне - карбоне, среди которых преобладают виды, характерные для турнейского яруса: *Acantotriletes triangularis* Kedo, *Retispora macroreticulata* (Kedo) Byv., *Densospora variabilis* (Waltz) Byv., *Hymenozonotriletes pusillus* (Jbr) Jsch., *Diatomozonotriletes albus* Kedo,

Grumosisporites cerebrum Byv., *Remispora perforates* Byv., *Trematozonotriletes irregularis* (Andr) Jsch. Микрофоссилии других интервалов распространения встречаются спорадически.

Отложения огненской свиты (рисунок 3-39) выделены из состава аиктинской надсвиты по правобережью р. Бамбуйки, в 2 км выше устья руч. Аматканский [36, 37, 145, 148]. Здесь впервые автором была обнаружена фауна трилобитов. Однотипные комплексы трилобитов левокооктинского и правокооктинского горизонтов амгинского яруса среднего кембрия встречены на трех уровнях по разрезу свиты и аналогичны описанным в стратотипе огненской свиты (определения Б.А. Далматова). Свита сложена здесь темно-серыми, до черных алевритистыми органогенно-обломочными известняками, алевритистыми известняками с примесью углистого (до 30%) вещества и прослоями плитчатых светло-серых массивных доломитов, которые выше сменяются пачкой серых доломитов с прослоями бурых песчанистых доломитов (120 м). Алевритистые органогенно-обломочные известняки с трилобитами (мощность первые десятки м) образуют линзовидные прослои среди доломитисто-углисто-глинистых рассланцованных известняков. Общая мощность свиты около 170 м.

При палинологическом изучении этого разреза установлены два комплекса микрофоссилий. В составе первого, выделенного из алевритистых известняков, содержащих остатки трилобитов, преобладают акритархи, распространенные в нижнем - среднем кембрии и характерные для среднего кембрия, аналогичные вышеописанным. Второй комплекс выделен из пачек переслаивания рассланцованных углистых, известковистых доломитов и тонкослоистых алевритистых известняков. Миоспоры (51 таксон) составляют 80% комплекса, среди них по числу и таксономическому разнообразию преобладают нижнекаменноугольные (турнейские) формы. Эпизодически встречаются микрофоссилии других интервалов распространения - кембрий, ордовик - силур, верхний девон. Возрастной интервал этого комплекса определяется как раннекаменноугольный (турне).

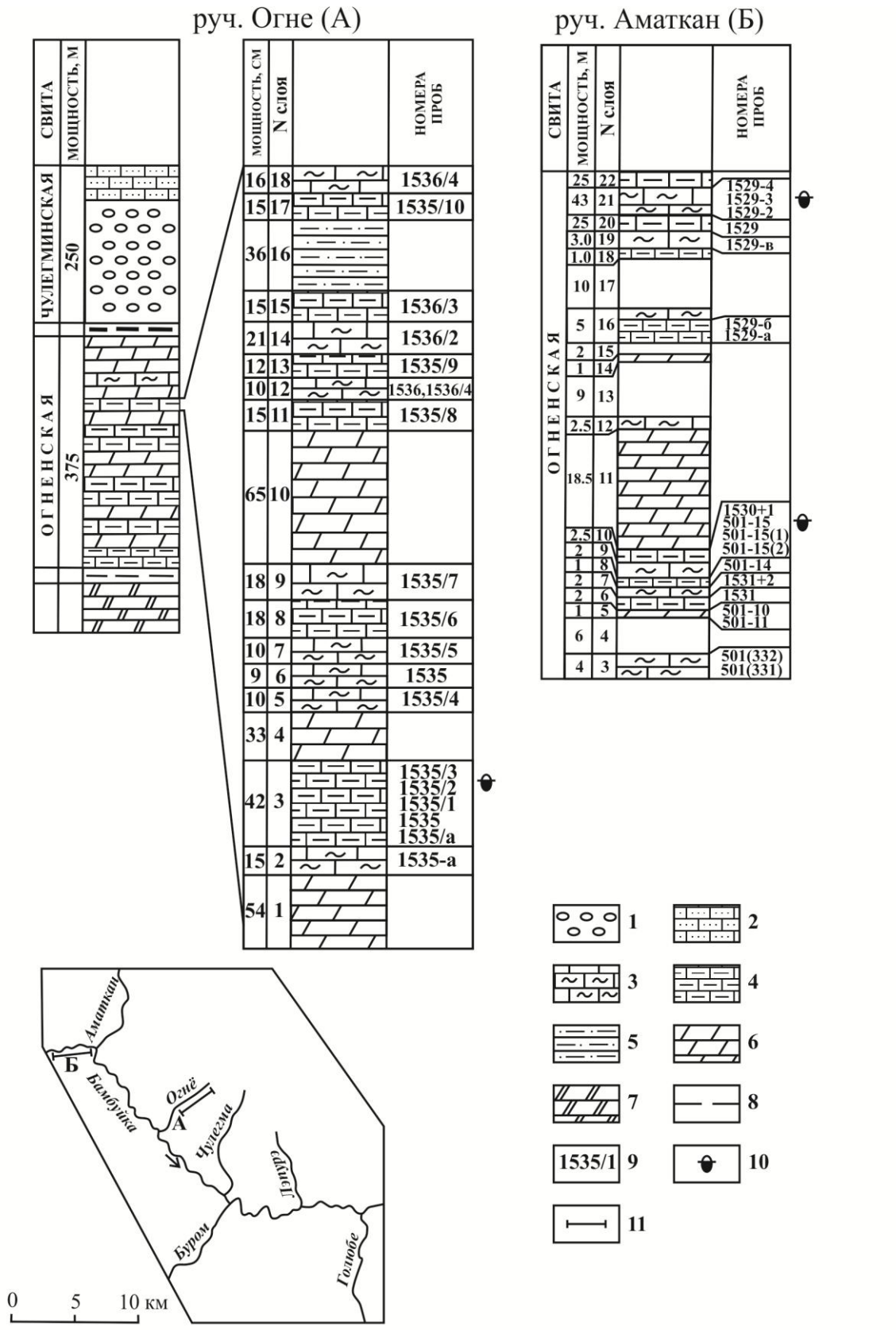


Рисунок 3-39 - Колонки разрезов огненской свиты в бассейне р. Бамбуйка

1 - карбонатные конгломераты; 2 - песчанистые доломиты; 3 - филлитовидные карбонатные сланцы; 4 - алевритистые известняки; 5 - известковистые алевролиты; 6 - доломиты; 7 - темно-серые доломиты; 8 - тектонические нарушения; 9 - номера точек наблюдений; 10 - места находок трилобитов; 11 – линия разреза

Детальные палинологические исследования разрезов огненской свиты в стратотипической местности (бассейн р. Бамбуйки) позволили установить комплексы микрофоссилий нижнего - среднего кембрия, приуроченные к слоям с остатками трилобитов, и нижнего карбона, в которых кроме миоспор, характерных для нижнекаменноугольных отложений, встречены формы, распространенные в кембрии, ордовике - силуре, верхнем девоне. Кроме миоспор, в прослоях известковистых доломитов огненской свиты установлены водоросли рода *Pychostroma* sp., встречающиеся в карбоне - перми, хитинозои *Eisenacichitina* sp., распространенные в ордовике - девоне, водоросли *Renalcis* sp. (кембрий - девон) [148].

В настоящее время нами принят раннекаменноугольный возраст огненской свиты, включающей линзы и линзовидные прослои (мощностью до первых метров) органогенно-обломочных алевритистых известняков и доломитов, содержащих разновозрастные органические остатки, приуроченные к разным частям разреза [36, 37, 150, 189]. Линзы органогенно-обломочных алевритистых известняков содержат остатки трилобитов левокооктинского и правокооктинского горизонтов амгинского яруса. В прослоях известковистых биокластовых доломитов содержатся остатки водорослей, распространенных в кембрии, ордовике - девоне, карбоне - перми, и хитинозои ордовика - девона. Смешанные комплексы органических остатков мы связываем с переотложением их в обломочных карбонатных породах.

Контакты огненской свиты повсеместно тектонические. Мощность ее более 400 м.

Таким образом, было установлено, что огненская свита в стратотипической местности имеет турнейский возраст, а разновозрастные органические остатки содержатся в линзах калькаренитов и органогенно-обломочных известняков. Следовательно, стратотип амгинского яруса среднего кембрия оказался инвалидным [243]. В качестве стратотипа в настоящее время выбран разрез кумакской свиты [36-38, 162, 311], выделенной Б.А. Далматовым

и Д.Ц. Цыреновым в 1968 году в Верхне-Ангарском хребте на водораздельном пространстве Левой и Правой Коокты и пади Кумак (Северное Прибайкалье). Кумакская свита отвечает требованиям Стратиграфического кодекса для стратотипов стратиграфических подразделений.

Аматканская свита (C_1am) распространена в бассейнах рек Бамбуйки, Бамбукой, Жанок, Ципы, Тулуи. Впервые свита выделена Ф.К. Волколаковым (1966) году в бассейне р. Бамбуйки (стратотип описан по ручью Аматкан). Возраст свиты, согласно Серийной легенде ГК-1000/3, условно определяется вендом [261]. Свита сложена полимиктовыми аркозовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко присутствуют прослои песчанистых карбонатных пород, на отдельных участках преобразованных в сланцы. Стратотипический разрез свиты (см. рисунок 3-36) включает [145, 146, 148] четыре пачки (снизу): *первая* - песчаники крупно-среднезернистые, кварц-полевошпатовые с примесью обломков пород (кислые эффузивы, кварциты, сланцы, базальты, андезиты); *вторая* - конгломераты полимиктовые, средне-крупногалечные, разнообразные по составу обломочного материала, но преобладают различные эффузивы; *третья* - песчаники серые, буровато-серые полимиктовые среднезернистые, неяснокосослоистые с прослоями пиритизированных, глинистых и серицит-кварцевых сланцев; *четвертая* - песчаники серые, средне-мелкозернистые полимиктовые, аркозовые косослоистые, хорошо сортированные, обогащенные галечным и дресвяным материалом, с линзовидными прослоями темно-серых, мелкозернистых алевролитов.

В левом борту долины р. Жанок (район руч. Каменный) свита налегает на субвулканические породы верхнерифейского буромского вулканического комплекса. В правом борту долины нижнего течения р. Бамбукой и в левом борту долины верхнего течения р. Жанок описано налегание свиты на граниты бамбукойского комплекса верхнего рифея, где на выветрелой с западинами поверхности гранитов залегают песчаники с обломками этих гранитов и

конгломераты. Верхний контакт свиты неопределен. Стратотипический разрез выглядит следующим образом (снизу):

1. Песчаники кварц-полевошпатовые крупно-среднезернистые, часто гравийные, с обломками эффузивов, кварцитов и сланцев…….....210 м

2. Конгломераты полимиктовые средне-крупногалечные, реже валунные. В составе обломочного материала различной степени окатанности (от угловато-окатанного до окатанного) преобладают различные эффузивы (до 80 %), встречаются граниты, сланцы, кварц. Цемент углисто-слюдисто-глинистый. В верхней части появляются прослои кварцевых гравелитов, олигомиктовых песчаников и темно-серых углистых доломитов …….....450 м

3. Песчаники серые, буровато-серые полимиктовые среднезернистые неясно косослоистые с прослоями пиритизированных глинистых и серицит-кварцевых сланцев…….....270 м

4. Песчаники серые, светло-серые средне-мелкозернистые полимиктовые и аркозовые косослоистые хорошо и среднесортированные, обогащенные галечным и дресвяным материалом, с линзовидными прослоями темно-серых алевролитов……..…….....100 м

Суммарная видимая мощность разреза 1130 м.

Разрезы свиты, мощностью около 2400 м описан по р. Олингде (снизу):

1. Песчаники серые полимиктовые .....…….....180-200 м

2. Конгломераты зеленовато-серые полимиктовые, вулканомиктово - кварцевые, мелко-крупногалечные. Окатанность галек хорошая или средняя, состав разнообразный (различные граниты, кислые эффузивы, жильный кварц, редко мелкие гальки мраморизованных известняков), цемент полимиктовый или известково-полимиктовый, составляет до 30%. Среди конгломератов отмечаются прослои гравелитов и песчаников, по составу аналогичных конгломератам…….…….....1100 м

3. Переслаивание конгломератов, гравелитов, грубозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, мелкозернистых карбонатно-кварцевых песчаников с прослоями известковистых доломитов и доломитистых известняков……1100 м.

Общая мощность по этому разрезу 2400 м.

В бассейне р. Жанок в составе свиты (мощность около 160 м) выделяются:

1. Конглобрекчии, конгломераты пестрые, валунные и крупногалечные, полимиктовые, цемент конгломератов песчанистый, аркозовый, обломки пород от угловатых до хорошо окатанных, по составу преобладают риолитовые порфиры (80%), встречены граниты, единичные обломки кварца и различных сланцев…..…….....10 м

2. Пачка переслаивания средне-мелкогалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников (мощность прослоев 0,2-0,5 м.) с карбонатным цементом, по составу аналогичных конгломератам…….....25 м

3. Светло-темно-серые песчаники, гравелиты и серые песчанистые доломиты……130 м.

В бассейне р. Ципы (урочище Кадали) свита слагает тектонически разобщенные блоки. Здесь она представлена мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями углистых сланцев, темно-серых песчанистых доломитов и алевролитов, и пиритизированными кварц-серицитовыми сланцами с прослоями косослоистых полимиктовых песчаников. В бассейне р. Голюбе свита представлена углеродисто-биотит-полевошпатовыми и кварц-плагиоклаз-слюдистыми сланцами и базальными конгломератами.

В отложениях стратотипа свиты по руч. Аматкан и разреза ее по р. Тулуя установлены следующие органические остатки. В терригенных породах встречены многочисленные обрывки растительных тканей и веточки листостебельчатых мхов, похожие на род *Polyssocetia* Neuburg (карбон - пермь), определены остатки криноидей, обрывки водорослей клеточного строения (девон - пермь), остатки остракод и фораминифер среднепалеозойского облика [145, 324]. При палинологических исследованиях отложений (руч. Аматкан, р. Тулуя) выделены палинокомплексы гетерохронного состава (таблица 24). В составе палинокомплексов преобладают виды (всего 75%) *Cyclogranisporites punctatus* (Waltz)., *Dictiotrileres subalveolaris* Lub., *Convolutispora tuberculata* Waltz Jac., *C. usitata* Playf., распространенные в карбоне и *Verrucosisporites*

macroreticulatus (Kedo) Byv., *V. phaleratus* (Lub) Lub., *Grumosisporites cerebrum* (Byv) Byv., *Archaeozonotriletes macrospinosus var punctatus* Kedo., *A. attenuata* (Byv) Byv., *Retusotriletes septalis* Isch. *var concesus* Isch., *Hymenozonotriletes explicatus* Kedo., *H. rarus* Naum., *H. undulatrus* Isch., *H. subtenelus* Isch, *H. mentitus* Isch., *Eurizonotriletes trivialis* Kedo et Isch., *H. subgranulatus* Kedo., *Acanthotriletes squmosus* Kedo, характерные для нижнего карбона. Палиноспектры содержат большое число обрывков покровных и проводящих тканей высших растений. Переотложенные микрофоссилии (26%) представлены видами, типичными для верхнедевонских отложений, причем половина таксонов характерна для различных уровней верхнего девона, эпизодически встречаются акритархи распространенные в кембрии - ордовике. По комплексам миоспор и остаткам листостебельчатых мхов свита датирована ранним карбоном (остатки криноидей, водорослей, фораминифер не противоречат этому интервалу). Мощность аматканской свиты около 2400 м.

3.2.3. Турка-Курбинская зона включает Туркинскую и Курбинскую подзоны. Наши исследования проводились в Туркинской подзоне.

Туркинская подзона прослеживается от западного окончания хребта Улан-Бургасы до Баргузинской котловины (см. рисунки 2-1, 3-1). Большую часть ее территории занимают верхнепалезойские гранитоиды. Туркинская подзона представляет собой серию останцов («ксенолитов»), образованных более или менее метаморфизованными породами верхнего докембрия и палеозоя. Наиболее крупный из них Ямбуйский.

В первых схемах стратиграфии Турка-Курбинской зоны слабо метаморфизованные отложения бассейна р. Ямбуй К.А. Шахворстовой (1948) относились к кембрию и отождествлялись с фаунистически охарактеризованными отложениями р. Кыджимит. И.М. Широбоковым [281] были выделены мылдылгенская и курбинская свиты, отнесенные к протерозою. Мылдылгенская свита включала различные метаморфизованные терригенные породы, кислые эффузивы, прослои известняков, курбинская – карбонатные породы [65, 67, 316 - 318, 353, 354]. Ранее Д.В. Ветров [307] эти отложения

относил к балбагарской свите. Венчала разрез ямбуйская пестроцветная свита (молассовая), выделенная впервые Д.В. Ветровым [307] и сопоставляемая с исташинской свитой. В курбинской свите Ю.С. Тарасовым в 1963 году были найдены археоциаты, и ее начали относить к раннему палеозою, а мылдылгенскую - к венду. В.Г. Беличенко, П.М. Хренов и др. [9] придерживались другой точки зрения. Первоначально они выделяли здесь химгильдинскую свиту (вместо мылдылгенской) и олдындинскую свиту (вместо курбинской). Позже В.Г. Беличенко [10] начинала разрез сланцевой толщей (суванихинская свита), на которой залегала курбинская свита, далее терригенная песчано-сланцевая и выше конгломерато-песчаная ямбуйская свиты. Л.И Салоп [238] отложения бассейна р. Ямбуй сопоставлялись с суванихинской и тилимской свитами бассейна р. Витимкан или итанцинской и бурлинской свитами Морского хребта. Ю.П. Бутовым и Б.А. Далматовым разрез отложений Ямбуйского ксенолита рассматривался как непрерывный и представленный вендской мылдылгенской (андреевской), кембрийской курбинской и кембрий - силурийской пановской свитами [28, 65]. Позже Б.А. Далматов перевел пановскую свиту в ранг серии в составе ямбуйской, бадотинской и зумбурукской свит. Считалось, что существенно терригенная пановская серия согласно залегает на карбонатной курбинской свите [67]. В серийных легендах [301, 326] принята следующая последовательность: 1 - мылдыгенская (балбагарская) карбонатно-терригенная (V); 2 - курбинская, карбонатная ($Є_1$); 3 - пановская, преимущественно терригенная с прослоями ивестняков ($Є_{1-2}$); 4 - ямбуйская, пестроцветная терригенная ($Є_3$-O_1). В целом для всех свит характерна слабая степень регионального метаморфизма, соответствующая серицит-хлоритовой субфации, и динамометаморфические преобразования, локализующиеся в отдельных зонах.

В результате наших исследований в последние годы получены новые данные. Установлено, что в структурном отношении Ямбуйский ксенолит состоит из двух частей: неопротерозойской Асынской и палеозойской

Ямбуйской, разделенных Абага-Оланской сутурой (докембрийские и нижнепалеозойские образования охарактеризована выше) [231].

Раннегерцинский структурный этаж представлен сланцево-известняковой толщей (D_2jv-D_3f *sl*), пановской (D_3fm *pn*), зумбурукской (C_{1-2} *zb*) и ямбуйской (C_1 *jm*) свитами (рисунки 3-40, 3-41, приложение 13).

Нижний стратиграфический уровень включает **сланцево-известняковую толщу (D_2jv–D_3f *sl*).** Толща выделена нами из состава пановской свиты по правобережью среднего течения р. Ямбуй [189, 231]. Образована плитчатыми известняками с тонкими прослоями алевропелитов, переходящими в пачку тонкого чередования плитчатых алевритистых известняков и глинистых сланцев. Разрез толщи следующий:

1. Переслаивание доломитистых известняков серых с тонкоплитчатой отдельностью и алевритистых пелитоморфных известняков, светло-серых тонкослоистых крупноплитчатой отдельности, тентакулиты …….....55 м

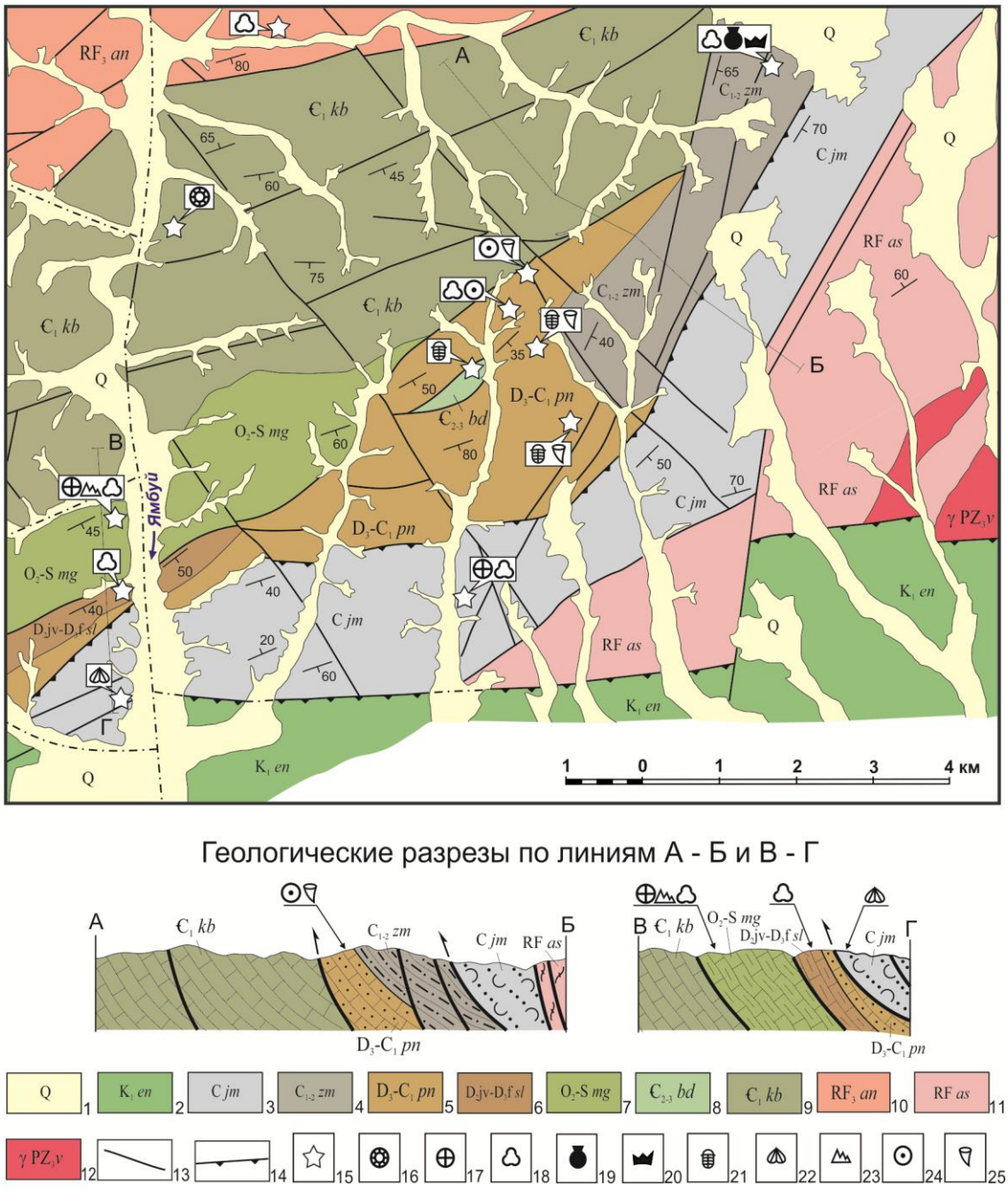
2. Темно-серые алевритистые слоистые известняки с водорослевым текстурами и линзовидными прослоями ячеистых с поверхности известняков с прослоями бурых мергелей и маломощными (первые десятки см) горизонтами карбонатных брекчий…….....65 м

3. Известняки серые массивные, тонкозернистые, глинистые, тонкослоистые ……. …….....25 м

4. Переслаивание темно-серых, тонкозернистых глинистых известняков и светло-серых органогенно-обломочных известняков с петельчатослоистой текстурой, слабо биотурбированных…….....45 м

5. Известняки массивные, биотурбированные темно-серые с линзовидными прослоями светло-серых органогеных водорослево-мшанковых известняков..……..…….....25 м

6. Переслаивание (от первых до 10-15 см) темно-серых алевритистых плитчатых известняков и темно-серых, зеленовато-серых глинистых филлитовидных сланцев …….....195 м



Геологические разрезы по линиям А - Б и В - Г

Рисунок 3-40 - Схематическая геологическая карта среднего течения р. Ямбуй (приток р. Турка)

1 - четвертичные отложения; 2 - ендондинская свита - песчаники, алевролиты; 3 - ямбуйская свита - песчаники пестроцветные полимиктовые, вулканомиктовые, алевролиты с прослоями гравелитов, конгломератов, известняков и эффузивов; 4 - зумбурукская свита - переслаивание песчаников, алевролитов, филлитовых сланцев и известковистых доломитов; 5 - пановская свита - переслаивание филлитовидных сланцев, песчанистых известняков, прослои и линзы органогенно-обломочных, оолитовых, онколитовых известняков; 6 - сланцево-известняковая толща - известняки, алевролиты, алевропелиты; 7 - мергелистая толща - переслаивание известняков, бурых сланцев, доломитов; 8 - бадотинская толща - черные алевритистые известняки; 9 - курбинская свита - доломиты, известняки светло-серые; 10 - андреевская свита - переслаивание песчаников, алевролитов, кварц-серицитовых сланцев; 11 - асынская свита - сланцы биотитовые, амфибол-биотитовые, мраморы, кварциты, амфиболиты; 12 - витимканский комплекс - граниты; 13 - разломы; 14 - надвиги; 15 - места находок органических остатков: 16 - археоциаты; 17 - мшанки; 18 - миоспоры; 19 - хитинозои; 20- сколекодонты; 21 - трилобиты; 22 - брахиоподы; 23 - конодонты; 24 - криноидеи; 25 - кораллы

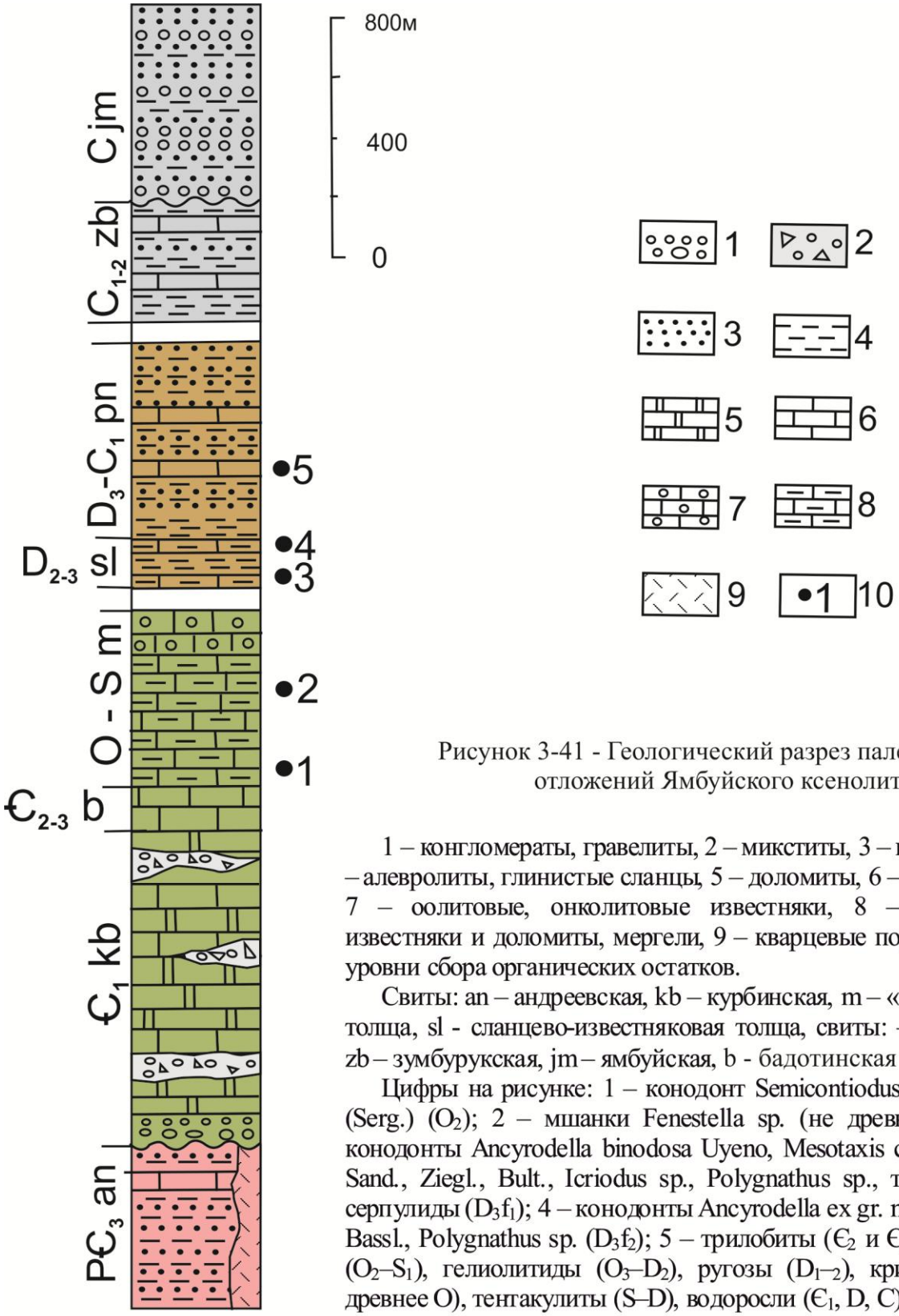


Рисунок 3-41 - Геологический разрез палеозойских отложений Ямбуйского ксенолита

1 – конгломераты, гравелиты, 2 – микститы, 3 – песчаники, 4 – алевролиты, глинистые сланцы, 5 – доломиты, 6 – известняки, 7 – оолитовые, онколитовые известняки, 8 – глинистые известняки и доломиты, мергели, 9 – кварцевые порфиры, 10 – уровни сбора органических остатков.

Свиты: an – андреевская, kb – курбинская, m – «мергельная» толща, sl - сланцево-известняковая толща, свиты: – пановская, zb – зумбурукская, jm – ямбуйская, b - бадотинская толща.

Цифры на рисунке: 1 – конодонт Semicontiodus cornuformis (Serg.) (O_2); 2 – мшанки Fenestella sp. (не древнее O); 3 – конодонты Ancyrodella binodosa Uyeno, Mesotaxis cf. falsiovalis Sand., Ziegl., Bult., Icriodus sp., Polygnathus sp., тентакулиты, серпулиды (D_3f_1); 4 – конодонты Ancyrodella ex gr. nodosa Ulr. et Bassl., Polygnathus sp. (D_3f_2); 5 – трилобиты ($Є_2$ и $Є_3$), табуляты (O_2–S_1), гелиолитиды (O_3–D_2), ругозы ($D_{1–2}$), криноидеи (не древнее O), тентакулиты (S–D), водоросли ($Є_1$, D, C)

7. Известняки мелкозернистые светло-серые органогенные, тонкопятнистой текстуры с тонкими (первые мм до 0,5 см) прослоями и линзочками буровато-серых, серых глинистых сланцев, выделены конодонты.....**.....**84 м

8. Известняки серые, плитчатые (3-5 см), песчанистые с прослоями голубовато-серых глинистых сланцев (30-40 см), конодонты….....**....**более 90 м.

Видимая мощность по разрезу около 480 м.

Палеонтологическая характеристика толщи определяет ее стратиграфическую принадлежность живетскому - средней части франского ярусов. В карбонатных породах найдены тентакулиты, серпулиды и конодонты (см. рисунок 3-7) *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Mesotaxis* cf. *falsiovalis* Sand., Ziegl. et Bult., *Icriodus* sp., *Polygnathus* sp. (живет - фран) и *Ancyrodella* ex. gr. *nodosa* Ulr. et Bassl., *Polygnathus* sp., *Palmatolepis* cf. *subrecta* Mill. et Young (средний фран). Комплекс миоспор (таблица 25) содержит виды *Reticulatisporites retiformis* (Naum.) Obuch., *R. perlotus* (Naum.) Avchim., Lob., *Lohpozonotriletes tylophorus* Naum., *Archaeoperisaccus concinnus* Naum., *Lophotriletes semilucensis* Naum., *Acantotriletes eximius* Naum., *Geminospora basilara* (Naum.) Oshurk., *G. notata* (Naum.) Obuch., наиболее часто встречающиеся во фране.

Взаимоотношения толщи с подстилающими породами не определены, с вышележащей пановской свитой толща связана постепенным переходом. Видимая мощность ее 480 м.

К **верхнему стратиграфическому уровню** отнесены пановская, зумбурукская и ямбуйская свиты.

Пановская свита (D_3fm-C_1t *pn*) распространена на водоразделе рек Большая и Малая Пановки, Сухая Бадота, руч. Аэропортовский, правобережье р. Ямбуй (см. рисунок 3-40). В.Г. Беличенко (1969) эти отложения включались в состав сланцевой свиты и сопоставлялись с химгильдинской свитой, а Б.А. Далматовым [28, 65, 68] выделялись в составе пановской серии. В настоящее время из состава последней выделены бадотинская свита ботомского яруса нижнего - верхнего кембрия, известняковая толща среднего - верхнего девона,

пановская свита верхнего девона - нижнего карбона и каменноугольные ямбуйская, зумбурукская свиты.

Пановская свита имеет двучленное строение.

Нижнепановская подсвита представлена тонким чередованием серых, зеленовато-серых алевролитов, глинистых филлитовидных сланцев, буроватых карбонатных мелкозернистых песчаников, мергелей с прослоями и линзами темно-серых алевритистых слоистых и серых, светло-серых онколитовых и органогенно-обломочных известняков. В сланцах отмечаются реликты мелкого и тонкого чередования алевропелитов и алевролитов с подчиненными прослоями метапесчаников. Отложения подсвиты с постепенным переходом сменяют сланцево-известняковую толщу. Контакт описан в коренных выходах выемки дороги по правобережью р. Ямбуй (см. приложение 13). Разрез нижнепановской подсвиты здесь имеет следующий вид:

1. Голубовато-серые, зеленовато-серые филлитовидные сланцы (метаалевролиты с пропластками метааргиллитов) с прослоями (первые см) серых плитчатых мелкозернистых доломитистых известняков, отпечатки конодонтов……...220 м

2. Переслаивание зеленовато-серых филлитовидных сланцев, серых, светло-серых органогенно-обломочных известняков и серых алевритистых известняков (мощности слоев первые десятки см)…….....50 м

3. Голубовато-серые, зеленовато-серые филлитовидные метаалевропелиты (сланцы) с прослоями серых плитчатых мелкозернистых доломитистых известняков…….....80 м.

Видимая мощность подсвиты 350 м.

В глинистых сланцах здесь найдены [173, 188, 189] отпечатки конодонтов (сборы и определения В.А. Аристова) *Palmatolepis* sp., *Icriodus* sp., *Palmatolepis superlobata* Br. (фамен), выделены хитинозои (ордовик - девон) и установлен комплекс позднедевонских миоспор, в составе которого встречены *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmed., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. (верхний девон - нижний карбон), *Geminospora parvibasilaris*

(Naum.) Byv. (средний - верхний девон), *Brochotriletes faveolatus* Naum., *Verrucosisporites grumosus* (Naum.) Sull., характерные для верхнего девона, а *Archaeozonotriletes formosus Naum., Kedomonoletes glaber* (Kedo) Oshurk. являются типичными фаменскими видами. В известняках установлены водоросли *Kozbymella dembovskii* Shusky, *Shuguria sp., Chabakovia sp., Epiphyton buldyricum* Antropov, *Renalcis devonicus* Johnson (верхний девон). Возраст нижнепановской подсвиты ограничен фаменом.

Верхнепановская подсвита представлена чередованием двух типов пород: первый - тонкое переслаивание алевролитов, карбонатных мелкозернистых песчаников с прослоями алевропелитов (филлитовидных сланцев), второй – алевролиты с прослоями алевропелитов и линзами известняков песчанистых тонко-волнистослоистых, бурых с поверхности, и известняков желтоватых окремненных онколит-водорослевых ракушняковых, мелкозернистых тонкопятнистой текстуры органогенно - обломочных комковато-сгустковых и оолитовых.

Разрез подсвиты (водораздел рек Сухая Бадота - Аэропортовский) следующий:

1. Чередование зеленовато-серых, серых мелкозернистых песчаников, алевролитов, алевропелитов, буроватых глинистых доломитов (мергелей), филлитизировидных с линзами желтоватых окремненных онколит-водорослевых ракушняковых известняков и мелкозернистых тонкопятнистой текстуры органогенно - обломочных известняков. Терригенные породы образуют плитчатые отдельности, видна четкая горизонтальная слоистость, с поверхности напластования отмечены многочисленные биоглифы (следы ползания червей), текстуры взмучивания и оползания осадка. В линзах тонкопятнистых известняков, облекаемых слоистыми породами, обнаружены небольшие (от 1 до 5 см) пластово-линзовидные тела коралловых полипов - табулят *Syringopora* sp. (распространены от среднего ордовика до нижнего силура, но наиболее характерны для верхнеордовикских отложений), и ругоз *Paleophyllum* sp., *Favistella* sp. (распространенных в среднем ордовике - нижнем

силуре). Кроме того, встречены криноидеи (верхний палеозой). В органогенно-обломочных светлых известняках найдены остатки трилобитов (средний и верхний кембрий), водоросли (девон - карбон)…….....175 м

2. Зеленовато-серые, буроватые филлитизированные алевросланцы, прослои (от 2,5 до 20 м) светло-серых, серых органогенно-обломочных известняков алевритистых с прослоями филлитовидных алевропелитов. В линзах серых известняков (первые м) с тонкой пятнистой текстурой обнаружены фрагменты колоний ругоз *Xystriphyllum* sp. (известны в нижнем - среднем девоне), гелиолитиды (верхний ордовик - средний девон) и водоросли *Ortonella* sp.1 (верхний силур - девон), *Renalcis devonicus* Johnson (девон), в алевросланцах выделены миоспоры.....…….....150 м

3. Пачка чередования зеленовато-серых рассланцованных терригенных пород, аналогичных слою 1, хитинозои (ордовик - девон), миоспоры….....50 м

4. Переслаивание вышеописанных терригенных пород (слой 1) с прослоями (мощностью до 30 м) темно-серых оолитовых и светло-серых органогенно-обломочных онколитовых известняков. В прослоях темно-серых тонкозернистых известняков с прослоями оолитовых известняков найдены остатки губок, водорослей *Ortonella* sp., *Epiphyton* sp. (верхний силур - девон), строматопороидей (силур - девон). В линзах светло-серых органогенно-обломочных известняков, часто окремненных, найдены трилобиты, имеющие полихронный смешанный состав и характерные для амгинского и майского ярусов среднего и верхнего кембрия, в сланцах выделены миоспоры….....150 м

5. Переслаивание зеленовато-серых, серых мелкозернистых песчаников, алевролитов, филлитизировидных алевропелитов, темно-серых пелитоморфных, пятнистой текстуры и пизолитовых известняков, в которых определены водоросли *Euflugella* sp. (нижний карбон), сколекодонты (девон - карбон), миоспоры. ……..…….....130 м.

Общая мощность свиты здесь около 620 м.

В филлитовидных алевролитах из этой части разреза в составе комплекса микрофоссилий обнаружены акритархи (кембрий, ордовик - силур) и

миоспоры. Среди миоспор (таблица 26), кроме видов, с широким интервалом распространения (но появляющихся с девона), встречены *Auroraspora varia* (Naum.) Ahmed., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum. (верхний девон - нижний карбон), *Laevigatisporites vulgaris* (Ibr.) Alp. et Doub., *Marsupipollenites geminus* (Jsch.) Oshurk. (карбон), *Eurizonotriletes tersus* (Waltz) Isch., *Dictyotriletes similes* Kedo, *Cymbosporites acutus* (Kedo) Byv., *Hymenozonotriletes ugulatus* Jusch., *H. turbunatus* (Waltz) Naum., *Spelaeotriletes microgranulatus* Byv. *var. minor* Byv, характерные для нижнего карбона (турнейский и возможно визейский ярусы). Состав комплекса миоспор определяет турнейский возраст верхнепановской подсвиты.

В состав верхнепановской подсвиты мы включаем пачку флишоидного переслаивания по р. Бол. Пановка, ранее относившихся к андреевской свите. Пачка представлена чередованием двух типов пород. *Первый тип* сложен тонким переслаиванием алевролитов, карбонатных мелкозернистых песчаников с прослоями алевропелитов (филлитовидных сланцев), *второй тип* – алевролитами с прослоями и линзами песчанистых известняков. Известняки светло-серые, серые, тонковолнистослоистые, контакты с алевролитами часто с западинами, заполненными песчанистым, карбонатным материалом. С поверхности выветривания хорошо видна ребристость и бурые окраски. В известняках наблюдаются прослои (10-90 см) алевропелита с неровными волнистыми границами, в которых отмечаются гравийные обломки известняков. В пачке ритмичного переслаивания терригенных и карбонатных пород наблюдаются четкие границы слоев, текстуры волнистогоризонтальной слоистости с косослоистыми мелкомасштабными прослоями, тонкая градационная слоистость. Содержат прослои (до 0,3 м) линзовидной формы карбонатных зеленовато-серых песчаников с гравийными обломками (от 1 до 10 см) известняков. В алевролитах с пропластками алевропелитов наблюдается прерывистая слоистость. В верхней части пачки присутствуют прослои и линзы, мощностью от 10 до 80 м, темно-серых алевритистых известняков. С вышеописанными отложениями пространственно сближены (выше по течению

р. Бол. Пановка, в 50 м) крупные глыбы терригенных пород (песчаники гравийные и среднезернистые с прослоями алевролитов) и полимиктовых конглобрекчий. Все породы в той или иной мере тектонизированы с переходами в тектониты. Тектонизация отмечается и в краевых частях линз и блоков известняков, центральные частях которых хорошо сохраняются первичные текстуры. В алевролитах этой части разреза свиты выделены миоспоры *Reinschospora speciosa* (Loose) S.,W. et B., встречающиеся в карбоне, но преобладают виды, распространенные в турнейском и проходящие в визейский ярусы - *Eurizonotriletes tersus* (Waltz) Isch., *Dictyotriletes similes* Kedo, *Cymbosporites acutus* (Kedo) Byv., *Hymenozonotriletes ugulatus* Jusch., *H. turbunatus* (Waltz) Naum., *Spelaeotriletes microgranulatus* Byv. var. *minor* Byv.

Палеонтологическая характеристика свиты определяет ее стратиграфическое положение фаменом - турне (возможно включая визе). Комплексы органических остатков среднего - верхнего кембрия, ордовика, силура и нижнего - среднего девона, установленные в линзах и прослоях известняков, мы связываем с переотложением при размыве соответствующих отложений [165, 168, 189, 321]. Среди слоистых терригенных пород пановской свиты присутствуют крупные глыбы известняков (олистолиты), горизонты известняково-доломитовых брекчий и карбонатных конгломератов (олистостромы), которые интерпретируются как микститовый комплекс (данные А.В. Филимонова и автора). Олистостромы представлены разнообломочными породами с олистолитами известняков и доломитов в терригенном, карбонатно-глинистом матриксе. В дистальных частях грубообломочные микститы сменяются мелкообломочными псефитовыми и псефито-псаммитовыми отложениями, которые в свою очередь переходят в тонкослоистые алевропелиты. Характерным для этих образований является: 1) матрикс сложен слоистыми нормально залегающими терригенными породами; 2) обломочный материал представлен породами разного состава, разного размера, от щебня до глыб и крупных блоков. Нами наблюдались глыбы (до 15–20 м по ширине выхода), сложенные белыми кристаллическими доломитами,

розоватыми, буроватыми кристаллическими известняками, серыми тонкослоистыми, песчанистыми известняками. Кроме того, наблюдались глыбовые горизонты (осадочные олистостромы), сложенные хаотическими брекчиями полимиктового состава, где в лилово-сером карбонатно-терригенном матриксе присутствуют обломки разного размера и состава - карбонатно-слоистые серые известняки, желтоватые и розовые доломиты, серые алевролиты, обломки белого кварца, темные сланцы. Матрикс представляет собой достаточно однородную смесь зерен песчаной и гравийной размерности, элементы стратификации (слоистости и гранулометрической сортировки) отсутствуют. Обломки составляют более 80% породы. В матриксе наблюдаются следы оползания в терригенном осадке, обусловленные давлением глыб известняков на слои. На контакте известняков и вмещающих пород отмечается брекчирование известняков и присутствие обломков последних в терригенных породах. Предшественники эти отложения описывали как «чередование пестроцветных внутриформационных конгломератов, песчаников, филлитовидных алевросланцев» и разделяли в разрезе известняково-доломитовые массивные породы (собственно курбинская свита) и слоистые терригенно-карбонатные (выделяемые как пановская свита). По нашим данным, время образования микститового комплекса соответствует раннему карбону и связано с накоплением пановской и зумбурукской свит. Общая мощность пановской свиты более 1200 м.

Зумбурукская свита (C_1v-C_2^1? *zb*) распространена на водоразделе рек Большая и Малая Пановки и ключа Зумбуруки [316 - 318] и характеризуется монотонным строением (см. рисунки 3-40, 3-41). Выделялась Б.А. Далматовым в составе пановской серии и возраст ее считался как не древнее ордовикского [316 - 318]. Сложена темно-серыми, зеленовато-серыми грубослоистыми песчаниками с линзами конгломератов, и ритмичным чередованием алевролитов, алевропелитов, филлитовидных сланцев, известковистых доломитов, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с линзами известняков. Наблюденный разрез свиты имеет следующий вид:

1. Серые, зеленовато-серые до темно-серых, существенно кварцевые среднезернистые песчаники, грубослоистые, с прослоями алевролитов, редко известковистых песчаников и линзами мелкогалечных конгломератов, гравелитов. Галька и обломки в грубообломочных породах представлены в основном кварцем и карбонатами, редко встречаются хорошо окатанные вулканиты (дациты)…….....200 м

2. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с прослоями темно-серых алевролитов с плавающей галькой карбонатных пород…….....35 м

3. Серые, темно-серые массивные и грубослоистые алевролиты с прослоями известковистых песчаников…….....30 м

4. Серые, темно-серые алевролиты с плавающей галькой кварца и карбонатных пород и прослоями гравелитов (первые см)…….....40 м

5. Серые, зеленовато-серые среднезернистые песчаники с прослоями темно-серых алевролитов…….....80 м

6. Серые темно-серые алевролиты с прослоями пепельно-серых глинистых, глинисто-кремнистых и филлитовидных сланцев и линзами песчанистых известняков…….....120 м

7. Чередование серых, темно-серых массивных и грубослоистые алевролитов, известковистых песчаников, пепельно-серых глинистых, глинисто-кремнистых и темно-серых филлитовидных сланцев…….....650 м.

В палинокомплексе из верхней части разреза свиты, кроме форм распространенных в девоне - карбоне, встречены каменноугольные виды *Laevigatisporites vulgaris* (Ibr.) Alp. et Doub., *Eurizonotriletes tersus* (Waltz) Isch., *Hymenozonotriletes ugulatus* Jusch., *H. turbunatus* (Waltz) Naum., *Spelaeotriletes microgranulatus* Byv. var. *minor* Byv., распространенные в турнейском и визейском ярусах, а *Lycospora pusilla* (Ibr.) S.W. et B., *Tetraporina prima* Naum., типичны для визейского яруса, вид *Mansupifollenites genuinus* (Jsch.) Oshurk. появляется в башкирском ярусе среднего карбона.

Возраст свиты мы считаем визейско - башкирским (?). Отложения зумбурукской свиты, вероятно, надстраивают пановские турбидиты, хотя

контакты там, где удалось их наблюдать, тектонические [189, 231]. Мощность зумбурукской свиты 1200 м.

Ямбуйская свита (C *jm*) выделена Д.В. Ветровым [307] и распространена в бассейне р. Ямбуй (см. рисунок 3-40, приложение 13). Она сложена пестроцветными породами - полимиктовыми существенно аркозовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, с прослоями известняков, доломитовых известняков и отличается значительной фациальной изменчивостью. Наиболее полный разрез свиты находится на правобережье р. Сухая Бадота. Здесь свита представлена пестроцветными (преимущественно красноцветными) аркозовыми, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями и маломощными линзами полимиктовых гравелитов и конгломератов, сероватых алевритистых известняков. Фрагмент разреза (мощность 14,6 м) ее описан по скальным выходам:

1. Лилово-розовые, розовато-серые мелкозернистые алевролиты слабокарбонатные, тонковолнислослоистые, слоистость обусловлена присутствием тонких линзовидных слойков серого известковистого алевролита…….более 1,5 м

2. Конгломераты полимиктовые розово-серые мелко-среднегалечные, галька различной степени окатанности и размера, представлена разнообразными гранитоидами, кварцем. Цемент конгломератов песчаниковый, разнозернистый, с обломками терригенных пород, составляет около 35%. В верхней части пачки размер галек уменьшается. Наблюдается их некоторая ориентировка, появляются прослои гравийных песчаников, алевролитов. Нижняя граница слоя конгломератов четкая, резкая, волнистая, верхняя с постепенным переходом к гравийным и среднезернистым песчаникам ….....2,7 м

3. Песчаники полимиктовые, в нижней части среднезернистые с плавающей галькой и прослоями, обогащенными гравийным материалом. Вверх по разрезу песчаники мелкозернистые с тонкими прослоями алевролитов, характеризуются прерывисто-волнистой слоистостью….....3,4 м

4. Лилово-розовые, розовато-серые мелкозернистые алевролиты слабокарбонатные, тонковолнислослоистые, петельчато-слоистые с прослоями (первые см до 40 см) розоватых алевритистых известняков. В верхней части слоя содержат включения разной овальной, округлой формы (от 0,2 до 15 см) алевритистых известняков ……..…….....более 1,8 м

5. Конгломераты полимиктовые, аналогичные слою 2, со следами локального размыва залегают на алевролитах. Алевролиты слоистые, слоистость косоволнистая, тонкая, участками «петельчатая», но в основном алевролиты параллельно-волнистослоистые…….…….....более 5 м.

В составе обломочного материала конгломератов присутствуют разнообразные, хорошо окатанные гальки (от 0,5 до 3 см) мелкозернистых красно-розовых и светло-серых лейкократовых и среднезернистых, розовых калишпатовых гранитоидов; гальки угловато-окатанных темно-зеленых (1-2 см) основных и кислых вулканитов, гнейсов, гнейсо-гранитов, серых полосчатых метаморфических сланцев (1-2 см), известняков; угловатые обломки терригенных пород, вытянутые обломки белого кварца (от мм до 5 см). В конгломератах наблюдаются прослои и линзочки гравийного и песчанистого материала. Цемент пород алевритовый, аркозовый, слюдисто-глинистый, карбонатно-железистый. В алевролитах выделяются линзовидные округлые образования, сложенные мелкозернистым доломитом. Мелкогалечные конгломераты с галькой кварцевого состава встречаются в виде маломощных прослоев в песчаниках. В составе обломочного материала гравелитов и песчаников также содержится кварц. Возраст гранитной гальки определен в 2700 млн. лет [231].

В районе ручья Аэропортовский (северо-восточная часть Ямбуйского ксенолита) в породах свиты преобладают зеленые, серые окраски. Здесь она сложена среднезернистыми, часто гравийными песчаниками с прослоями алевролитов и тонким переслаиванием алевролитов, мелкозернистых песчаников, алевропелитов с линзовидными прослоями песчанистых известняков. Среди тонкослоистых пород отмечаются линзы с неровной с

западинами границей, выполненные грубозернистым, гравийным материалом (заполнение промоин). Мелкогалечные конгломераты образуют прослои (мощностью первые десятки см) среди тонкослоистых пород. Обломочный материал плохо окатанный либо угловатый, представлен кварцем, а хорошо окатанная галька (до 5 см) - светлыми гранитами, темно-зелеными вулканитами. Матрикс конгломератов (20%) образован грубозернистыми, слабо карбонатными полимиктовыми песчаниками. В отдельных прослоях встречаются угловатые обломки темно-серых алевролитов. Все породы свиты здесь метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

Мы считаем, что отложения ямбуйской свиты по латерали сменяют карбонатно-терригенную зумбурукскую свиту. По левобережью р. Сухая Бадота, на контакте пановской и ямбуйской свит, который предшественниками считался нормальным стратиграфическим, установлены бурые тектонические сланцы.

Ямбуйская свита по окраске пород долгое время сопоставлялись с исташинской и багдаринской свитами [10, 11]. После находок в сланцах археоциат, известных в низах ленского надъяруса, а в известняках, венчающих разрез свиты, трилобитов, встречающихся в верхах тойонского яруса, отложения ямбуйской свиты стали рассматриваться Б.А. Далматовым в качестве самой нижней свиты пановской серии кембрия - ордовика [28, 64, 311]. Наши исследования показали, что породы, содержащие эти органические остатки, были ошибочно отнесены к ямбуйской свите. Свита является возрастым и фациальным аналогом багдаринской свиты. В стратотипическом разрезе ямбуйской свиты (по р. Сухая Бадота) обнаружены плохой сохранности мшанки, схожие с фенистелами багдаринской свиты, и выделен комплекс миоспор. В его составе присутствуют виды *Cyclogranisporites rotundus* (Naum.) Oshurk., *Retusotriletes simplex* Naum., *Lophozonotriletes curvatus* Naum., *Geminospora rugosa* (Naum.) Obukh. и др., распространенные в верхнем девоне - нижнем карбоне, а также многочисленные обрывки растительных тканей. В гравийных песчаниках и обломках карбонатных пород по правобережью р.

Ямбуй встречены (см. рисунки 3-11, 3-13) остатки брахиопод семейств *Orthidae, Stratiphomenidae* и криноидей (верхний палеозой). Однако полученные данные позволяют датировать свиту как каменноугольную (вероятнее всего, как нижне - среднекаменноугольную). Мощность ее не менее 550-600 м.

Заканчивая характеристику девонско - каменноугольных отложений Турка-Курбинской зоны, отметим, что образования этого возраста были ранее нами установлены (см. рисунки 2-1, 2-2, 3-1) в Курбинской подзоне Турка-Курбинской зоны (бассейн р. Атхи). В карбонатно-терригенных породах, включавшихся в состав курбинской свиты, были выделены хитинозои и миоспоры силура - девона [344].

Следует сказать, что отложения девона - карбона присутствуют в составе осадочного комплекса Верхне-Ангарского хребта, в бассейнах рек Коокта, Иномакиткан, Туколами, но обоснование их возраста требует дополнительных исследований [162, 166].

3.3. Характеристика вещественных комплексов позднегерцинского структурного этажа БВСС

Позднегерцинский структурный этаж Байкало-Витимской складчатой системы объединяет формационные комплексы конца среднего карбона - ранней перми Удино-Витимской и Витимкан-Ципинской зон. Он включает терригенные отложения ауглейской свиты (C_{2-3}? *ag*), вулканиты среднего и основного состава сурхебтинской толщи (C_{2-3} *sb*) и суховской свиты (C_{2-3} *sh*), вулканиты кислого состава тамирской свиты (P_2*tm*), габброиды суховского комплекса (C_{2-3} *sh*).

Позднегерцинский структурный этаж **Еравнинской подзоны Удино-Витимской зоны** представлен вулканогенными сурхебтинской толщей и тамирской свитой.

Сурхебтинская толща (C_{2-3} *sb*) впервые была выделена в Еравнинской зоне Л.Л. Зоричевой с соавторами (1983). Возраст ее определялся как верхний кембрий - ордовик [128, 325]. Толща распространена на правобережье р.

Ульзутуй (см. рис. 3-3) и характеризуется преобладанием вулканитов среднего и основного состава, магниевой специализации. Вулканиты кислого состава имеют подчиненное значение, слагают линзы и прослои в верхней части разреза толщи. В составе толщи было выделено пять пачек, каждая из которых разделена на два горизонта. Нижние горизонты представлены вулканитами (лавы и туфы андезитовых, андезибазальтовых, базальтовых порфиритов, их туфы, реже плагиориолитовые порфиры, туфы кислого состава). Как верхние горизонты выделялись пачки переслаивания известняков с примесью туфогенного материала, туффитов, реже туфов андезитового или андезитодацитового состава. По данным И.В. Гордиенко [60] толща сложена только вулканогенными породами. Пачки переслаивания туфов и известняков включены в состав ульзутуйской толщи (установлена фауна девонского возраста). Сурхебтинская толща распространена в междуречье Холоя-Зазы, по р. Сурхэбт, Ульзутуй, Хулудый и в междуречье Аталанга – Витим, а также переходит на правый борт долины р. Витим, где образует ряд построек [47, 50]. Стратотипическая местность ее расположена в бассейне р. Сурхебт. Толща представлена в основном породами среднего (трахиандезиты и их туфы) и основного (преимущественно базальты и андезибазальты, при подчиненном развитии андезитов), реже отмечаются кислые вулканиты (дациты, риолиты, трахириолиты, их туфы, игнимбриты). Встречаются также переходные разности андезитодацитового состава, которые незначительно отличаются по минеральному составу от андезитов и дацитов. Разрезы толщи детально описаны по разведочным профилям [47, 50]. Породы среднего и основного состава характеризуются умеренными концентрациями редкоземельных элементов. Отмечается слабая отрицательная европиевая аномалия. Вулканиты характеризуются низкими содержаниями Nb, Zr, в ряде случаев Ti и высокими содержаниями Ba, K, Rb, что является характерным для островодужных магм [60]. Контакты толщи тектонические, либо не установлены. В настоящее время определен Ar-Ar изотопный возраст андезитобазальтов в 310 млн лет и

трахибазальтов - 306,6 млн лет [60]. Мощность разреза сурхебтинской толщи не менее 800 м.

Тамирская свита (P_2tm) сложена туфами и лавами трахириолитов, риолитов и трахириодацитов с редкими маломощными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Свита распространена на водоразделе Суба - Ехэ-Горхон и в бассейне руч. Баршигыр. Породы тамирской свиты залегают несогласно на размытой поверхности нижнекембрийских и девонских отложений, прорываются гранитоидами бичурского комплекса и присутствуют в гальке юрских конгломератов удинской свиты [338]. Опорный разрез тамирской свиты в бассейне руч. Баршигыр [313]. В основании разреза выделяются агломератовые и псефитовые туфы кислого состава, сменяющиеся переслаиванием лав трахириолитов, трахириодацитов, трахидацитов, их туфов, местами встречаются прослои игнимбритов и пепловых туфов [338]. Пирокластические породы широко развиты в разрезе тамирской свиты и представлены агломератовыми, крупнопсефитовыми и мелкопсефитовыми туфами и игнимбритами, местами встречаются пепловые туфы. На контакте с гранитами бичурского комплекса вулканогенные породы тамирской свиты ороговикованы. По петрохимическим характеристикам эффузивы тамирской свиты относятся преимущественно к ряду умеренно-щелочных пород и соответствуют трахириолитам, трахириодацитам и трахидацитам, отмечаются также риолиты. От вулканогенных пород олдындинской свиты они отличаются высокими содержаниями щелочей с примерно равным соотношением натрия и калия, а также повышенными средними содержаниями молибдена, олова, бериллия, иттрия, циркония [313], обогащены рубидием, литием, оловом, молибденом и обеднены цезием, стронцием, ванадием, кобальтом, свинцом и медью. U-Pb возраст по цирконам из трахириолитов левобережья ручья Хулудый составляет 290,8 млн лет, Ar-Ar возраст риолитов района Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения составляет 290 млн лет [60]. U-Pb возраст по цирконам трахириолитов составляет 290,8 млн лет. Мощность свиты 1500 м.

Позднегерцинский структурный этаж в **Багдаринской подзоне Витимкан-Ципинской зоны** представлен ауглейской свитой.

Ауглейская свита (C_{2-3}?*ag*) была впервые выделена П.В. Осокиным [337] и затем описывалась Н.П. Андреевым [302]. Свита слагает разобщенные поля в междуречье Ауглея и Иннокана, по рекам Мал. Амалат, Иннокан, Хойготкон (см. приложение 5, 5-1). Она параллелизовалась с девонской бурундинской свитой, в состав которой и была включена [204, 346]. Ауглейская свита характеризуется простым литологическим составом. К свите мы относим полимиктовые и карбонатные конгломераты, конглобрекчии с прослоями песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, карбонатных и кварц-карбонатных песчаников. Разрез ее на водоразделе рр. Иннок - Иннокан (см. рисунок 3-18) представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Пачка зеленовато-буровато-серых слоистых, плотно упакованных в основном средне-крупногалечных конгломератов. Содержит линзы галечных гравелитов и гравелитистых песчаников. Среди галек (размер обычно от 0, 5 см до 30 см) конгломератов преобладают зеленые и розовые карбонатные песчаники, доломиты. Изредка встречаются слабо окатанные гальки лиловых алевролитов, содержащих остатки мшанок, гальки доломитовых брекчий, темно-серых известняков, белого хорошо окатанного кварца и зеленых эффузивов. Среди конгломератов отмечаются горизонты несортированных валунно-глыбовых полимиктовых конглобрекчий с неокатанными глыбами песчаников, доломитов, доломитовых брекчий, размером до 1,5 м. В глыбах доломитов часто наблюдаются полости и трещины, заполненные тонким лиловым алевропелитом. Матрикс представлен карбонатными песчаниками и алевролитами. В псаммитовых обломках отмечаются хорошо и среднеокатанные зерна кварца. В матриксе присутствуют также плохо окатанные обломки размером до 2-5 мм песчанистых известняков…….....250 м

2. Пачка слоистых серых, зеленовато–серых конгломератов, обычно хорошо сортированных, крупно-среднегалечных, с прослоями мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, в обломочной части резко преобладают

гальки карбонатных песчаников, в подчиненном количестве присутствуют гальки доломитов, светлых зеленоватых вулканитов (эффузивы, туфы, туффиты) и обломки алевритов…….130 м

3. Пачка мелкогалечных конгломератов, содержащих валуны, линзы, прослои средне-крупногалечных конгломератов и галечных гравелитов с включениями валунов. Среди галек резко преобладают (до 80%) зеленые песчаники, реже встречаются доломиты, зеленые алевролиты, черные известняки, кварцевые песчаники, кварциты, кварц…..…….....450 м.

В составе обломочного материала конгломератов основной объем составляют терригенные породы багдаринской и карбонатные породы ороченской свит, кварц, галька эффузивов составляет всего около 3%. Среди конгломератов отмечаются линзы карбонатных песчаников, песчанистых доломитов. В целом для ауглейской свиты характерен литокластический тип конгломератов, с преобладанием среди обломков терригенных и карбонатных пород, реже встречается галька вулканитов и метаморфитов. Конгломераты свиты существенно отличаются от конгломератов как бурундинской, так точерской и багдаринской свит. Породам свиты свойственна слабая степень регионального метаморфизма. Полимиктовые конгломераты ауглейской свиты со стратиграфическим несогласием налегают на песчаники багдаринской свиты. Верхний контакт ее повсеместно тектонический. Известно прорывание гранитоидами средне-верхнекаменноугольного витимканского комплекса с образование контактовых зон ороговикования, скарнирования [351].

Возраст ауглейской свиты определяется по ее положению в разрезе и органическим остаткам, установленным в гальке конгломератов. В первой пачке конгломератов в обломках сиреневых алевролитов обнаружены остатки колоний мшанок – сетчатых фенестелид, аналогичных установленным в багдаринской свите и распространенным в карбоне. Следовательно, возраст этих отложений должен быть не древнее конца среднего карбона (верхний возрастной предел багдаринской свиты). Мы считаем возраст свиты средне-

позднекаменноугольным (возможно до ранней перми). Мощность свиты не менее 900 м.

Позднегерцинский комплекс (C_{2-3}) соответствующего структурного этажа **Уакитской и Бамбуйско-Олингдинской подзон** представлен вулканическим **суховским комплексом** (см. рисунок 3-21, приложение 10), включающим вулканогенную одноименную свиту (мощность 200 м) и габброидный комплекс [153, 200, 201, 333].

Суховская свита (C_{2-3} *sh*) слагает отдельные эрозионные останцы (см. рисунок 3-21, приложение 10). Представлена породами лавовых потоков, сложенных покровами андезибазальтов с подушечной отдельностью, овальной формы, цементирующейся аналогичным или кремнистым материалом. Шаровые или подушечные лавы были развиты в большем объёме и, вероятно, слагали апикальную часть тела. Пространственно свита занимает верхнюю часть гольца Юктакон, образуя пологозалегающие тела, видимой мощностью до 15 м. Покровы адезибазальтов чередуются с конгломератами сырыхской свиты. Породы характеризуются нормальным известково-щелочным составом, по количеству свободного кремнезема и фемических компонентов занимают промежуточное положений между андезитами и диабазами. Шаровые отдельности лав отличаются весьма высокими содержаниями фемических компонентов, для фемической составляющей характерен некоторый недостаток железа и богатство магнием, содержание титана в породах пониженное. Вулканическое стекло характеризуется низким содержанием кремнекислоты в результате довольно высокого содержания алюминия, железа и содержит значительное количество магния и кальция. Кремнистые породы межподушечного пространства лав по химизму, более всего, соответствуют фтанитам [328, 333]. Общая мощность свиты 150-200 м.

Возраст свиты, входящей в состав суховского вулканического комплекса, определяется в интервале средней части среднего карбона. Пространственное положение и предполагаемая генетическая связь отложений сырыхской свиты с суховской, позволяет определить нижнюю возрастную границу последней как

не древнее средней части среднего карбона. Суховская свита является эффузивным аналогом одноименного комплекса.

Суховский комплекс (C_{2-3} *sh*) представлен габбро, габбро-диоритами, субвулканическими телами габбро с диабазовыми структурами (см. приложение 10). Ранее породы включались в состав бирамьинского комплекса ордовикского возраста [328]. Химический состав пород соответствует низкокалиевым базальтам-андезибазальтам нормальной щелочности [202, 333]. Возраст комплекса по предварительным данным (Rb–Sr, 318 млн лет) и геологическим наблюдениям (габбро-диориты прорывают отложения уакитской толщи и гагарской свиты) определяется как среднекаменноугольный [189]. Есть определение (Sm-Nd) указывающее на возможный возраст протолита около 1,0 млрд лет (по данным Ю.Е. Рыцка). К суховскому комплексу, по нашему мнению, относятся послойные субвулканические тела в среднем течении р. Восточный Горбылок. По цирконам из амфиболитов (U-Pb метод) получены конкордантные значения в 320 млн лет, определяющие среднекаменноугольный возраст пород. Амфиболиты по содержаниям SiO_2-Na_2O относятся к пикритам, а по соотношениям (FeOT+TiO2)–Al2O3–MgO к высокожелезистым толеитам [неопубликованные данные Н.А. Дорониной]. Основные вулканиты р. Восточный Горбылок по составу и возрасту сопоставимы с вулканитами суховского комплекса верховьев р. Уакит.

Позднегерцинские вещественные комплексы в **Турка-Курбинской** зоне пока не установлены.

Считается [53, 54, 292 и др.], что верхнепалеозойские вулканиты БВСС образуют единую ассоциацию с гранитами зазинского комплекса, являясь составной частью трансзонального Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса.

Выводы

Анализ изложенных во второй и третьей главах материалов, позволяет сделать следующие выводы:

1. Во всех структурно-формационных зонах **Байкало-Витимской складчатой системы** присутствуют вещественные комплексы, слагающие байкальский, каледонский, раннегерцинский и позднегерцинский структурные этажи, разделенные поверхностями региональных несогласий [189, 229, 231].

2. Комплексы байкальского и каледонского структурных этажей являются фундаментом, на котором формировались отложения раннегерцинского структурного этажа. *Байкальский структурный этаж* объединяет: 1 – метаморфические породы ауникской толщи; 2 – офиолиты Шаманской и Джидотойской сутур; 3 – гнейсо-граниты Амалатского массива; 4 – вулканиты усойской, буромской, жанокской свит; 5 – карбонатно-терригенные серии. *Каледонский структурный этаж* включает вещественные комплексы с возрастным диапазоном ранний кембрий - силур. В Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах они представлены карбонатными отложения нижнекембрийских курбинской, давыкшинской, икатской, нижне-среднекембрийской бадотинской свит и мергельной среднеордовикско-силурийской (?) толщи. В Еравнинской зоне это нижнекембрийские вулканогенные, вулканогенно-осадочные и карбонатные отложения олдындинской свиты, субвулканические и интрузивные тела озерного комплекса.

4. Раннегерцинский структурный этаж представлен девонско - каменноугольными отложениями, охарактеризованными комплексами органических остатков. В Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах он включает существенно карбонатные отложения нижнего – верхнего девона (фран) и верхнедевонско - среднекаменноугольные терригенные граувакковые отложения. В Удино-Витимской зоне - карбонатно-терригенные верхнего силура? - верхнего девона (фран) вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения верхнего девона - нижнего карбона.

5. Позднегерцинский структурный этаж в Удино-Витимской и Витимкан-Ципинской зонах образован вулканогенными и молассовыми толщами.

6. В составе БВСС тектонически перетасованы докембрийские, нижне- и верхнепалеозойские толщи. Определяющей в процессе становления покровно-складчатой структуры Байкало-Витимской складчатой системы была раннегерцинская складчатость (ранний - средний карбон). Процесс надвигообразования и складчатости связан с общим срывом палеозойских образований с байкальского фундамента, структурного их расслоения и последующего выведения пород фундамента на верхние структурные уровни (покровы чехла и основания соответственно).

ГЛАВА 4. ХАРАКТЕРНЫЕ ФАЦИИ, ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ И ОБСТАНОВКИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

В результате проведенных в последние годы исследований в развитии Байкало-Витимской складчатой системы выделяется самостоятельный раннегерцинский этап [189, 231]. Изучение фаций, характерных осадочных формаций раннегерцинских структурно-формационных комплексов, выявление последовательности, характерного набора литологических признаков позволило реконструировать обстановки их седиментации, определить типы позднепалеозойских палеобассейнов. Предпринята попытка установить связи между геодинамической историей развития бассейна и типами выполняющих его осадочных комплексов, используя формационный анализ - так называемые индикационные ряды осадочных формаций [132, 218 - 221]. Прежде чем характеризовать фации и формации палеозоид БВСС, следует уточнить определение этих понятий. Под фацией мы понимает определенные типы осадочных пород, возникшие в определенных физико-географических условиях [262, 270]. Облик фации (генетического типа) определяется физико-географической обстановкой ее образования. Новые материалы, полученные в результате наших исследований, позволили дать качественно новую интерпретацию фаций на основе известного и вновь полученного фактического материала. Под формацией мы понимаем закономерное и устойчивое в пространстве и времени сочетание определенных генетических типов горных пород, связанных близостью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры [42, 263, 267, 269 и др.]. В понятие определения формации главными является их состав, структура, физико-географические условия образования и тектонический режим [42, 106, 216, 257, 267, 269, 277 и др.]. Основным фактором обособления формаций служит тектонический режим, проявленный

через форму тела формации (мощность, площадь распространения), набор и характер переслаивания, слагающих ее пород. На состав формации существенно влияют климатические условия, состав пород в области сноса и тип их выветривания, а также вулканизм [264]. Надежным индикатором при геодинамических реконструкциях могут служить не отдельные типы пород, фаций и виды формаций, а только «генетически предопределенные латеральные и вертикальные ряды осадочных и вулканогенных формаций - парагенезы формаций" [132, 218]. При изучении особенностей тектонической эволюции участка земной коры в течение одного-двух периодов объектом исследований служат вертикальные ряды элементарных формаций. Анализ строения вертикальных рядов геологических формаций позволяет проследить геологическое развитие тектонических структур, особенности их эволюции во времени, выявить отдельные этапы и стадий их развития и установить природу процессов, определяющих смену парагенезов горных пород в вертикальном направлении [106]. Латеральные ряды одновозрастных элементарных формаций подразумевают смену формаций в латеральном направлении и позволяют наметить положение отдельных прогибов и поднятий, изменения их структуры, соответствуя одному из этапов развития данного участка крупной тектонической структуры [277]. Латеральный ряд локальных ассоциаций формаций характеризует крупную тектоническую структуру в целом. В рамках работы мы ограничиваемся анализом характерных осадочных, вулканогенно-осадочных, в меньшей степени вулканогенных формаций и не затрагиваем интрузивные.

Существующие в настоящее время стратиграфические схемы расчленения и корреляции девонско - каменноугольных отложений Байкало-Витимской складчатой системы могут служить удовлетворительной основой для выделения вертикальных и латеральных рядов геологических формаций в переделах Байкало-Витимской складчатой системы и ее отдельных элементов. В стратиграфическом отношении формации соответствуют отдельным свитам (реже подсвитам или нескольким свитам) местной стратиграфической шкалы.

Рабочая классификация геологических формаций БВСС, основанная на особенностях вещественного состава и строения формаций приводится в этом разделе. В результате систематизации фактического материала все силурийско - каменноугольные образования БВСС расчленены на формации в ранге элементарных формаций. Установлены вертикальные ряды геологических формаций под которыми подразумеваются рассматриваемые в стратиграфической последовательности группы элементарных формаций, отдельные члены которых закономерно сменяют друг друга в вертикальном направлении. Анализ строения вертикальных рядов позволил установить этапность в развитии БВСС в палеозое (под этапами понимаются интервалы геологической истории принципиально отличающиеся друг от друга).

4.1. Фации, обстановки седиментогенеза раннегерцинских комплексов Байкало-Витимской складчатой системы

Силурийско - каменноугольные отложения Байкало-Витимской складчатой системы, слагающие раннегерцинский структурный этаж, отвечают двум стратиграфическим уровням: нижнему и верхнему (см. рисунок 3-А, приложение 14). Отложения нижнего и верхнего стратиграфических уровней раннегерцинского структурного этажа Байкало-Витимской складчатой системы представлены сложными полифациальными комплексами, формировавшимися в определенных обстановках осадконакопления. При фациальных реконструкциях отложений Багдаринской и Уакитской подзон использовались материалы, полученные в результате совместных работ с А.В. Филимоновым.

Анализ фаций, обстановок осадконакопления и формаций приведен для двух стратиграфических уровней раннегерцинского структурного этажа БВСС. Отложения нижнего уровня наиболее широко распространены и хорошо изучены в Багдаринской и Уакитской подзонах, характеристика которых приводится наиболее детально.

4.1.1. Нижний стратиграфический уровень (S_2?–D_3)

В Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах представлен преимущественно карбонатными, терригенно-карбонатными, в Удино-

Витимской зоне - терригенно-карбонатными и терригенными отложениями (см. рисунок 3-А).

4.1.1.1. Витимкан-Ципинская зона.

4.1.1.1.1. Багдаринская подзона (см. рисунок 3-17, приложения 5, 5-1). Карбонатные отложения нижнего стратиграфического уровня включают ороченскую и якшинскую свиты.

Ороченская свита. В составе карбонатной ороченской свиты выделяются массивно-доломитовая, сероцветная доломитовая, калькаренитовая, рифогенная и пестроцветная (олистостромовый комплекс) пачки.

Массивно-доломитовая пачка характеризуется белой, светло-серой окраской, для нее характерны массивные микритовые биотурбированные доломиты, тонкослоистые доломиты, прослои строматолитовых и водорослевых доломитов. Пачка наиболее широко распространена в бассейне р. Багдаринки. По левобережью среднего течения р. Усой (руч. Ендода) в строении пачки преобладают серовато-белые слоистые доломиты, слоистость горизонтальная тонкая, равномерная с резким границами слойков, подчеркнута диагенетическим окремнением. Отмечаются прослои с пологоволнистой слоистостью. Доломиты здесь часто содержат многочисленные кварцевые инкрустации и неправильные линзовидные включения кремней. В бассейне р. Багдаринки среди массивных доломитов преобладают прослои белых, светло-серых строматолитовых (пластовые строматолиты), микрофитолитовых, онкоидных и брекчированных водорослевых доломитов. В прослоях часто наблюдаются следы разрыва, оползания, дробления и переотложения строматолито-водорослевых образований, брекчеевидные разности, прослои мелкообломочных карбонатных брекчий. Породы характеризуются присутствием известковых синезеленых, зеленых водорослей, строматопороидей. Синезеленые водоросли слагают войлокообразные колонии (постройки), скорлуповатые массы, внешне схожие со строматолитовыми образованиями. Состоят из дихотомически ветвящихся в одной плоскости

нитей, имеющих пластинчатый облик. Зеленые сифоновые водоросли слагают небольшие калиптры полусферической формы, совместно с ними присутствуют строматопородеи. В верхней части разрез этого комплекса среди известняков появляются онколитовые и пизолитовые слои. В последних определены ветвистые колонии строматопорид, состоящие из трубочек строматопор и палочковидные амфипоры, обломки табулят, спикулы губок. По строению и составу, отложения пачки представлены фациями фациального пояса 8 Дж. Уилсона [250]. Эти фации (микрофации 19, 20, 21, 22) отлагались в пределах изолированных лагун, расположенных за барьерным рифом (СМФ - 21 и 22), отличающихся ограниченным водообменном и повышенной соленостью. Осадконакопление происходило в нормальных морских условиях. Биотурбированные доломиты, представленные карбонатными илами с отдельными водорослевыми биогермами, накапливались видимо в центральных частях лагуны (СМФ-19). В этот пояс включаются отложения приливно-отливной зоны (СМФ-20 - строматолиты, пеллоидные илы, тонкообломочные карбонатные осадки), составляющие около трети объема пачки. В приливно-отливных эрозионных ложбинах (МКФ-24) и на участках пляжей присутствуют более грубые осадки. Мелководный замкнутый внутренний шельф северо-западнее переходит в более открытый внешний шельф (присутствие иглокожих и кораллов в сероцветной доломитовой пачке указывает на значительно меньшую степень изолированности).

Отложения ***сероцветной доломитовой пачки*** по латерали замещают массивно-доломитовую пачку. Пачка описана в бассейнах рек Точер, Усой, по правобережью р. Багдаринки. Представляет собой сочетание серых, светло-серых и темно-серых доломитов, известковистых доломитов, с массивными, полосчатыми, изредка брекчеевидными текстурами, с прослоями серых глинистых известняков и темно-серых известково-глинистых алевросланцев, облекающих органогенные постройки, или вклинивающихся в карбонатные толщи и сменяющие их по простиранию. Доломиты включают мелкие куполовидные и линзовидные водорослево-строматолитовые биостромы и

пласты органогенно-обломочных известняков, содержащих фрагменты стеблей криноидей, скелетных организмов, водорослей (СФМ-8 – микритовые известняки содержащие отдельные органогенные обломки, СМФ- 9 – микритовый известняк с биокластами). Из органических остатков присутствуют многочисленные водоросли, среди обломков - фрагменты раковинной фауны. Состав синезеленых и зеленых водорослей аналогичен таковому из массивно-доломитовой пачки. В симбиозе с водорослями в мелких калиптрах также присутствуют строматопородеи. Кроме водорослей и строматопороидей в доломитах обнаружены остатки криноидей. Осадконакопление этих отложений происходило в нормальных морских условиях с открытой циркуляцией и привносом небольшого количества обломочного материала. Отложения пачки отвечают 7 стандартному фациальному поясу карбонатонакопления и формировались в шельфовой полуизолированной лагуне незначительной глубины, в спокойной либо слабо подвижной водной среде с нормальной или несколько повышенной соленостью.

Описанные выше фации шельфовых лагун сменяются фациями песков окраин подводных платформ фациального пояса 6 Дж. Уилсона [250] и выделяются как ***калькаренитовая пачка*** (известковистых песчаников). Отложения пачки распространены в бассейне р. Усой и сложены разнообразными карбонатными обломочными породами (оолитовые, онколитовые, биокластовые запесоченные алевритистые известняки, известковистые песчаники) с косоволнистыми мелкомасштабными слоистыми текстурами, которые накапливались в обстановках отмелей волновой зоны. Здесь выделяются: а) зернистые серые биокластовые известняки с крупнокристаллическим цементом (СМФ-11), микропятнистой текстуры, содержат алеврито-глинистую примесь, которая создает волнистослоистую текстуру. Среди биокластов присутствуют обломки мшанок, водорослей, криноидей. Известняки образуются вблизи базиса постоянного действия волн в мелководной обстановке с высоким энергетическим уровнем; б) темно-серые до черных, часто с железистыми пятнами, обломочные известняки,

фосфатизированные, с обломками пород (СФМ-14); в) онкоидный темно-серый известняк с вторичным кальцитовым (спаритовым) цементом, онкоиды (онколиты) представляют собой обломки в обрастающих их водорослевых оболочках, образовавшихся в условиях активной гидродинамики в мелководной обстановке (СМФ-13); г) ооидные хорошо сортированные известняки состоят из ооидов, представляющих собой овальные, сферические образования из микро-тонкозернистого известняка с концентрической текстурой (оолиты, пизолиты, диаметром обычно 0,3-0,5 мм), либо удлиненные и полуугловатые бесструктурные образования, состоящие из известняка. В центре ооидов обычно также содержатся инородные включения – кусочки раковин, песчинки, которые при седиментации обволакивались илом. Эти породы, также как и известняки СМФ-13, образуются в мелководной обстановке в условиях активной гидродинамики. В известняках определены строматопороидеи, в большей части изученных шлифов встречены остатки спикул губок, обломки табулята и мшанок.

Рифогенная пачка, слагающая рифовый комплекс, отвечает фациальному поясу 5 органогенных рифов окраины платформы по Дж. Уилсону [250]. Риф определяется как барьерный, в котором намечается экологическая зональность в расположении рифообразующих организмов – кораллов, в основном ветвистых и кустящихся форм, и скрепляющих их водорослей [117, 118, 133, 217]. Риф имел шлейф склонового обломочного материала. Карбонатные породы распространены на Чина-Мало-Амалатском водоразделе (в бассейнах рек Точер, Гулинга, Иннок-Иннокан). Рифогенная пачка включает светло-серые массивные, неслоистые органогенные (рифовые, биогермные) доломиты и известковистые доломиты, иногда отмечается тонкая слоеватость, обусловленная ростом организмов, водорослевые доломиты с различными пятнистыми текстурами, органогенно-обломочные доломиты. Эпизодически присутствуют мелкообломочные доломитовые брекчии. Для рифа характерна куполовидная форма, чистый карбонатный состав, развитие органогенных структур с прижизненным положением органических остатков (редко),

массивное неслоистое строение и различные пятнистые текстуры, присутствие обломочных известняков [117, 118, 133, 275, 279]. В качестве рифообразующих форм выступают кораллы, как табулята, так и колониальные ругозы (первое появление последних отмечается только в девонских отложениях). В карбонатных порода Березовского массива (р. Иннок) О.Н. Морозовым (2007) описаны (см. рис. 3-18) избирательные карстовые процессы и наблюдаются подземные и поверхностные формы карста, благодаря которым отлично отпрепарирован с поверхности каркас рифа. Органогенный каркас рифа сложен:

- кораллами, среди которых преобладают колониальные дендроидо-ветвистые ругозы, слагающие достаточно крупные неправильной формы массивные тела (до 2 м в диаметре), реже встречаются палочковидные формы табулят, образующие биостромы;

- водорослями, скрепляющими и обрастающими постройку. Анализ известковых водорослей показывает однообразие их систематического состава на фоне рифостроящих и обитавших на рифе организмов. Среди известковых водорослей доминировали синезеленые и зеленые (сифоновые), широко были распространены красные. Синезеленые и зеленые сифоновые водоросли, являются основными связующими элементами рифа, встречены багряные, дазикладациевые и другие формы водорослей;

- в симбиозе с водорослями и кораллами произрастали таблитчато-пластинчатые строматопороидеи, распространенные ограниченно и обычно встречающиеся за рифом;

- на боковых склонах рифов и за ними обитали криноидеи.

В тыловой части рифа (зарифовые фации) присутствуют тела маломощных биостром (плоские слоистые тела) и биогермы (каркасные столбообразные тела, лоскутные рифы?), формировавшие небольшие бугры (до 2 м), в которых доминировали строматопороидеи, водоросли. Местами развивались иловые водорослевые холмы, облекаемые глинистыми известняками и известково-глинистыми сланцами. Риф имел жесткий

строматопороидно-кораллово-водорослевый каркас, и рос, вероятно, на перегибе от шельфа к континентальному склону, при смене мелководных обстановок более глубоководными, и ограничивал наружный шельф. Тип профиля окраины шельфа, вероятнее всего, следует относить к третьему классу – каркасно-рифовый фас окраины [217, 245, 250]. Слои предрифовых известняков сменяются массивными доломитизированными биогермными известняками фронтального пояса рифов. Предрифовые отложения накапливались во впадине на глубинах первые сотни метров и наращивали постройку. Слои предрифовых литокластических известняков содержат обломки разрушенных и переотложенных рифовых пород (кораллов, строматопороидей), окаменелостей, среди которых преобладают обитатели склона (губки, криноидеи и мшанки). Среди известняков встречаются хаотические брекчии, образовавшиеся на крутых склонах, и крупные глыбы рифовых известняков. Выше по разрезу залегают микритовые известняки с полусфероидальными, колбообразными строматолитами, фиксирующими понижение уровня моря. Зарифовые слои представлены тонкослоистыми, горизонтальнослоистыми биокластовыми и пеллоидными известняками, с коралловыми (табулята) биостромами с ветвистыми строматопорами, небольшими (первые см до десятка см) биостромами, сложенными палочковидными формами строматопор и зелеными сифоновыми водорослями. В темно-серых слоистых известняках встречены остатки харовых водорослей, представленных остатками обызвествленных ооспорангиев (гирогонитов). Отмечается значительная доломитизация пород, но доломиты наиболее широко распространены в кровле постройки и зарифовой ее части, доломитизация пород является постседиментационной [117, 118]. Описанные выше карбонатные образования хорошо сопоставимы с девонским рифовым комплексом (карбонатные постройки) среднего - верхнего девона впадины Каннинг Западной Австралии [250].

Пестроцветный олистостромовый комплекс пород отвечает образованиям, характерным для верхней части подножья подводного склона

карбонатной платформы (фации передового склона стандартного фациального пояса Дж.Уилсона 4 (морской коллювий, клинотема). Комплекс пород четко обособляется и распространен в бассейнах рек Усой, Иннокан, по левобережью р. Багдаринки. Он представлен полимиктовыми и карбонатными конгломератами, конглобрекчиями, пестроцветными известняковыми песчаниками и алевролитами, иногда с примесью гравия, запесоченными вишневыми и розовыми биокластовыми доломитами, микритовыми доломитизированными известняками, углисто-глинистыми и глинисто-углистыми сланцами. Породы сильно изменчивы по крупности от тонкозернистых до грубообломочных. Слоистость в отдельных пластах тонкая с мегаоползневыми подводными текстурами, и грубая, обусловленная присутствием часто клиновидных пластов известняковых песчаников и алевролитов, и линзовидных тел биокластовых известняков. Характерно присутствие экзотических глыб и блоков, нарушающих слоистость, конседиментационных оползней и брекчии. Ряд особенностей этих образований, таких как присутствие двух компонентов – матрикса и олистолитов, состоящих из практически всех разновидностей пород залегающих структурно выше в стратиграфическом разрезе, полная хаотичность строения горизонтов брекчий, позволяют считать эти образования олистостромами и связывать их с крутым передовым склоном карбонатной платформы. Такую же точку зрения высказывал Ю.П. Бутов [28].

Типичные разновидности пород ороченской свиты [350, 351]. Состав известняков и доломитов свиты обычно мономинеральный кальцитовый и доломитовый. Промежуточные разности представлены известковистыми доломитами и доломитистыми известняками. Породы свиты большей частью органогенные, рифогенные, содержат многочисленные водорослевые калиптры, линзы, биостромы. Доломиты серые, светло- серые, реже темно-серые и белые, массивной, пятнистой и реже полосчатой текстуры, структура мелкозернистая, пелитаморфная, петельчато-комковатая, часто крустификационная. Состав почти мономинеральный (доломит – до 95%), присутствуют: кварц (0,2%),

глинистое вещество – (до 5%), единичные зерна рудного, лейкоксена, серицита. Слабоизвестковистые и магнезиальные доломиты образуют непрерывный ряд. Известняки серые, светло-серые, мелко-, тонкозернистые, реже пелитоморфные, текстура пятнистая, комковатая, неяснослоистая. Состав – кальцит (до 73%), доломит (20-25%), примесь углистого (до 1%), кварц (редкие зерна). Химический состав доломитов непостоянен и характеризуется значительными колебаниями содержаний определенных компонентов – CaO (24-35%), MgO (16-22%), SiO_2 (0,5-19%), Al_2O_3 (0,2-2,3%). Для доломитов свиты характерно содержание бария, молибдена, меди выше кларковых в 2,5-10 раз, марганца, титана, никеля, ванадия, циркония – в 1,5-3 раза, бериллия свинца, цинка чуть выше кларковых. В известняках содержание меньше по сравнению с кларковым: марганца (в 10 раз), титана (в 2,5 раза), циркония (в 2 раза), в тоже время содержание молибдена – 2, 5 кларка, меди 2,5 кларка, цинка – 4,5 кларка. Органогенные известняки и доломиты характеризуются устойчивым содержанием элементов-примесей, отличным от вышеописанных пород – бериллий (0,0001-0,0003), барий, титан, марганец, стронций (0,01-0,03), медь и свинец (0,001-0,003) [350, 351].

Якшинская свита. В составе свиты выделяется две подсвиты нижнеякшинская, существенно известняковая (до 460 м) и верхнеякшинская, терригенная (450-500 м).

Нижнеякшинская подсвита нижнего стратиграфического уровня по классификации Дж. Л. Уилсона [250] представлена фациальным комплексом 2 и 3 фациальных поясов карбонатонакопления и включает СМФ – 2, 5, 8, 9: а) пелитоморфные темно-серые массивные слабо глинистые известняки с пропластками и прослойками глинистого и алевритистого материала и мергелей, с линзовидными прослоями брекчий взмучивания и обломками белых известняков; б) неправильное чередование маломощных (первые десятки см) темно-серых массивных пелитоморфных и черных тонкослоистых, горизонтально-волнистослоистых алевритистых известняков с глинистыми прослоями; в) массивные сгустковые битуминозные с неправильной узловатой

структурой и текстурами комковатой слоистости; г) переслаивание черных известняков грубослоистых и глинистых плитчатых известняками с редкими прослоями органогенно-обломочных известняков; д) переслаивание зеленовато-серых известковистых алевролитов, темно-серых аргиллитов, углисто-глинистых алевросланцев и черных, темно-серых тонкоплитчатых известняков; е) чередование буровато-серых, желтоватых глинистых известковистых доломитов черных кремнистых алевритистых известняков. Среди микритовых известняков, иногда с терригенной примесью, сменяющихся тонкослоистыми алевритистыми известняками с характерной четко выраженной плитчатостью, присутствуют массивные известняки и доломиты органогенных построек. Органогенные постройки имеют форму линз или неправильно овальные очертания (типичны для края склона) и сложены табулятами и тамнопоридными кораллами, водорослями и хететидами. В слоистых алевритистых известняках с прослоями алевролитов выделены конодонты (нектонная фауна открытого моря), мшанки и миоспоры. Для верхней части разреза подсвиты типичны прослои глинисто-кремнисто-карбонатных сланцев, известковистых алевролитов, часто замещающих известняки латерально. Отложения известняковой пачки, скорее всего, накапливались в обстановках открытой окраины шельфа (глубоко погруженная окраина шельфа) и нижней части или подошвы передового склона карбонатной платформы (подошва подводного склона и неритовые условия открытой окраины шельфа) глубина достигала 200-300 м и более.

Терригенные породы нижнего стратиграфического уровня представлены верхнеякшинской и верхнебагдаринской подсвитами.

Верхнеякшинская подсвита сложена переслаиванием серых, темно-серых, зеленовато-серых, мелко-среднезернистых полимиктовых и карбонатных песчаников, серых, темно-серых и пепельно-серых алевролитов, с прослоями черных аргиллитов, песчанистых и глинистых известняков, органогенно-обломочных известняков, карбонатных песчаников и гравелитов, алевролитов с прослоями черных аргиллитов. Характерным для подсвиты

является присутствие прослоев и горизонтов карбонатных пород, черных тонкослоистых аргиллитов, чередование преимущественно песчаниковых пачек и пачек ритмичного переслаивания мелкозернистых песчаников, тонкоплитчатых алевролитов, аргиллитов, углисто-глинистых алевросланцев. Для карбонатно-терригенных пород характерно присутствие желваков водорослевых строматолитов, образованных синезелеными водорослями, остатков сифоновых водорослей, строматопороидей, криноидей, хитинозой. Кроме того присутствуют обломки граптолитов и мелкораковинной фауны, спикулы губок, фораминиферы, радиолярии, обломки археоциат и трилобитов, акритархи (докембрий - ордовик), проблематики рода *Siphogonuchites* cf. *triangularis* (венд - кембрий), которые были переотложены при размыве додевонских пород. Породы якшинской свиты характеризуются повышенными содержаниями ванадия, иттрия, бария, меди, титана, никеля и циркония, среди обломков отмечены хромит, серпентин, лейсты плагиоклаза. Химический состав алевролитов свиты вверх по разрезу меняется, характеризуясь увеличением содержания MnO (0,05-0,17%), P_2O_5 (0,06-0,17%), Na_2O (0,87-4,8%), MgO (0,42-5,64%), CaO (0,23-3,98%) и уменьшением TiO_2 (1,32-0,56%), K_2O (3,08-0,77%). Особенности состава и строения отложений, такие как преимущественно терригенный разрез, ограниченное распространение по площади, цикличное строение разреза [288, 289], присутствие остатков морских организмов, свидетельствует о морской обстановке накопления и соответствуют фациальному комплексу субаквального фронта дельты и возможно, дельтовой равнины с характерным набором фаций, и отдельными турбидитными потоками на фронтальном склоне дельты (неопубликованные данные А.В. Филимонова и автора). Отложения верхнеякшинской подсвиты отвечают обстановкам морской палеодельты, продвигавшейся в море по карбонатной платформе, на фронте которой формировались ритмичные турбидитовые слои.

Породный состав якшинской свиты. Известняки темно-серые, серые, доломитистые (MgO - 8,7%), массивной текстуры, микрогранобластовой

структуры, состоят преимущественно из кальцита (CaO - 35-40%). Характеризуются повышенным содержанием терригенной примеси и кремнезема (6,16-16,94%). Доломиты светло-серые, темно-серые, пелитоморфные или органогенные, известковистые, массивной, пятнистой, слоистой текстуры, сложенные доломитом (80-100%), в темных разностях присутствует кальцит (10-15%), углистое вещество (6%), кварц (до 10%), гидроокислы железа (5%). Песчаники аркозовые зеленовато-серые, серые, псаммито-алевролитовой и бластоалевро-псаммитовой структуры. Обломочный материал представлен кварцем (20%), полевыми шпатами (30%), алевролитами, серицит-кварцевыми сланцами. Цемент базальный, реже соприкосновения и выполнения пор, хлоритовый с чешуйками серицита, эпидота; алевролиты темно-серые, серые, до черных, бластоалевролитовой, алевропелитовой, микролепидобластовой, микрогранобластовой структуры, текстура сланцеватая, местами плойчатая, линзовидно-полосчатая. Состоят из обломков измененных пород (33%), кварца (30%), плагиоклаза (20%), глинистого вещества (10%), присутствуют доломит (1%), хлорит (5%), единичные зерна рудного, лейкоксена, отмечается присутствие красных хромшпенелидов. Для них характерна тонкогоризонтальная, линзовидная и волнистая слоистость, прослои песчаников и линзы аргиллита. Аргиллиты (метааргиллиты) алевритистые - темно-серая, черная глинистая порода (глина до 80%) с равномерно распределенным алевритовым тонкозернистым материалом. Структура породы бластопелитовая, бластоалевролитовая, текстура сланцеватая с элементами ложного кливажа. В качестве терригенной примеси (от 3 до 20%) присутствует кварц и полевые шпаты, единично - кластогенная слюдка, рудный, лейкоксен, турмалин, гидроокислы железа; сланцы филлитовидные углисто-карбонатные, углисто-глинистые, черные, темно-серые с зеленоватым оттенком, сланцевой текстуры, лепидогранобластовой структуры. В состав входят серицит, хлорит, кварц, карбонат, глинистый материал, углистое вещество, в небольшом количестве присутствуют эпидот, полевой шпат, плагиоклаз [350, 351].

Нижне- и среднебагдаринская подсвиты объединены в пестроцветную ассоциацию и отвечают комплексу фаций приливно-отливных равнин терригенного шельфа с микро- и мезоприливными линейными побережьями [207, 244, 251, 270]. ***Нижнебагдаринская подсвита*** (мощность до 400 м) отнесена к флювиально-дельтовой ассоциации, представленной красноцветными пачками с ритмичным строением. Ритмы имеют мощность 1-7 м. В состав ритмов входят (снизу вверх): (1) галечные и гравийные песчаники обычно с включениями обломков аргиллитов; (2) тонко-, мелко- и среднезернистые песчаники, в которых, как правило, присутствуют текстуры среднемасштабной косой слоистости; (3) тонкозернистые песчаники с пропластками алевролитов и с мелкомасштабными диагональными (рифели) и флазерными текстурами; (4) тонкослоистые алевролиты с прослоями алевропелитов. В отдельных слоях в кровле ритмитов встречены остатки наземных растений. ***Среднебагдаринская подсвита*** (мощность 180–200 м) сложена переслаиванием темно-серых глинистых сланцев, филлитизированных мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями и линзами алевропелитов, серых оолитовых и черных афанитовых известняков, переслаиванием алевритистой глины с алевритовым известняком, известняками с прослоями глины. В разрезе по р. Бол. Киро установлена серия микроритмов (мощностью в десятки см), представленная чередованием тонко- и мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и алевролитов с прослоями алевропелитов или тонкозернистых песчаников. Подсвита представлена фациями песчаных (тонко- и мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов) и иловых отмелей (алевролиты с прослоями алевропелитов или тонкозернистых песчаников) и составляет ассоциацию приливно-отливных равнин. В отдельных разрезах установлены серии микроритмов мощностью в десятки см, представляющих собой чередование микротрактов HST-LST, характерных для чередования отложений песчаной и иловой отмелей приливно-отливного линейного морского побережья (неопубликованные данные А.В. Филимонова).

Породный состав подсвит. Гравелиты и конгломераты зеленовато-серого и красновато-серого цвета, полимиктовые, псамо-псефитовой структуры, беспорядочной и неяснослоистой текстуры. В составе галек преобладают кислые эффузивы – дациты, андезиты (30-60%), жильный кварц и кварцевые породы (8-30%), углеродисто-кремнистые и кремнистые породы (30%), метааргиллиты (12-15%), хлоритизированные породы (6%). Цемент конгломератов – кварц-полевошпатовый песчаник на глинистом цементе бурого цвета, присутствуют обломки эффузивов. Редко встречаются карбонатные породы, сланцы, песчаники и граниты. Песчаники, алевролиты пестроцветные, средне-мелкозернистые, полимиктовые, кварц-полевошпатовые, кварцевые, массивной и слоистой текстуры. Обломочный материал хорошо сортирован, окатан и состоит: кварц (20–80%), плагиоклаз (3-12%), калишпат (8-15%), мусковит (2-3%), обломки пород – аргиллиты (12%), эффузивы (12%), известняки, микрогранофиры, кремнистые, эпидотизированные, кварцитовидные, глинистые обломки, составляют по 1%. Цемент глинисто-карбонатный, карбонатно-хлоритовый, реже кальцитовый, базальный, поровый и соприкосновения. В алевролитах отмечаются прослои аргиллитов. Аргиллиты алевритистые пелитовой, микролепидобластовой структуры, сланцеватой текстуры. Сложены до 80-95% глинистым веществом со слюдкой, хлоритом и пылью рудного, терригенная примесь составляет от 3 до 20% и представлена кварцем, полевыми шпатами. Цемент серицит-доломитовый, слюдисто-хлоритовый., хлорит-глинистый. Присутствуют лейкоксен, линзочки хлорита и пятна гидроокислов железа. Аргиллиты алевритистые пелитовой, микролепидобластовой структуры, сланцеватой текстуры. Сложены (до 80-95%) глинистым веществом со слюдкой, хлоритом и пылью рудного минерала. Терригенная примесь составляет от 3 до 20% и представлена кварцем и полевыми шпатами. Цемент серицит-доломитовый, слюдисто-хлоритовый, хлорит-глинистый, присутствуют лейкоксен, линзочки хлорита и пятна гидроокислов железа. Типоморфными элементами для грубозернистых отложений багдаринской свиты являются цирконий, хром,

титан и кобальт, для тонкотерригенных пород – свинец, марганец, железо в окисной форме характерно для нижней части разреза свиты. Породы свиты однообразны по составу обломочной части, и существенно отличаются от точерской свиты [350, 351].

4.1.1.1.2. Уакитская подзона (см. рисунок 3-21, приложение 10). К нижнему стратиграфическому уровню подзоны отнесены юктаконская серия, уакитская толща, нерундинская и санская свиты [153, 333].

Юктаконская серия включает гагарскую, перевальную, левоуакитскую и белогорскую свиты.

Гагарская свита юктаконской серии представлена доломитами, известковистыми доломитами, светло-серыми, серыми, часто окремненными. Основной объем в строении свиты занимает пачка пятнисто-полосчатых водорослевых доломитов со строматолитовыми и сфероидно-пятнистыми онколитовыми текстурами, формирующих достаточно крупные биостромы, чередующиеся с линзовидными горизонтами обломочных биокластовых и пизолитовых пород. Гагарская свита содержит богатый комплекс синезеленых и зеленых водорослей, слагающих водорослевые колонии сферово-узорчатой, войлокообразной, пластинчатой, овальной формы, часто характеризующиеся ярко выраженной инкрустирующей формой нарастания, внешне схожей со строматолитовыми образованиями. Синезеленые роплетселлы и красные водоросли образуют онкоиды. Подобные формы водорослевых построек типичны для изолированных лагун, а водорослевые войлоки, образующие строматолиты и состоящие в основном из синезеленых водорослей, обычны для приливно-отливных равнин. Кроме водорослей, в прослоях биокластовых пород установлены криноидеи, мелкие остракоды и обломки раковинной фауны. По набору стандартных микрофаций полуизолированных морских отмелей (16, 17, 18), затопляемых приливных впадин (21 - очковые или окончатые текстуры, строматолиты, пучковидые водорослевые текстуры, онкоидные) и приливно-отливной зоны (20 - доломиты серые пятнисто-полосчатые строматолитовые, с прослоями онколитовых и пизолитовых) в

сочетании с прослоями обломочных карбонатных пород и водорослевых биогермных построек, накопление отложений гагарской свиты ограничивается условиями полуизолированных морских лагун с ограниченной водной циркуляцией и отвечает 7 и 8 стандартным фациальным поясам карбонатонакопления Дж. Уилсона [250]. Фациальный состав гагарской свиты, комплекс органических остатков близки отложениям вышеописанной массивно-доломитовой пачки ороченской свиты [207, 217].

Перевальная свита сложена доломитами, алевритистыми и глинистыми известковыми и известковистыми доломитами. Отложения имеют ритмоидное строение. В целом фациальный комплекс свиты отвечает обстановкам приливно-отливной равнины, зоны осушки и связанной с ней надприливной зоны (себха) и соответствует стандартному фациальному поясу 8 Дж. Уилсона, ограничиваясь тремя стандартными микрофациями Дж. Уилсона [250]. Темно-серые тонкозернистые строматолитовые доломиты соответствуют СМФ-20 – водорослевый строматолитовый известняк. Строматолитовая слоистая текстура обусловлена плотным тонким нарастанием слойков, расширяющимся над выступами, характерными для зоны приливно-отливной осушки. Серые (слоеватые) доломиты и тонкослойчатые доломиты (ламиниты) соответствуют СМФ-23 - неслоистым чистым известнякам без органических остатков, представляющим собой илы довольно засоленных лагун и листоватым тонкозернистым илам с тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слойков пелитоморфных известняков. Микрофация приурочена к кровле эвапоритовых циклов. Высокая "эвапоритность" этой микрофации подтверждается широким распространением глиптоморфоз каменной соли на поверхностях напластования описываемых ламинитов. Слоистые эвапориты накапливались, скорее всего, в изолированном водоеме (участки себхи), который периодически затоплялся морем. Синседиментационные брекчии, соответствующие СМФ-24, представляют собой остаточные осадки в ложбинах приливных промоин и, возможно, скопления взмученных штормами карбонатных осадков в понижениях рельефа дна. Для отложений свиты

характерна доломитизация первичного осадка, связанная с сильным испарением. Чередование слойков, сложенных пелитоморфным доломитом и кальцитом, значительная кальцитовая составляющая в доломитах указывает на весьма неустойчивый характер процессов доломитизации в обстановке приливной равнины, что отличает отложения перевальной свиты от выше описанной гагарской. Комплекс органических остатков включает синезеленые и харовые водоросли. Харофиты встречаются в очень мелководной (до 10 м) зоне с солоноватой теплой водой. Синезеленые водоросли образуют строматолитовые постройки в приливно-отливной зоне.

Белогорская свита сложена доломитами, иногда известковистыми с редкими прослоями известняков, имеющими резко подчиненное значение. В составе белогорской свиты выделяются рифогенная, доломитовая ритмоидная, доларенитовая пачки. *Рифогенная пачка* массивных неслоистых отложений сложена светло-серыми массивными, неслоистыми органогенными доломитами, серыми известковистыми доломитами с участками интенсивного окремнения (мощностью иногда более 5 м) и неравномерного прокварцевания (до инкрустаций). Эпизодически среди доломитов пачки присутствуют мелкообломочные синседиментационные доломитовые брекчии. Породы слагают рифовый гребень, представленный большей частью органогенным каркасом, сложенным преимущественно разнообразными водорослями. Наиболее характерными являются зеленые сифоновые водоросли, трубчатые сифонеи, синезеленые. В большом количестве встречены красные водоросли. Совместно с водорослями распространены неправильной формы строматопороидеи, сверху обрастающие синезелеными водорослями. Кораллы (табуляты и одиночные и колониальные ругозы) редки. Отложения этой пачки отвечают фациальному поясу 5 Дж. Уилсона [250]. *Доломитовая слоистая пачка* (до 1040 м) ритмоидного строения, мощность ритмов и их элементов варьируют в широких пределах (от десятка до сотни м). Нижняя часть ритмов представлена темно-серыми известковистыми доломитами битуминозными волнисто-слоистыми, прерывисто-полосчатыми, в разной степени

биотурбированые (при увеличении биотурбации, становятся пятнисто-полосчатой текстуры с обрывками слоев) и серыми биотурбированными доломитами и известняками с прослоями желтоватых алевритистых доломитов, на поверхности напластования которых отмечены окварцованные инкрустации и трубчатые образования (раковины тентакулит). Включает прослои и линзовидные тела водорослевых доломитов со строматолитами, слагающими отдельные биогермы. Средняя часть сложена слоистыми доломитами с мелкими слоистыми текстурами, обычно параллельными или волнистослоистыми, редко диагональными (обусловлены чередованием слойков различной окраски, от светло- до темно-серых). В доломитах иногда присутствует примесь алевритовых зерен кварца, мелких пеллет, сложенных доломитовым микритом. Верхняя часть ритмов представлена тонкослойчатыми доломитами (ламиниты), представляющими собой листоватые тонкозернистые с тонкой горизонтальной слоистостью породы, слоистость обусловлена чередованием слойков пелитоморфных известняков и криптозернистых доломитов (чередование известковых и доломитовых слойков указывает на неустойчивый характер доломитизации в обстановке приливной равнины). Тонкослоистые известковистые и глинистые доломиты, водорослевые доломиты содержат синезеленые и сифоновые водоросли, строматопороидеи, хитинозои, хиолиты, фораминиферы, остракоды, фрагменты табулят, остатки крупной скелетной перекристаллизованной фауны, кальцисферы, ракушняк из гастропод, мшанки. На поверхности напластования желтоватых алевритистых доломитов найдены многочисленные раковины тентакулит, ориентированные в одном направлении. Отложения этой пачки имеют полный набор фаций стандартных фациальных поясов 7 и 8 Уилсона с явным преобладанием фаций ограниченного водообмена. В цикличном строении свиты первый элемент циклов (темные биотурбированные доломиты и известняки) представлен карбонатными илами (вакстоуны, мадстоуны) с отдельными водорослевыми биогермами, накапливавшимися в центральных частях лагун, заливов, крупных приливных промоин. Второй элемент циклитов (тонкослоистый) сформирован

фациями участков платформы с ограниченной циркуляцией, с хорошо выраженной приливной равниной (доломитовые ламиниты, строматолиты, пеллоидные илы, тонкообломочные карбонатные осадки приливных каналов и др.). Третий элемент циклитов представлен ламинитами приливно-отливных отмелей, аналогичных ламинитам перевальной свиты. *Доларенитовая* пачка, представленная обломочными светло-серыми биокластовыми доломитами, сложенными обломками песчаной размерности, онкоидными, оолитовыми и онкоидными доломитами. Слагает западный склон Белогорского массива. Имеет светлую окраску, отчетливо-зернистую структуру, содержит обломки доломитовых интракластов, оолитов, биокластов (фрагменты скелетных организмов), характерны обломки биокластов и интракластов в оболочках водорослевого происхождения. Породы хорошо отсортированы, плотноупакованы и часто диагонально слоистые. Местами обособляются небольшие скопления обломков раковинной фауны, дазикладаций, сифоней. Иногда отмечается примесь псаммитовых зерен кварца, редко кислых вулканитов. Органические остатки представлены полуокатанными обломками зеленых сифоновых водорослей красными водорослями, образующими сильно окатанные желваки, обросшие синезелеными водорослями, микрофитолитами из окатанных водорослей, окатанными обломками раковин, сифоновых водорослей, остатками крупной скелетной фауны, фрагментами скелетов иглокожих. Пачка включает микрофации (СМФ-12, 13 и 15) представленные биокластовыми песчанистыми доломитами (калькаренит) с окатанными зернами, содержит маломощные слойки с раковинным окатанным детритом, обломками водорослей и других биокластов, сортированными биокластовыми известняками с обломками в водорослевых оболочках. Микрофации образуются в обстановке постоянного действия волн и течений, в условиях умеренной гидродинамики в очень мелководной среде. Оолитовый, пизолитовый, ооидный известняк, хорошо сортированный с диагональной слоистостью характерен для подвижных вод на оолитовых отмелях. Набор

микрофаций отвечает обстановкам отмелей волновой зоны (фациальный пояс 6 отмученных песков мелководья).

Левоуакитская свита (мощность 350 м). Свита сложена доломитами и пелитоморфными известняками с конкрециями кремней, водорослевыми калиптрами и включает карбонатные микститы различных генетических типов (осадочные олистостромы, карбонатные меланжи). Пространственно отложения сближены с рифогенными доломитами (водораздельная часть Белогорского массива). В составе свиты выделяются известняковые алевролиты и биокласто-литокластовые известняки, рифогенные грубообломочные известняки с характерными тонкослоистыми текстурами подводного оползания и клиновидными слоями обломочных известняков, горизонтами и телами карбонатных брекчий и хаотических образований, составляющих значительный объем отложений свиты. Горизонты доломитовых синседиментационных брекчий пространственно связаны с горизонтами тонкослойчатых доломитов и формируют неправильные и линзовидные тела размером до первых метров. Брекчии относятся к типу “плоскогалечных конгломератов”. Псефитовые обломки представлены исключительно вмещающими тонкослойчатыми доломитами, в виде фрагментов слоев, часто деформированных. Размеры их варьируют до достаточно крупных блоков в десятки см до мелких, первые сантиметры фрагментов, часто формирующие шлейфы в тонкозернистой, иногда тонкослоеватой, основной массе. Некоторые обломки имеют неправильную форму, изогнуты, что указывает на отсутствие литификации на момент захоронения. В карбонатных породах свиты установлены красные, синезеленые, сифоновые водоросли, хитинозои, обломки окатанных раковин гастропод, иглокожие, возможно головоногие (наутилоидеи). Большая часть органических остатков наиболее характерна для девонских отложений. В олистолитах микститовых комплексов определены водоросли кембрия и ордовика - силура и остатки археоциат. Левоуакитская свита по ассоциации осадочных брекчий, слоистых тонкозернистых осадков, обломочных карбонатных пород (биокластовые известняки с крупными галькоподобными

обломками СМФ-5), скоплений тонкого карбонатного ила, оползневых тел, представляет собой, скорее всего, накопления передового склона карбонатной платформы (стандартный фациальный пояс 4) [250]. Склон имел значительную крутизну и, скорее всего, тектоническую природу с выведенными на поверхность более ранними карбонатными отложениями и породами фундамента (кембрийские доломиты). В составе толщи также выделяются олистостромовые образования относительно однородные по составу кластолитов. Нижнекембрийские доломиты основания палеобассейна присутствуют в виде тектонических блоков, отдельных кластолитов как в слоистых пачках (см. рисунки 3-14, 3-15) так и в микститовых комплексах. В средне- и мелкообломочной кластике сероцветных олистостромовых образований представлены практически все литологические разновидности терригенно-карбонатного разреза. Для этих образований характерно присутствие в породе двух компонентов – матрикса и кластолитов, нахождение в кластолитах практически всех пород, присутствующих в составе разреза, полное отсутствие сортировки и слоистости. По данным А.А. Клочко [111] они связаны с последовательным вовлечением в процесс конседиментационного покровообразования фациально различных и разновозрастных пород.

В породном составе юктаконской серии преобладают доломитовые породы. По данным химического анализа породы отвечают известковистым и известковым доломитам с кальцитовой составляющей варьирующей от 5 –10 до 25–30 %. Примесь терригенного материала представлена обломочными зернами кварца, альбита, редко мусковита, а также микрочешуйками глинистого минерала. Количество терригенной примеси редко превышает 10–15%. Типичные разновидности пород серии. Доломиты слоеватые светло-серые, серые имеют достаточно однородную тонкозернистую структуру. Сложены микрозернистым микрогранобластовым агрегатом доломита, реже кальцита, составляющих от 20-50% объема породы. По составу варьируют от чистых доломитов до известковых доломитов, с переходами в отдельных прослоях в доломитовые известняки с содержанием кальцитовой составляющей от 5-55%.

Силикатная примесь не превышает 3-5% и представлена редкими зернами новообразованного кварца. Доломиты тонкослойчатые алевритистые или глинистые, имеют светлые окраски с очень характерными розоватыми, желтоватыми, буроватыми выветрелыми поверхностями. Текстуры пород тонкослойчатые с миллиметровыми слойками, формирующими параллельные, волнистые, мелкомасштабные диагональные слоистые текстуры. Часто поверхности напластования подчеркнуты глинистыми пленками и примазками с глиптоморфозами каменной соли, трещинами усыхания, следами волочения мелких предметов. Микротекстуры пород микрослойчатые (доли мм – миллиметры), обусловленные чередованием слойков с пелитоморфной, микрозернистой и тонкозернистой основной массой. Доломитовые синседиментационные брекчии пространственно связаны с горизонтами тонкослойчатых доломитов и формируют неправильные и линзовидные тела размером до первых метров. Псефитовые обломки представлены вмещающими тонкослойчатыми доломитами, в виде фрагментов слоев, часто деформированных. Размеры их варьируют до достаточно крупных блоков в десятки см до мелких, первые сантиметры фрагментов, часто формирующие шлейфы в тонкозернистой, иногда тонкослоеватой основной массе. Некоторые обломки имеют неправильную форму, изогнуты, что указывает на отсутствие литификации на момент захоронения. Биотурбированные доломиты и известняки отличаются темными окрасками массивными и неяснопятнистыми текстурами. Породы сложены микрозернистыми или пелитоморфными агрегатами доломита, редко кальцита с примесью доломита. В пятнистых доломитах на этом фоне развиваются пятна, линзовидные, прожилкововидные скопления более крупнозернистого доломита. В отдельных случаях микропятнистость обусловлена наличием плохо обособленных пятен пелитоморфного доломита на фоне микро или тонкозернистой массы. Обломочные доломиты (доларенииты) имеют светлые окраски, отчетливо-зернистую структуру псаммитовой размерности и часть диагональную слойчатость. Обычно породы сложены яснозернистым, часто

неравномернозернистым агрегатом доломита, в котором в виде реликтов сохраняются псаммитовые обломки доломитовых интракластов, оолитов, биокластов (фрагменты скелетных организмов). Иногда отмечается примесь псаммитовых зерен кварца, редко кислых вулканитов. По составу долареннты представлены также относительно чистыми доломитами с кальцитовой составляющей обычно не превышающей 5–10%. Степень вторичных преобразований пород свиты низкая, ограничивается стадией диагенеза [333].

В целом, отложения юктаконской серии имеют мощность более 2 – 2,3 км. Они представляют собой части единого фациального профиля карбонатного шельфа, связанного с континентом с характерной последовательной сменой фаций - от фаций склона карбонатной платформы (пояс 4) до фаций шельфа с ограниченным водообменом и приливно-отливными побережьями (фациальный пояс 8) стандартного фациального пояса карбонатонакопления Дж. Уилсона [250]. Палеобассейн представлял собой мелководную шельфовую лагуну с участками открытой и полуизолированной платформы, с рифовым небольшим массивом, лежащим в пределах шельфа, с обрамляющими поясами передового склона и песками окраины платформы [157, 170]. Связующими элементами рифа были водоросли, присутствовали губки, на боковых и фронтальных склонах рифа обитали строматопороидеи, кораллы были редки. С рифом связаны многочисленные конседиментационные олистостромы [250].

Нерундинская свита сложена чередованием темноокрашенных известняков с прослоями глинистых сланцев, которые сменяются песчанистыми (иногда оолитовыми) известняками с прослоями сланцев. Нижняя часть разреза свиты включает СМФ – 2, 3, 4 и отвечает накоплениям глубоководной части карбонатообразующего шельфа (фациальный пояс 3 окраины бассейна), осадконакопление происходило, видимо, в условиях глубоко погруженной окраины шельфа. Известняки нижней пачки, тонкозернистые пелитоморфные, местами кремнистые, с текстурами тонкой и мелкой слоеватости, часто нарушенной биотурбацией (вплоть до полной гомогенизации), содержат мелкие пропластки или линзы и обособления

глинистого и алевритового материала. Известняки ритмично слоистые, с флишеподобной разномасштабной слоистостью от тонкой до крупной и грубой. Изредка отмечаются пласты биокластово-литокластических сортированных известняков (известняковых микробрекчий), состоящих из биокластов и обломков местного происхождения (отложения мутьевых потоков). Эти породы чаще встречаются в верхней части разреза пачки (ближе к склону шельфа). Породы верхней пачки отвечают неритовым фациям открытого моря (фациальный пояс 2, СМФ – 2, 9, 10). Пачка представлена микритовыми известняками с биокластами (карбонатные фации) с прослоями карбонатных алевролитов и мергелей (фации глинистых сланцев). Слоистость пород от волнистой до узловатой, мощности слоев первые см до десятка см, границы их четкие. Часто слои известняков биотурбированы, перемешаны и гомогенизированы полностью или фрагментарно. На поверхностях напластования слоев отмечены многочисленные ходы илоедов, редко обломки раковинного детрита. Среди известняков встречаются прослои отмытых биокластовых (органогенно-обломочных) ооидных песчанистых известняков. *Наиболее характерные типы пород свиты*. Известняки темные слоеватые, относительно чистые от терригенной примеси, сложены яснокристаллическим амебовидным кальцитом, тонкозернистые пелитоморфные, местами кремнистые, с текстурами тонкой и мелкой слоеватости. Часто слои известняков биотурбированы, перемешаны и гомогенизированы полностью или фрагментарно. Известняки темно-серые алевритистые (примесь алевритовых зерен кварца и слюды до 25-20%), содержат мелкие пропластки или линзы и обособления глинистого и алевритового материала. Изредка отмечаются пласты биокластово-литокластических сортированных известняков (известняковых микробрекчий), состоящих из биокластов и обломков местного происхождения). Слоистость пород от волнистой до узоватой, мощности слоев первые см до десятка см, границы их четкие. Алевропелиты имеют очень темную окраску и присутствуют в виде подчиненных сантиметровых прослоев в горизонтах темных известняков. Они сложены пелитовым агрегатом

глинистого минерала с примесью чешуек светлой слюды, тонкоалевритовых зерен кварца и кальцита, последний составляет обычно не более 10-15% объема породы [333]. Обстановки седиментации пачек нерундинской свиты определяются бассейновыми процессами [157, 185]. Фациальный комплекс этих отложений по классификации Дж. Л. Уилсона [250] представлен накоплениями 2 и 3 фациальных поясов (открытый шельф, глубоко погруженная окраина шельфа) карбонатонакопления. В целом обстановки седиментации свиты отвечают условиям достаточно аридного (семиаридного?) климата, на что указывает значительная карбонатность отложений (сероцветность, вкрапленность пирита). В то же время, несмотря на благоприятные обстановки, количество органического вещества в породах толщи незначительно и никогда не превышает 1%.

Существенно терригенные отложения **нижнего стратиграфического уровня** представлены уакитской толщей и санской свитой.

Уакитская толща карбонатно-терригенная характеризуется серыми окрасками, высоким содержанием карбоната в терригенных породах, представленного преимущественно кальцитом, широким развитием вторичного смешанного глинисто-карбонатного матрикса в обломочных породах, высокими содержаниями филлосиликатов, представленных в основном гидрослюдой, плохой окатанностью и сортировкой обломочного материала, высоким содержанием кластов интрузивных кислых пород. Основными особенностями строения толщи является преимущественно ее терригенный разрез, ограниченное распространение по площади, многопорядковое цикличное строение. Уакитская толща накапливалась в обстановках морской палеодельты, продвигавшейся в море по карбонатной платформе, на фронте дельты формировались турбидитовые слои [258]. В целом обстановки седиментации уакитской толщи также отвечают условиям достаточно аридного климата [157, 170, 185, 287, 288]. *Характерные разновидности пород*. Песчаники имеют серые окраски более темные в мелкообломочных и сильно карбонатных разностях. Песчаники амальгамированы и сложены сериями

слоев, утоняющимися по гранулометрии снизу вверх, слоев мощностью 0,5-2 м, часто с эрозионными основаниями со скоплениями глинистых галек и грубозернистого (до псефитового) материала в подошве. Текстуры разнообразные – параллельные, волнистые, градационные, диагональные, эрозионные. Структуры от тонкопсаммитовых до грубозернистых псефито-псаммитовых. В основаниях некоторых слоев песчаников отмечаются линзы гравелитов. По составу псаммиты полимиктовые полевошпат-кварц-лититовые и кварц-полевощпат-лититовые. Содержания кварца и полевого шпата колеблятся в сумме в пределах 20-40%, лититовая часть представлена гранитоидами, кислыми вулканитами, фрагментами карбонатных пород. Характерны относительно высокие содержания слюды как аутигенной, так и обломочной. Цемент псаммитов глинисто-карбонатный алевропелитовый (составляет не менее 20-30% объема). Алевролиты отличаются от псаммитов более темными окрасками, более высокими содержаниями карбоната (40-70%) и слюды (до 3-5%) [333].

Санская свита. Главной отличительной особенностью свиты является существенно карбонатный состав терригенных пород, относительно плохо проявленные слоистые текстуры, относительно монотонное строение пачек. *Нижнесанская подсвита* существенно кварцевых песчаников накапливалась в обстановке пляжа линейного побережья с преобладающей волновой деятельностью [153, 185, 258]. Песчаники подсвиты являются гетерогенными по гранулометрии и представляют собой смесь кластики двух петротипов: олигомиктовой, образовавшейся в результате перемыва более древних псаммитов, и полимиктовой, по составу отвечающей аркозам или субграувакам [288, 289]. *Среднесанская подсвита* типизируется как отложения твердого донного стока. Псаммиты формируются на поверхности продольных баров или дне русел, в обстановках аллювиальных конусов выноса. В фациальном наборе фигурируют практически исключительно русловые фации верхнего конуса выноса. С этим хорошо согласуется мономиктовый карбонатный состав кластики конгломератов, указывающий на крайне

незначительное расстояние ее переноса. Гальки конгломератов хорошо окатаны, по составу почти в основном карбонатные (кристаллические доломиты, иногда окремненные, редко известняки), но встречены единичные гальки лейкогранитов, гематитовых пород, поликристаллического кварца. Матрикс конгломератов представлен несортированными с карбонатным цементом псефито-псаммитами с преобладанием обломков тех же пород. В качестве примеси присутствует кварц, кислые эффузивы, глинизированные класты, в основном по средним(?) бескварцевым вулканитам. Песчаники, образующие прослои в конгломератах, желтоватые и розоватые, однородные, с неяснослоеватыми текстурами, переходящими в тонкослоеватые и слойчатые. Породы плохо сортированы, варьируют по гранулометрии от алевритовых до грубопсаммитовых, часто с примесью псефитовых обломков. Осадки *верхнесанской подсвиты* могут типизироваться как аллювиальные отложения [153, 258, 333]. В строении верхнесанской подсвиты выделяются два основных типа фаций косослоистая и тонкослоистая. Косослоистая фация типизируется как серии фаций руслового выполнения. Фации характеризуются следующими параметрами: 1) среднемасштабной косой слоистостью; 2) широким распространением песчаников с глинистыми галечками. Последние часто образуют скопления в основании инкриментов (лаговые осадки) или присутствуют в виде цепочек, подчеркивающих косую слоистость осадков продольных баров. Тонкослоистая фация по ассоциации текстур (мелкомасштабная косая слоистость, параллельная мелкая слоеватость и слойчатость, трещины усыхания, прослои калькретов и др.) в сочетании с тонкой гранулометрией может интерпретироваться как фации отмирающих русел, прирусловых валов и пойменных отложений [244]. В песчаниках присутствуют линзовидные прослои алевролитов с пропластками алевропелитов, в которых обнаружены остатки высших растений. *Породный состав свиты* однороден. Представлен зеленоватыми, красноватыми, от тонко- до среднезернистыми песчаниками. Минеральный состав их постоянен – кварц (5-10%), кислый, реже средний плагиоклаз (15-20%), и обломки пород (70–

75%). Среди последних преобладают кислые эффузивы и гранитоиды, в виде примеси присутствуют основные эффузивы (10-15%), бескварцевые средние вулканиты, обломки известняков, в качестве акцессорных – мусковит, биотит, эпидот, турмалин. Матрикс составляет 40-50% объема породы и сложен микрозернистым агрегатом глинистого минерала, гидрослюд, хлоритов, кальцита. Алевролиты образуют прослои в песчаниках мощностью от миллиметров до первых сантиметров. Они содержат псаммитовую примесь и связаны постепенными переходами с песчаниками. Текстуры тонкослоеватые и тонкослойчатые, карбонатная составляющая повышена по сравнению с псаммитами – до 30-40% в зеленых и до 50-60% в светлых. Алевропелиты образуют прослойки (первые миллиметры) в алевролитах и сложены пелитовым агрегатом глинистого минерала с примесью гидрослюды, микрозернистого кальцита, углистого вещества и рудного минерала. По составу обломочной части все псаммиты подсвиты типизируются как петрокластические граувакки. По резкому преобладанию среди обломков пород гранитоидов и кислых вулканитов они могут быть отнесены к кислым грауваккам [333].

4.1.1.1.3. Бамбуйско-Олингдинская подзона (см. рисунок 3-36)

Бамбуйская свита расчленена на четыре пачки [111]. Первая и вторая пачки сложены фациями (8 фациальный пояс карбонатонакопления по Уилсону [250] платформы с ограниченным водообменом с хорошо выраженной приливной равниной (доломитовые ламиниты, строматолиты, пеллоидные илы, тонкообломочные карбонатные осадки приливных каналов). Отложения третьей пачки отвечают 7 стандартному фациальному поясу карбонатонакопления. Сформированы сложным фациальным комплексом шельфовой лагуны с нормальными морскими условиями (известняки литобиокластические и оолитовые, водорослевые биогермы и биостромы, коллонообразные водорослевые войлоки, редко прослои и линзы карбонатных песчаников, глинистых и алевритистых пород. Отложения четвертой пачки и олистостромовые образования соответствуют обстановкам подводного склона

карбонатной платформы, 3 и 4 стандартным фациальным поясам карбонатонакопления (монотонные ритмичные известняки с прослоями мергелей, пропластками алевролитистого и глинистого составов, оползневые текстуры, органогенные известняки, осадочные брекчии, экзотические глыбы).

Кадалинская толща. Обстановки седиментации толщи соответствуют обстановкам открытого шельфового моря, 2 стандартному фациальному поясу карбонатонакопления (монотонные ритмичные известняки с прослоями мергелей, пропластками алевролитистого и глинистого составов, оползневые текстуры, органогенные известняки). Породы толщи представлены чередованием (первые см до десятка см) микритовых биокластовых известняков с прослоями карбонатных алевролитов и мергелей с четким границами слоев (фации карбонатных и глинистых сланцев фациального пояса 2, СМФ – 2, 9, 10). Текстуры пород обычно волнисто- и узловатослоистые, связанные с фрагментарным биотурбированием. Среди известняков отмечены маломощные прослои биокластовых песчанистых известняков, лито- и биокластических микробрекчий, отмечаются полностью перемешанные и гомогенизированные известняки [207, 251, 270].

Чулегминская свита сложена конгломератами с прослоями песчаников и ритмично переслаивающимися карбонатными песчаниками и алевролитами. Представлена отложениями аллювиальных конусов, которые сменялись комплексами субаквальной дельты [111, 152, 181]. Ряд текстурных особенностей (тела косослоистых песчаников, прослои и линзы конгломератов, гравелитов среди тонкозернистых пород, линзовидная слоистость, многопорядковая ритмичность, с погрубением ритмов вверх по разрезу, волнисто-прерывистая нижняя граница ритмов и с трещинами усыхания верхняя граница) и карбонатно-терригенный состав свиты позволяют предполагать, что условия образования ее, в целом, соответствуют фациальному комплексу субаквального фронта дельты и возможно, дельтовой (аллювиальной) равнины с характерным набором фаций русел рукавов, приустьевых и русловых, ветвящихся баров, отдельных турбидитных потоков

на фронтальном склоне дельты. Отложения аллювиальных конусов (псефитовые отложения нижней части разреза с мономиктовым карбонатным составом) сменялись комплексами, видимо, субаквальной дельты (карбонатно-терригенные образования верхней части разреза) в условиях резко расчлененного рельефа [206, 244, 251, 272].

4.1.1.2. Турка-Курбинская зона

4.1.1.2.1. Туркинская подзона (см. рисунок 3-39). **Сланцево-известняковая толща** образована ритмичнослоистыми плитчатыми известняками с тонкими прослоями алевропелитов, переходящими в пачку тонкого чередования плитчатых алевритистых известняков и глинистых сланцев. Известняки тонкозернистые пелитоморфные с текстурами тонкой и мелкой слоеватости, часто нарушенной биотурбацией (вплоть до полной гомогенизации), содержат прослои и линзы глинистого и алевритового материала. Известняки содержат прослои и линзы биокластово-литокластических сортированных известняков, состоящих из биокластов и обломков местного происхождения (отложения мутьевых потоков). Эти породы чаще встречаются в верхней части разреза пачки (ближе к склону шельфа). В карбонатных породах свиты найдены тентакулиты, серпулиды и конодонты, свидетельствующие об относительно глубоководных обстановках. Сланцево-известняковая толща соответствует обстановкам глубоководной части карбонатообразующего шельфа (3 стандартный фациальный пояс карбонатонакопления, СМФ – 2, 3, 4). Карбонатные отложения сланцево-известняковой формации накапливались на глубоко погруженной окраине карбонатного шельфа с влиянием привноса кластического материала [250].

Нижнедевонские отложения в разрезе подзоны отсутствуют, но органические остатки нижнего - среднего девона обнаружены в линзах калькаренитов, органогенно-обломочных известняков, карбонатных конгломератов (галька онколитовых и оолитовых известняков, органогенно-обломочных известняков, водорослевых доломитов) пановской свиты верхнего девона. Судя по органическим остаткам, представленным кораллами, эти

отложения включали, как минимум, коралловые биогермы, которые обычно приурочены к фациальным комплексам 4 и 5 стандартных поясов карбонатной платформы [250].

4.1.1.3. Удино-Витимская зона (см. рисунок 3-14, приложение 1)

4.1.1.3.1. Еравнинская подзона. К нижнему уровню отнесены озернинская толща и исташинская свита. В составе **озернинской толщи** выделяются две подтолщи.

Нижнеозернинская подтолща сложена розовато-серыми, крупно-среднезернистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми, кварц-плагиоклазовыми, плохо сортированными песчаниками. *Наиболее характерными типами пород* [338, 261] являются: 1 - известковистые песчаники и алевролиты, существенно кварцевые, хорошо сортированные средне-мелкозернистые, псефито-псаммитовой структуры. В составе обломков преобладает кварц, меньше полевых шпатов, кластики эффузивов и туфов кислого состава. Цемент песчаников кальцит-хлорит-слюдистый, карбонат-хлоритовый; 2 - песчаники полимиктовые, буровато-серые, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, хорошо сортированные и средне-крупнозернистые плохо сортированные. Текстуры горизонтально-, линзовидно-, прерывисто-горизонтальнослоистые, реликты подводных оползней. Среди обломков (составляют от 30 до 70%) преобладают полуокатанные зерна кварца (60%), полевых шпатов (35%), кислых эффузивов (5%). Цемент серицит-хлорит-кварц-полевошпатовый с примесью зерен кальцита и доломита.

В *верхнеозернинской подтолще* наиболее распространенным типом пород являются мелкообломочные породы, средней степени сортировки полимиктовые и существенно кварцевые песчаники и алевролиты с отчетливыми горизонтально- и пологоволнисто-слоистыми и линзовидно-слоистыми текстурами со следами подводного оползания. Включают линзовидные тела, мощностью от 20 см до 1,2 м, сложенные песчанистыми и алевритистыми известняками с колониями мшанок и водорослями. Среди терригенных пород присутствуют прослои органогенно-обломочных

карбонатных пород. Верхняя часть разреза подтолщи представлена тонкослоистыми известковистыми алевролитами и известняками с прослоями известковистых, глинистых, глинисто-кремнистых, углисто-глинистых алевросланцев. Сланцы сначала образуют маломощные линзы и прослои и выше уже ритмично переслаиваются с алевролитами и известняками. Углисто-карбонатные сланцы преимущественно образуют прослои среди алевросланцев. Прослои содержат линзочки и вкрапленность сульфидов. Эти породы можно отнести к фациям бассейнов с участками застойных режимов [34, 35]. Известняки верхней пачки тонкозернистые пелитоморфные, с текстурами тонкой и мелкой слоеватости, часто нарушенной биотурбацией, содержат пропластки и обособления углистого, глинистого и алевритового материала. *Основные типы пород подтолщи*. Алевросланцы буровато-серые, зеленовато-серые (примесь хлорита), текстура сланцеватая, пятнистая, структура пелитовая. Сложены глинисто-гидрослюдистой основой с кальцитовыми пятнами (98%), терригенная примесь представлена кварцем, апатитом, рудным, кальцитом, гидроокислами железа (2%). Содержат редкие углистые слойки. Известковистые и кремнистые осадочные породы преимущественно сероцветной окраски, реже примесь тонкодисперсного гематита придает породам розоватые тона. Для них характерны слоистые текстуры, обусловленные чередованием прослоев разной размерности обломочного материала или наличием слойков кремнистых или углистых алевролитов, кремнистых известняков, известняковых брекчий, колчеданной руды. Мощности прослоев и слойков варьируют от первых мм до десятков см. Слоистость их ритмичная, прямая горизонтальная, горизонтально-волнистая, градационная. Распространены подводно-оползневые, турбидитовые текстуры. Редко отмечаются псаммитовые и гравийные песчаники и гравелиты. Обломочный материал включает кристаллокласты кварца, кислого плагиоклаза, а в псаммитовых разностях – обломки риолит-дацитовых порфиров и их туфов. В цементе находится микрозернистая масса с примесью пелитоморфного кальцита (до 10%) и сульфидов. Породы содержат линзочки и вкрапленность

сульфидов. Углисто-карбонатные алевролиты (алевросланцы) сложены пелитоморфным известковым материалом (80%), в массе которого обособляются слойки (до 1 мм), обогащенные углистым веществом (2%), серицитом, тонкодисперсными сульфидами (2-3%), алевритовыми частицами кварца и полевых шпатов (16%). В цементе находятся пелитоморфные или гранобластовые агрегаты кальцита (30-80%), кремнистая масса (10%), тонкодисперсные сульфиды, чешуйки хлорита, биотита. Акцессорные – циркон, сфен, турмалин, магнетит. С терригенными породами ассоциируют микритовые известняки, образуя ритмично построенные толщи. Микритовые известняки серые и темно-серые, кремнистые, волнистослоистые, микрозернистые, содержат глинистую, алеврито-глинистую примесь, которая создает им волнистослоистую текстуру. Микротекстуры пород массивные, микрослоисто-волнистые или пятнистые, обусловленные неравномерным распределением глинистого материала. Цементом служит микрозернистый кальцит. По содержанию доломита известняки чистые, либо слабо доломитистые, по содержанию кремнезема – слабокремнистые, либо кремнистые. В известняках присутствуют тонкие прослойки кремнистого и серицит-кварц-полевошпатового состава (по алевритовому терригенному или пирокластическому материалу), в них же присутствуют сфен, апатит, пирит, магнетит. Известковистые и кремнистые углистые алевролиты, тонкообломочные алевропелиты и песчаники на углисто-карбонатном цементе содержат примесь углистого вещества от 0,5 до 1,5 %.

Отложения нижнеозернинской подтолщи накапливались в спокойных обстановках шельфового морского побережья со значительным привносом терригенного компонента. Однообразие ее состава, хорошо отсортированный кварцевый материал предполагает внезональный источник его сноса. Верхнеозернинская подтолща формировалась, видимо, в наиболее погруженных частях шельфового морского палеобассейна, где накапливались известковистые и кремнистые илы, тонкозернистые терригенные осадки и микритовые известняки с алевритисто-глинистой примесью. На участках с

застойным гидрогеологическим режимом накапливались известковистые и кремнистые углистые алевролиты. Из органических остатков в этих отложениях определены конодонты и выделены комплексы микрофоссилий.

Исташинская свита включает пачки переслаивания (мощности слоев от первых до 50 см) алевритистых серых, сиреневатых известняков, красновато-серых органогенно-обломочных известняков, пестроцветных известковистых песчаников, алевролитов и железисто-глинисто-карбонатных сланцев (аргиллитов). Обломочная часть мелкозернистых терригенных пород представлена окатанными и угловатыми зернами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, микрокварцита. Цемент карбонатный, составляет 10-15% объема породы. В песчаниках отмечаются тонкие прослои алевролитов с бурым железисто-кварцевым цементом, прослои слабополосчатых кремнистых и кварц-хлоритовых сланцев. Известняки ассоциируют с алевролитами, образуют ритмично построенные толщи, имеют слоистую текстуру, относятся к слабо доломитистым, слабокремнистым с примесью алевритового терригенного материала и тонкими прослоями карбонатных алевролитов [338, 261]. Породы свиты отнесены к фациям открытого шельфого морского мелководного бассейна (на мелководность указывает пестроцветность пород).

Ороченская гагарская, перевальная, левоуакитская, белогорская и нерундинская свиты, нижнеякшинская подсвита и сланцево-известняковая толща представляют собой части единого практически полного фациального профиля барьерного, частично защищенного карбонатного шельфа [153, 157, 170, 175, 250]. Для шельфа характерна последовательная смена фаций в направление к берегу (в отличие от крупных карбонатных банок, которые со всех сторон окружены глубоководными фациями) от фаций открытого шельфа и глубоко погруженной окраины шельфа (фациальные пояса 2 и 3) до фаций шельфа с ограниченным водообменом и приливно-отливными побережьями (фациальный пояс 8) стандартного фациального пояса карбонатонакопления Дж. Л. Уилсона [250]. Карбонатные отложения ороченской свиты и

нижнеякшинской подсвиты Багдаринской подзоны формировались в защищенном (или частично замкнутом) морском шельфовом бассейне с незначительным привносом терригенного материала. Бассейн был ограничен топографическим барьером, образованным каркасными кораллово-строматопорово-водорослевыми рифами, расположенными по его внешнему краю (фациальные пояса 8-5), за барьером осадконакопление продолжалось в условиях передового склона, в глубоководных участках погруженной окраины шельфа и в условиях открытого моря. Барьер, вероятнее всего, был относительно узок и не непрерывен. В карбонатных отложениях Уакитской подзоны выделяются образования, отвечающие 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 8 стандартным фациальным поясам карбонатонакопления Дж. Уилсона [250]. Здесь палеобассейн карбонатонакопления представлял собой мелководную шельфовую лагуну с участками открытой и полуизолированной платформы, включающей строматопорово-водорослевый рифовый комплекс, обрамляющие пояса передового склона, пески окраины платформы и фации глубоко погруженного открытого шельфа (бассейновые). В составе перевальной и левоуакитской свиты широко распространены карбонатные микститы разного генезиса – тектоно-гравитационные микститы, олистомеланж по горизонтам слоистых доломитов и карбонатных осадочных брекчий, тектонические брекчии в приразломных зонах [108-110, 112]. В Бамбуйско-Олингдинской подзоне карбонатные бамбуйская свита и кадалинская толща по строению и составу отвечают 2, 3, 4, 7 и 8 стандартным фациальным поясам карбонатонакопления Дж. Уилсона [250]. Осадки 4, 7 и 8 стандартных фациальных поясов карбонатонакопления представляют собой части единого фациального профиля безбарьерного карбонатного шельфа с ограниченным набором фациальных поясов [207]. Фациальный комплекс отложений 2 и 3 поясов соответствует бассейновым процессам. Седиментация происходила в мелководном шельфовом бассейне в спокойных тектонических условиях с господством приливно-отливных карбонатных фаций. А на краю платформы карбонатная седиментация осуществлялась в неритовой зоне открытого моря и

глубоко погруженной окраины шельфа. Озернинская толща и исташинская свита Еравнинской подзоны представлены фациальным комплексом шельфа с терригенным влиянием [245, 270]. Пестроцветная терригенная ассоциация багдаринской свиты и верхняя терригенная часть якшинской свиты (верхнеякшинская подсвита) включают сложный фациальный комплекс отложений морских дельт, линейных побережий и фрагментов терригенных шельфов [207, 244, 251, 270]. терригенные уакитская толща, санская и чулегминская свиты представляют собой комплекс субаквального фронта морской дельты и дельтовой (аллювиальной) равнины. Нижнесанская подсвита формировалась в обстановке пляжа линейного побережья с преобладающей волновой деятельностью [206, 207, 244, 251].

Таким образом, нижний уровень (S_2?–D_3) в Витимкан-Ципинской и турка-Курбинской зонах представлен карбонатными отложениями, которые формировались в условиях стабильного защищенного карбонатного шельфа, связанного с континентом. Отложения карбонатных ороченской, гагарской, бамбуйской свит накапливались с раннего девона до начала позднего девона, а перевальной, левоуакитской, белогорской, нерундинской и исташинской свит, нижнеякшинской подсвиты, кадалинской и сланцево-известняковой толщ - в позднем девоне. Комплекс терригенных отложений трактуется как комплекс субаквальной дельты шельфово-склонового бассейна и аллювиального конуса. В Удино-Витимской зоне отложения формировались в обстановках открытого шельфа с привносом кластического материала. Образование карбонатно-терригенных отложений озернинской толщи и исташинской свиты происходило в условиях шельфового бассейна с терригенным побережьем в позднем силуре - начале позднего девона [15, 244, 251, 205, 206, 207 270, 288, 289].

4.1.2. Верхний стратиграфический уровень (D_3-C_2^1). Этот уровень в Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах представлен терригенными граувакковыми отложениями (см. рисунок 3-А). В Еравнинской подзоне к нему отнесены вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения.

4.1.2.1. Витимкан-Ципинская зона

4.1.2.1.1. Багдаринская подзона. Верхний стратиграфический уровень представлен **точерской свитой** (см. рисунок 3-17)**.** Она сложена сероцветными полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и аргиллитами, углеродистыми известняками с прослоями кремнистых микросланцев, туффитов и туфов (кислого и среднего составов). Для свиты характерен существенно вулканомиктовый состав кластики (полевошпатовые граувакки, вулканомиктовые песчаники, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты), значительная роль тонкообломочных пород в верхней части разреза. Псаммиты свиты типизируются как петрокластические граувакки. *Основные разновидности пород следующие* [351, 352]. Конгломераты зеленовато-серые, лилово-серые, зеленые, плотноупакованные, полимиктовые крупно-среднегалечные с грубозернистым песчаным заполнителем на биотит-хлоритовом с гидроокислами железа и кальцитом цементе, псаммито-псефитовой структуры, беспорядочно-обломочной текстуры. Состав обломочной части разнообразен и отличается в зависимости от подстилающих отложений. Так по р. Ауник псефитовые обломки (65%) представлены риолитами, риолитовыми порфирами, метаандезитами, кластолавами, туфолавами дацито-риолитового состава, плагиогранитами, гранодиорит-порфирами, сферолитовыми гранитами, гнейсами, кварцитами, реже доломитами, доломитами в контакте с гравелитом. Псаммитовые обломки (15%) включают кварц, плагиоклаз, сланцы, аргиллиты, фельзиты, диориты, хлорит-эпидот-кварцевые породы. По левобережью р. Усой (р. Уоакит) в обломочной части преобладает галька и гравий кварца (до 60%), кварцитов, слюдисто-кварцевых сланцев, риолитов, фельзитов и карбонатов. Цемент (до 50%) песчаниковый, псефитовый, слюдисто-хлорит-карбонатный с обломками угловатого кварца, полевого шпата, микрогранофиров. Песчаники зеленые, серые, зеленовато-серые полимиктовые, кварц-полевошпатовые, полевошпат-кварцевые, средне-мелкозернистые, разнозернистые. Текстура слоистая, полосчатая, тонкополосчатая, структура псаммитовая, бластопсаммитовая, порфиробластовая. Песчаники хорошо сортированы, обломки окатанные,

угловато-окатанные, угловатые, состоят из кварца (15-40%), плагиоклаза и калиевого полевого шпата (30-38%), второстепенные минералы – эпидот, апатит, турмалин, рутил, гидроокислы железа, рудный - пирит, пирротин, реже магнетит. Цемент хлорит-углисто-глинистый, серицит-хлорит-кальцитовый, базальный, поровый (от 10 до 50%). Туфопесчаники по облику и обломочной составляющей аналогичны песчаникам, но содержат зерна обломочного хромшпинелида, цемент вторичный хлорит-кварц-полевошпатовый с кальцитом и пятнами лейкоксена, корродирует обломки. Алевролиты, туфоалевролиты имеют тот же состав, но более насыщены вторичными – сфеном, эпидотом, хлоритом. Аргиллиты темно-серые, алевритистые, углеродисто-алевритовые, микролепидобластовой, бластоалевролитовой, пелитовой структуры, параллельно-сланцеватой и сланцевой текстуры. Состав гидрослюдисто-хлорит-анкерит-углеродистый (до 90%), терригенная примесь – кварц, полевые шпаты (3-10%), единичны циркон, апатит. Алевролиты и аргиллиты часто филлитизированы. Содержат микролинзы и прослои кремнисто-глинисто-углеродистых микросланцев, сложенных микрочешуйчатыми агрегатами слюд, пелитоморфным карбонатом, криптозернистым кремнеземом, листоватым хлоритом и серицитом. Во всех разновидностях терригенных пород содержится рудный (до 3%), представленный пиритом, пирротином, гидроокислами железа. Туффиты мелко-среднеобломочные, обломки кварца, полевых шпатов (15%), обломки пород (68%), метаэффузивов (1%), хлоритизированного стекла (3%), цемент слюдисто-хлоритовый с глинисто-углистым веществом. Туфы пепловые с обломками кварца и плагиоклаза (15%), сплющенного стекла (15%), пород (1%), цемент по пеплу хлорит-слюдистый, фельзитовый с лейкоксеном, эпидотом, кальцитом. Известняки алевритистые, микрозернистой, алевритовой структуры, сланцеватой текстуры, насыщены черным углеродисто-глинистым веществом с редкими микрочешуйками слюды, терригенная примесь (до 25%) представлена кварцем, полевыми шпатами, рутилом, турмалином, цирконом, присутствует вторичный чистый пирит. Туфы риолитовые серые,

крупнозернистой псаммитовой структуры, сланцеватой текстуры, кристаллокластические (35%) с обломками пород (6%), представленных оплавленными обломками микроклин-пертита, плагиоклаза, кварца, кислых пород. Обломки и цемент близки по составу, цемент содержит ориентированные частицы серицита, зерна кальцита, редко рудного и хлорита, присутствуют обломочные апатит и циркон.

В составе точерской свиты выделено три типа фациальных ассоциаций [207, 208, 212]. *Первая ассоциация* соответствует образованиям нижней подсвиты и представлена пачкой проксимальных фаций песчанистых турбидитов. Характерны равномернослоистые песчаники, туфопесчаники с мощностью слоев от 10 см до 0,8 м, с прослоями алевролитов. Это чаще грубозернистые песчаники, туфопесчаники крупно-среднезернистые с нечетко выраженной градационной слоистостью, цемент их хлорит-углисто-глинистый, серицит-хлорит-кальцитовый. Сортировка обломочного материала от плохой до хорошей. Породы грауваккового состава с большой долей вулканогенного материала. Среди пачек песчаников с прослоями алевролитов наблюдаются прослои (до 1,5 м) и линзы среднегалечных, полимиктовых конгломератов и гравелитов, отдельные обломки алевролитов и аргиллитов. Встречены прослои темно-серых песчанистых известняков и известковистых алевролитов. Конгломераты полимиктовые, с песчаным цементом, беспорядочно-обломочной текстуры. Состав галек весьма разнообразен и отличается в зависимости подстилающих отложений. В верхней части пачки наблюдается переслаивание песчаников, туфопесчаников, туфоалевролитов, появляются прослои кислых туфов, туффитов. *Вторая ассоциация* дистальных фаций постепенно сменяет первую и включает пачку переслаивания мелкозернистых серых кварц-плагиоклазовых полимиктовых песчаников (мощности прослоев от 1 до 10 см), часто слюдистых, рассланцованных, и филлитизированных алевролитов, глинистых алевролитов, содержащую тонкие линзы и прослои серых, битуминозных известняков с параллельнослоистыми текстурами. В тонких породах отмечаются знаки ряби. Песчаные прослои имеют неровную

нижнюю границу с желобкообразными выемками. *Третья ассоциация*, самая верхняя часть разреза точерской свиты темно-серая до черного цвета представлена флишоидным ритмичным тонким переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов, алевропелитов, черных глинистых и углисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцев с прослоями алевролитов, глинистых черных известняков и кислых вулканитов. Она накапливалась в достаточно глубоководном бассейна с эвксинными условиями и ограниченной водной циркуляцией. Характерным для тонкообломочных пород является глинистый слабо известковистый, кремнистый состав, повышенное содержание органического вещества, пирита, сульфидов железа.

Точерская свита характеризуется присутствием пачек ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов с градационным типом слоистости. Во всех породных комплексах присутствует вулканогенный материал, указывающий на близость к бассейну седиментации зоны активного вулканизма [206, 207, 130, 131]. Флишоидные комплексы точерской свиты представляют собой, скорее всего, отложения подводных конусов выноса (образования на подошве склона), включающих краевую и центральную их части. Для отложений характерно циклическое строение разреза с уменьшением зернистости пород от основания к кровле толщи, присутствие в верхней части разреза турбидитов и тефротурбидитов. Подводные конуса выноса представляют собой образования на подошве склона, являются изолированными телами, которые формируются мористее основных источников сноса (дельт?) или основных путей их переноса (каньонов) [208, стр. 170].

Верхнебагдаринская подсвита. В ее составе выделяются массивные лиловые, красноватые и зеленоватые полимиктовые песчаники и туфопесчаники с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, туфоалевролиты с прослоями аргиллитов, туффитов, песчанистых известняков. Породы багдаринской подвиты однообразны по составу обломочной части. Для нее характерно, во-первых, присутствие в

нижней части разреза прослоев и линз конгломератов и гравелитов, в обломочной части пород преобладают кислые эффузивы, жильный кварц; во-вторых, чередование терригенных и вулканогенно-терригенных пород, для которых характерно присутсвие в обломочной части пирокластики. *Породный состав подсвиты* [351, 352]. Гравелиты и конгломераты зеленовато-серого и красновато-серого цвета, полимиктовые, псамо-псефитовой структуры, беспорядочной и неяснослоистой текстуры. В составе галек преобладают кислые эффузивы – дациты, андезиты (30-60%), жильный кварц и кварцевые породы (8-30%), углеродисто-кремнистые и кремнистые породы (30%), метааргиллиты (12-15%), хлоритизированные породы (6%). Цемент конгломератов – кварц-полевошпатовый песчаник на глинистом цементе бурого цвета, присутствуют обломки вулканитов. Редко встречаются карбонатные породы, сланцы, песчаники и граниты. Туфопесчаники, туфоалевролиты лиловые, красноватые, зеленоватые, полимиктовые, средне-, мелкозернистые, несортированные, слоистой и нечетко слоистой текстуры, псаммитовой, псефито-псаммитовой структуры. Обломки пород разнообразной формы и степени окатанности, составляют от 30 до 65% и представлены: эффузивами (13%), серицитизированными (20%), углисто-кремнистыми (5%), хлоритизированными (2-3%), карбонатными (1-3%), глинистыми (1-2%) обломками, аргиллитами (2%), стеклом (8%). Обломки кристаллов составляют 15-30% и представлены кварцем (15-30%), плагиоклазом и калишпатом (по 3-8%), мусковитом (3%). Иногда присутствуют гранофиры и растительные остатки. Для песчаников характерно присутствие осколков измененного вулканического стекла до 8%. Цемент песчаников глинисто-слюдисто-хлоритовый с карбонатом и гидроокислами железа до 15%, пленочный, поровый. Аргиллиты песчанистые с пирокластикой, псаммитовой, микролепидобластовой структуры, слоистой текстуры. Сложены гидрослюдистой глиной с кремнисто-углистыми слойками (70%), обломки пород составляют 20-30% и по составу схожи с обломочной составляющей песчников и алевролитов. Реже присутствует пирокластика. Слоистость

обусловлена беспорядочным чередованием глины и слойков с обломочным материалом. Туффиты зеленоватые, буроватые, тонкозернистые, тонкослоистой, нечеткослоистой, пирокластической текстуры, псамо-алевропелитовой структуры. Обломки пород составляют 45-65% и представлены слюдистыми, слюдисто-хлоритовыми, хлоритовыми образованиями по туфовому, глинистому веществу, стеклу. Обломки кристаллов (8-25%) представлены кварцем, полевыми шпатами, серицитом и редко рудным и турмалином. Цемент (до 25%) глинисто-туфогенный с гидроокислами железа и пятнами анкерита. Переслаивание глины (хлорит-гидрослюдистой) алевритистой с алевритовым известняком. Структура алевритовая, лепидобластовая, микрозернистая, текстура в глине сланцеватая, в известняке массивная. В составе глины хлорит-гидрослюда с мусковитом (75%), углистое вещество (5%), терригенная примесь кварца и полевого шпата (20%), кремнистых обломков (3%), вулканитов (2%). В известняке кальцит составляет 65%, терригенная примесь 30%, хлорит-гидрослюдистый агрегат 12%. Терригенная примесь в известняках и глине одного состава. Присутствуют рудный, гидроокислы железа, рутил, турмалин, лейкоксен. К этим породам близки известняки с прослоями глины. Известняки песчанистые серые, темно-серые, буроватые, органогенные с онколитами, плитчатые или массивные, разнозернистые, сложены кальцитом (92%), терригенная примесь (8%) распределена равномерно и представлена кварцем (пирокластика), полевыми шпатами, мусковитом, обломками пород (до 1%) кремнистых, глинистых и метавулканитов.

В разрезе верхнебагдаринской подсвиты описаны фациальные комплексы терригенного шельфа в сочетании с дельтовыми осадками. Ассоциация терригенного шельфа представлена массивными, однородными песчаниками в основном мелко- и среднезернистыми. Они образуют слои мощностью до нескольких метров - нескольких десятков метров. Эти отложения представлены фациями интенсивно биотурбированных (гомогенизированных) осадков терригенного шельфа [207, 208, 212]. В верхней части разреза присутствуют

метровые слои песчаников с реликтами бугорчатой слоистости или интенсивно биотурбированные тонкообломочные осадки с остатками морской фауны (колонии мшанок). Биотурбационные текстуры варьируют от пятнистых с реликтами бугорчатой косой слоистости до гомогенных. Дельтовая (авандельта) ассоциация представлена массивными комковатыми песчаными алевролитами и алевритовыми песчаниками с остатками колоний мшанок. Метровые ритмиты представляют собой фации выполнения отдельных русел и рукавов дельты. Эти осадки перемежаются со слоями биотурбированных илов с остатками мшанок.

Таким образом, в раннем карбоне в Багдаринской подзоне граувакковый флишоид точерской свиты сменяется в латеральном направлении пестроцветными терригенными отложениями нижне - среднекаменноугольной алевролито-песчаниковой верхнебагдаринской подсвиты.

4.1.2.1.2. В **Уакитской подзоне** широким распространением пользуется **мухтунная свита** (см. приложение 10). Свита сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, тонким ритмичным переслаиванием темно-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов с туфогенной примесью, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями туфов (отнесены к петрокластическим грауваккам). В нижней части разреза свиты присутствуют горизонты конгломератов, крупноглыбовых брекчий, обломочных известняков и известняковых мергелей. Для нее характерно присутствие крупных блоков доломитов белогорской свиты, связанных с псефитовыми пачками. Псефиты представлены конгломератами и конглобрекчиями с линзующимися прослоями галечных гравелитов, гравелитов, галечных и гравелитовых песчаников.

В породном составе свиты представлены следующие разновидности [333]. Конгломераты мелкогалечные слоистые с прослоями галечных и гравелитистых песчаников и гравелитов. В составе псефитовой кластики присутствуют кислые и средние вулканиты, кислые вулканокластиты, микрограниты, доломиты, кварцевые апокарбонатные метасоматиты. Матрикс

сложен несортированными полевошпат-лититово-кварцевыми песчаниками близкими по составу к аркозам или кварцевым граувакам. Песчаники (туфопесчаники) зеленовато-серые полимиктовые, полевошпат-кварц-лититовые, от мелко- до грубо-крупнозернистых, массивные и грубоплитчатые, с многочисленными сантиметровыми прослоями темно-серых, почти черных алевропелитов. В отдельных прослоях отмечается тонкое переслаивание тонкозернистых туфопесчаников с алевролитами и алевропелитами. Состав обломочной части - кварц (20-25%), полевой шпат (5-10%), обломки пород (70-75%). Лититовые зерна представлены гранитами, кислыми и средними вулканитами, алевропелитами и известняками. Цемент преимущественно карбонатный поровый (25-20%). Песчаники типизируются как лито-петрокластические грауваккки. В отдельных прослоях часть обломочных зерен представлена пирокластикой (оскольчатые зерна кварца, полевого шпата, литокласты вулканитов). Алевролиты по внешнему облику близки к песчаникам, отличаются от них только структурой. Их минеральный состав, по сравнению с песчаниками, обогащен кварцем и полевым шпатом (альбитом). Аргиллиты - черные плитчатые породы, сложенные пелитовым агрегатом глинистого минерала с примесью (до 20-30%) алевритовых зерен кварца и часто карбоната (до 10-15%). Обломочные известняки - темно-серые до черных массивные и слоеватые породы с отчетливой псаммитовой, псефито-псаммитовой до мелкопсефитовой структурами. По составу обломочной части они представлены оолитовыми, интракласто-оолитовыми, реже интракластовыми калькаренитами и калькарудитами. В качестве интракластов обычно фигурируют обломки известняка с микритовыми оболочками, часто присутствует примесь обломочных зерен кварца, в псефитовых разностях появляются класты кислых вулканитов. Цемент микрозернистый кальцитовый. В качестве резко подчиненных прослоев присутствуют микрозернистые часто неяснопятнистые и комковатые известняки с незначительной примесью обломков или без нее, иногда с биотурбационными микротекстурами. Мергели светлые красноватые или зеленоватые породы с характерными буроватыми

поверхностями выветривания, тонкоплитчатые. Основная масса сложена пелитоморфным агрегатом глинистого минерала (гидрослюды) и кальцита в различных количественных соотношениях. В качестве примеси (до 20-30% объема) присутствуют микропорфиробласты (0,01-0,03 мм) кальцита и редкие алевритовые зерна кварца.

В составе свиты выделяются следующие фациальные ассоциации:

а) грубообломочная, представленная несортированными конглобрекчиями (карбонатно-оползневой горизонт) с карбонатно-песчано-алевросланцевым цементом с псефитовыми, часто остроугольными, слабоокатанными обломками черных известняков, светлых доломитов и буроватых песчаников и с включениями крупных блоков (от 0,5 до 1,5 м) и линзовидные прослои (олистолиты) светло-серых, массивных доломитов, темно-серых известняков, карбонатных брекчий. Матрикс конглобрекчий содержит отдельные, быстро выклинивающиеся прослои темно-серых, слоистых песчанистых известняков с примесью гравийных обломов терригенных пород, оолитов и онколитов, прослои крупнозернистых полимиктовых песчаников (мощность до 100 м); б) карбонатная, сложенная обломочными алевритистыми известняками с обломками вулканитов и литокластами псаммитовой и гравийной размерности, с участками и линзами скоплений оолитов и пизолитов, доломитами с интракластами доломита, литокластами, прослоями оолитовых доломитов и тонкоплитчатыми известковыми мергелями с прослоями алевритистых аргиллитов. Пачка пространственно связана с карбонатными конглобрекчиями; в) терригенная песчанистых турбидитов с клиньями конгломератов, линзами брекчий, мощностью 400 м (грубозернистые песчаники серые, зеленовато-серые полимиктовые с кальцитовым цементом, с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов, гравийных песчаников, алевролитов и тонкослоистых мелкозернистых пород), и тонкослоистых турбидитов (песчаников, алевролитов, аргиллитов), в которых широко развиты горизонтальные или слабо наклонные слоистые текстуры, с прослоями тонкого

миллиметрового чередования тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Отложения мухтунной свиты, по совокупности фаций, скорее всего, отвечают обстановкам шлейфа континентального склона [207, 130, 131]. Совокупность фаций первых двух ассоциаций – аргиллиты и мергели с участием переотложенных фаций, отвечает оползневым обрывам шлейфа верхнего склона, формирование которых проходит мористее мелководных карбонатных шельфов или рифов. Источником материала были карбонатные отложения шельфа. Включения блоков доломитов, известняков, карбонатных брекчий возникали при разрушении уступов с выходами пород основания [207, 208, 212]. Набор фаций третьей ассоциации - аргиллиты, тонкозернистые турбидиты, песчаники заполнения русел, олистостромы и оползневые отложения, отвечает образованиям нижнего склона шлейфа. Склоновый шлейф мухтунной свиты формировался на перегибе шельфа в тектонически активной обстановке, характеризующейся неустойчивым состоянием склона, связанным видимо с образованием разлома на окраине палеобассейна и дальнейшим углублением бассейна [207].

Сырыхская свита. Для нее характерно отсутствие карбонатных пород, существенно вулканомиктовый состав кластики (средние и полевошпатовые граувакки, вулканомиктовые песчаники, туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты), значительная роль тонкообломочных пород в верхней части разреза. Псаммиты свиты типизируются как петрокластические граувакки [258, 334]. Следует заметить, что эти отложения были выделены из состава мухтунной свиты.

Породный состав свиты включает следующие разновидности. Псефиты от валунных конгломератов с галечно-гравийным матриксом до песчаников с включениями галек и гравийных зерен, слагают основной объем верхней пачки. Это слоистые, линзовиднослоистые, часто ритмичнослоистые (мощности слоев в десятки см - первые метры), плотно упакованные породы. В мелкообломочных разностях широко распространены крупномасштабные

диагональные текстуры. По составу породы полимиктовые. Петрокластическая часть кластики представлена постоянным набором пород: кварц, граниты, средние и кислые эффузивы, кислые вулканокластиты псаммитовые и алевритовые, микропегматиты и гранофиры. Матрикс псефитов представлен совершенно несортированными полевошпат-кварц-лититового состава псефито-псаммитами. Цемент матрикса алевропелитовый, часто с выделениями позднего порфиробластового карбоната. Песчаники полимиктовые, зеленовато-серые, серые, светло-серые, иногда красноватые часто с характерными буроватыми окрасками выветрелых поверхностей, тонкозернистые до крупно- и грубозернистых. Текстуры параллельно слоистые, слабо проявленные. Обломочные зерна представлены кварцем и полевым шпатом (не более 20-30%). Основную часть песчаников составляет пелитовый агрегат обломочной структуры с реликтами порфировых вкрапленников плагиоклаза, микрофельзитовых структур кислых эффузивов. В большинстве случаев псаммиты имеют достаточно плотную упаковку (арениты) с поровым глинистым типом цемента. Туфопесчаники зеленые, темно-зеленые, среднезернистые, хорошо сортированные, массивные с прослоями и линзами конгломератов. Кластика представлена кварцем (25%), плагиоклазом (25%), обломками пород (35%), состоящими из вулканитов, доломитов, гранитоидов, глинизированных кластов, кварцитовидных и эпидотизированных пород, хлоритизированного стекла. Цемент туфопесчаников глинистый хлоритовый. Туфопесчаники образуют прослои среди светло-серых песчаников. Псаммиты типизируются как петрокластические граувакки, переходящие в кварцевые. Алевролиты по составу и внешнему облику являются производными псаммитов, отличаясь от них только структурами и меньшими масштабами слоистых текстур. Алевропелиты представлены двумя типами, первый – тонкое переслаивание светлых алевролитов и алевритов, сложенных пелитовыми арегатами гидрослюд с примесью хлорита, второй – темными алевропелитами, обогащенными примесью частиц углеродистого вещества, часто формирующими самостоятельные прослои в песчаниках.

В составе свиты выделено два типа фациальных ассоциаций. Первая ассоциация соответствует образованиям нижней подсвиты, вторая - верхней подсвиты. *Нижнесырыхская подсвита* представлена сложным комплексом карбонатных и карбонатно-терригенных образований, включая темные обломочные известняки, полимиктовые смешанные карбонатно-лито-пирокластические конгломераты и мегабрекчии с блоками светлых доломитов юктаконской серии. Для нее устанавливаются фации, представленные мегабрекчиями, пуддинг-конгломератами с алевропелитовым матриксом с обломками карбонатных пород, по латерали переходящими в конгломераты и песчаники. Далее они сменяются песчаниками с линзами конгломератов и переслаиванием песчаников с тонкослоистыми алевролитами и аргиллитами, обогащенными органикой (широкое развитие эпигенетического порфиробластового железистого карбоната в осадках свиты указывает на высокие содержания органического вещества в исходных осадках) подводного конуса выноса (дельтовый конус). *Верхнесырыхская подсвита* (вторая ассоциация) имеет терригенный и вулканогенно-терригенный состав и ритмоидное строение с чередованием пачек песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов, мелкого чередования песчаников и алевролитов с прослоями алевропелитов, тонкого чередования алевролитов и алевропелитов, выше сменяющееся пачкой переслаивания полимиктовых песчаников и туфопесчаников, алевролитов и туфоалевролитов с прослоями туфов, аргиллитов. Фации характеризуются горизонтальнослоистыми, плоскопараллельными текстурами, с пологой косой слоистостью, присутствием градационных текстур, указывающих на отложение из турбидитных потоков и, видимо, соответствует подошве склона [130, 131, 206 - 208]. Среди терригенных граувакковых отложений свиты присутствуют прослои туфов, пеплов, свидетельствующие о пространственно-временной связи вулканизма с бассейном седиментации. Обломки вулканитов в кластике терригенных пород не несут следов метаморфических преобразований. В верхней части разреза свиты установлены субсогласные тела андезибазальтов, риолитов и

риодацитов. Это может свидетельствовать о практически синхронном времени осадконакопления вулканизме. Сырыхская свита формировалась, вероятнее всего, в обстановках склонового шлейфа континентального склона и его подножья [207].

4.1.2.1.3. В **Бамбуйско - Олиндинской подзоне** к этому уровню отнесена **огненская свита** (см. приложение12) [11]. Свита характеризуется темно-серыми, до черных окрасками, чередованием тонкозернистых известковистых, углистых (до 30%) терригенных и карбонатных пород. Для свиты характерно присутствие прослоев бурых песчанистых доломитов, алевритистых и обломочных известняков с переотложенной фауной трилобитов (мощность первые десятки см до первых метров, реже десятков метров). Известняки образуют линзовидные прослои среди доломитисто-углисто-глинистых рассланцованных известняков и известковистых алевролитов. В строении свиты устанавливается неоднократно повторяющаяся последовательность в чередовании слоев серых массивных доломитов с примесью углистого (3-9%) и терригенного материала, пиритизированных, известковистых углеродистых доломитов, постепенно переходящие в углеродистые (до 12%) известняки. В разрезе отмечаются темные микритовые известняки, сланцы, микробрекчии, органогенно-обломочные известняки. Видимо, в отдельных частях палеобассейна создавались эвксинные условия, в которых накапливались пелитоморфные тонкослоистые темноокрашенные известняки с прослоями глин и алеврита, с высоким содержанием битуминозного органического вещества. Слоистость этих пород тонкая горизонтальная, с отчетливыми поверхностями наслоения. Фации огненской свиты отвечают фациям 1 и 2 стандартных фациальных поясов карбонатонакопления Дж. Уилсона [250] и формировались в достаточно глубоководном (сотни м) троге, включающем участки с застойными эвксинными условиями. В составе свиты отмечены также фации, приуроченные к границе шельфового открытого моря. Для фаций глубоководного бассейна характерны слоистые, ритмичнослоистые известняки, переслаивающиеся с аргиллитами. Троговый палеобассейн был видимо узким,

так как наблюдается быстрая смена фаций от застойных эвксинных к известняковым турбидитам и далее к тонкослоистым турбидитам, включающим линзы обломочного материала, формировавшимися у подошвы подводного склона, на границе шельфа. С потоками обломочного материала переносились органические остатки, экзотические глыбы и валуны, содержащие переотложенную разновозрастную фауну.

Аматканская свита сложена в основном аркозовыми полимиктовыми, реже существенно кварцевыми, песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами, редко с прослоями песчанистых карбонатных пород. Для свиты, характерны преимущественно сероцветная окраска, резкая фациальная изменчивость, маркирующие горизонты кварцитовидных песчаников, широкое развитие текстур косой слоистости, непостоянство мощностей, грубая ритмичность, увеличение карбонатности вверх по разрезу [109]. Конгломераты налегают с размывом на вулканогенные породы и граниты верхнего рифея и характеризуются различной степенью окатанности и размерности обломочного материала, состав которого резко варьирует в зависимости от источников сноса. В стратотипическом разрезе по р. Аматкан и по р. Жанок в составе обломочной части резко преобладают вулканиты буромской и жанокской свит. По р. Олингда состав галек более разнообразен, присутствуют различные гранитоиды, кислые эффузивы, жильный кварц, редко мелкие гальки мраморизованных известняков. Конгломераты переслаиваются с аркозовыми песчаниками. Выше по разрезу сменяются зеленоватыми песчаниками, образующими мощные косослоистые серии, с разномасштабными текстурами, чередуются горизонты с крупной косой и плоскопараллельной слоистость. Мощности косослоистых пачек в основании разреза достигают 210 м, уменьшаясь вверх по разрезу. Вверх по разрезу в песчаниковых сериях также уменьшается зернистость пород, и преобладают текстуры тонкой косой слоистости. Верхняя часть разреза свиты представлена линзующимися прослоями и слоями темно-серых алевролитов, пиритизированных глинистых и серицит-кварцевых сланцев. Песчаники характеризуются аркозовым и кварц-

полевошпатовым составом, разной зернистостью, содержанием гравийных обломков пород (вулканитов, кварцитов и сланцев). В целом обломочные породы представлены осадочными и вулканогенными породами, образовавшимися из материала окружающей суши. Фациальный комплекс аматканской свиты представлен терригенными породами, карбонатность которых увеличивается вверх по разрезу, и в том же направлении уменьшается зернистость. Грубозернистые пачки интерпретируются как русловые отложения. В их составе выделены фации конгломератов (русловые) и песчаников с чередованием разного масштаба косослоистых серий, в кровле которых отмечаются маломощные прослои с параллельной тонкой слоистостью. Такая последовательность фаций может соответствовать модели «латерально мигрирующей реки, достигшей профиля равновесия, сочетающегося с расслоением потока над поверхностью меандровой отмели» [206]. В целом, по строению осадки свиты могут типизироваться как аллювиальные отложения [153, 157, 250].

Уендектская толща выделена нами в последнее время в Уакитской и Бамбуйско-Олингдинской зонах. Она сложена терригенными и вулканогенно-терригенными породами, обладающими чертами сходства с флишоидными отложениями точерской и мухтунной свит, но присутствие лавовых фаций сближает уендектскую толщу с кыджимитской толщей Еравнинской зоны. В настоящее время отложения изучены недостаточно для интерпретации их фациальной принадлежности. Мы все же предполагаем, что совокупность фаций толщи, отвечают обстановкам шлейфа континентального склона и его подножья.

4.1.2.2.Турка-Курбинская зона

4.1.2.2.1. Туркинская подзона (см. рисунок 3-41). **Пановская свита** постепенно сменяет сланцево-известняковую толщу. Фации *нижней подсвиты* представлены переслаиваюшимися карбонатными и глинистыми осадкам, для которых характерны серые, зеленоватые, буроватые окраски, хорошая степень сортировки терригенных пород, тонко- и среднемасштабные волнистослоистые

и узловатые текстуры, следы конседиментационного размыва осадков. На поверхностях напластования отмечаются многочисленные ходы роющих организмов, часто слои частично или полностью ими гомогенизировы. На поверхностях наслоения наблюдаются скопления органических остатков, слагающих линзовидные прослои (тентакулиты, конодонты). Кроме того, для подсвиты характерно присутствие прослоев органогенно-обломочных пород с микритовым цементом, и ракушняков с разновозрастными комплексами органических остатков. Эти фации интерпретируются как результат внедрения мутьевого потока, несущего карбонатный переотложенный материал. Органические остатки были переотложены при размыве толщ соответствующего возраста и тектонических блоков пород основания палеобассейна, выведенных в активных тектонических зонах окраины трога. Мощная толща *верхней подсвиты* сложена известняковыми турбидитами, с текстурами и структурами флиша, представленными пачкой переслаивания темноокрашенных известняков и аргиллитов. Для комплекса фаций подсвиты характерны текстуры тонкой горизонтальной слоистости с отчетливыми поверхностями напластования, тонкая градационная слоистость, слоистость знаков ряби, четкие границы слоев. В разрезе пачки отмечаются оползневые текстуры, склоновая слоистость и признаки переотложения (обломочные, органогенно-обломочные породы). Кроме того, встречены мощные пласты осадочных брекчий и сигенетических конгломератов, экзотические глыбы белых доломитов и серых известняков. Эти образования накапливались в области прилегающей к подводному склону или у его основания и относятся нами к классу тектоно-гравитационных микститов. Сложный фациальный комплекс свиты, интерпретируется как отложения склоновых шлейфов (см. мухтунная свита), накопление осадков связано с начальными этапами интенсивного погружения палеобассейна и дальнейшего их накопления в глубоководных обстановках. Однако, следует отметить, что осадки внешней краевой части шельфа трудно отличимы от осадков верхней части материкового склона.

Зумбурукская свита сложена темно-серыми, зеленовато-серыми грубослоистыми песчаниками с линзами конгломератов, и ритмичным чередованием алевролитов, алевропелитов, филлитовидных сланцев, известковистых доломитов, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с линзами известняков. По структурным и текстурным особенностям этот комплекс обладает всеми признаками турбидитового накопления. Присутствие песчаников с галькой и гравием, прослоями конгломератов предполагает образование нижней части разреза на верхней части материкового склона. Большая часть осадков свиты отлагалась ниже по склону. Отложения более тонкозернистые с преобладанием мелкозернистых и глинистых разностей. Фациальный комплекс свиты очень близок комплексу верхней части разреза пановской свиты и надстраивает его, отвечая фациям более погруженной части трогового палеобассейна.

Ямбуйская свита сложена существенно аркозовыми полимиктовыми песчаниками, конгломератами, алевролитами, с прослоями известняков, доломитовых известняков, формировавшихся в обстановках терригенного шельфа в сочетании с дельтовыми осадками. Свита представлена 2 типами фациальных ассоциаций – дельтовой и ассоциацией терригенного шельфа (по данным А.В. Филимонова). *Дельтовая ассоциация* присутствует в виде фрагментов плохо обнаженных горизонтов со следами ритмичного строения метрового масштаба. Установлено три элемента подобных ритмов: (1) гравелиты и гравелитовые песчаники с включениями редких мелких (до 2-3 см) галек с реликтами крупно- и среднемасштабных косослоистых текстур; (2) песчаники косослоистые разнозернистые, часто гравелитистые с включениями редких галек (1,5 – 2 см); (3) песчаники тонкозернистые с прослоями и линзами мелко- и среднезернистых. *Шельфовая ассоциация* представлена фрагментами горизонтов, состоящих из серий слоев темпеститов с мощностями от десятков см до 1,5 м. Нижняя часть темпеститовых слоев (проксимальный темпестит) сложена песчаниками, обычно с примесью гравийных зерен и мелких галек. Характерны текстуры эрозионного основания и "втыкающихся" галек. Верхняя

часть слоев (дистальный темпестит) сложена мелко- и тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. Характерны биотурбационные текстуры, варьирующие от пятнистых с реликтами бугорчатой косой слоистости до гомогенных. Темпеститовые слои, как правило, завершаются прослоем глинистого алевролита полностью гомогенизированного и очень часто содержащего фрагменты колоний мшанок. В карбонатных гальках конгломератов и в их песчаниковом цементе содержатся остатки брахиопод и криноидей. Ямбуйская свита является фациальным аналогом верхнебагдаринской подсвиты [206, 207, 211, 245, 251].

4.1.2.3. Удино-Витимская зона

4.1.2.3.1. В **Еравнинской подзоне** в позднем девоне-раннем карбоне накапливались вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы, представленные ульзутуйской и кыджимитской толщами, химгильдинской свитой (см. рисунок 3-14, приложение 1).

Ульзутуйская толща представлена пестроцветными вулканогенно-терригенными и вулканогенными породами, включающими пирокласто-осадочные и осадочно-пирокластические отложения. Наиболее характерными типами пород являются следующие [261, 339]. Туфопесчаники зеленые, темно-зеленые, зеленовато-серые полимиктовые псефито-псаммитовой структуры пирокластической текстуры. Кластика представлена плагиоклазом (20%), кварцем (5%), обломки пород (50%) сложены эффузивами (25%), карбонатами (8%), аргиллитами (2%), тонкозернистыми туфоалевролитами (8%), изотропным стеклом (5%). Обломки кварца пирокластические, сильно оплавлены, остроугольные. Цемент песчаников кальцит-хлорит-слюдистый, карбонат-хлоритовый. Туфоалевролиты по составу и внешнему облику аналогичны туфопесчаникам. Обломки представлены кристаллокластами кислого плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, к которым примешиваются обломки органики. В цементе находятся пелитоморфные или гранобластовые агрегаты кальцита (30-80%), кремнистая масса (10%), тонкодисперсные сульфиды, чешуйки хлорита, биотита. Акцессорные –

циркон, сфен, турмалин, магнетит. Туффиты известковистые пестроцветные (бордовые, красноватые, зеленые, серо-зеленые) мелко-среднзернистые, беспорядочной и реже ориентированной текстуры. Обломочная часть представлена кристаллокластами плагиоклаза (8%), литическая часть – хорошо окатанными и угловато-окатанными обломками эффузивов и туфов риолит-дацитового состава (15%), обломками органики (2%) и углисто-кремнистых пород (5%). Обломки известняков (20%) имеют округло - изогнутые формы, резко извилистые края и часто окружены бурой пленкой гидроокислов железа. Обломки органики представлены округлыми, «шиповатыми», пористыми фрагментами (трилобиты, археоциаты, спикулы губок, раковинный детрит). Цемент тонкий, сложен кремнием, кальцитом, доломитом, редко полевым шпатом и тонкодисперсными черными гидроокислами железа (возможно по пеплу). Туфоаргиллиты пестроцветные, алевритистые, тонкозернистые алевро-псаммитовой структуры, сланцеватой, пирокластической текстуры. Состоят из многочисленных комочков-обломков туфогенного материала смешанного с грязно-серыми частичками глины, анкерита (86%). Терригенная примесь (8%) представлена тонкими хлоритизированными, серицитизированными эффузивами, стеклом, кварцем, полевыми шпатами, плагиоклазами, рудным. Встречены хлорит-карбонатные «закатыши» (до 3%) округлой формы (размер 0,8 мм), огибаемые туфо-аргиллитовым материалом. Туфоконглобрекчии зеленовато-серые, разнообломочные, размеры обломочного материала от первых см до до первых десятков см. Обломки представлены как угловатыми так и овальными обломками риолитов, андезитов, андезитовых порфирититов, полосчатых сиреневых лав, белых известняков. Среди обломков присутствуют полуокатанные глыбы (до 0,5 м) белых мраморизованных известняков с археоциатами. Матрикс туфоконгломератов карбонатизированный туфопесчанниковый, гравийной размерности, наблюдается некоторая сортировка обломочного материала. Вулканиты представлены базальтами, дацитами. Базальты темно-серые, зеленовато-серые породы, слабоизмененные, микропорфировой структуры, массивной текстуры. Вкрапленники (до 1 мм)

представлены плагиоклазом. Структура основной массы андезитовая. По вкрапленникам и основной массе интенсивно развиты вторичные минералы: серицит, хлорит, альбит и карбонат. Дациты серые, зеленоватые, порфировой структуры, направленной текстуры. Структура основной массы фельзитовая и пойкилитовая, во вкрапленниках плагиоклаз и калиевый полевой шпат (15%), рудный (5%), из акцессорных присутствует апатит. Вкрапленники замещены хлоритом и серицитом, темноцветные минералы - кальцитом, хлоритом, кварцем, эпидотом. Туфы кристаллокластические, голубовато-серые, зеленовато-серые, андезитовые с обломками пород, пирокластической текстуры, псаммитовой структуры с реликтовым пепловым. Кластика представлена обломками кристаллов плагиоклаза (85%), обломками (5%) пород (андезиты, туфы, пирокластика, стекло). Цемент полевошпат-кальцитовый со слюдой и тонкой туфовой пылью. Туфы витрокластические, голубовато-серые, андезитовые, с реликтовой пепловой структурой, псевдофлюидальной текстурой. Сложены криптозернистой серицит-хлорит-полевошпатовой основой (95%) с кальцитом (3%), содержащей тонкую нераскристаллизованную туфовую пыль. Обломки кристаллов и пород редки (3%) и часто округлые, представлены метаэффузивами, кварцем, полевыми шпатами и неопределимыми обломками, единичны сульфиды.

Накопление отложений толщи происходило в неглубоком открытом морском бассейне, примыкающем к зоне вулканизма, характеризующегося неровным дном, с пониженными и возвышенными участками [206, 219, 268]. Пирокластика смешивалась с терригенными, хемогенным (известковый и кремнистый материал), биогенным (углистое вещество, остатки планктона, водорослей, продукты разрушения органогенных построек) материалом и с продуктами эксгаляций. Для отложений характерно чередование мощных красноцветных терригенных образований и вулканитов различного состава с менее мощными толщами сероцветных и пестроцветных пород прибрежно-морского генезиса, охарактеризованных остатками морских организмов и комплексами растительных остатков. Растительные остатки указывают на

близость суши. Присутствие ветвистых строматопороидей, водорослей указывает на условия мелководного моря. Характерным для толщи является присутствие осадков, накапливавшихся в более глубоководной, удаленной от берега зоне с активной гидродинамикой. Они представлены алевритистыми, шламовыми пестроцветными известняками с характерными подводно-оползневыми текстурами и с обрывками слоев туфоалевролитов, гравийного грубого материала и органогенно-обломочных розоватых, бордовых известняков с примесью туфогенного материала и многочисленным зоогенным детритом и остатками раковинной фауны, водорослей. Присутствие тентакулит, конодонтов обычно для осадков более глубоководной зоны палеобассейна. Следует отметить, что в верхних частях разреза толщи возрастает доля вулканогенных пород, но эффузивная составляющая все же играет подчиненную роль.

Верхняя часть разреза ульзутуйской толщи представлена *микстит-олистостромовым комплексом,* занимающим особое место в строении Еравнинской подзоны. Комплекс сложен тефротурбидитами, реже песчано-алевролитовыми и известковистыми турбидитами, с многочисленными олистолитами водорослево-археоциатовых известняков и вулканитов, горизонтами крупноглыбовых конглобрекчий. Граница нижней и верхней частей разреза толщи проводится по появлению среди терригенных и туфотерригенных пород горизонтов олистостромовых брекчий. Тефротурбидиты являются вмещающими породами микстит-олистостромовой толщи, среди которых описаны горизонты пестроцветных, средне- и крупноглыбовых конглобрекчий (до 0.8-1,5 м). В брекчиях отмечаются линзы, сложенные переслаиванием серо-бордовых туфоалевролитов и алевритистых известняков (мощность 24 см). Подобные брекчии образуются в результате дискретных, быстрых, неоднократно повторяющихся процессов сброса грубообломочного материала в бассейн осадконакопления. В составе матрикса преобладают туфограувакковые песчаники и алевролиты беспорядочной текстуры, сложного сгустково-брекчеевидного строения, сложенные

хаотическим распределением обломочного материала в глинисто-алевритовом замусоренном матриксе. Подобные образования связываются с началом перемещения оползня в слабо литифицированном осадке. Оползневые микститы образуются у подножий склонов той или иной крутизны. Кроме брекчий, в верхней части разреза толщи среди пестроцветных пород матрикса, широко распространены крупные пластины и олистолиты, сложенные биогермными и рифогенными известняками и различными вулканитами нижнего кембрия (мощностью около 80, протяженностью 120 м). Олистолиты распределены во вмещающих породах неравномерно, и, как правило, не соприкасаются. Крупные олистолиты постоянно ассоциируют с телами конглобрекчий (олистостромы первого типа). В основании пластин обычно содержатся конгломератовидные и брекчеевидные разности, вокруг них (особенно вокруг известняковых олистолитов) наблюдается шлейф из более мелких глыб. Часто нижние контакты крупных олистолитов с вмещающими отложениями имеют следы оползания (смятие в складки) и давления на нижележащие слои (рассланцевание, развальцевание, будинаж). В отдельных случаях известняки, слагающие пластину, постепенно переходят в тектоническую и далее в осадочную брекчию с матричным заполнителем из вмещающих пород. Верхние контакты пластин обычно нормально-осадочные, глыбы известняков перекрываются слоистыми породами, либо утыкаются в них.

К **кыджимитской толще** отнесены псефитовые и псаммитовые туфы с прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов нижней подтолщи. Верхняя подтолща представлена тефротурбидитами кислого и смешанного состава, вулканомиктами, переслаивающимися с грубыми литическими туфами кислого состава и включающими горизонты туфоконгломератов, туфогравелитов, а также потоки вулканитов. Вверх по разрезу они сменяются пачкой ритмичного переслаивания туффитов, туфоаргиллитов, пепловых туфов, тонкозернистых кислых кристаллотуфов с линзами и прослоями пелитаморфных и биокластово-литокластических

известняков, состоящих из биокластов и обломков местного происхождения, и выше пачками переслаивания граувакковых песчаников и алевролитов. Лавовая и кластолавовая составляющая представлена базальтами, андезитами, дацитами и риолитами, слагающими покровы, силлы и субвулканические тела в верхней части разреза толщи. Наиболее характерные породы толщи. Туфогравелиты и туфоконгломераты псаммито-псефитовой структуры, беспорядочной, брекчеевидной тестуры, реже обломки ориентированы по слоистости пород (размер от мм до 5 см). Обломки пород (82%) представлены порфировыми андезитами, диоритами, андезитами с микролитовой структурой, дацитами, витрокластическим туфами, трахитами, риолитами, стеклом, аргиллитами, кристаллокластика включает угловатые обломки плагиоклаза, калиевого полевого шпата (до 20%), округлые зерна кварца и кварцевых пород (до 5%). Цемент – слюдисто-кремнисто-глинистый (30%) слоистый с примесью пепла и прослойками метааргиллита. Туфопесчаники (граувакковые) крупно-среднезернистые, бластопсаммитовой структуры, направленной, пятнистой текстуры. Обломочная часть представлена идиоморфными, нередко гранулированными обломками плагиоклаза (45%), разноструктурными обломками андезитов и базальтов (25%). Цемент песчаников представляет собой агрегат из вторичных минералов – амфибол, эпидот, хлорит, кальцит, гидроокислы железа, примесь рудного. В цементе встречаются крупные пятнистые скопления волокнистых зерен амфибола, лейстовидные обломки плагиоклаза. Туфоалевролиты имеют бластоалевролитовую, криптозернистую структуру, слоистую, полосчатую или пятнистую текстуру. Обломочная часть представлена угловатыми обломками плагиоклаза и окатанными и полуокатанными кварца (до 20%), обломками кварцевых пород, чешуйками биотита, рудным. Цемент микрозернистый глинистый с примесью пепла, перекристаллизован (хлорит-серицит-биотит полевошпатовый агрегат). Туфоаргиллиты неясно полосчатой текстуры, реликтовой обломочной структуры, обломки представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, обломками пород (35%), основная масса биотит с рудным, хлоритом и

пирокластикой (65%). Туфоконглобрекчии смешанного состава, пестроцветные хаотической структуры. Матрикс их терригенно-туфогенный, слабо карбонатный. Обломки (от первых до первых десятков см) представлены полуокатанными, окатанными эпидотизированными кислыми вулканитами, темными андезитовыми порфиритами, белыми и розовым, мраморизованными известняками, обломками терригенных пород (переслаивание песчанистых известняков и вишневых алевролитов), и угловатыми обломками туфотерригенных пород. Туфы дацитов, трахидацитов, андезитодацитов и андезитов, литовитрокластические и кристаллолитокластические псеффито-псаммитовые. Структура пород фельзитовая, пирокластическая, реликтовая пепловая, псефитолитовая или псаммито-псефитовая, микрозернистая, текстура псевдофлюидальная или сланцеватая, линзовидно-очковая. Цемент (62%) фельзитовый по туфовому веществу с пятнами биотита, слюдки, пирокластики или слюдисто-кварц-плагиоклазовый. Обломки (35%) представлены кристаллами плагиоклаза и кварца (часто оплавленные пепловым материалом), их сростками, и обломками пород риолитов, дацитов порфировых, андезитовых порфиритов, туфов аднзито-дацитов, метапесчаников, стекла. Туфы часто метасоматически изменены и превращены в полевошпат-серицитовые, хлорит-мусковит-калишпатовые, хлорит-эпидот-кварц-полевошпатовые и кварц-турмалиновые сланцы. Кремнистые туффиты тонкообломочные, тонкослоистой горизонтальнослоистой текстуры образуют маломощные прослои среди вулканитов. Обломочный материал включает кристаллокласты кварца, кислого плагиоклаза, в цементе находится микрофельзитовая масса с реликтами пепловых частиц и примесью пелитоморфного кальцита (до 10%) и сульфидов. Туфы агломератовые и лаппилиевые смешанного состава (риолит-дацит-андезитового) пестроцветные, плохой сортировки с хаотичным распределением обломков (от первых см до 40 см), псефито-псаммитовой, псефитовой, агломератовой, кристаллокластической структуры. Обломки (до 60-80%) различной степени окатанности (от угловатых до хорошо окатанных) представлены литокластами порфиритов, риолит-дацитовых порфиров, туфов,

известняков, вулканогенно-осадочных пород, хлоритизированным стеклом. Среди кристаллокластов (10-15%) присутствуют плагиоклаз, кварц, калишпат, амфибол. Цемент туфов базальный, порово-пленочный, соприкосновения кальцит-хлорит-серицит-кварц-полевошпатовый, с постоянным присутствием микрофельзитовых агрегатов. Туфы тонкообломочные, псаммитовые и гравийные смешанного состава массивной, однородной текстуры связаны взаимопереходами. Кристаллолитокластические тонкообломочные туфы хорошо сортированы, псаммитовые и гравийные плохосортированные. Состав обломочного материала разнообразен, среди кристаллокластов преобладают андезин, олигоклаз, встречены альбит, кварц, калишпат, амфибол, литокласты (13%) представлены плагиоклазовыми и риолит-дацитовыми порфиритами, хлоритизированным стеклом, для литокластов характерны следы окатанности. Цемент туфов базальный, преобладают микрофельзитовые агрегаты, в которых присутствуют постоянно пепловые частицы и хлорит. Туфы имеют линзовидные, прерывисто-слоистые текстуры, обусловленные присутствием линз гравийного пирокластического материала, прослоев туфопесчаников, колчеданной руды. Переслаивание песчаников и алевролитов полимиктовых, кварц-полевошпатовых, полосчатой текстуры. Обломки представлены гранулированным плагиоклазом (45%), угловатым кварцем и кварцевыми породами (3%), фельзитами (10%), метаэффузивами (6%). Цемент - серицит-биотит-эпидот-хлорит-амфиболовый с рудным, тонкими призками апатита, мелкими зернами циркона. Биокластовые известняки детритовые светло-серые, буроватые, содержат органогенные обломки и имеют микропятнистую текстуру, обусловленную неравномерным распределением биокластов в кальцитовом цементе. Известняки полидетритовые, средний размер обломков органики от первых миллиметров до первых сантиметров. Среди биокластов определены археоциаты (иногда замещенные пиритом), криноидеи, мшанки, брахиоподы, трубчатые водоросли. Часто в промежутках между обломками органики в цементе присутствуют алевритовые частицы кварца, полевых шпатов, зерна кальцита (до 50%). Биокластовые микритовые (мелкозернистые)

известняки пестроцветные, с несортированным битым детритом морских безпозвоночных и водорослей, литокластами известняков и алевролитов, с прослоями биоуминозно-глинистого материала. Среди биокластов присутствуют фрагменты археоциат, трилобитов, брахиопод и водорослей. Иногда отмечаются литокласты известняков с археоциатами. Обычно известняки, в той или иной степени, перекристаллизованы и первичные структуры сохраняются только в виде реликтов. Микритовые известняки «петельчатые», волнистослоистые, серые, розовато-серые, микрозернистые, с органогенным детритом, содержат глинистую, алеврито-глинистую примесь, которая создает им волнистослоистую текстуру. Микротекстуры пород массивные, микрослоисто-волнистые, или пятнистые, обусловленные неравномерным распределением глинистого материала. Содержат стиллолитовые швы, заполненные вишнево-бурым глинистым веществом. Биокласты представлены детритом археоциат, брахиопод, трилобитов, водорослей. Присутствуют полуокатанные зерна кварца алевритовой размерности. Цементом служит микрозернистый кальцит, примесь сфена, аппатита, пирита, магнетита. Из вторичных продуктов отмечены кварц, гипс, сидерит. Известняки ассоциируют с туфоалевролитами. Органогенно-обломочные известняки пестроцветные ассоциируют с пестроцветными туфотерригенными породами. Известняки массивной или тонкослойчатой текстуры, с миллиметровыми слойками, формирующими параллельные, волнистые, мелкомасштабные диагональные слоистые текстуры, характеризуются повышенным содержанием терригенной примеси и кремнезема (6,16-16,94%). В них присутствуют тонкие прослойки серицит-кварц-полевошпатового состава (по алевритовому терригенному или пирокластическому материалу), сфен, апатит, пирит, магнетит. Из вторичных продуктов отмечены кварц, гипс, сидерит.

По данным В.С. Ланцевой [125, 126, 189] вулканиты еравнинской серии представлены базальтами и дацитами (рисунок 4-1 а), которые относятся к умереннокалиевым и высококалиевым породам (рисунок 4-1 б). Для них

характерна низкая магнезиальность, высокая глиноземистость (al'=1,18-2,68) и выдержанный калиево-натриевый состав (Na_2O/K_2O = 1,18-2,48).

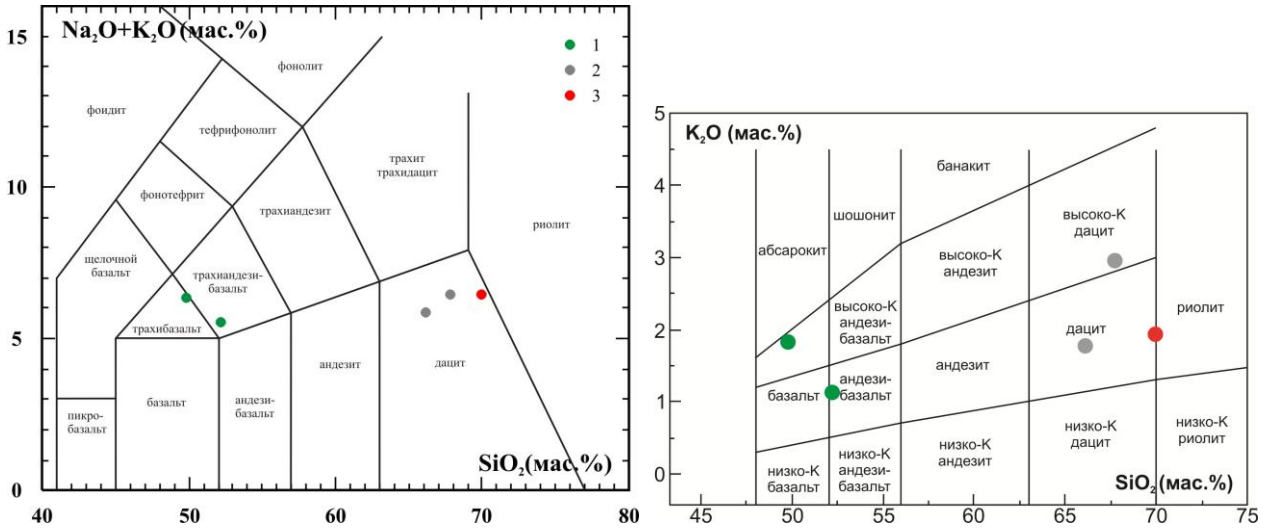


Рисунок 4-1 - Классификационные диаграммы вулканитов кыджимитской толщи. а) Na_2O+K_2O – SiO_2 [Le Maitre R.W. et al., 1989]; б) K_2O – SiO_2 [Taylor, 1976]. Условные обозначения: 1 – базальты, 2 – дациты, 3 – риодацит.

На диаграмме SiO_2-FeO*/MgO (рисунок 4-2 а) базальты лежат в поле толеитов, а дациты в поле известково-щелочных пород. На диаграмме AFM породы лежат в поле известково-щелочных пород (рисунок 4-2 б). На спайдердиаграмме (рисунок 4-3 а) все породы имеют общий тренд распределения редких элементов, за исключением Sr, который в базальтах имеет как минимум, так и слабовыраженный максимум (в риодаците Sr имеет повышенное содержание, но максимума не образует).

Уровень концентрации высокозарядных элементов (Nb, Ti) образует характерные для надсубдукционного вулканизма отрицательные аномалии (причем в дацитах выражается накопление Nd по отношению к базальтам).

Также наблюдается обогащенность крупноионными литофильными элементами (Rb, K, Ba). Характерной особенностью является повышенное содержание легких лантаноидов (рисунки 4-3 б, 4-4).

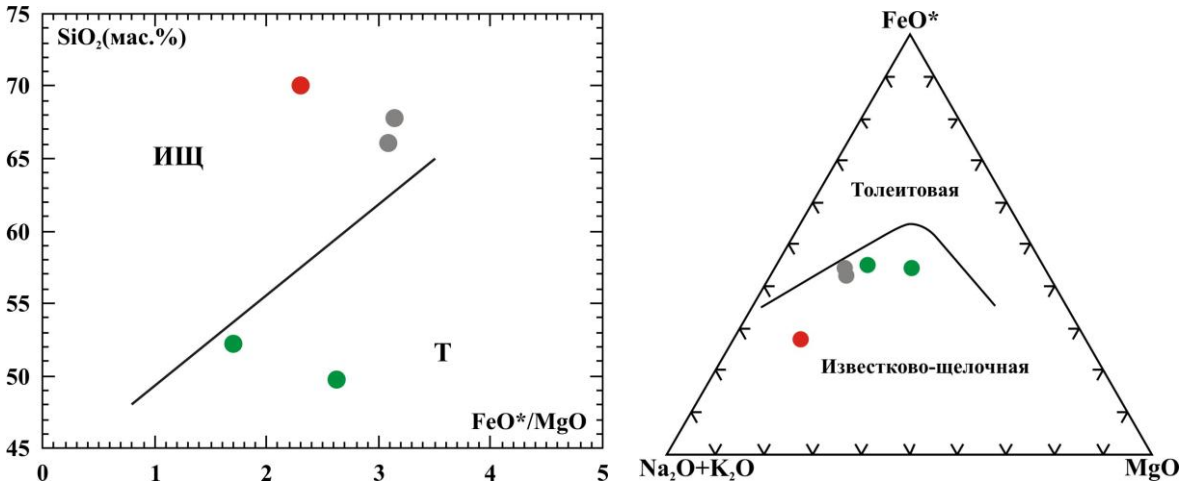


Рисунок 4-2 - а) Диаграмма SiO_2-FeO*/MgO [Miyashiro, 1974] и б) AFM-диаграмма (Na_2O+K_2O - FeO* - MgO) [Irvine, Bargar, 1971] для вулканитов кыджимитской толщи. Усл. см. рисунок 4-1.

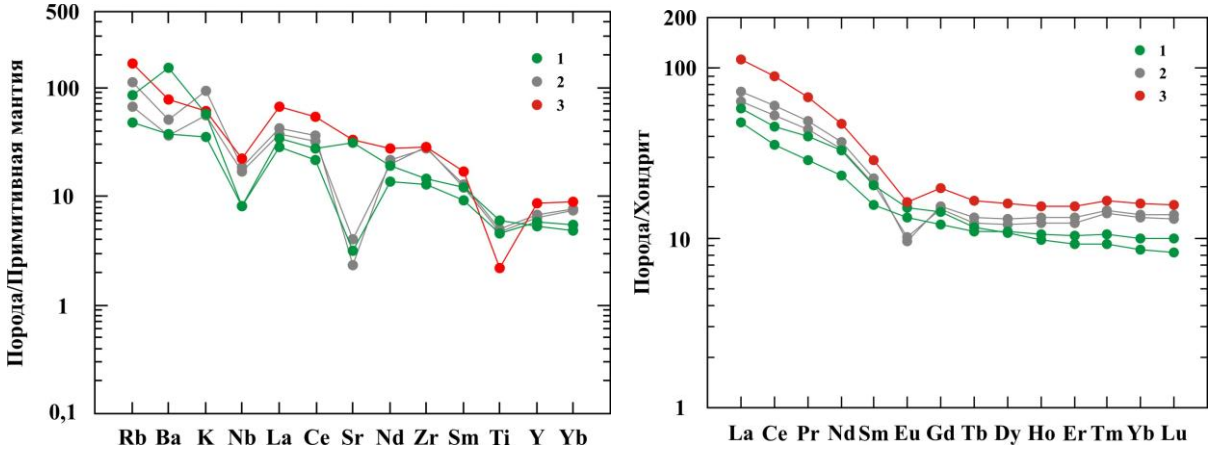


Рисунок 4-3 - а) Графики распределения содержаний микроэлементов, нормированных к примитивной мантии [Taylor S.R., McLennan S.M., 1985] и б) спектры распределения нормированных к хондриту (Taylor S.R., McLennan S.M., 1985), содержаний редкоземельных элементов, в породах кыджимитской толщи. Условные обозначения: 1 – базальты, 2 – дациты, 3 – риодацит.

Прослои содержат линзочки и вкрапленность сульфидов. Сульфидная минерализация характерна для отложений ульзутуйской и кыджимитской толщ, распространенных в бассейне р. Ульзутуй. Кыджимитская терригенно-вулканогенная толща связана латеральными переходами с ульзутуйской толщей.

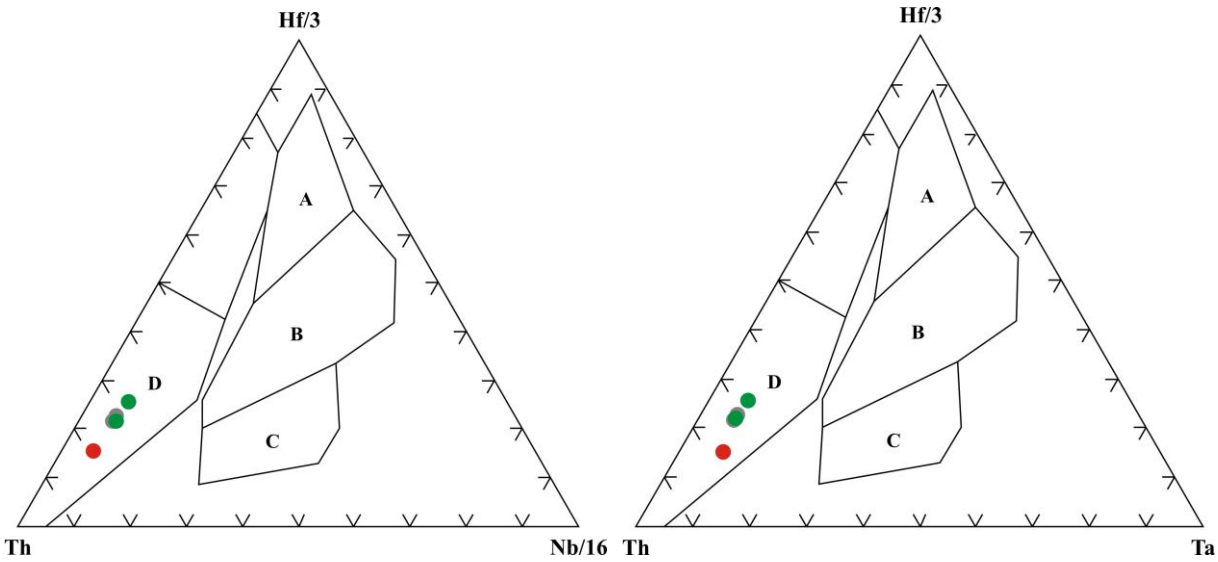


Рисунок 4-4 - Дискриминационные Hf-Th-Nb (а) и Hf-Th-Ta (б) диаграммы [Wood et al, 1980] для вулканитов кыджимитской толщи. Усл. обозн. см. рисунок 4-3.

Терригенно-вулканогенные и вулканогенно-терригенные отложения ульзутуйской и кыджимитской толщ мы объединяем в составе единой еравнинской серии. Тефротурбидиты объединяют туфотерригенные породы различного гранулометрического состава (от гравийных до тонкообломочных), известковистые и кремнистые вулканогенно-осадочные породы, туфы, образующие мощные горизонты, пачки и чередующиеся в разрезе. Для пород характерны слоистые текстуры, обусловленные чередованием тонких прослоев туффитов, туфоалевролитов, известняков, туфов (мощности слоев от миллиметров до десятка сантиметров). Различается ритмичная, горизонтально-волнистая, линзовидная, прерывисто-горизонтальная, градационная слоистость. В туфоалевролитах, туфопесчаниках, туффитах отмечается примесь обломков кристаллокластов полевых шпатов, литокластов вулканитов, известняков, туффитов, яшмовидных пород, фрагментов органогенного детрита (щитки трилобитов, раковина фауна, спикулы губок). В цементе тонкообломочных пород наряду с известковистыми и глинистыми агрегатами, встречаются скопления хлорита и биотита. Все вышеуказанные особенности состава пород свидетельствуют о их накоплении при смешивании в водной среде продуктов

разрушения различных карбонатных и пирокластических пород. Рассмотренные отложения еравнинской серии близки к туфо-известковистой и туфо-кремнистой аллохтонным фациям удаленной и, в меньшей мере, промежуточной зонам подводной области распространения продуктов извержения. Известковистые и кремнистые углистые туфоалевролиты, тонкообломочные туффиты и незначительно развитые туфопесчаники на углисто-карбонатном цементе близки туфоуглистой фации удаленной зоны подводной области развития продуктов извержения. При формировании вулканогенно-осадочных отложений ведущим процессом было смешивание выпадавшего в водную среду или попадавшего в нее в результате подводных извержений и частично переотлагавшегося тефрового материала с другими терригенными осадками [132, 134, 135, 206, 219, 220, 268]. Осадконакопление происходило в морском бассейне, где пирокластический матриал смешивался с известковистым, кремнистым, биогенным (углистое вещество, органогенный детрит) и продуктами эксгаляций [35]. Отложения еравнинской серии относятся к фациям открытого морского бассейна, на начальных этапах эволюции мелководного, затем резко углубляющегося, примыкающего к зоне вулканизма.

Вулканогенные образования серии представлены эффузивными и пирокластическими фациями. Среди эффузивных фаций выделяются дациты, риолиты, слагающие лавовые покровы среди туфотерригенных пород еравнинской серии и представляют собой, скорее всего, подводные части склона вулканического конуса. Андезибазальты, базальты встречаются реже и отнесены к лавовым фациям потоков склона вулканического конуса. Пирокластические фации включают туфы смешанного (риолит-дацит-андезитового) состава, туфы андезитового, андезито-дацитового, дацитового составов. Они близки к туфовым фациям удаленной и промежуточной зон подводного вулканизма. Их накопление происходило в морских условиях, что подтверждается хорошей сортировкой кластического материала в тонкообломочных и псаммитовых туфах, слоистыми текстурами, присутствием

в туфах обломков известняков, ассоциации с морскими мелководными образованиями, выдержанностью по простиранию. Вулканиты еравнинской серии относятся к умереннокалиевым и высококалиевым породам, формировавшимся в надсубдукционной обстановке [206, 218 - 220, 132].

Химгильдинская свита включает две подсвиты. Нижняя подсвита сложена полимиктовыми песчаниками и алевролитами, существенно кварцевыми, с прослоями различных сланцев и линзами кварцевых гравелитов, полимиктовых мелкогалечных конгломератов. Верхняя подсвита, песчаниково-алевролитовая, представлена рассланцованными зеленовато-серыми карбонатными, полимиктовыми песчаниками, алевролитами с прослоями песчанистых известняков. Характерные разновидности пород свиты. Песчаники кварцевые светло-зеленые, мелкозернистые состоят из обломков кварца, в меньшей степени полевого шпата, замещенного пелитом, серицитом, альбитом. Сортировки обломков не наблюдается, форма их полуокатанная. Цемент (35%) имеет кварц-полевошпатовый состав, часто перекристаллизован и замещен эпидотом, актинолитом, гранатом, придавая породам зеленый цвет. Песчаники средне- и мелкозернистые кварц-полевошпатовые, обломочный материал часто слабо сортирован, разной степени окатанности, крупные обломки окатаны лучше, мелкие угловатые, редко встречаются кварциты и известняки. Песчаники аркозовые среднезернистые, в оболомочной части содержат до 70% полевого шпата – плагиоклаз (альбитизирован) и калиевый полевой шпат (микроклинизирован), обломков кварца мало, единичны кварциты и микрофельзиты. Все обломки полуокатанные и полуугловатые, корродированные. Число обломков полевых шпатов увеличивается в крупнозернистых разностях, окатанность их слабее, чем зерен кварца. Часто кварцевые слойки чередуются с полевошпатовыми, в последних кварц обычно дроблен. Цемент (15%) сложен эпидот-актинолитовым агрегатом. В грубозернистых песчаниках в составе несортированной обломочной части, кроме кварца и полевых шпатов, присутствуют слабо окатанные обломки кварцитов, гранитов, гранит-порфиров, вулканитов. Конгломераты и гравелиты

полимиктовые, в составе обломочного материала содержатся кварц, кварцитовидные песчаники, сланцы, реже гранитоды, гранит-порфиры, сиениты, вулканиты, метаморфические породы. Матрикс мелко- и среднезернистый кварц-полевошпатовый песчаник. Сланцы кварц-полевошпатовые, песчанистые, вишневый цвет обусловлен присутствием лимонитизированных зерен рудного минерала. Сланцы, имеющие хлорит-кальцитовый состав с песчаной примесью кварца, реже альбита, имеют зеленый цвет, хлорит в них образует полосы и скопления.

Состав псефитов и псаммитов химгильдинской свиты кварцевый или аркозовый. Песчаники, как кварцевые, так и полевошпатовые характеризуются слабой сортировкой, плохой степенью окатанности. Слоистость (мощности первые см) пород обусловлена чередованием серых, зеленовато-серых кварцевых слойков и розовато-серых аркозовых. Характерны горизонты кварцевых гравелитов. Конгломераты имеют довольно пестрый состав, в обломочной части содержатся кварц, кварцитовидные песчаники, сланцы, реже гранитоиды, гранит-порфиры, сиениты, вулканиты, метаморфические породы. Матрикс мелко- и среднезернистый кварц-полевошпатовый песчаник. Для свиты характерны пестроцветная окраска, резкая фациальная изменчивость, горизонты кварцитовидных песчаников, широкое развитие текстур косой слоистости, непостоянство мощностей, грубая ритмичность, увеличение карбонатности вверх по разрезу. Грубозернистые отложения *нижней подсвиты* интерпретируются как русловые. В их составе выделены фации конгломератов (русловые) и песчаников с чередованием разного масштаба косослоистых серий, в кровле которых отмечаются маломощные прослои с параллельной тонкой слоистостью. В целом, по строению осадки нижней подсвиты могут типизироваться как аллювиальные отложения. В фациальном наборе *верхней подсвиты* фигурируют пачки с ритмичным строением, выделяющиеся как дельтовая ассоциация. В состав ритмов входят (снизу вверх): гравийные песчаники, тонко-, мелко- и среднезернистые песчаники, с текстурами среднемасштабной косой слоистости, тонкозернистые песчаники с

пропластками алевролитов, тонкослоистые алевролиты с прослоями алевропелитов. Среди пачки переслаивания описаны линзовидной и округло-овальной формы биогермы, сложенные запесоченными известняками с тонкими слоистыми, причудливослоистыми органогенными текстурами. Кроме описанных ритмитов отмечены отдельные слои массивных комковатых песчаных алевролитов и алевритовых песчаников с остатками колоний мшанок и водорослей (аванделта?). Метровые ритмиты, скорее всего, представляют собой фации выполнения отдельных русел и рукавов аванделты. Эти осадки перемежаются со слоями биотурбированных илов с остатками чисто морских организмов (мшанки, водоросли, конодонты). Тонкослоистая пачка представлена ассоциацией приливно-отливных равнин, включающей фации песчаных (тонко- и мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов) и иловых отмелей (алевролиты с прослоями алевропелитов или тонкозернистых песчаников). Выделенные фации характеризуют комплекс морской дельты. В целом, свита представлена комплексом крупной аллювиально-дельтовой равнины.

Таким образом, отложения верхнего стратиграфического уровня (D_3-C_2^1) формировались в различных обстановках. В Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах представлен терригенными грауваккковыми отложениями, в Еравнинской зоне к нему отнесены вулканогенные и вулкано-терригенные отложения. В Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах флишоидные комплексы точерской, пановской, зумбурукской, мухтунной, сырыхской и огненской свит, уендектской толщи по совокупности фаций, формировались в обстановках склонового шлейфа континентального склона и его подножья. Для них характерно циклическое строение разреза с уменьшением зернистости пород от основания к кровле разрезов, присутствие в верхней части турбидитов и тефротурбидитов, свидетельствующих о пространственно-временной связи вулканизма с бассейном седиментации. Бассейн седиментации, видимо, формировался на перегибе шельфа в тектонически активной обстановке, характеризующейся неустойчивым состоянием склона. Накопление осадков

связано с начальными этапами интенсивного погружения палеобассейна и дальнейшего их накопления в глубоководных обстановках. Отдельные фации огненской и точерской свит формировались в достаточно глубоководном (сотни м) узком троге, включающем участки с застойными эвксинными условиями. В пановской и огненской свитах широко представлены фации формировавшиеся у подошвы подводного склона, на границе шельфа, где с потоками обломочного материала переносились органические остатки, экзотические глыбы и валуны, содержащие разновозрастную фауну. В верхнебагдаринской подсвите и ямбуйской свите установлены фациальные комплексы терригенного шельфа в сочетании с дельтовыми осадками. Аматканская свита представлена фациями аллювиальных конусов, а фации химгильдинской свиты характеризуют комплекс крупной аллювиально-дельтовой равнины. В Удино-Витимской зоне отложения еравнинской серии отнесены к туфо-известковистой и туфо-кремнистой аллохтонным фациям удаленной и промежуточной зонам подводной области распространения продуктов извержения. Известковистые и кремнистые углистые туфоалевролиты, тонкообломочные туффиты и незначительно развитые туфопесчаники на углисто-карбонатном цементе близки туфоуглистой фации удаленной зоны подводной области развития продуктов извержения.

4.2. Характерные геологические формации и формационные ряды Байкало-Витимской складчатой системы

Таким образом, полифациальные комплексы осадков - осадочные формации раннегерцинского структурного этажа, установленные в пределах БВСС, в стратиграфическом отношении охватывают верхний силур - начало среднего карбона. В этом разделе приведена обобщенная характеристика формаций герцинид БВСС.

Традиционно карбонатные породы Западного Забайкалья относились к венду - кембрию. Ю.П. Бутов [28] выделял их в карбонатную надформацию в составе двух формаций доломитовой и известняковой. В строении надформации им были установлены три фациальных пояса современной общей

модели карбонатного осадконакопления по Дж. Уилсону [250]: отмельно-барьерной зоны, склона карбонатной постройки, сравнительно глубоководной впадины у подошвы склона. В.Г. Беличенко эти отложения выделялись как известняко-доломитовая формация [11]. Флишоидные терригенно-карбонатные и терригенные толщи Ю.П. Бутовым относились к аспидной, песчано-сланцевой флишоидной и песчаниковой флишоидной формациям [28]. В.Г. Беличенко [10] относила их к формациям известковистых конгломератов и песчаников, молассовой, песчано-сланцевой и флишоидной.

4.2.1. Раннегерцинский комплекс формаций мы подразделяем по составу преобладающих пород на три группы: 1 – карбонатные и терригенно-карбонатные, 2 - терригенные, 3 – вулканогенно-терригенные.

1. Карбонатные и терригенно-карбонатные формации объединяют толщи осадочных пород, в составе которых преобладают известняки и доломиты. Они включают элементарные *известняково-доломитовую* и *сланцево-известняковую* формации. Известняково-доломитовая и сланцево-известняковая формации представлены полифациальным комплексом отложений карбонатного шельфа с *ороченско-якшинскими* типом разрезов.

Выше охарактеризованные ороченской, бамбуйская свиты, юктаконская серия и кадалинская толща являются примерами *известняково-доломитовой формации. Известняково-доломитовая* формация имеет широкое распространение, объединяя карбонатные отложения девона. Она состоит из пелитоморфных, органогенно-обломочных слоистых доломитов, массивных и рифовых известняковистых доломитов, реже известняков. Карбонатные породы в основном светлых окрасок, часто кремнистые. Кремнистое вещество образует прослои, линзы, тела неправильной, причудливой формы. Породы содержат обильные органические остатки, представленные кораллами, строматопороидеями, водорослями, криноидеями, тентакулитами, конодонтами.

Нерундинская и исташинская свиты, нижнеякшинская подсвита, сланцево-известняковая толща, верхнеозернинская подтолща и кадалинская

толща включены в состав *сланцево-известняковой* формации, сменяющей в вертикальном ряду известняково-доломитовую. *Сланцево-известняковая* формация также распространена во всех зонах БВСС. Характеризуется преобладанием в ее составе карбонатных пород – известняков и играющих подчиненную роль доломитов, наряду с которыми постоянно присутствуют терригенные породы - песчаники, алевролиты с карбонатным цементом, глинистые и кремнистые породы, для которых типичны темно-серая, черная окраски. Для известняков характерен кальцитовый состав, значительное содержание углистого вещества, тонкой терригенной примеси и пирита. В верхней части разреза последней имеются прослои серых и темно-серых кремнистых пород, углистых сланцев. В известняках и сланцах формации установлены водоросли, кораллы, мшанки, конодонты, хитинозои и выделены комплексы миоспор.

2. Терригенные формации. К ним относятся осадочные формации, состоящие преимущественно из обломочных пород, образовавшихся в результате переноса продуктов разрушения приподнятых участков суши, и отложения их в смежных морских бассейнах или в пределах аллювиально-дельтовых равнин. Эти формации имеют широкое распространение и представлены верхнесилурийскими, девонскими и каменноугольными отложениями. Среди осадочных формаций этого типа выделяются песчано-алевролитовая, известковистых и полимиктовых конгломератов и песчаников, флишоидная, песчано-сланцевая формация.

Песчано-алевролитовая формация включает уакитскую толщу, нижне- и среднебагдаринскую, верхнечулегминскую, нижнеозернинскую, верхнесанскую, верхнеякшинскую подсвиты и химгильдинскую свиту. Состоит преимущественно из полимиктовых песчаников и алевролитов, а также аргиллитов, в резко подчиненном количестве присутствуют алевритистые темно-серые известняки, гравелиты. Четкая ритмичность отсутствует или отмечается только в отдельных маломощных пачках. Терригенные породы формации содержат ископаемые остатки, представленные отпечатками высших

растений и их миоспорами, а также конодонтами (озернинская толща). Песчано-алевролитовая формация представлена комплексом отложений, объединенных в *уакитский тип разреза*, характеризующийся фациальным набором терригенного морского линейного побережья и морских дельт. Эти отложения связаны с карбонатной платформой.

Формация *полимиктовых и известковистых конгломератов и песчаников* состоит из конгломератов, крупно- и разнозернистых отсортированных полимиктовых, реже кварцевых песчаников, содержащих прослои и линзы гравелитов, конгломератов. Примером формации являются нижне- и среднечулегминские, нижне- и среднесанские подсвиты. В основании формации выделяются крупногалечные конгломераты со средней степенью окатанности галек, плохо сортированные, с преобладающими гальками карбонатного состава (различные известняки, доломиты, реже терригенные породы) и глинисто-карбонатно-песчаным цементом. Выше конгломераты становятся мелкогалечными и образуют прослои в песчаниках. Песчаники представлены полимиктовыми разностями с известковистым или песчаным цементом, среднезернистые, реже мелкозернистые, часто косослоистые, со знаками ряби. В песчаниках присутствуют линзовидные прослои алевролитов с пропластками алевропелитов, в которых обнаружены остатки высших растений. Верхние части разрезов формации охарактеризованы комплексами миоспор. В нижней части формации присутствуют кварцевые песчаники. Формация представлена фациальным комплексом аллювиальных конусов и субаквальной дельты, также связанных с карбонатной платформой.

Флишоидная формация характеризуется присутствием многочисленных пачек ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов с градационным типом слоистости, отличается от типичных флишевых формаций наличием неритмичных пачек и отсутствием некоторых признаков настоящего флиша. Примером формации служат точерская, мухтунная, сырыхская, огненская, пановская, зумбурукская свиты. Отложения формации характеризуются сероцветной окраской, большой мощностью, преобладанием

мелкозернистых терригенных разновидностей. В верхних частях разрезов преобладают глинистые породы, представленные чередованием граувакковых песчаников, алевролитов, алевритистых глинистых сланцев (песчаники рассматриваются как турбидиты, а сланцы как ритмиты), с хорошо выраженной слоистостью (градационная, слоистость знаков ряби) и нечетко проявленной ритмичностью, присутствием оползневых текстур, линз и слоев градационных известняков, содержащих переотложенную фауну, присутствием грубообломочного материала, грубой зернистостью граувакк, структурной и минералогической незрелостью осадков. В этой формации выделяются три градации песчаниковая, сланцево-песчаниковая и известняково-глинисто-сланцевая. Песчаниковая градация сложена полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и подчиненными линзами и прослоями конгломератов, конглобрекчий и песчанистых известняков. В основании градации (в мухтунной и сырыхской свитах) присутствуют горизонты конглобрекчий, хаотических образований (олистостромовые) гравитационного подводно-оползневого генезиса. Эти горизонты являются хорошим показателем определенной тектонически активной обстановки и приурочены обычно к краевым частям градации. Сланцево-песчаниковая градация представлена ритмичным чередованием средне- и мелкозернистых полимиктовых, вулканомиктовых, известковистых песчаников и алевролитов, аргиллитов и филлитовидных (глинистых) сланцев. Известняково-глинисто-сланцевая градация характеризуется преобладанием темноокрашенных глинистых и тонкообломочных пород с ритмичной стратификацией различных порядков. В ее составе выделяются пачки тонкого переслаивания темно-серых до черных алевролитов, аргиллитов, углисто-кремнистых, кварц-карбонатных сланцев, алевритистых и углистых известняков. Породы часто сильно пиритизированы, наблюдаются прослои туфотерригенных пород, туффитов и туфов, чередующихся с полимиктовыми разностями, и горизонты кислых и средних вулканитов. Характерно присутствие среди пачек переслаивания линз и прослоев органогенно-обломочных карбонатных пород, содержащих

переотложенную разновозрастную фауну (пановская, зумбурукская и огненская свиты). В терригенных породах практически по всему разрезу формации присутствует пирокластический материал. Флишоидная формация включает полифациальный комплекс отложений подводных конусов выноса и континентального склона, для которых характерно циклическое строение разреза с уменьшением зернистости пород от основания к кровле толщи, присутствие в верхней части разреза турбидитов и тефротурбидитов. Наличие редких, плохо сохранившихся растительных остатков, установленных в средней подсвите точерской свиты, и в нижней части разреза мухтунной свиты, не противоречит их интерпретации как флишоидных образований, так как осадки накапливались в верхней части склона палеобассейна и остатки могли быть принесены мутьевыми потоками. Бентосные органические остатки, отсутствуют, но встречаются разнообразные конодонты, тентакулиты, распространение которых определяется здесь глубоководными условиями.

Конгломерато-песчано-сланцевая формация, молассовая, представлена ямбуйской, химгильдинской, аматканской свитами, верхнебагдаринской подсвитой характеризуется переслаиванием разнозернистых песчаников с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов, алевролитов в нижних частях разреза формации и относительно большим содержанием глинистых пород. Может быть разделена на две градации конгломерато-песчаную и песчано-сланцевую. Конгломерато-песчаная градация характеризуется присутствием пестроокрашенных грубозернистых песчаников с текстурами косой слоистости с прослоями грубообломочных пород, состоящих из хорошо и слабоокатаных, плохо сортированных галек разнообразного состава (магматические и осадочные породы), и песчаного кварц-полевошпатового цемента. В отдельных прослоях гравелитов и конгломератов преобладает кварцевый обломочный материал и отмечаются прослои кварцевых песчаников (химгильдинская свита). Песчано-сланцевая градация верхней части формации сложена преимущественно песчаниками и алевролитами, главным образом полимиктовыми и различными сланцами глинистого и карбонатного состава.

Эти породы часто переслаиваются и образуют мощные толщи флишоидного облика. Формация представлена полифациальными отложениями как терригенного морского так и континентального генезиса. Это осадки дельтовой прибрежной равнины и ее продолжения вглубь континента. Включают отложения различных локальных обстановок осадконакопления субаквальной дельты и прилегающих частей аллювиальных равнин. Осадки дифференцируются, распределяясь по различным локальным обстановкам, и завершаются субаэральными условиями седиментации. Накапливаются грубые галечники конусов выноса, аллювиальные циклы.

3. Вулканогенно-терригенные формации. К этой группе в настоящее время отнесена только вулканогенно-терригенная формация, широко распространенная в Еравнинской подзоне Удино-Витимской зоны. К ней относятся отложения карбонатно-терригенно-вулканогенных кыджимитской и ульзутуйской толщ, объединяемых в еравнинскую серию. Формация отличается сложным строением. Ее можно подразделить на три градации: вулканомиктовых песчаников и алевролитов, эффузивно-кремнисто-известняковую и микстит-олистостромовую. В состав первой градации вулканомиктовых песчаников и алевролитов входят полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты, с прослоями конглобрекчий, гравелитов (нижняя часть разреза ульзутуйской и кыджимитской толщ). Градация ульзутуйской толщи и нижней части разреза кыджимитской толщи, представленная грубообломочными и более тонкими упорядоченными турбидитовыми и тефротурбидитовыми осадками, включающими базальтоиды и кислые вулканиты, распространена в бассейных рек Ульзутуй, Левая Олдында. Ко второй эффузивно-кремнисто-известняковой градации отнесены известковистые, кремнистые и углистые сланцы, туфоалевролиты, тонкообломочные туфы и туффиты, горизонты и прослои органогенно-обломочных, биокластовых и микритовых известняков (верхняя часть разреза кыджимитской толщи). Она преобладает в северо-западной части (бассейн р. Кыджимит) Еравнинской подзоны. В бассейне р. Кыджимит градация

составляют большую часть разреза кыджимитской толщи, включающей значительный объем кислых и средних вулканитов и их туфов. Обе градации связаны с вулканическими образованиями. В большей степени с вулканической деятельностью связана эффузивно-кремнисто-известняковая градация. Вулканиты образуют прослои и линзы различной мощности среди вышеописанных пород и связаны, видимо, с подводными излияниями и эксплозиями, в основном, кислой и средней магмы. В латеральном направлении градации замещают друг друга. Третья градация микстит-олистостромовая включает микстит-олистостровую верхнюю часть разреза ульзутуйской толщи. Градация распространена в бассейнах рек Ульзутуй и Левая Олдында. Она представлена полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами, туфоалевролитами, содержащими многочисленные прослои и линзы разнообломочных, чаще валунных, конглобрекчий и крупные олистолиты кембрийских известняков и вулканитов. Характерным для подобного рода микститов является: пространственная приуроченность к вулканогенно-осадочными образованиями того же возраста, обильная примесь туфового материала в матриксе, экзотические глыбы пород, отсутствие четких слоевых границ с осадочными образованиями стратифицированных толщ формации.

По мнению С.В. Руженцева [231], микстит-олистостромовая градация связана со становлением в пределах Еравнинской подзоны покровно-складчатой структуры. Формирование ее происходило во фронтальной части аллохтонной пластины. Накопление микститов отражает процессы интенсивного разрушения фронта аллохтонной массы и связывается с активизацией тектонических движений, начавшейся в конце позднего девона и закончившейся на границе нижнего - среднего карбона. Крупные пластины, отторженцы борта бассейна, сползавшие по склону, образуются при продвижении тектонических покровов, в их фронтальных частях [45].

4.2.2. Позднегерцинские формации. Анализ опубликованных и имеющихся у нас данных по составу, строению и возрасту отложений среднего карбона - ранней перми, позволил выделить три группы позднегерцинских

формаций. Они включают типично верхнюю молассовую и андезит-базальтовую формации, ограниченно распространенные в Удино-Витимской и Витмкан-Ципинской зонах. *Верхняя молассовая формация* включает только отложения ауглейской свиты (средний - верхний карбон). Главными породами формации являются полимиктовые и карбонатные конгломераты, конглобрекчии и тесно связанные с ними карбонатные и кварц-карбонатные песчаники и алевролиты, глинистые сланцы. Конгломераты с угловым и стратиграфическим несогласием налегают на подстилающие породы багдаринской свиты. В составе *андезит-базальтовой формации* преобладают слабоизмененные излившиеся вулканические породы основного состава. К формации отнесены средне-верхнекаменноугольные сурхебтинская толща и суховская свита. Сурхебтинская толща сложена в основном вулканитами среднего и основного состава, кислые вулканиты имеют подчиненное значение и слагают линзы и прослои в верхней части разреза толщи. Суховская свита сложена породами лавовых потоков андезибазальтов с подушечной отдельностью овальной формы, цементирующейся аналогичным или кремнистым материалом. *Трахириолитовая формация* представлена тамирской свитой средней перми, сложенной туфами и лавами трахириолитов, риолитов и трахириодацитов с редкими маломощными прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов.

4.2.3. Формационные ряды Байкало-Витимской складчатой системы

При изучении структурно-формационных комплексов выявлена их последовательность, отражающаяся в вертикальных и латеральных рядах формаций, позволяющая проследить геологическое развитие тектонических структур и выявить отдельные этапы их развития в позднем палеозое [216, 106, 132]. Для выявления отдельных этапов в развитии БВСС в верхнем силуре - карбоне рассматриваются вертикальные и латеральные ряды формаций. При построении индикационных рядов формаций, важно установить тенденции (даже больше чем вариации литологического состава) направленной смены формаций (полифациальных комплексов осадков) как функции

геодинамической эволюции бассейна [132]. Ряды элементарных формаций изображены в виде серии колонок (рисунок 4-5).

Раннегерцинский комплекс формаций БВСС представлен вертикальными и латеральными рядами элементарных формаций. Вертикальный ряд элементарных формаций **Удино-Витимской зоны** начинается верхнесилурийско? - верхнедевонскими (нижнефранскими) песчано-алевролитовой (верхний силур - эмс) и сланцево-известняковой (живет - фран) формациями (озернинская толща и исташинская свита), представленными морскими терригенными мелководными и карбонатно- сланцевыми, более глубоководными толщами. Смена формаций происходит во франском веке, когда меняется геодинамическая обстановка, и полимиктовый терригенный материал сменяется существенно полевошпатовым или кварцевым с обломками пород (грауваккoвым), со значительным объемом кислых и средних туфов, тефротурбидитов, разнообразных вулканитов вулканогенно-терригенной формации верхнего девона - нижнего карбона (возможно начала среднего карбона) еравнинской серии. Для формации характерно присутствие в верхних частях разрезов горизонтов органогенно-обломочных, биокластовых и микритовых известняков, чередующихся с глинисто-кремнистыми сланцами и туффитами. Тектоно-гравитационные олистостромовые и другие микститовые комплексы ульзутуйской толщи пространственно, генетически и во времени связаны с накоплением грауваккoвых толщ. Их образование указывают на то, что формирование Кыджимитского прогиба связно с дроблением каледонского фундамента и формированием покровно-складчатой структуры.

В латеральном ряду вулканогенно-терригенные формации замещаются конгломерато-песчано-сланцевой формацией верхнего девона - нижнего карбона (химгильдинская свита). Формирование отложений последней происходило в обстановках дельтовой прибрежной равнины и ее продолжения вглубь континента в восточной части Еравнинской подзоны.

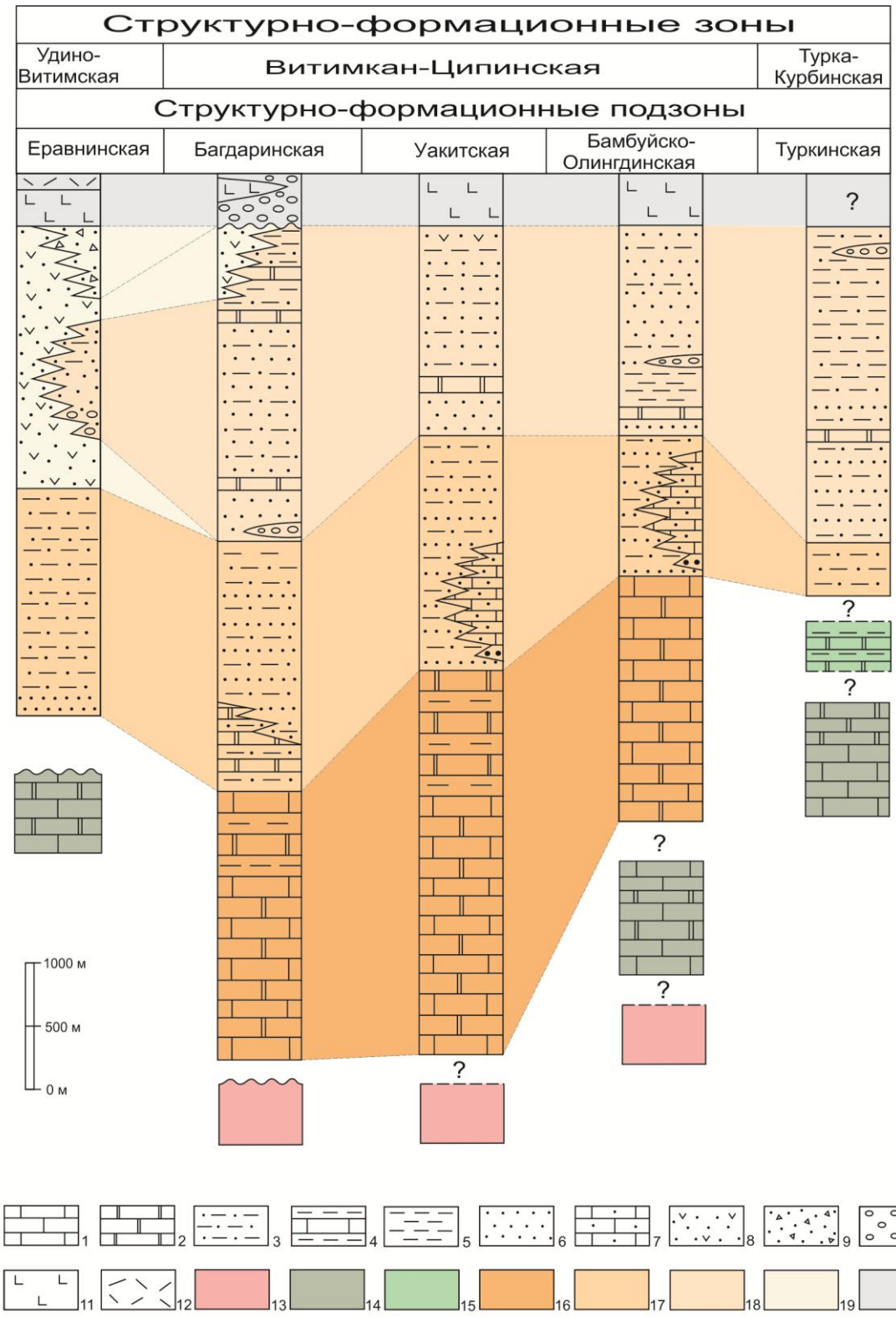


Рисунок 4-5 - Схема соотношения формаций верхнего палеозоя Байкало-Витимской складчатой системы

1 - известняки; 2 - доломиты; 3 - алевролиты; 4 - переслаивание глинистых известняков, мергелей; 5 - переслаивание аргиллитов, глинисто-кремнистых сланцев, прослои туффитов, туфов; 6 - полимиктовые песчаники; 7 - известковистые песчаники; 8 - карбонатно-терригенно-вулканогенные породы; 9 - микститы; 10 - конгломераты; 11 - базальты, андезибазальты; 12 - риолиты, трахириолиты; 13 - 15 - отложения: 13 - докембрия, 14 - кембрия, 15 - ордовика-силура; 16 - 20 - формации: 16 - 17 - пассивной окраины: 16 - известняково-доломитовая и сланцево-известняковая, 17 - песчано-алевролитовая, известковистых конгломератов и песчаников; 18 - 20 - активной окраины: 18 - флишоидная, 19 - терригенно-вулканогенная, 20 - вулканогенная и молассоидная

Вертикальный ряд элементарных формаций ***Витимкан-Ципинской зоны*** начинается с известняково-доломитовой формации (нижне - среднедевонские ороченская, гагарская, бамбуйская свиты), сменяющейся в Багдаринской подзоне сланцево-известняковой формацией (нижнеякшинская подсвита) и песчано-алевролитовой формацией (верхнеякшинская подсвита). По латерали последняя замещается пестроцветной ассоциацией багдаринской свиты песчано-алевролитовой формации, характеризуя смену обстановок осадконакопления в направление от более глубоких частей палеобассейна (верхнеякшинская подсвита) в сторону мелководного побережья (багдаринская свита). В Бамбуйско-Олингдинской подзоне в это время начинается накопление отложений сланцево-известняковой формации (кадалинская толща). Последняя замещается в латеральном ряду формацией известковистых и полимиктовых конгломератов и песчаников (нижнечулегминская подсвита) и далее песчано-алевролитовой (верхнечулегминская подсвита) формацией. В Уакитской подзоне в верхнем девоне продолжается накопление известняково-доломитовой (перевальная, левоуакитская, белогорская свиты) формации, сменяющейся латерально сланцево-известняковой формацией (нерундинская свита). Латеральный ряд верхнедевонских формаций подзоны продолжается формацией известковистых и полимиктовых конгломератов и песчаников (нижне-среднесанская подсвиты) и песчано-алевролитовой (уакитская толща, верхнесанская подсвита) и характеризует смену условий осадконакопления в Уакитском палеобассейне. В центральных частях палеобассейна происходило карбонатное осадконакопление, а с запада и востока к нему примыкали крупные дельта и аллювиальная равнина. Верхнедевонский латеральный ряд Витимкан-Ципинской зоны фиксирует смену обстановок седиментации, связанную с палеогеографической обстановкой, существовавшей на этом участке земной поверхности в это время.

Смена вышеописанных формаций в вертикальном ряду на граувакковую флишоидную во всех подзонах Витимкан-Ципинской зоны происходит в фамене. В фамене - начале среднего карбона накапливаются точерская,

мухтунная, сырыхская и огненская свиты, уендектская толща. В это время происходит смена палеотектонической обстановки. В Багдаринской и Бамбуйско-Олингдинской подзонах в фаменском - турнейском веках накапливаются отложения точерской, огненской свит и уендектской толщи. В этих подзонах в конце раннего карбона флишоидная формация сменяется конгломерато-песчано-сланцевой (верхнебагдаринская подсвита, аматканская свита), накопление которых, продолжается до начала среднего карбона. В Уакитской подзоне смена формаций приурочена также к началу фамена, первые признаки тектонической перестройки режима бассейна осадконакопления отмечаются в левоуакитской свите (начало фамена), когда начинается образование микститовых комплексов и появляются тела основных пород. Накопление граувакковой сырыхской свиты, наращивающей мухтунную, продолжается до начала среднего карбона.

Вертикальный ряд формаций **Турка-Курбинской зоны** начинается со сланцево-известняковой формации (фран). Предполагается, что в строении зоны принимали участие также нижне- и среднедевонские отложения, которые в современной структуре не установлены, но присутствуют в линзах карбонатных пород пановской свиты. Смена карбонатной формации на флишоидную происходит также в начале фамена, когда начинается накопление пановской свиты, наращивает разрез зумбурукская свита (нижний - начало среднего карбона). Пестроцветная конгломерато-песчано-сланцевая формация, представленная каменноугольной ямбуйской свитой, завершает разрез раннегерцинского комплекса.

Таким образом, вертикальные ряды раннегерцинских формаций четко приурочены к двум стратиграфическим уровням, отвечающим соответствующим этапам в развитии Байкало-Витиской складчатой системы в позднем силуре - среднем карбоне. Нижнему стратиграфическому уровню отвечают формации: известняково-доломитовая, сланцево-известняковая, песчано-алевролитовая, известковистых конгломератов и песчаников.

Верхнему стратиграфическому уровню соответствуют вулканогенно-терригенная, флишоидная, конгломерато-песчано-сланцевая.

Вертикальные раннегерцинские ряды формаций завершают верхняя молассовая, андезит-базальтовая и трахириолитовая формации среднего - верхнего карбона и средней перми позднегерцинского ряда, присутствующие в Удино-Витимской и Витимкан-Ципинской зонах и пока не установленные в Турка-Курбинской зоне.

Выводы

1. Раннегерцинский структурный этаж представлен разнообразными в фациальном и формационном отношении отложениями позднего палеозоя, охарактеризованными комплексами органических остатков. Он объединяет отложения двух стратиграфических уровней. К нижнему уровню отнесены преимущественно карбонатные отложения, к верхнему – терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные отложения, формирование которых происходило в определенных фациальных условиях.

2. В пределах структурно-формационных зон Байкало-Витимской складчатой системы выделены осадочные раннегерцинские (поздний силур - средний карбон) формации, подразделяющиеся по составу преобладающих пород на три группы: 1 – карбонатные и терригенно-карбонатные, 2 – существенно терригенные, 3 – вулканогенно-терригенные. Для выявления отдельных этапов в развитии Байкало-Витимской складчатой системы в позднем силуре - среднем карбоне рассмотрены вертикальные и латеральные ряды формаций, четко приуроченные к двум стратиграфическим уровням.

ГЛАВА 5. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ И РАЗВИТИЕ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

5.1. Геодинамические типы палеобассейнов БВСС

При реконструкции геодинамических типов осадочных бассейнов мы использовали фациальный анализ разрезов, литостратиграфическую корреляцию их в пределах выделенных структурно-формационных зон, обоснование вертикального ряда формаций (выявление структурно-формационных комплексов в общей стратиграфической последовательности), обоснование латерального ряда формаций (выделение последовательности структурно-формационных комплексов в пределах единого стратиграфического интервала), выделение осадочного палеобассейна (сравнение полученных рядов формаций с эталонными индикационными рядами для конкретного геодинамического вида осадочного бассейна). Важным при выявлении рядов осадочных формаций являлось установление вариаций литологического состава и направленной смены полифациальных комплексов осадков (формаций), определяющих геодинамическую эволюцию бассейна [132, 216]. Нами предпринята попытка установить связи между геодинамической историей развития палеобассейна и типами выполняющих его осадочных комплексов [132, 220, 221, 262 - 266]. Вертикальные и латеральные ряды формаций позволили реконструировать геодинамические типы палеобассейнов и выделить индикационные формации бассейнов пассивной и активной континентальных окраин (см. рисунки 3-А, 4-5).

Вертикальный ряд формаций нижнего стратиграфического уровня (S_2?–D_3) представлен карбонатными и терригенными осадочными образованиями внешнего шельфа и зоны континентального склона шельфово-склоновых бассейнов пассивной континентальной окраины (комплекс осадков континентального подножья склона в настоящее время неустановлен). Локально распространены обстановки терригенного шельфа с микро- и мезоприливными линейными побережьями и аллювиальными равнинами. Вертикальный ряд формаций пассивной окраины фиксирует все этапы ее

геодинамической эволюции [132]. На размытой поверхности каледонского фундамента залегает мелководная морская терригенная песчано-алевролитовая формация (S?-D_1e), установленная только в Еравнинской подзоне, и сменяющаяся сланцево-известняковой (D_2jv-D_3fr$_1$) формацией. В Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах вертикальный ряд формаций начинается с известняково-доломитовой формации (D_1-D_3f$_1$) с рифовым комплексом бровки шельфа, отложения которой повсеместно имеют тектонические контакты. В условиях шельфового мелководья, у внешней бровки шельфа, при незначительном сносе с побережья терригенной кластики и жарком аридном (семиаридном?) климате, были созданы условия для активного роста рифового комплекса. Рифы трассируют границу шельфового перегиба склона. Известняково-доломитовая формация сменяется верхнедевонской сланцево-известняковой. В строении шельфа пассивной окраины выделены лагунная, литоральная и неритовая зоны. Следует напомнить, что верхняя граница известняково-доломитовой формации Уакитской зоны поднимается до верхнего девона. В пределах континентального склона накапливается большое количество биоморфно-детритовых осадков. В латеральном направлении в Витимкан-Ципинской зоне (латеральный ряд элементарных формаций) карбонатные формации замещаются песчано-алевролитовой (D_3) формацией (авандельта и дельтовый субаквальный комплекс), которая представлена осадками шельфово-склонового бассейна и далее, в сторону побережья, замещается формацией известковистых конгломератов и песчаников (D_3fm). Время формировании пассивной континентально окраины определяется в интервале позднего силура? – франского века позднего девона (не менее 35 млн л) в Еравнинской, Багдаринской и Туркинской подзонах, и с раннего девона до конца позднего девона в Уакитской и Бамбуйско-Олиндинской подзонах.

Таким образом, формации нижнего стратиграфического уровня раннегерцинского структурного этажа в геодинамическом смысле представляют собой отложения шельфово-склоновых бассейнов пассивной окраины байкальско-каледонского континента. Латеральный ряд локальных

ассоциаций формаций, наблюдаемый в пределах Байкало-Витимской складчатой системы, предполагает смену формаций в конце силурийского - начале девонского периодов с юго-запада на северо-восток – терригенная морская песчано-алевролитовая (Еравнинская подзона) сменяется известняково-доломитовой (Витимкан-Ципинская зона) и сланцево-известняковой (Турка-Курбинская зона), что в целом может свидетельствовать об углублении палеобассейна в этом направлении. Палеобассейн представлял собой мелководное шельфовое море, полузащищенное в восточной части палеобассейна и открытое в западной части. Карбонатная платформа в центральной и восточной частях была окаймлена топографическим барьером, образованным кораллово-водорослевыми рифами. Окраина шельфа, ограничивающая карбонатную платформу, представлена фациями поясов передового склона, подошвы склона и впадины окраины шельфа и имела практически полный профиль с редукцией только краевых фациальных поясов. Морское карбонатонакопление сочеталось с терригенным в обстановках терригенного шельфа, в сочетании с осадками субаквальной дельты и системы аллювиальных конусов. Обстановки седиментации девонских образований отвечают условиям достаточно аридного (семиаридного?) климата, на что указывают биотические сообщества девонских палеобассейнов, значительная карбонатность отложений (существенное развитие известковых и доломитовых илов, сероцветность, вкрапленность пирита) [170, 185, 189].

Полученные данные позволяют обосновать наличие единого крупного мелководного шельфово-склонового палеобассейна в северо-восточной части Западного Забайкалья, существовавшего в позднем силуре - девоне в единой геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины (рисунок 5-1). В вертикальных рядах формаций хорошо выражена смена формаций пассивной окраины на формации активной окраины. Смена обстановок осадконакопления происходит начиная с фаменского века позднего девона в Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах БВСС.

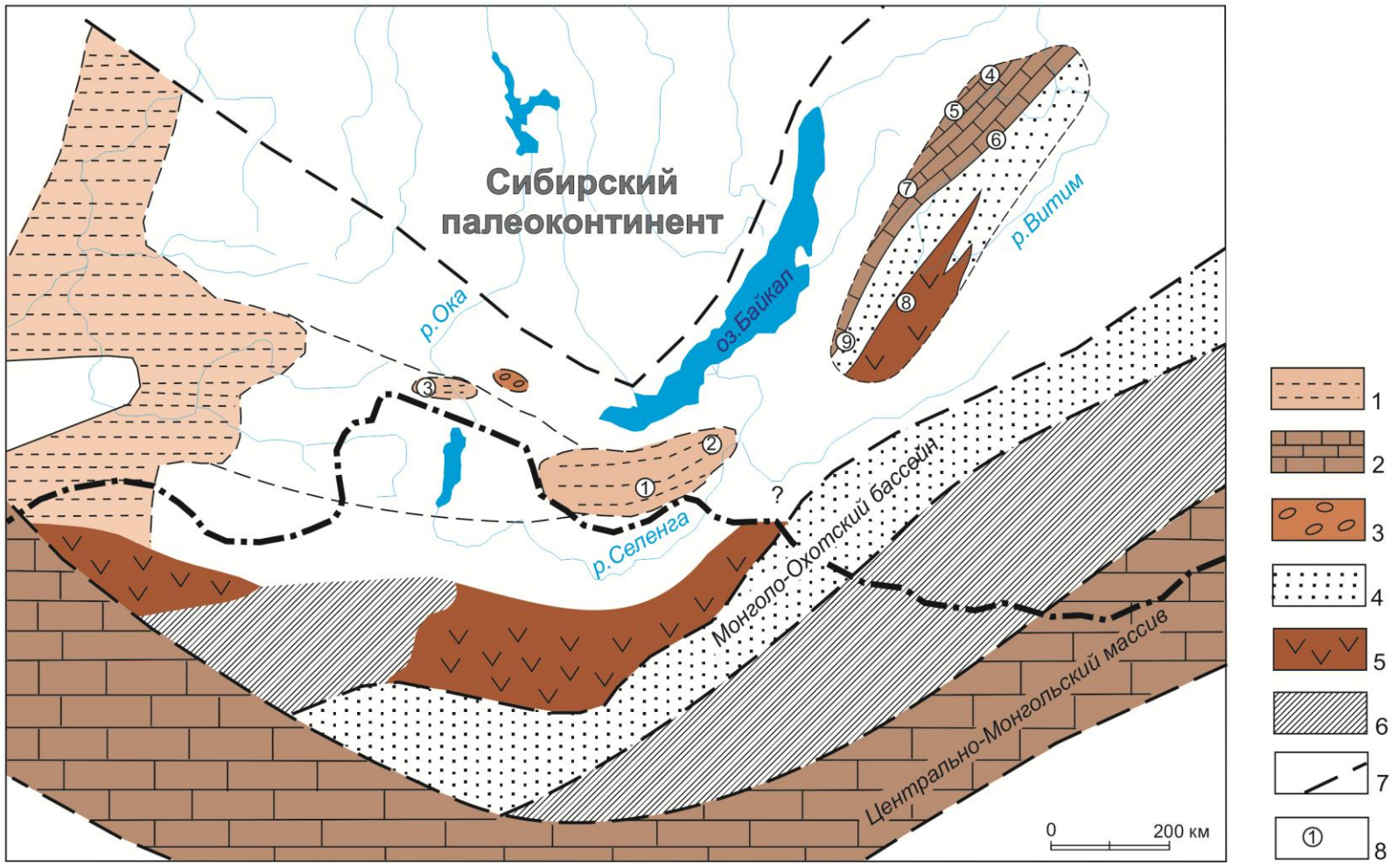


Рисунок 5-1 - Схема современного распространения отложений девона и нижнего карбона Байкальской горной области и сопредельных территорий

Девон-каменноугольные отложения: 1 - лагунно-континентальные; 2 - карбонатные морские открытых шельфов; 3 - грубообломочные континентальные; 4 - морские глубоководные терригенные; 5 - осадочно-вулканогенные; 6 - области, развивавшиеся в континентальном режиме; 7 - границы современного распространения девон-каменноугольных палеобассейнов; 8 - типовые разрезы отложений девона и карбона: 1 - р. Урма, 2 - р. Убукун, 3 - р. Сархой, 4 - р. Бамбуйка, 5 - р. Уакит, 6 - р. Багдаринка, 7 - р. Каратала, 8 - Еравнинский р-н, 9 - р. Ямбуй

Об этом свидетельствует смещение состава терригенных пород в область граувакк, в это время в разрезах этих зон появляются прослои туфотерригенных пород. В разрезах нерундинской, якшинской свит и сланцево-известняковой толще появляются первые прослои терригенных пород. В Уакитской подзоне Витимкан-Ципинской зоны в позднем фамене еще продолжалось карбонатное осадконакопление, но в перевальной и белогорской свитах уже появляются базальтоиды и отмечается примесь пирокластики, а отложения санской свиты типизируются как субграувакки. В Удино-Витимской зоне смена обстановок осадконакопления происходит в начале франского века позднего девона, в это время в разрезах зоны преобладают осадочно-вулканогенные породы, тефротурбидиты, а также появляются прослои вулканитов.

Формации вертикального ряда верхнего стратиграфического уровня (D_3-C_2^1) раннегерцинского структурного этажа представлены комплексами отложений, формировавшимися в различных тектонических обстановках. Они включают вулканогенно-терригенную, флишоидную, конгломерато-песчано-сланцевую формации и характеризуют обстановку активной континентальной окраины. Начиная с позднего девона, структура Байкало-Витимского шельфового прогиба усложняется, что связано, по-видимому, с заложением зон субдукции по окраине Монголо-Охотского океана (см. рисунок 5-1). По окраине карбонатного шельфа в Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах происходит углубление бассейна, рост обрамляющих его поднятий и формируется Точерский прогиб, заполняющийся отложениями флишоидной формации.

Накопление *флишоидной формации* в Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах начинается с позднего девона. Разрез ее имеет отчетливое циклическое строение, наблюдается общая направленность изменения зернистости пород, которая утоняется от основания к кровле толщи. К концу позднего девона значительно возрастает контрастность тектонического рельефа, выразившаяся в дальнейшем углублении бассейна и росте обрамляющих его поднятий. Это обусловило поступление значительных

объемов терригенного материала. Образование отмеченных ранее линз карбонатных обломочных пород в пановской и огненской свитах связано с размывом и переотложением вдоль северного склона Точерского прогиба нижнепалеозойских, а также нижне- и среднедевонских доломитов и известняков. В это же время возникают внутрибассейновые поднятия (выступы байкальского фундамента), разделившее Точерский прогиб на четыре суббассейна – Пановский и Ауникский, разделенных Шаманским поднятием, Уакитский и Бамбуйско-Олингдинский, разделенных Восточно-Горбылокским поднятием. В их осевых частях происходила постепенная смена карбонатных отложений терригенными. В частях же, прилегающих к Ауникскому выступу, наблюдается несогласное налегание граувакк на докембрийские породы. Размыв последних, в том числе размыв рифейских офиолитов, обусловил соответствующий состав обломочного материала [231]. Лишь в позднем фамене - раннем карбоне условия седиментации здесь были снивелированы, и Точерский прогиб существовал уже как единая крупная структура. Отмирание прогиба началось в нижнем карбоне, отражением чего стала постепенная смена граувакового флишоида пестроцветными терригенными отложениями конгломерато-песчано-сланцевой формации (верхнебагдаринская подсвита, аматканская, ямбуйская свиты). В это время во все возрастающих объемах продолжается поступление грубого терригенного материала с широким стратиграфическим диапазоном ($PЄ–PZ_2$) слагающих его фрагментов. Все это указывает на значительный рост контрастности тектонического рельефа и сокращения площади прогиба. Следует сказать также, что в разрезах сиваконской, ципиканской, асынской свит и олнинской толщи, породы которых входят в состав байкальского фундамента Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зон, присутствуют субвулканические тела амфиболитов (субщелочные и толеитовые метадиабазы), для которых получен возраст 370–365 млн лет (D_3). Он соответствует времени становления Точерского прогиба, образование которого сопровождалось деструкцией байкальско-каледонского фундамента и внедрением указанных диабазовых тел, свидетельствующих о

спрединговой природе прогиба [231]. Кроме того, в отложениях перевальной и белогорской свит отмечаются тела базальтов и присутствие в обломочной части пирокластики, что также свидетельствует об активизации тектонических движений на границе верхнего девона - нижнего карбона [258, 333].

В составе девонско - каменноугольного комплекса Багдаринской, Бамбуйско-Олиндинской и Уакитской подзон Витимкан-Ципинской зоны присутствуют вулканогенные и связанные с ними вулканогенно-терригенные образования. В точерской свите Багдаринской подзоны отмечаются тела вулканитов кислого и среднего составов, связанные с вулканогенными образованиями точерского субвулканического комплекса. В Бамбуйско-Олиндинской и Уакитской подзонах эти отложения представлены уендектской толщей, сложенной кислыми вулканитами, их туфами, кластолавами, туфоконгломератами с линзами и прослоями доломитов и известняков, терригенных пород, включающей субсогласные тела риолитов. Вулканогенные породы толщи соответствуют умеренно-ультракалиевым риолитам. Характерной особенностью этих пород является присутствие псефитовой вулканокластики. Таким образом, на данном этапе исследований можно определенно утверждать только одно, что осадконакопление в этот период на территории всех зон было связано с вулканической деятельности вблизи палеобассейнов.

В Удино-Витимской зоне, начиная с франского века, формируется Кыджимитская вулканическая зона (см. рисунок 5-1). Начало образования ее связано с дроблением каледонского фундамента, о чем свидетельствуют базальтоиды бассейна р. Ульзутуй, установленные среди мелководных отложений ульзутуйской толщи и имеющие надсубдукционные метки [125, 189]. На начальных стадиях развития вблизи вулканической зоны накаливались грубообломочные турбидиты еравнинской серии, образующие подводные конусы выноса у основания крутых склонов палеобассейна. Мощные толщи турбидитов, имеющие циклическое строение и включающие значительное количество вулканогенных пород, приуроченных преимущественно к верхним

частям разрезов, характеризуют следующую стадию развития палеобассейна. Ведущим литологическими типами пород зоны являются осадочно-вулканогенные и тефротурбидитовые. В составе верхней части разреза преобладают тефротурбидиты (ульзутуйская и кыджимитская толщи). В латеральном направлении наблюдается быстрая и четкая смена фаций: прибрежно-морские, склоновые с комплексами грубообломочных микстит-олистостромовых образований, сменяются более глубоководными (тонкослоистыми глинисто-кремнистыми). Кыджимитская толща накапливалась в северо-западной части зоны в относительно глубоководных условиях палеобассейна, примыкавшего к вулканической дуге, а ульзутуйская толща в мелководных обстановках его юго-восточной части. С известной долей условности мы полагаем, что область сноса располагалась к северо-востоку (современные координаты) от прогиба (в этой части, в бассейне р. Кыджимит, р. Химгильды, накапливались более грубооломочные разности). Роль вулканогенных пород в составе еравнинской серии возрастает на заключительной стадии развития зоны. Вулканиты представлены базальтами и дацитами, которые относятся к умереннокалиевым и высококалиевым породам. Состав, химизм вулканитов свидетельствуют о надсубдукционной природе этих образований [125,126, 189]. В латеральном ряду формаций для этого времени наблюдается замещение формаций вулканомиктовых песчаников, алевролитов и эффузивно-кремнисто-известняковой на конгломерато-песчано-сланцевую формацию химгильдинской свиты. Накопление отложений свиты происходило в условиях крупной аллювиально-дельтовой равнины, примыкающей с востока к Кыджимитской зоне. Здесь формировались главным образом пестроцветные разнозернистые алеврито-песчаные осадки в условиях аллювиальной равнины и морской подводной дельты (авандельты). Осадконакопление продолжалось до нижнего карбона включительно.

В конце позднего девона - начале среднего карбона начала формироваться покровно-складчатая структура Еравнинской подзоны, сопровождающаяся накоплением микстит-олистостромовых образований

ульзутуйской толщи. Несогласное трансгрессивное налегание (р. Левая Олдында) ульзутуйского микстит-олистостромового комплекса на различные вещественные комплексы нижнего палеозоя предполагает существование достаточно сложной структуры уже к началу позднего девона.

Отдельно следует остановиться на микститовых образованиях сложного генезиса - это микстит-олистостромовый комплекс ульзутуйский толщи и микститовые образования левоуакитской свиты, включающие олистостромы тектоно-гравитационного и гравитационного генезиса, карбонатные меланжи и комплексы фронтальных микститов, ямбуйские и багдаринские олистостромы тектоно-гравитационного генезиса. Возраст всех комплексов определяется как позднедевонско - каменноугольный. Фронтальный ульзутуйский микстит имеет молассоидный облик, и связан со становлением покрово-складчатой структуры в пределах Еравнинской подзоны. Олистостромы тектоно-гравитационного генезиса, включающие подводные оползни и потоки обломков, формировались на передовом склоне карбонатной платформы (левоуакитская толща) и соответствовали этапу активизации тектонических движений и структурной перестройки на границе девона - карбона [109, 110,112, 231].

Обычно в процессе геодинамической эволюции активных окраин большая часть ее комплексов разрушается, и сохраняются они только в тектонических покровах, поэтому реконструировать индикационные ряды осадочных формаций тыловых бассейнов чрезвычайно сложно. Если бассейн был вовлечен в субдукционный процесс, то чаще всего фрагменты осадочного выполнения этого бассейна имеют структуру чешуйчатых надвигов и меланжа [132, 219, 253]. Сложная чешуйчатая структура зон БВСС позволяет предполагать, что субдукционный процесс имел место при развитии активноокраинных комплексов БВСС [17]. Латеральный ряд смены формаций активной континентальной окраины фиксирует последовательность образования структурно-формационных комплексов в пределах единого стратиграфического интервала (поздний девон - ранний карбон), которые меняются с юго-запада на северо-восток. В Удино-Витимской зоне это

терригенно-вулканогенная формация, сменяющаяся в Витимкан-Ципинской и далее в Турка-Курбинской зонах граувакковой флишоидной.

Таким образом, ряды осадочных формаций БВСС отражают последовательные этапы геодинамического развития палеобассейна. Установлено, что (рисунок 5-2-а) в девонскую эпоху существовал единый крупный палеобассейн, формировавшийся в единой геодинамической обстановке пассивной континентальной окраины на границе Сибирского байкальско-каледонского континента и Монголо-Охотского океана. В конце франского - начале фаменского веков позднего девона геодинамическая обстановка изменилась, по южной окраине шельфа Сибирского континента (современные координаты) формируется Кыджимитская вулканическая зона и тыловой по отношению к ней Точерский прогиб, непосредственно связанный с субдукцией (рисунок 5-2-б). Формирование этих структур происходило в обстановках активной континентальной окраины андийского типа на фоне активной вулканической деятельности. На завершающей стадии развития активной континентальной окраины происходит сокращение площади прогиба, фиксирующееся в смене комплекса формаций на конгломерато-песчано-сланцевую, формировавшуюся в обстановках терригенного мелководного шельфа в сочетании с дельтовыми осадками. Пространственные соотношения формаций шельфа, тылового прогиба и вулканической зоны позволяют считать, что этот латеральный ряд возник над зоной субдукции, погружавшейся, вероятно, к северо-западу, в сторону Сибирского палеоконтинента [60, 231].

Согласно палеомагнитных данных, Сибирский кратон в девонское время был развернут относительно современного положения на 180°, при этом его нынешняя южная окраина располагалась на широте 50-60° [297]. Палеомагнитные исследования багдаринской свиты [Метелкин и др., 2006, Метелкин, 2012] позволили по среднему направлению стабильной компоненты намагниченности в стратиграфической системе координат рассчитать положение виртуального геомагнитного полюса, соответствующего координатам 9.6° с.ш. 145.2 в.д.

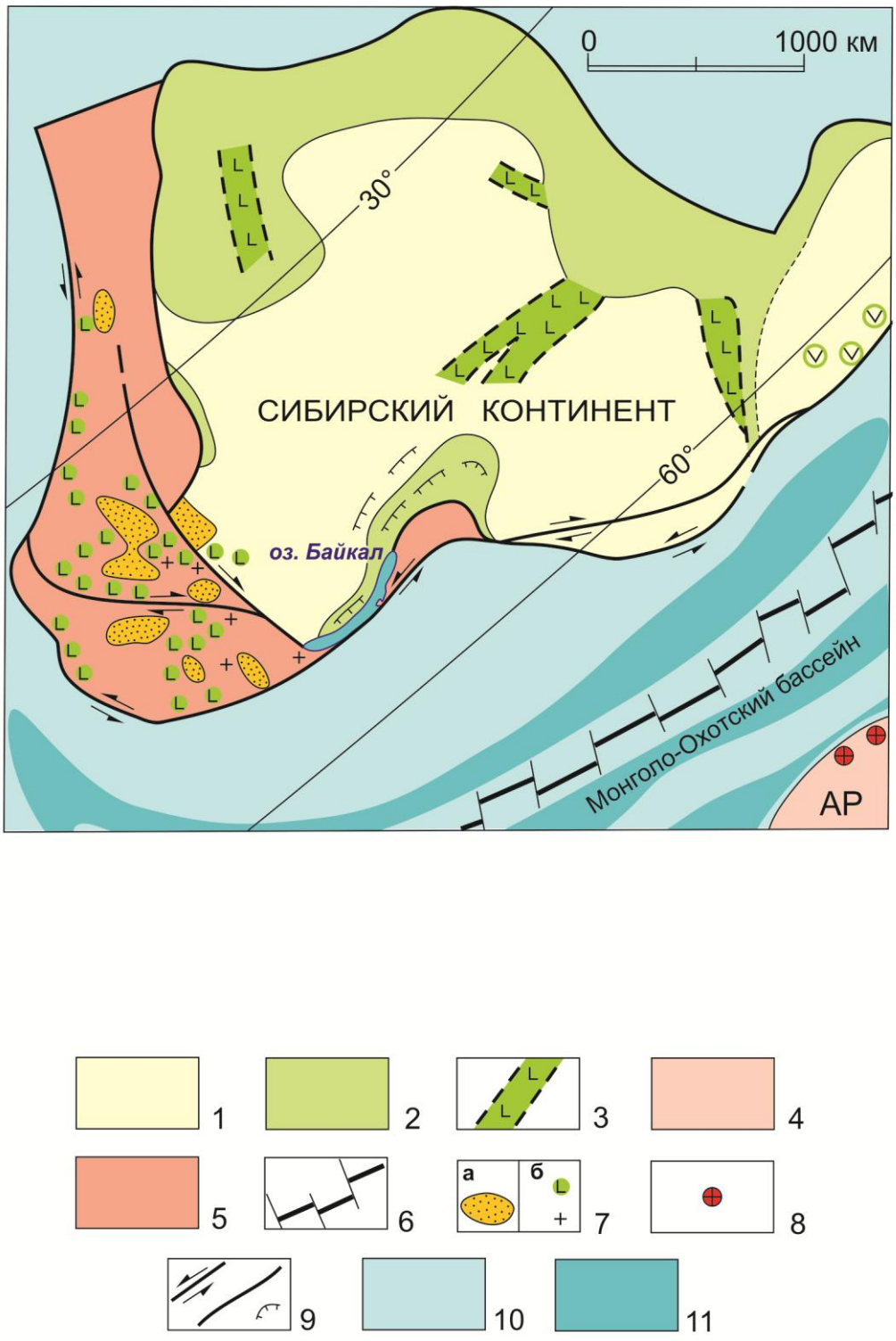


Рисунок 5-2-а - Палеогеодинамическая реконструкция раннегерцинского этапа (поздний силур - поздний девон).
(По И.В. Гордиенко, 2006, 2008 с дополнениями)

1 - Сибирский кратон; 2 - покровно-складчатые пояса пассивной окраины; 3 - авлакогены; 4 - микроконтиненты и фрагменты микроконтинентов (ЦМ - Центрально-Монгольский; АР - Аргунский); 5 - коллаж аккретированных террейнов различной геодинамической природы; 6 - предполагаемая зона спрединга в МООБ ; 7 - остаточные бассейны (а) и внутриплитные вулканоплутонические пояса (б) на активной континентальной окраине; 8 - коллизионные гранитоиды; 9 - разрывные нарушения: сдвиги, сбросы, надвиги; 10 - мелкое море; 11 - глубокое море;

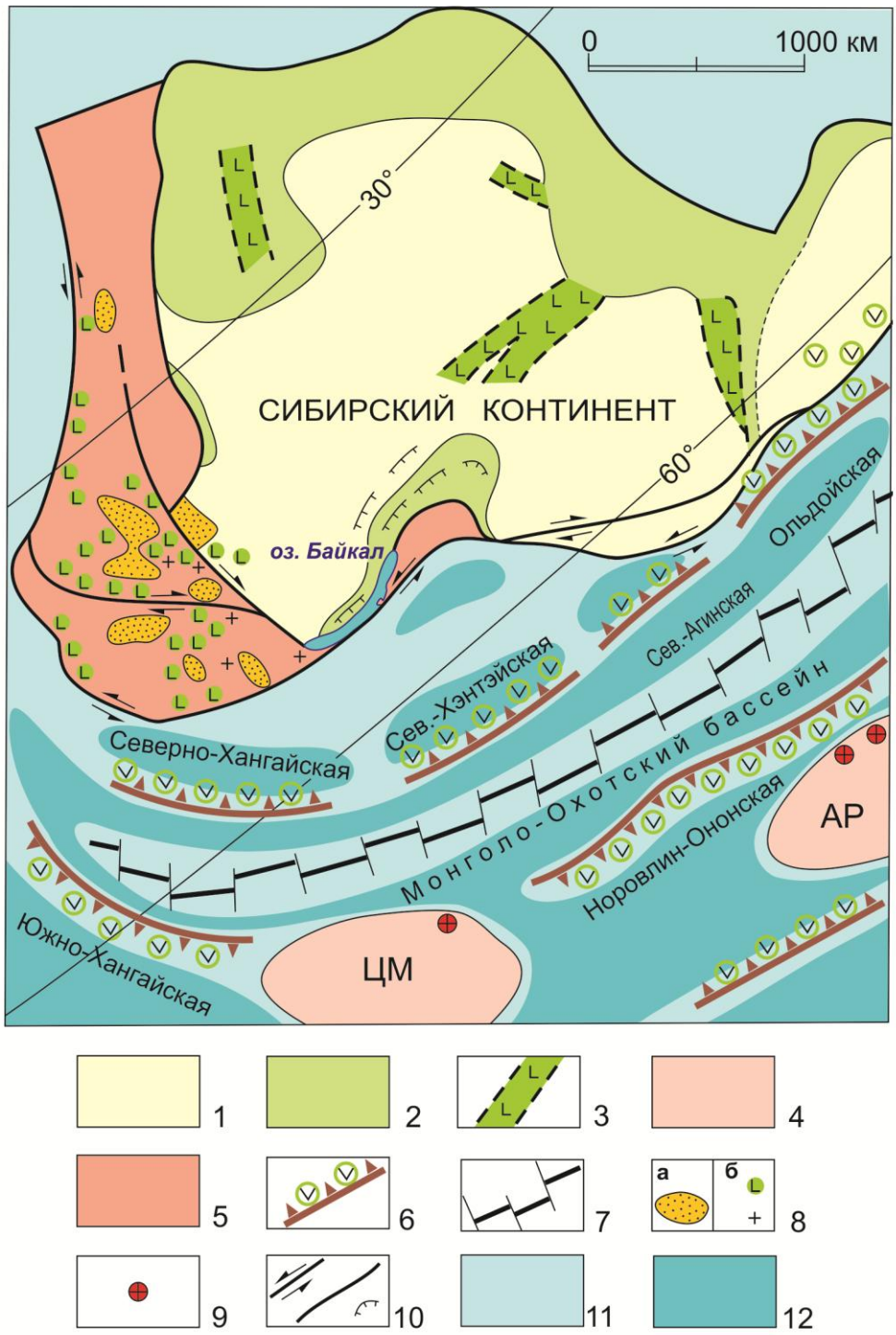


Рисунок 5-2-б - Палеогеодинамическая реконструкция раннегерцинского этапа (поздний девон - средний карбон).
(По И.В. Гордиенко, 2006, 2008 с дополнениями)

1 - Сибирский кратон; 2 - покровно-складчатые пояса пассивной окраины; 3 - авлакогены; 4 - микроконтиненты и фрагменты микроконтинентов (ЦМ - Центрально-Монгольский; АР - Аргунский); 5 - коллаж аккретированных террейнов различной геодинамической природы; 6 - островодужные системы с зонами субдукции, надсубдукционными вулканическими поясами; 7 - предполагаемая зона спрединга в МООБ ; 8 - остаточные бассейны (а) и внутриплитные вулканоплутонические пояса (б) на активной континентальной окраине; 9 - коллизионные гранитоиды; 10 - разрывные нарушения: сдвиги, сбросы, надвиги; 11 - мелкое море; 12 - глубокое море;

Эти данные практически совпадают с положением полюса для Сибирской платформы для рубежа 360 млн лет и отвечают согласно Международной стратиграфической шкале границе девона - карбона. С учетом ошибки определения (A_{95} для полюса-10.1) рассчитанный полюс соответствует траектории кажущегося движения полюса Сибирской платформы в интервале 380-340 млн лет (от франского до турнейского веков).

Анализ фаций, систематического состава комплексов органических остатков девонско - раннекаменноугольных морей позволяют предполагать, что они располагались в средних широтах с семиаридным климатом в юго-западной части БВСС и аридным климатом более высоких широт в северо-восточной части [170, 189, 333]. Палеоландшафты БВСС хорошо сопоставимы с палеоландшафтами Азиатской части России [85-88, 240], которые также характеризуются преимущественно жарким аридным климатом. Считается, что вся акватория сибирских морей располагалась в тропических и субтропических поясах с теплым и чаще аридным или семиаридным климатом. По современным представлениям границы климатических поясов в первой половине позднего палеозоя были постепенными, характерные признаки одних плавно переходили к другим. В девонский и начало каменноугольного периодов в Сибири преобладал жаркий климат в пределах субтропического (аридного) и тропического поясов. Климат даже в приполярных широтах планеты был близок к субтропическому [88, 239, 252].

История развития БВСС в конце позднего палеозоя отражена в позднепалеозойских формациях, образующих позднегерцинский структурный этаж (C_{2-3}-P) (см. рисунок 3-А). Пространственно позднепалеозойские комплексы связаны с гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. В частности считается [48, 49, 289 - 293], что верхнепалеозойские вулканиты образуют единую ассоциацию с гранитами зазинского комплекса, являясь составной частью трансрегионального Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса. К настоящему времени опубликована серия работ, посвященных возрастным датировкам и геохимии слагающих его пород, геодинамическим

обстановкам их формирования [60, 116, 295]. Поэтому коротко изложим современные представления.

Селенгино-Витимский вулкано-плутонический пояс представляет серию рифтогенных вулкано-тектонических структур, примером которых является Байсыханская структура [50, 53]. Обстановка активной окраины в позднем палеозое была связана с формированием Монголо-Охотского палеоокеанического бассейна. В это время тектономагматические процессы в Забайкалье резко активизировались. Формировались магматические комплексы энсиматической Береинской островной дуги, а в ее тылу – Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса рифтогенного типа, становление которого сопровождалось образованием внутриплитных гранитоидов Ангаро-Витимского батолита [231, 274, 295]. Геодинамическая обстановка в пределах северной активной окраины Монголо-Охотского бассейна в это время определялась перемещением фронта магмообразования в глубь континента [49, 293]. С этим процессом связано формирование известково-щелочных и субщелочных вулканитов, ассоциирующих с их плутоническими аналогами (Селенгино-Витимский или Северо-Монгольский-Забайкальский краевой вулкано-плутонический пояс, по терминологии В.В. Ярмолюка [290]). В тылу указанного пояса формировался Ангаро-Витимский батолит. Модель его формирования в общем виде сводится к следующему [129, 273, 274, 291, 292]. Батолитообразование происходит в результате вовлечения континента в коллизионные процессы Монголо-Охотского пояса. Это выражалось в надвигании Сибирской (Северо-Азиатской) континентальной плиты на горячее поле мантии, что стимулировало внутриплитную магматическую активность. В условиях регионального сжатия континентальная плита блокировала мантийные плюмы. Под влиянием разогретых мантийных подлитосферных масс это приводило к появлению коровых анатектических расплавов, послуживших основой Ангаро-Витимского батолита [231].

5.1.1. Палеогеографическая обстановка в девоне - начале среднего карбона в Багдаринской и Уакитской подзонах Витимкан-Ципинской зоны

Палеогеографические материалы являются наиболее достоверными при палеоисторических реконструкциях. В завершении раздела мы рассмотрим палеогеографические обстановки, которые удалось реконструировать для девона - начала среднего карбона только для Уакитской и Багдаринской подзон [152, 153, 156, 157, 169-171, 181, 190, 159, 161, 258]. Имеющиеся у нас биостратиграфические данные характеризуют в основном мелководные фации и не позволяют расшифровать латеральный профиль, особенно для глубоководных частей палеобассейнов, флишоидные отложения которых являются показателями активного тектонического режима.

Уакитский палеобассейн. Осадконакопление в Уакитском прогибе началось, скорее всего, с раннего девона (см. рисунок 5-2-а, -б). В раннем - среднем девоне седиментация происходила в относительно спокойных тектонических условиях полуизолированных морских лагун с ограниченной водной циркуляцией (гагарская свита). Карбонатные тонкослоистые тонкозернистые светло-серые, серые массивные окремненные доломиты, полосчатые доломиты, известковистые слоеватые доломиты с характерными сферолито-пятнистыми онколитовыми текстурами, водорослевые калиптры и линзовидные прослои оолитовых и обломочных биокластовых доломитов накапливались на полуизолированных морских отмелях, в приливно-отливной зоне и затопляемых приливных впадинах. В это время здесь были широко развиты водорослевые луга, образованные синезелеными и зелеными водорослями, которые слагали водорослевые колонии сферово-узорчатой, войлокообразной, пластинчатой, овальной формы, часто характеризующиеся ярко выраженной инкрустирующей формой нарастания, внешне схожей со строматолитовыми образованиями. Синезеленые роплетселлы и красные водоросли образовывали онкоиды. Подобные формы водорослевых построек типичны для изолированных лагун, а водорослевые войлоки, образующие

строматолиты и состоящие в основном из синезеленых водорослей, обычны для приливно-отливных равнин. Кроме водорослей в прослоях биокластовых пород установлены криноидеи, мелкие остракоды и обломки раковинной фауны. В конце франского - начале фаменского веков позднего девона произошло видимо обмеление палеобассейна, он представлял собой изолированную лагуну с участками себхи, которая периодически затоплялась морем. Здесь накапливались массивные, слоистые и слоеватые доломитовые илы, указывающие на повышенную соленость вод. Обитали синезеленые и харовые водоросли, последние типичны для очень мелководной (до 10 м) зоны с солоноватой теплой водой. Синезеленые водоросли принимали участие в образовании микробиальных сообществ - строматолитовых построек, образующихся в приливно-отливной зоне. Изредка в доломитах отмечались обломки видимо эвригалинных организмов (позвоночных, остракод, гастропод). Мелководность бассейна также определяется присутствием примеси терригенного материала и линзообразных тел (до первых десятков метров) синседиментационных осадочных брекчий, присутствие на поверхностях напластования глинистых пленок, примазок с глиптоморфозами каменной соли, трещинами усыхания, следами волочения. Во второй половине фаменского века осадконакопление сместилось опять в область морского мелководья с господством приливно-отливных фаций. В мелком море накапливались преимущественно карбонатные тонкие осадки, в которых широко были распространены богатые водорослевые сообщества. Шельфовая полуизолированная лагуна была окаймлена лоскутными рифогенными постройками с пологим рельефом, подобные распространенным в Багдаринском палеобассейне. Постройки были образованы в основном водорослям зелеными сифоновыми, синезелеными, красными, коралловые сообщества были редки и представлены табулятами и одиночными и колониальными ругозами. На боковых и фронтальных склонах рифогенных построек обитали строматопоры. Пески, обрамляющие рифовые постройки, и пески окраины палеобассейна содержали обломки окатанного раковинного

детрита, часто обрастающего ротплетселлами (синезелеными водорослями). Склон палеобассейна имел значительную крутизну и, скорее всего, тектоническую природу с выведенными на поверхность уступами, в которых были выведены на поверхность уже накопившиеся карбонатные осадки и породы основания. Разрушение пород основания (кембрийских доломитов) тектонических уступов с одновременным карбонатонакоплением привело к формированию микститовой толщи (левоуакитская свита) на границе позднего девона - карбона. В позднем фамене в западной части палеобассейна осадконакопление проходило в условиях погруженной окраины шельфа и открытового шельфового моря (осадки нерундинской свиты). В конце франского века позднего девона в западной части территории (в современных координатах) формировался аллювиальный комплекс, представленный осадками фронта дельты и аллювиальной равнины (уакитская толща), а в начале фаменского века в восточной части побережья палеобассейна в обстановках пляжа с преобладающей волновой деятельностью накапливались кварцевые пески (нижнесанская подсвита), в субаэральной обстановке вблизи побережья - аллювиальные отложения (средне - верхнесанские подсвиты) [153, 258]. В этот период, вероятно, субаквальная дельта (уакитская толща) отмирает и терригенная седиментация смещается в субаэральные обстановки вблизи побережья палеобассейна (санская свита). Обстановка осадконакопления меняется на границе девона - карбона, происходит новая резкая активизация теконического режима. Она проявляется в возникновении расчлененного рельефа с накоплением грубообломочных псефитовых отложений (мухтунная свита, нижнесырыхская подсвита). Активизация тектонического режима отмечается уже в конце фаменского века и сопровождается вспышкой основного вулканизма, которая фиксируется примесью базальтовой тефры в песчаниках (верхнесанская подсвита) и отдельными фрагментами будинированных базальтовых даек в карбонатных левоуакитских микститах. Источником сноса терригенного материала в фаменском веке, помимо выведенных на поверхность карбонатных отложений, являлась та же

магматическая дуга, сложенная гранитоидами и кислыми вулканитами существенно натровой специализации. В кластике совершенно отсутствуют метаморфические породы и метаморфогенные минералы. Обломки вулканитов не несут следов метаморфических преобразований. Это может свидетельствовать об отсутствии значительного временного перерыва между формированием дуги и ее денудацией. Активизация тектонического режима в карбоне сопровождалась активным кислым и средним вулканизмом преимущественно калий-натровой специализации. Об этом свидетельствует в основном вулканомиктовый состав кластики терригенных пород. Причем, интенсивность вулканизма возрастала во времени, и в верхних частях терригенных разрезов появляются прослои вулканогенно-терригенных пород (верхнесырыхская подсвита). В конце среднего карбона, вероятно, происходило сокращение площади терригенной седиментации с одновременным внедрением гипабиссальных интрузий (штоки, силлы и дайки) и формированием отдельных покровов основных и средних пород суховского комплекса. По химическому составу породы суховского комплекса соответствуют низкокалиевым базальтам-андезибазальтам нормальной щёлочности. Образования суховского комплекса, скорее всего, связаны с начальными этапами становления массивов Ангаро-Витимского батолита, характерной особенностью которых являются синплутонические дайкообразные интрузии базитов [292]. На границе среднего и верхнего карбона имело место главное коллизионное событие, фиксирующееся в формировании сдвигово-надвиговой структуры девонско-каменноугольного осадочного чехла. В образованиях олнинской и жанокской свит в это же время в пределах узких зон (смятия?) развивается высокоградный высокобарический метаморфизм преимущественно амфиболитовой фации. Время метаморфизма определяется исходя из отсутствия следов денудации метаморфических пород в кластике терригенных отложений девона - карбона и прорывания метаморфитов гранитоидами позднекарбонового витимканского комплекса.

Багдаринский палеобассейн. На начальных этапах эволюции (ранний фран) седиментация происходила в относительно спокойных тектонических условиях при медленном прогибании и устойчивой береговой линии (см. рисунок 5-2-а, -б). В Багдаринском море накапливались преимущественно карбонатные тонкие осадки. В раннем - среднем девоне шельфовому мелководью были свойственны типично нормальные морские условия прибрежной части шельфа, с водами нормальной солености, в которых обитали типично морские организмы – строматопороидеи, кораллы, криноидеи, широко были распространены богатые водорослевые сообщества (ороченская свита). Кораллы представлены крупными ругозами и табулятами, среди водорослей доминировали сифоновые, харовые водоросли были широко распространены в прибрежных областях моря. Важно отметить, что в это время существовали условия благоприятные для развития биогермных массивов и рифов. В условиях шельфового мелководья (до глубин около 60 м), у внешней бровки шельфа, при незначительном сносе с побережья терригенной кластики и жарком аридном (семиаридном) климате, были созданы условия для активного роста рифового комплекса. Рифы трассируют границу шельфового перегиба склона. На рифах и вокруг них обитали мшанки, криноидеи, тентакулиты и конодонтоносители. Для рифовых построек также характерны брекчеевидные породы, содержащие обломки водорослевых построек, строматопороидей, кораллов. Присутствие кораллов, криноидей, строматопороидей свидетельствует о нормальной солености вод, а присутствие биогермов и рифов – о достаточно высокой температуре воды (20-25^{0}С). Восточная часть палеобассейна была более глубоководной, здесь накапливались мергелисто-известняковые и известняковые отложения, произрастали водоросли, обитали конодонтоносители, тентакулиты, мшанки, фораминиферы, хитинозои, гидроиды, губки. Осадконакопление происходило в спокойной гидродинамической обстановке, о чем свидетельствуют тонкая горизонтальная, слабопологоволнистая слоистость. На отдельных участках слоистость нарушалась (микроразрывы слойков, текстуры подводных оползней)

временными подводными потоками, сносившими глинистый материал с прилегающего побережья. В живетском веке началось углубление бассейна, увеличилось поступление глинистых и алевритистых компонентов (нижнеякшинская подсвита), происходило накопление тонких, карбонатно-глинистых, глинистых осадков, где концентрировались обломки скелетных организмов, водорослей. Обломочный материал поступал с прилегающего побережья и рифа. На пологих склонах шельфового побережья формировались биостромы и биогермы, сложенные табулятами, водорослями, строматопороидеями, присутствовали мшанки. Для водорослевых образований характерны водорослевые корки, колонии водорослей, захороненные в органогенных известковистых илах. В тонкослоистых глинистых темно-серых до черных карбонатных алевропелитах, с редкими текстурами взмучивания (наиболее углубленные участки) установлены тентакулиты, конодонты. В восточной части (в современных координатах) палеобассена в позднем фране - раннем фамене формировалась небольшая дельта с дельтовой равниной (верхнеякшинская подсвита). Во франском веке в восточной части Багдаринского палеобассейна, одновременно с формированием верхнеякшинской дельты, терригенное осадконакопление (пестроцветная ассоциация багдаринской свиты) происходило на побережье (участки терригенного линейного побережья с микро- и мезоприливными линейными побережьями) и в субаэральных обстановках вблизи побережья (флювиально-дельтовые и приливно-отливные равнины). В это время восточная часть Багдаринской подзоны представляла собой побережье с терригенной седиментацией и аккумулятивную равнину. Здесь накапливались ритмичные глинисто-алеврито-песчаные и гравийно-галечные отложения с характерными для мелководной зоны среднемасштабной косой слоистости и мелкомасштабными диагональными (рифели) и флазерными текстурами, тонкослоистые алевролиты с прослоями алевропелитов. В отдельных слоях в кровле ритмитов встречены остатки наземных растений. На приливно-отливных равнинах присутствовали песчаные (тонко- и мелкозернистые

песчаники с прослоями алевролитов) и иловые отмели (алевролиты с прослоями алевропелитов или тонкозернистых песчаников). Отложения, представленные чередованием осадков песчаной и иловой отмелей приливно-отливного линейного морского побережья, характеризуются микроритмичностью. В фамене условия осадконакопления меняются. Структура палеобассейна усложняется, происходит его углубление, рост обрамляющих его поднятий, что обусловило большие объемы терригенного и карбонатного материала, формировавшего подводные конуса выноса на континентальном склоне. В это время идет интенсивный перенос и перемыв отложений девонского шельфа и поднятий блоков фундамента палеобассена. Состав кластики точерской свиты свидетельствует о размыве рифейских пород, в том числе и офиолитов. В фамене и раннем карбоне седиментация происходила в обстановках континентального склона и подножья достаточно глубокого моря. Здесь граувакковые флишоидные толщи большой мощности образовывались за счет поступления рыхлого перимущественно карбонатно-терригенного материала, образующегося при разрушение как карбонатных девонских построек, так и выступов фундамента бассейна. Кроме того, источником сноса в это время была видимо магматическая дуга, об этом свидетельствует в основном вулканомиктовый состав кластики терригенных пород, обломки вулканитов не несут следов метаморфических преобразований. Причем интенсивность вулканизма видимо возрастала во времени, в верхних частях разреза точерской свиты и верхнебагдаринской подсвиты появляются прослои вулканогенно-терригенных и вулканогенных пород. К концу раннего карбона глубоководные условия осадконакопления сменились на мелководные, о чем свидетельствует состав отложений вернехнебагдаринской подсвиты и присутствие колоний мшанок. В среднем карбоне, в Багдаринском палеобассейне, также как в Уакитском, вероятно, происходило сокращение площади терригенной седиментации с одновременным формированием отдельных покровов и субвулканических образований точерского комплекса.

Палеогеографические реконструкции этого времени для Бамбуйско-Олиндинского, Пановского, Ульзутуйского палеобассейнов на данном этапе исследований проводить сложно. Недостаточная изученность этих отложений и фаунистическая охарактеризованность позволяют наметить только общие черты. Условия осадконакопления и обстановки седиментации в Бамбуйско-Олиндинской подзоне очень близки таковым Уакитской подзоны. Палеобассейн представлял собой мелководную лагуну (бамбуйская свита), седиментация в которой происходила в спокойных тектонических условиях с господством приливно-отливных карбонатных фаций. В глубоководных частях шельфового моря и на его глубокопогруженной окраине седиментация осуществлялась в неритовой зоне (кадалинская толща). В западной части палеобассейна в девоне формировались обширная дельта (аллювиальные и субаквальные дельтовые отложения чулегминской свиты). В Туркинской подзоне предполагается, что отложения верхнего девона накапливались в глубокой части шельфового моря, в условиях спокойной гидродинамики. Органический мир палеобассейна был представлен тентакулитами, серпулидами и конодонтами. Конодонты довольно разнообразны и содержат живетские и среднефранские виды. Этот ландшафт отличался отсутствием кораллов, мшанок, водорослей. Видимо глубина моря достигала 200 м и более и температура воды была пониженной. Судя по фауне, отложения силурийско - раннедевонского этапа развития Пановского палеобассейна, сохранившейся только в осадках верхнего девона и нижнего карбона, накапливались в мелководном морском бассейне. В формационном отношении последние сходны с карбонатными отложениями мергельной толщи среднего ордовика - силура.

5.2. Модель геодинамического развития Байкало-Витимской складчатой системы в первой половине позднего палеозое

Байкало-Витимская складчатая система характеризуется циклическим развитием, объединяя вещественные комплексы четырех структурных этажей: байкальского (RF–V), каледонского (Є–S_1), раннегерцинского (S_2–C_2^1) и

позднегерцинского (PZ_2), становление которых происходило в определенных геодинамических обстановках, отвечающих соответсвенно байкальскому, каледонскому, ранне- и позднегерцинскому этапам развития.

Для байкальского, каледонского и позднегерцинского этапов развития региона мы придерживаемся существующих в настоящее время представлений, краткий обзор которых приведены ниже по многочисленным публикациям [22, 23, 51, 53, 60, 61, 235 и др.]. Для раннегерцинского этапа БВСС рассматривается новая концепция геодинамической эволюции.

5.2.1. Байкальский этап. Согласно имеющихся данных по складчатому обрамлению юга Сибирского кратона, Палеоазиатский океан образовался между Сибирью и Лаврентией в результате распада суперконтинента Родиния по разным оценкам в период от 1000 до 750 млн лет назад [143] и существовал в дальнейшем в виде крупного залива Палеопацифики до конца нижнего палеозоя [298]. На ранней стадии развития Палеоазиатского океана (в позднем рифее и начале венда) по северо-западной окраине Сибирского континента формировалась разнонаправленная система верхнерифейских островных дуг (Келянская, Метешихинская и др.), зоны субдукции которых падали под Сибирский континент или под кратонные микроконтиненты (Гарганский, Тувино-Монгольский, Муйско-Становой и др.). Одновременно в зоне сближенного развития Сибирского кратона и Палеоазиатского океана формировались междуговые и задуговые океанические бассейны (Приенисейский, Алтае-Саянский, Баргузино-Витимский и др.). В Западном Забайкалье в этот период активно формировались Баргузино-Витимский и Байкало-Муйский океанические бассейны и сопряженные с ними Келянская и Метешихинская островодужные системы. В настоящее время считается, что в этих районах широко распространены сложно дислоцированные докембрийские осадочно-метаморфические толщи (по разным авторам нижнепротерозойские или средне-верхнерифейские), выделяемые в составе Баргузинского и Верхневитимского (Икатского) турбидитовых террейнов [23, 261, 350, 351]. К концу позднебайкальского этапа (630-610 млн лет)

завершилось формирование нижнего структурного этажа, сложенного позднерифейскими островными дугами, преддуговыми, междуговыми и задуговыми бассейнами, которые причленились к окраине Сибирского кратона. Эти аккреционно-коллизионные процессы сопровождались внедрением коллизионных гранитоидов. Вследствие этих процессов вблизи границ Сибирского кратона сформировался коллаж позднерифейских террейнов различной геодинамической природы, которые на территории Забайкалья образовали складчатую систему байкалид. Активное формирование зон субдукции в позднем рифее в последующем прекратилось и переместилось к югу в сторону Палеоазиатского океана [53]. Необходимо отметить, что в настоящее время существуют разные мнения о природе и возрасте метаморфических образований докембрия. Так В.Г. Беличенко [14], А.Ю. Зорин [100, 101] с соавторами придерживаются другого мнения. Отложения, служившие долгое время основой для выделения Баргузинского микроконтинента, выделяются ими как Баргузинский метаморфический террейн, который включается в состав Икатской зоны венд - раннепалеозойского окраинного бассейна. Предлагается субдукционно-коллизионная модель образования Байкальской складчатой области в результате последовательной аккреции рифейской (Байкало-Муйской) и венд - раннепалеозойской (Удино-Витимской) островодужных систем к Сибирскому континенту.

Е.Ю. Рыцком и др. [43] предложена «автохтонная» модель развития региона. Согласно этой модели "Байкальская складчатая область рассматривается как единый мегаблок древней коры (континентальная окраина Палеоазиатского океана). Корообразующие процессы приводили здесь к возникновению субокеанической коры в системе рифтогенных прогибов красноморского типа с последующей ее переработкой в результате байкальской складчатости" [231]. Принципиальное значение имеет вывод авторов о том, что максимум мантийного магматизма приходится на позднебайкальское время (700–590 млн лет). Этой же точки зрения придерживается С.В. Руженцев [231].

Таким образом, к концу позднебайкальского этапа (610–590 млн лет) закончилось становление складчатой структуры Западного Забайкалья. Аккреционно-коллизионные процессы сформировали вдоль периферии Сибирского кратона систему покровно-складчатых сооружений, образованных докембрийскими вещественными комплексами разного возраста и геодинамической природы. С этого времени докембрийские комплексы Байкало-Витимской складчатой системы стали составной частью Сибирского байкальского континента.

5.2.2. Каледонский этап.

Представления о развитии региона в каледонский этап и полученные нами новые данные при изучении разрезов зон БВСС приведены в публикациях [28, 53, 60, 109, 110, 112, 113, 189, 231, 333 и др.]. Мы придерживаемя точки зрения И.В.Гордиенко с соавторами [53, 60], согласно которой в раннем палеозое в пределах южной периферии (современные координаты) Сибирского байкальского континента возникла Удино-Витимская островодужная система (УВОС) энсиалического типа. В Удино-Витимской зоне представлена олдындинской свитой и озерным субвулканическим комплексом Еравнинского надсубдукционного комплекса. В Хилок-Витимской это катаевская свита, в Западно-Становой зоне - солонцовская толща. Формирование УВОС происходило в геодинамической связи с Забайкальским океаническим бассейном (Абага-Оланская сутура), который существовал в позднем рифее – венде к северу (современные координаты) от островной дуги (рисунок 5-3). Между тем следует указать, что возраст абага-оланского ультрабазит-базитового комплекса определен как неопротерозойский и соответствует возрасту рифейских офиолитов байкалид. Если это так, то намечается значительный разрыв между временем существования Забайкальского бассейна (рифей) и Олдындинской островной дуги (кембрий). Это позволило С.В. Руженцеву с соавторами предположить альтернативную модель, связывающую формирование олдындинско-озерного вулкано-плутонического комплекса с Монголо-Охотским бассейном, располагавшимся южнее островной дуги [231].

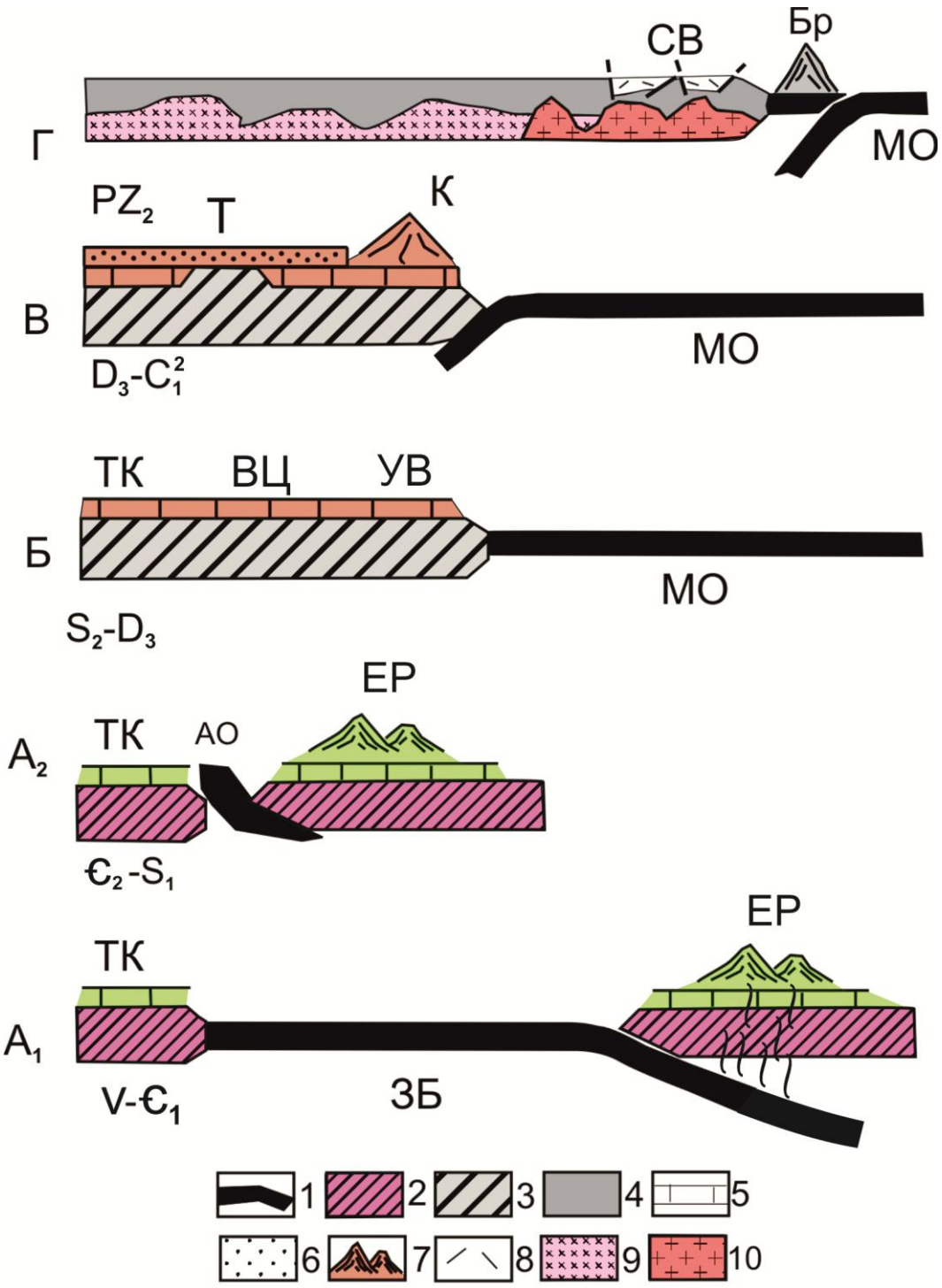


Рисунок 5-3 - Схема тектонического развития Байкало-Витимской складчатой системы (по С.В. Руженцеву с дополнениями)

1 - океаническая кора, 2-4 - континентальная кора (2 - байкальская, 3 - каледонская, 4 - раннегерцинская); 5 - преимущественно карбонатные шельфовые отложения; 6 - граувакки; 7 - надсубдукционные магматические образования; 8 - вулканогенные образования Селенгино-Витимского вулканоплутонического пояса; 9-10 - гранитоиды (9 - витимканский и 10 - зазинский комплекс).

А - каледонский этап (A_1 - период формирования Еравнинской островодужной системы, A_2 - коллизия Сибирского континента и Еравнинской островодужной системы), Б-В - раннегерцинский этап (Б - ранняя и В - поздняя стадии); Г - герцинский этап.

ЗБ - Забайкальский и МО - Монголо-Охотский палеоокеанические бассейны, АО - Абага-Оланская сутура, ЕР - Еравнинский и К - Кыджимитский надсубдукционные комплексы, Б - Береинская островная дуга, Шельфовые комплексы: ТК - Турка-Курбинский, ВЦ - Витимкан-Ципинский, УВ - Удино-Витимский, Т - Точерский прогиб, СВ - Селенгино-Витимский вулканоплутонический пояс

Сейчас этот вопрос обсуждается и требует дальнейшей разработки. В конце каледонского этапа по всему складчатому обрамлению Сибирского кратона возник пояс коллизионных структур, которые совместно с отложениями шельфа и континентального склона сформировали обширную континентальную окраину Палеоазиатского океана [53, 60].

5.2.3. Герцинский этап

5.2.3.1. Раннегерцинский этап. В составе раннегерцинского *этапа* выделяются две стадии (см. рисунок 3-37). В *раннюю стадию* (S_2–D_3^1) раннегерцинского этапа на границе Сибирского байкальско-каледонского континента и Монголо-Охотского океана накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные мелководные шельфовые отложения пассивной континентальной окраины. Формировался чехол терригенно-карбонатных, в том числе биогермных, отложений с региональным несогласием залегающих на байкальско-каледонском складчатом основании. Обстановка изменилась, начиная с середины франского века позднего девона в связи с развитием Монголо-Охотского океана и субдукцией его литосферы под Сибирскую континентальную окраину. В *позднюю стадию* (D_3-C_2^1), в пределах БВСС возникла активная континентальная окраина андийского типа [189, 231]. По южной периферии силурийско - девонского шельфа (современные координаты) формировалась Кыджимитская вулканическая зона, состав и строение разреза которой, свидетельствуют о ее надсубдукционной природе, и тыловой турбидитовый прогиб, заполнявшийся сначала граувакковыми турбидитами (точерская свита и ее аналоги), а затем пестроцветными полимиктовыми терригенными отложениями (ямбуйская свита и ее аналоги).

Раннегерцинский этап также завершился образованием напряженной покровно-складчатой структуры, выразившейся в тектоническом перекрытии верхнепалеозойских отложений докембрийскими и нижнепалеозойскими. Наряду с сорванными покровами чехла, сопровождавшимися структурным расслоением верхнепалеозойских толщ на отдельные пластины (Багдарин), здесь формировались аллохтонные массы докембрийских и нижнепалеозойских

пород фундамента (рр. Левая Олдында, Кыджимит), которые выводились на верхние структурные уровни. Формирование раннегерцинской покровно-складчатой структуры завершилось на рубеже нижнего и среднего карбона. Верхний ее возрастной предел определяется гранитоидами витимканского и зазинского комплексов (315–290 млн лет), прорывающими деформированные толщи среднего палеозоя [189, 231].

5.2.3.2. Позднегерцинский этап характеризовался наиболее сложной геодинамической обстановкой. В области сочленения Сибирского каледонско-раннегерцинского континента и Монголо-Охотского позднепалеозойского океанического бассейна сформировались Береинская энсиматическая островная дуга, Селенгино-Витимский краевой вулкано-плутонический пояс, а в его тыловой, северо-западной части область внутриплитного магматизма (Ангаро-Витимский батолит). Этот комплекс структур рассматривается С.В. Руженцевым с соавторами как активная континентальная окраина калифорнийского типа [231]. Позднегерцинская складчатость (P_2–T_1) переработала раннегерцинскую структуру. По данным С.В. Руженцева, в это время и был сформирован обширный, асимметричный Байкало-Витимский синклинорий, на северном крае которого плоскости сместителей падают к юго-востоку, а вдоль южного крыла – к северо-западу [231]. Такая структура могла возникнуть в результате встречного сближения Сибирского континента, с одной стороны, Амалатского и Селенгино-Станового массивов, с другой. Этот процесс в условиях нарастающего тектонического скучиванья уже в мезозое завершился становлением системы продольных (северо-восточных), имеющих сдвиговую компоненту разломов [50, 290, 231].

Таким образом, рассматриваемый регион представляет собой комбинацию структур, в пределах которых на гетерогенном байкальско-каледонском основании формировались разнообразные в вещественном отношении структурно-формационные комплексы, представляющие собой сложно построенные покровно-складчатые сооружения. Они принадлежат различным, разделенным поверхностями региональных несогласий

структурным этажам. В венде - раннем палеозое с северо-запада на юго-восток (современные координаты) здесь различались Турка-Курбинский шельф – Забайкальский палеоокеанический бассейн – Еравнинская энсиалическая островная дуга (активная континентальная окраина западно-тихоокеанского типа). Кардинальная перестройка структурного плана происходит в силуре – раннем девоне. Меняется полярность зоны субдукции, которая связана уже с развитием Монголо-Охотского (Агинского) палеобассейна [231]. На это указывает хорошая корреляция тектонических событий, происходивших в силуре-карбоне в обоих указанных регионах. Действительно, в Монголо-Охотском поясе в позднем силуре – среднем девоне имел место импульс раскрытия Агинского палеоокеанического бассейна [224, 228], сопровождавшийся формированием шельфово-склоновых отложений Аргунского микроконтинента, обозначивших раннегерцинскую пассивную окраину южного обрамления этого бассейна. На это же время приходится образование такого же комплекса отложений в пределах Западного Забайкалья. В позднем девоне - раннем карбоне начинается закрытие Агинского бассейна и формирование вдоль южной его периферии Шерловогорской островодужной системы. Именно в это время вдоль северной его континентальной окраины возникает Кыджимитская надсубдукционная вулканическая зона и тыловой по отношению к ней Точерский прогиб. Новая перестройка структурного плана происходит в позднем палеозое, когда в связи с закрытием Агинского бассейна и общим смещением Северо-Азиатской континентальной плиты к югу формируется сложный ансамбль палеотектонических структур, который рассматривается как континентальная окраина калифорнийского типа [231]. Смена указанных обстановок коррелируется с развитием Агинского палеоокеанического бассейна [231].

ГЛАВА 6. СОПОСТАВЛЕНИЕ ДЕВОН - КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В этой главе приведена краткая характеристика девонских и каменноугольных отложений Алтае-Сянской складчатой области (Южная Сибирь), Сибирской платформы (Восточная и Западная Сибирь), западной части Монголо-Охотского пояса (Хангайская, Гоби-Алтайская, Заалтайская зоны), восточной части Монголо-Охотского пояса (Хэнтэй-Даурская, Агинская зоны) [46, 121, 138, 141, 193, 209, 214, 223, 241, 248 и др.] и сопоставление с ними девон-среднекаменноугольных разрезов БВСС.

В девонском периоде, по мнению многих исследователей, в пределах **Алтае-Сянской складчатой области** закладывались впадины и прогибы, располагавшиеся в окраинных зонах среднепалеозойских континентов, вдоль которых концентрировалась основная тектоническая активность [96]. В Алтае-Саянской области, в пределах бассейнов, располагавшихся вдоль края платформы на юге-юго-западе накапливались в основном континентальные формации [1, 16]. По данным В.Н. Дубатолова, В.И. Краснова [86-88] в Тувинском, Минусинском прогибах, Назаровской впадине нижне- и среднедевонские образования представлены в основном пестроокрашенными терригенными комплексами континентальных равнин с озерами, речными долинами, лагунами и магматогенными породами. Морские карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные фации занимают в них ограниченное распространении, составляя не более 5% разреза. В Кузнецком прогибе, на Салаире, в Горном и Рудном Алтае в разрезах раннедевонских образований большую часть составляют именно карбонатные, карбонатно-терригенные отложения (до 85% на Салаире). В Рыбинской предгорной впадине, Минусинском и Тувинском наложенных прогибах в течение практически всего девона накапливались красноцветные терригенные, вулканогенно-терригенные толщи [102]. Для них характерно чередование

мощных красноцветных терригенных образований и вулканитов различного состава с менее мощными толщами сероцветных и пестроцветных пород прибрежно-морского генезиса, охарактеризованных остатками морских организмов и комплексами растительных остатков [102, 121]. Для Рыбинской впадины характерно также резкое преобладание в разрезах вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ [106]. В Ануйско-Чуйском и Уйменско-Лебедянском прогибах преобладали карбонатно-вулканогенно-терригенные континентальные и терригенно-карбонатные прибрежно-морские образования [86]. Для всех прогибов и впадин характерен активный дифференцированный вулканизм, особенно в начале среднего девона и верхнего девона (фран), но стратиграфическая приуроченность его изменчива. Основными уровнями для корреляции отложений нижнего и среднего девона этого региона с отложениями БВСС могут быть следующие:

- это таштыпский горизонт эмса для нижнего девона, в юго-восточной части Тувинского, Минусинского, Уймено-Лебедянского прогибов и Юго-Восточного Алтая. Этот интервал представлен фациям мелководных морских бассейнов (известняками, тонкослоистыми известковистыми алевролитами), содержащими богатый комплекс ископаемых организмов – брахиопод, табулят, гелиолитоидей, ругоз, криноидей.

- бейский горизонт позднеживетского подъяруса Минусинского прогиба, в разных районах он представлен разными фациями. В Минусинском это сероцветные известняки, глинистые известняки, известковистые алевролиты, в Уйменско-Лебедянском, в Кузбасе - известняки с морской фауной, в Тувинском прогибе - красноцветные отложения мелководных лагун.

В развитии девонских палеобассейнов Урало-Монгольского пояса важнейшим этапом была позднеживетская трансгрессия, пришедшая из Китая и Монголии.

Таким образом, основной особенностью девонских палеобассейнов Алтае-Саянской области является широкое развитие пестроцветных и красноцветных осадков, накапливавшихся в условиях аллювиальных равнин, и

распространение небольших биогермных массивов, формировавшихся в мелководных акваториях и характеризующихся ведущей ролью водорослей в рифообразовании. Другой важнейшей особенностью бассейнов была дифференциация в проявлениях тектонических движений и вулканизма.

Девонские отложения **Западно-Сибирской равнины** Урало-Обской СФЗ, расположенной восточнее современного Уральского хребта, представлены преимущественно карбонатно-терригенными, терригенно-карбонатными мелководными морскими образованиями и магматическими породами главным образом основного базальтоидного состава. В Обь-Тазовской СФЗ (центральная часть Западно-Сибирского палеозойского мегапрогиба) осадочные образования представлены терригенными и карбонатными отложениями. В западной части они сложены тонко-терригенными кремнистыми и глинистыми образованиями, редко глинисто-карбонатными, содержащими морскую мелководную фауну. Ближе к центральной части мегаструктуры, появляется больше терригенно-карбонатных мелководно-морских образований, присутствуют магматические породы, в меньшем количестве по сравнению с Урало-Обской СФЗ. В Приенисейской СФЗ девонские отложения представлены терригенными породами и магматическими образованиями. Отмечается, что отложения нижнего и среднего отделов включают существенно карбонатные отложения, а верхнего отдела имеют существенно терригенный состав. В большей части разрезов присутствуют магматогенные образования [136, 137, 246, 247]. Вся акватория сибирских морей располагалась в тропических и субтропических поясах с теплым, чаще аридным климатом [88].

Некоторые исследователи В.А. Каныгин, С.В. Сараев, Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, М.М. Буслов [8, 31, 93 - 95, 103] в западной половине Западно-Сибирской плиты и южном ее обрамлении, в Алтае-Саянской области выделяют океанические палеобассейны, островодужные обстановки. В отличие от В.Н. Дубатолова и В.И. Краснова [88], они обосновывают присутствие Палеоазиатского океана, в данном регионе, для которого в западном

направлении реконструируются мелководные палеобассейны седиментации, широко развитые в пределах Монголии, Салаира, Горного Алтая и т.д.

На **северо-востоке Сибирской платформы** девонские - нижнекаменноугольные отложения распространены в Вилюйской синеклизе, в геодинамическом смысле представляющей собой рифтогенную впадину. После перерыва в силуре, девонский разрез начинается с осадков позднего эйфеля. Осадконакопление происходило в мелководных лагунах, питавшихся водами Верхоянского моря [107]. На территории Ыгыаттанской впадины накапливались красноцветные глинисто-доломитовые осадки, представленные красно-бурыми, зеленоватым доломитами, мергелями и аргиллитами с прослоями пепловых туфов. Они согласно перекрыты пачкой серых доломитизированных органогенно-обломочных известняков, на сильно выветрелой поверхности которых залегают базальтовые лавы [114]. Нижняя часть разреза по комплексу органических остатков датирована эйфелем, а верхняя живетом. Наличие тонких прослоев витрокластических туфов свидетельствует о проявлении эксплозивного вулканизма, поставщиком пеплового материала были вулканические постройки, располагавшиеся вблизи впадины, на участках, прилегающих к Вилюйско-Мархинской зоне разломов. В формировании глинисто-карбонатных отложений основную роль играли продукты химической садки вещества (доломит, гипс), что подтверждает вывод исследователей об условиях жаркого аридного климата. В живетском веке здесь, как и на большей части территории Сибирского континента, отмечается крупная морская трансгрессия. На северо-западе Ыгыаттанской впадины накапливались чистые сероцветные карбонатные илы с многочисленной морской фауной (верхняя часть харьюряхской свиты). В начале франского века на всей территории синеклизы отмечается перерыв в осадконакоплении. Затем осадконакопление возобновляется в условиях мелководной морской лагуны, где накапливались красноцветные доломито-терригенные гипсоносные отложения. Для этого времени характерна интенсивная вулканическая деятельность, выражавшаяся в излиянии базальтов, образующих мощные

покровы. В фаменском веке значительно сократились площади осадконакопления на территории Ыгыаттанской впадины, здесь отлагались красноцветные и гипсоносные терригенно-карбонатные осадки в условиях мелкого открытого залива. Кемпендяйская впадина представляла собой залив с повышенной соленостью, где накапливались красноцветные соленосные и сульфатоносные карбонатно-терригенные осадки. Осадконакопление также сопровождалось эксплозивным вулканизмом. В турнейском веке условия осадконакопления резко изменились. Здесь формировались сероцветные песчано-алевритисто-глинистые и карбонатные морские осадки. На западе Вилюйской синеклизы в это время возобновился базальтовый магматизм. Таким образом, осадконакопление в течение большей части девона происходило в условиях аридного климата с широким развитием красноцветов, доломитов и эвапоритов. Исключение составляют сероцветные известняки живетского века. В девоне - начале карбона климат был семиаридным. Формирование визейских отложений происходило уже в гумидных условиях [107]. Для девон-нижнекаменноугольного периода характерны дифференцированные тектонические движения, неоднократная смена обстановок, большое количество терригенного материала в осадках, эксплозивный вулканизм, и широкое распространение красноцветных эвапоритовых толщ [107, 114, 138]. Таким образои, юго-восточная часть Сибирской платформы в девоне - начале карбона представляла собой расчлененную эрозионно-аккумулятивную равнину. В ее пределах существовали относительно изолированные озера-лагуны, пресные и в разной степени засолоненные (Ыгыаттанская, Березовско-Кемпендяйская и другие) впадины. Сразу отметим, что осадконакопление в пределах БВСС в это время сильно отличалось от осадконакопления в вышеописанных районах, что объясняется принадлежностью региона к другим тектоническим структурам.

В **Присаянской области** в девонский период накапливались красноцветные, пестроцветные алевро-псаммитовые осадки конусов выноса временных водотоков и засолоненных озер. Для отложений этих районов

характерна скудность или полное отсутствие палеонтологических остатков. Органическая жизнь водоемов ограничивалась редкими рыбами, филлоподами, остракодами, а на прибрежных участках - редкими псилофитами и папоротниками.

Девонские отложения Монголии. На территории Монголии распространены отложения нижнего, среднего и верхнего девона, представленные морскими терригенными, карбонатными и вулканогенными породами, формировавшимися в различных геодинамических обстановках. Характеристика среднепалеозойских отложений приводится по материалам [32, 223, 224]. С севера на юг выделены: зоны внутреннего шельфа с терригенными отложениями нижнего девона; узкая полоса внешнего шельфа с карбонатными отложениями, рифогенными постройками нижнего девона (эйфеля); обширные территории с терригенно-вулканогенными сериями, выполняющими регенерированные прогибы. Последние согласно залегают на карбонатных отложениях внутренней зоны шельфа. Ниже мы остановимся на характеристике отложений, наиболее близких отложениям БВСС.

На площади **внешнего шельфа** в Монголии распространены карбонатные отложения силура, нижнего девона и эйфельского яруса среднего девона, согласно сменяющиеся терригенно-вулканогенными отложениями живета - верхнего девона. Отложения и комплексы органических остатков сопоставляются с живетскими отложениями Алтае-Саянской области (сафоновские слои) и Минусинской котловины (таштыпская и бельская свиты). Средне- и верхнедевонские отложения, представленные вулканогенными и вулканогенно-терригенными сериями, распространены в Мандалообинском, Хабтагайском, Барунуртском массивах. Терригенные отложения нижнего девона **внутреннего шельфа** распространены в пределах Дальнего Востока (кайдалинский разрез Приамурья) и в Хангайской зоне Монголии. Девонские отложения трансгрессивно залегают на разновозрастных подстилающих породах и перекрываются отложениями карбона. Эти отложения очень близки отложениям Дальнего Востока.

Отложения среднего палеозоя известны в пределах **Амурского супертеррейна.** Тесные биогеографические связи Амурского супертеррейна и Алтае-Саянской области (Тува и Монголия, Горный и Рудный Алтай) прослеживаются начиная с кембрия и до среднего карбона. Они позволяют предполагать сближенное положение Алтае-Саянской области и Амурского террейна и наличие сообщающихся шельфовых морей в этот период [Парфенов и др., 1999]. С башкирского века морские связи уже не прослеживаются, но по остаткам флоры считается, что террейны располагались в одном климатическом поясе. В фаменском веке позднего девона фаунистические сообщества этих территорий были представлены комплексами бентосных организмов [209, 214].

Монголо-Охотский пояс в плане сопоставления среднепалеозойских образований для нас представляет особый интерес, поэтому его строение будет рассмотрено подробнее. В составе *Монголо-Охотского* пояса выделяется два сегмента: западный Монголо-Забайкальский и восточный Амуро-Охотский. Они разделены Аникинским порогом, местом, где пояс полностью пережат вследствие коллизии Северо-Азиатского континента и Аргунского микроконтинента [228, 193]. Чехольный комплекс Аргунского микроконтинента имеет двухярусное строение и включает нижний, позднерифейский - раннекембрийский, и верхний силурийско - каменноугольный ярусы. Комплекс представлен карбонатно-терригенными отложениями, маркирующими пассивную окраину. Наиболее близкая к БВСС территория относится к Монголо-Забайкальскому сегменту, который включает три подзоны Даурскую, Хэнтейскую и Хангайскую [97 и др.]. В *Хэнтэй-Даурской подзоне* с девона до раннего карбона, возможно до среднего, шло накопление мощных терригенных отложений (агуцинская и горячинская свиты, ингодинская серия). В основном, это фациально изменчивые терригенные флишоидные отложения с линзами гравелитов и конгломератов, прослоями известняков, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев, кремней. В виде потоков присутствуют основные и средние метаэффузивы. Эти отложения

сопоставляются с девоном Агинской зоны. *Хангайская и Хэнтейская подзоны* в современной структуре представлены системой изолированных впадин, ограниченных выступами каледонского фундамента. Впадины выполнены мощными терригенными, преимущественно граувакковыми тубидитами хангайской и хэнтейской серий девона - ранней перми. Строение герцинского комплекса Даурской, Хэнтейской и Хангайской подзон сходно. Основное отличие сводится к омоложению морских отложений к востоку [228]. В *Агинской зоне* девон представлен терригенными отложениями, базальтами и известняками. В карбоне наряду с накоплением терригенных отложений формируется дифференцированная вулканогенная серия. Наиболее важной для нас в плане сопоставления отложений БВСС является Агинская зона (террейн). По данным С.В. Руженцева, Г.Е. Некрасова в структурном отношении Агинская зона представляет собой крупную, раскрывающуюся к югу синформу [228]. По палинспатическим реконструкциям здесь выделен следующий латеральный ряд палеоструктур (с запада на восток): 1) Даурский выступ Северо-Азиатского каледонского континента; 2) Чиндантско-Устьборзинская зона, по видимому, соответствует его склону и подножью; 3) собственно Агинский палеобассейн с корой океанического типа; 4) аккреционная призма (Уртуйский покров); 5) Шерловогорская островная дуга (Шерловогорский покров, включает улясутайский, кундуйский и уртуйский типы разрезов). С раскрытием в силуре (скорее всего позднем силуре) Агинского палеобассейна эти авторы связывают следующие события: 1. Послеверхнесилурийская деструкция по периферии Аргунского микроконтинента (дайковая серия Цугольского покрова); 2. Формирование в кембрии - раннем силуре в пределах Аргунского микроконтинента вулкано-плутонического комплекса (массивы газимуровских гранитов). И лишь с позднего силура, в девоне и раннем карбоне здесь формировался чехол шельфовых и склоновых отложений среднепалеозойской пассивной окраины; 3. На этот период в Чиндантско-Устьборзинской подзоне (Агинская зона) происходит формирование бимодальной серии, которая является следствием деструкции континентального склона Северо-Азиатского

континента (базальт-дацитовой). Девонские терригенные отложения Чиндантско-Устьборзинской зоны, представленные песчаниками с аркозовой специализацией, в формационном и возрастном отношении соответствуют терригенным отложениям Даурской подзоны (агуцинская и горячинская свиты, ингодинская серия), по-видимому, образуя с ними единую серию [119, 120]. Вулканиты приурочены в основном к ее нижним частям (появляясь в нижнем и достигая максимума в среднем девоне) и по геохимическим характеристикам соответствуют субщелочным внутриплитным породам [228]. С позднего девона и в раннем карбоне разрез подзоны меняется. Повсеместно происходит накопление песчано-сланцевых отложений (незрелые полимиктовые песчаники), вверх по разрезу происходит погрубение терригенных пород, приобретающих молассовый облик (аркозовые песчаники). Бентосная фауна указывает на мелководные условия седиментации. На востоке Агинский бассейн ограничен Уртуйской островодужной системой, которая включает образования Шерловогорской островной дуги и Уртуйской аккреционной призмы. Время начала образования дуги допускается как позднедевонское, поскольку уже в раннем карбоне здесь происходит становление гранитоидных массивов. Вулканогенно-терригенные отложения улясутайского и кундуйского типов с их надсубдукционными базальтоидами Уртуйской призмы отвечают внешнему краю Шерловогорской дуги. Этот ряд структур сформировался к концу раннего карбона. На рубеже раннего - среднего карбона началось формирование сложной покровно-складчатой структуры [228].

Материалы, полученные при изучении важнейших разрезов девона - нижнего карбона БВСС, их литологические и палеонтологические особенности, позволяют искать аналоги палеобассейнов БВСС в Монголо-Охотской области и Алтае-Саянской области (Горный и Рудный Алтай, Салаир, Тувинский, Минусинский прогибы, Назаровская впадина).

Формации БВСС, включающие фации карбонатного шельфа (ороченский тип разреза) с фрагментами терригенного линейного побережья, и примыкающей к нему низменной стабильной сушей с развитой системой

аллювиальных равнин и конусов, побережий с дельтами (уакитский тип разреза) формировались в обстановках пассивной континентальной окраины. *Ороченский тип разрезов* (первый фациальный тип) пассивной окраины представлен во всех зонах БВСС и сопоставим с отложениями Алтае-Саянской области, Сибири, Дальнего Востока, Монголо-Охотской провинции. Так в Кузнецком прогибе, на Салаире, в Горном и Рудном Алтае в разрезах раннедевонских образований большую часть составляют именно карбонатные, карбонатно-терригенные отложения (до 85% на Салаире). Основными уровнями для корреляции Алтае-Саянской области и нижнее - среднедевонских разрезов БВСС можно считать таштыпский горизонт эмса для нижнего девона (юго-восточная часть Тувинского, Минусинского, Уймено-Лебедянского прогибов и Юго-Восточного Алтая) и бейский горизонт позднеживетского подъяруса в Кузбассе (известняки с морской фауной). В развитии девонских палеобассейнов Сибири позднеживетская трансгрессия, пришедшая из Китая и Монголии была важнейшим этапом. Сибирские моря были связаны между собой и с соседними удаленными морями в пределах Китая и Индокитая [32, 88]. В живете исчезли многие географические барьеры, что обусловило широкое расселение организмов. Вероятно, трансгрессия достигала в это время и территории БВСС. На ней, как и в Сибирских морях, повсеместно были распространены биогермы, биогермные массивы и рифы, рифостроящими каркасными организмами которых были строматопораты, табулята, ругозы и водоросли. В *Монголо-Охотской провинции* аналогичные фации с карбонатными отложениями, рифогенными постройками нижнего - среднего девона (эйфеля). Наиболее крупные рифовые постройки описаны в Мандалообинском массиве, и охарактеризованы табулятами, ругозами, строматопоратами и мшанками [278]. Эти разрезы очень похожи по литологическому составу и комплексам биот с карбонатными отложениями БВСС. Можно отметить также, что карбонатно-терригенные и карбонатные отложения нижнего - среднего девона Монголии хорошо сопоставляются с отложениями Дальнего Востока [32].

Уакитский тип (второй фациальный тип) разрезов пассивной окраины схож с разрезами франско-фаменских отложений палеобассейнов Алтае-Саянской области (АСО), в которых широко развиты пестроцветные и красноцветные осадки, накапливавшиеся в условиях аллювиальных равнин. Отложения АСО отличаются присутствием в большей части их разрезов вулканогенных пород. В Присаянской области в девонский период накапливались красноцветные алевро-псаммитовые осадки конусов выноса временных водотоков и засолоненных озер. Уакитский тип разреза по времени формирования и составу пород можно также сопоставить с отложениями Даурской зоны Восточного Забайкалья [119, 120]. Карбонатно-терригенный комплекс пассивной окраины БВСС сопоставляется с нижней частью разреза (агуцинская, горячинская свиты) верхнего чехольного комплекса Аргунского микроконтинента, сложенного карбонатно-терригенными шельфово-склоновыми отложениями верхнего силура - нижнего карбона, обозначавшими южную пассивную окраину Агинского палеоокеанического бассейна [231].

Терригенные и вулканогенно-терригенные отложения *точерского и еравнинского типов* разрезов, и молассоидные образования характеризуют формации активной континентальной окраины Байкало-Витимской складчатой системы. Отложения, близкого к флишоидам точерского и еравнинского типов, распространены в Ононском, Среднеононском, Уртуйском террейнах Агинской зоны и Ольдойском террейне Аргунского микроконтинента.

Ольдойский террейн представлен мелководными морскими карбонатными и обломочными образованиями силура, девона и нижнего карбона со значительной терригенной составляющей. Терригенные породы силурийской омутнинской свиты характеризуются аркозовым и субграувакковым составом, формировались в обстановках пассивной континентальной окраиныи вполне сопоставимы с уакитским типом разреза БВСС. В девоне произошла смена обстановок осадконакопления, о чем свидетельствует образование граувакковых псаммитов. По своему геохимическому составу псаммиты девонских ольдойской, тепловской и

нижнекаменноугольной типаринской свит отвечают осадкам, накопление которых происходило в обстановках, определяемых субдукционными процессами на фоне активной магматической деятельности [241, 242].

Девонские отложения *Ононского террейна* включают живетско-франскую усть-борзинскую свиту в составе трех подсвит и фаменскую цаган-норскую свиту в составе двух подсвит [120]. Развитие девонских отложений не ограничивается Ононским террейном [7, 43, 46, 63, 90, 91, 340] Блоки усть-борзинской свиты выделены в Среднеононском террейне из отложений, ранее считавшихся рифейскими и нижнетриасовыми. В Чиндантско-Устьборзинской зоне в нижнем - верхнем девоне происходит формирование бимодальной (базальт-дацитовой) серии, которая является следствием деструкции континентального склона Северо-Азиатского континента. В это время в пределах БВСС также происходит деструкция каледонско-байкальского фундамента и начинается становление Точерского прогиба. Деструкция маркируется внедрением диабазовых тел (субщелочные и толеитовые метадиабазы). Средне- и верхнедевонские терригенные отложения Чиндантско-Устьборзинской зоны представлены незрелыми полимиктовыми песчаниками, кварцевыми алевролитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Все эти образования сопоставимы с отложениями точерского типа разрезов и формационно и в возрастном отношении. В середине раннего карбона началось отмирание Точерского прогиба БВСС (молассовый тип разреза). В Чиндантско-Устьборзинской зоне в это время также происходит заполнение осадками прогиба с погрубением терригенных пород вверх по разрезу.

Хорошо коррелируются и события, которые присходили в это время на востоке Агинской зоны и на юго-западе БВСС в Еравнинской подзоне. В позднем девоне - раннем карбоне начинается закрытие Агинского палеобассейна и формирование на юго-востоке его Шерловогорской островодужной системы. В это же время, вдоль северо-западной континентальной окраины Агинского палеобассена, формируется Кыджимитская надсубдукционная зона. Считается, что в девоне и раннем

карбоне Агинской мегазоны (Ононский и Уртуйский террейны) обстановки накопления пород соответствовали областям задуговых бассейнов [7, 63, 90, 91, 119, 198, 228]. События в позднем палеозое в Агинской зоне и в БВСС связываются с закрытием Агинского бассейна и приводят к формированию сложного ансамбля тектонических структур. Таким образом, история развития палеобассейна БВСС связана с Агинским палеобассейном Монголо-Охотского пояса.

Сходство обстановок седиментации БВСС наблюдается с обстановками в Гоби-Алтайской и Заалтайской зонах. Разрезы ордовика - девона Гоби-Алтайской зоны, по данным Ю.А. Зорина с соавтрами [98], представлены олигомиктовыми песчаниками с линзами карбонатов и относятся к образованиям шельфа. В нижних частях их разрезов на севере зоны встречаются прослои базальтов, что может быть связано с рифтингом. Здесь же в сильно дислоцированных песчаниках встречаются пластины гипербазитов. Шельфовые условия здесь сохранялись до среднего девона. Со среднего девона и до турнейского века раннего карбона начинают накапливаться турбидиты, которые связываются с начальной (незавершенной) стадией раскрытия задугового бассейна [223]. В Гоби-Алтайской и Заалтайской зонах в ордовике - раннем девоне также реконструируются шельфовые условия осадконакопления [98, 223]. В отдельных местах в шельфовых отложениях появляются базальты, что свидетельствует о начале разрушения шельфа в условиях растяжения. С начала среднего девона развиваются островодужные формации с антидромной последовательностью магматизма. Видимо, в южной части зоны существовала зона субдукции, погружавшаяся под северную континентальную окраину. Однако в Гоби-Алтайской зоне имеются признаки зарождавшегося задугового бассейна. По-видимому, в этих зонах имело место превращение активной окраины в островодужную систему [98, 223].

Следует еще отметить, что отложения *еравнинского типа* фациально сопоставимы с отложениями урминского типа западной части СБГО и отложениями Алтае-Саянской области [189, 192 - 194, 256, 257]. Анализ

обстановок осадконакопления еравнинского типа показал так же близость их с палеобассейнами урминского типа, располагавшимися вдоль края Сибирской платформы в Приангарье и Восточном Присаянье [2, 3]. Для всех прогибов и впадин этих районов характерен активный дифференцированный вулканизм, особенно в начале среднего девона и во фране.

Во многих рассматриваемых регионах к границе эйфеля и живета приурочивается крупная перестройка структурного плана и смена биот лохковско - эйфельского и живетско - фаменого этапов [88]. На территории БВСС эта смена структурного плана и биот происходит позже на границе живетского и франского веков в Багдаринской и Туркинской подзонах, и на границе фаменского и турнейского веков в Уакитской и Бамбуйско-Олингдинской подзонах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе приведены новые данные по составу, возрасту, структуре и геодинамическим обстановкам формирования впервые выделенных в Западном Забайкалье отложений верхнего силура - среднего карбона, охарактеризованных многочисленными органическими остатками. Они образуют раннегерцинский структурный этаж Байкало-Витимской складчатой системы (БВСС), для которого предложена тектоническая зональность с выделением Удино-Витимской, Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской структурно-формационных зон.

Разнообразные в формационном отношении вещественные комплексы раннегерцинского структурного этажа объединяют отложения двух стратиграфических уровней. Нижний уровень (S_2?–D_3) в Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах представлен преимущественно карбонатными, в Удино-Витимской зоне - карбонатно-терригенными отложениями. Верхний уровень (D_3-C_2^1) в Витимкан-Ципинской и Турка-Курбинской зонах сложен терригенными граувакковыми, в Удино-Витимской зоне - вулканогенными и вулкано-терригенными отложениями.

Раннегерцинский структурный этаж БВСС характеризуется рядами осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, являющихся индикаторами тектонических условий образования структурно-формационных комплексов, формирование которых происходило в условиях последовательно меняющихся тектонических обстановок пассивной и активной континентальных окраин.

Разработана модель геодинамического развития БВСС в первой половине позднего палеозоя. В раннегерцинский этап на границе Сибирского байкальско-каледонского континента и Монголо-Охотского океана на байкальско-каледонском фундаменте на территории всех зон БВСС в обстановке пассивной континентальной окраины формировался чехол относительно мелководных шельфовых отложений. Морское карбонатонакопление сочеталось с терригенным в обстановках терригенного линейного побережья, субаквальной

морской дельты и аллювиальной равнины. Карбонатная платформа имела практически полный профиль с редукцией только краевых фациальных поясов. Обстановки седиментации девонских образований отвечают условиям достаточно аридного климата, на что указывают биотические сообщества девонских палеобассейнов, значительная карбонатность отложений (существенное развитие известковых и доломитовых илов, сероцветность, вкрапленность пирита). Начиная с позднего девона и до начала среднего карбона, в связи с развитие Монголо-Охотского океана и субдукцией его литосферы под Сибирскую континентальную окраину, в пределах БВСС возникла активная континентальная окраина андийского типа. По периферии карбонатного шельфа формировался обширный Точерский прогиб, заполнявшийся грауваккковым флишоидом. По его южной окраине возникла Кыджимитская вулканическая зона, состав отложений и строение которой свидетельствуют о ее надсубдукционной природе. Отмирание прогиба началось на рубеже верхнего девона - карбона, отражением чего стала постепенная смена грауваккового флишоида пестроцветными и сероцветными терригенными отложениями.

Определяющей в процессе становления покровно-складчатой структуры БВСС была раннегерцинская складчатость (нижний карбон - начало среднего карбона), что выразилось в тектоническом перекрытии верхнепалеозойских отложений докембрийскими и нижнепалеозойскими.

Результаты исследований автора по стратиграфии палеозойских отложений Западного Забайкалья, приведенные выше, позволили внести существенные коррективы в серийные легенды к Государственным геологическим картам разного масштаба. Некоторые из наших предложений приняты, в соответствии с ними внесены изменения в легенды к ГГК-200/2 листов N-49-XII и XVIII. Разработаны предложения о внесении изменений в Легенду Алдано-Забайкальской серии листов [261].

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анатольева, А.И. Домезозойские красноцветные формации [Текст] / А.И. Анатольева. - Новосибирск: Наука, 1972. - 348с.

2. Акулов, Н.И. Стратиграфия верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Приангарья [Текст] / Н.И. Акулов, И.М. Мащук // Стратиграфия и геологическая корреляция. - 2002.- № 2. - Т.10. - С. 55 - 66.

3. Акулов, Н.И. Стратиграфия девонских и каменноугольных отложений Восточного Присаянья [Текст] / Н.И. Акулов, Н.Н. Фефелов // Сов. геология.- 1991. - № 2. - С. 40 - 47.

4. Аристов, В.А. Новые данные по стратиграфии палеозоя Витимского нагорья (Западное Забайкалье) [Текст] / В.А. Аристов, Ю.П. Катюха, О.Р. Минина, С.В. Руженцев, Л.Н. Неберикутина // Вестник Воронежского университета. Серия: Геология. - 2005. - № 2. - С. 19 - 24.

5. Аристов, В.А. Стратиграфия и конодонты палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Забайкалье) [Текст] / В.А. Аристов, Ю.П. Катюха, О.Р. Минина, С.В. Руженцев // Материалы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. - № 1. -Т. 1 - С. 24 - 26.

6. Атлас ископаемой фауны и флоры палеозоя Республики Бурятия [Текст] / Бутов Ю.П., Корде К.Б., Далматов Б.А., Осадчая Д.Э., Минина О.Р. и др.; под ред. Т.Н. Корень. - Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003. - 203 с.

7. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Забайкалья [Текст] / Куриленко А.В., Котляр Г.В., Кульков В.П. и др.; под ред. А.Н. Олейникова. - Новосибирск: Наука, 2002. - 713 с.

8. Бахарев, Н.К. Ключевые разрезы девона рудного Алтая, Салаира и Кузбасса [Текст] / Н.К. Бахарев, Н.В. Сенников, Е.А. Елкин, Н.Г. Изох и др. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. - 104 с.

9. Беличенко, В.Г. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье) [Текст] / В.Г.

Беличенко, Ю.В. Комаров, Ю.Б. Мусин, П.М. Хренов, Ю.А. Чернов. - М.: Изд-во Академии наук СССР, 1962. - 168 с.

10. Беличенко, В.Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья [Текст] / В.Г. Беличенко. - М: Наука, 1969. - 208 с.

11. Беличенко, В.Г. Каледониды Байкальской горной области [Текст] / В.Г. Беличенко. - Новосибирск: Наука, 1977. - 134 с.

12. Беличенко, В.Г. Ранние и «полные» каледониды Саяно-Байкальской горной области [Текст] / В.Г. Беличенко // Изв. АН СССР Сер. геол. -1983. - № 1. - С. 68 - 75.

13. Беличенко, В.Г. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент [Текст] / В.Г. Беличенко, Е.В. Скляров, Н.Л. Добрецов, О. Томуртогоо // Геология и Геофизика.- 1994. - Т. 35 (7-8). - С. 29 - 40.

14. Беличенко, В.Г., Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения [Текст] / В.Г. Беличенко, Н.К. Гелетий, И.Г. Бараш // Геология и геофизика.- 2006. - Т. 47 (100). - С. 1049 - 1059.

15. Беляева, Н.В. Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы (в связи с формированием рифовых резервуаров) [Текст] / Н.В. Беляева, А.Л. Корзун, Л.В. Петрова. СПб.: Наука, 1998. - 154 с.

16. Берзин, Н.А. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области [Текст] / Н.А.Берзин, Л.А. Кунгурцев // Геология и геофизика. - 1996. - Т.37.- № 1. -67 с. - С. 63 - 81.

17. Богданов, Н.А. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов [Текст] / Н.А. Богданов, Н.И. Филатова // Тихоокеанская геология. - 1999. - Т.18. -№ 5.- С. 9 - 23.

18. Богатиков, О.А. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли [Текст] / О.А. Богатиков, В.И. Коваленко, Е.В. Шарков. Отв. ред. В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 2010.- 604 с.

19. Булгатов, А.Н. Тектонические разломы Забайкалья [Текст] / А.Н. Булгатов, К.Б. Булнаев, Ц.О. Очиров и др. - Новосибирск: Наука, 1978. - 111 с.

20. Булгатов А.Н. Тектонотип Байкалид [Текст] / А.Н. Булгатов. - Новосибирск: Наука, 1983. - 193 с.

21. Булгатов, А.Н. Террейновый анализ складчатых поясов Забайкалья [Текст] / А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко // Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты (материалы XXXI тектон. совещ.). М.:- 1998. - Т.1.- С. 72 - 74.

22. Булгатов, А.Н. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий. М-б 1:2 000 000 [Электронный ресурс] / А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко, П.Ф. Зайцев, В.И. Турунхаев // Улан-Удэ, ГИН СО РАН. - 2004. - 1 электрон. опт. диск (CD ROM).

23. Булгатов, А.Н. Рифейские комплексы фундамента Удино-Витимской раннекаледонской зоны (Забайкалье) [Текст] / А.Н. Булгатов, Н.А. Доронина, Н.И. Ласточкин // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, 2006. - Вып. 4.- Т. 1.- С. 44 - 47.

24. Булгатов, А.Н. Рифейские и палеозойские вулканические комплексы в структурах Западного Забайкалья (состав, возраст, условия формирования) [Текст] / А.Н. Булгатов, В.С. Климук, Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова // Материалы Всерос. Симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. - Т.1. - С. 287 - 289.

25. Бутов, Ю.П. Находки кембрийской фауны в центральной части Витимского плоскогорья (Зап. Забайкалье) [Текст] / Ю.П. Бутов // ДАН СССР. Сер. геол., 1972а.- Т. 204.- № 2. - С. 151 - 154.

26. Бутов, Ю.П. Находки кембрийской фауны в центральной части Южно-Муйского хребта (Зап. Забайкалье) [Текст] / Ю.П. Бутов. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1972б. - №11. - С. 151 - 153.

27. Бутов, Ю.П. Находки палеозойской фауны в сархойской серии (Восточный Саян) [Текст] / Ю.П. Бутов, И.П. Морозова // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1982. - Т.267. - № 1. - С. 153 - 156

28. Бутов, Ю.П. Палеозойские осадочные отложения Саяно-Байкальской горной области (проблемы стратиграфии, характерные формации, рудоносность) [Текст] / Ю.П. Бутов. - Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 1996. - 153 с.

29. Бутов, Ю.П. Дополнение к характеристике традиционного стратотипа мезозоя Бурятского Восточного Саяна – нарингольской свиты бассейна р. Диби [Текст] / Ю.П. Бутов, О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина, Т.Ф. Трегуб // Вестник Воронежского университета. Серия: Геология. - 1998. - Вып. 6. - С. 225 - 233.

30. Бутов, Ю.П. Сагансайрская свита – эталон позднепалеозойско – мезозойской молассы Бурятского Восточного Саяна / Ю.П. Бутов, О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина, Т.Ф. Трегуб, Ю.П. Катюха. // Вестник Воронежского университета. Серия: Геология. - 2001. - Вып.2. -№ 12. - С. 79 - 88.

31. Буслов, М.М. Новые данные о строении и возрасте олистостромовой и песчано-алевролитовой толщ Горноалтайской серии на юго-востоке Ануйско-Чуйской зоны Горного Алтая [Текст] / М.М. Буслов, Н.В. Сенников, К. Ивата, В.А. Зыбин, О.Т. Обут, Н.И. Гусев, С.П. Шокальский // Геология и геофизика. 1998. - Т.39. - С. 789 - 798.

32. Брахиоподы и стратиграфия девона Монголо-Охотской области. Дальний Восток и Восточное Забайкалье России, Монголии [Текст] / ТР. ПИН РАН (под ред. А.Ю. Розанова). - М.: Наука, 2006. - Т. 285. - 365 с.

33. Васильев, И.Л. К расчленению багдаринской свиты [Текст] / Л.И. Васильев // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. 1967. - Вып. XI. - С. 11 - 15.

34. Васильев, И.Л. Корреляция нижнекембрийских отложений Еравнинского рудного района [Текст] / И.Л. Васильев, Э.П. Перинова, М.М. Язмир. // Докл. АН СССР, 1973. - Т. 210. - № 6. - С. 1405 - 1408.

35. Васильев, И.Л. Геология Еравнинского рудного поля [Текст] / И.Л. Васильев. - Новосибирск: Наука, 1977. - 126 с.

36. Ветлужских, Л.И. Биостратиграфические подразделения амгинского яруса среднего кембрия Западного Забайкалья [Текст] / Л.И. Ветлужских, О.Р.

Минина, Л.Н. Неберикутина // Вестник Воронежского университета, 2009. - № 1. - С. 50 - 62.

37. Ветлужских, Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.02 / Ветлужских Лариса Ивановна. - Новосибирск, 2011. - 18 с.

38. Ветлужских, Л.И. Стратиграфия кембрия Саяно-Байкальской горной области [Текст] / Л.И. Ветлужских // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Матер. III Всероссийского совещания. С-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. - С. 55 - 58

39. Ветров, Д. В. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Прибайкальская Лист N-49-XXVI. [Текст] / Д.В. Ветров. Объяснительная записка. - М.: Недра, 1968. - 70 с.

40. Волколаков, Ф.К. Новые местонахождения фауны и флоры кембрия в бассейне р. Бамбуйки (Западное Забайкалье) [Текст] / Ф.К. Волколаков, В.И. Давыдов, Г.А. Кибанов, М.М. Язмир // Геология и геофизика. - 1964.- № 8. - С. 133 - 134.

41. Волколаков, Ф.К. Основные условия формирования нижнекембрийских отложений Бурятии и их бокситоносность [Текст] / Ф.К. Волколаков, Ю.П. Бутов, Ю.А. Ивойлов и др. // Матер. по геол. и пол. ископ. БурАССР. Улан-Удэ, 1966. - Вып. X. - С. 3-14.

42. Гатинский, Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ [Текст] / Ю.Г. Гатинский.- М.: Недра, 1986. -195 с.

43. Геологическое строение Читинской области [Текст] / Ред. И.Г. Рутштейн и Н.Н. Чабан. - Чита: Читагеолсъемка, 1997. - 239 с.

44. Геологическая карта Бурятской АССР. Масштаб 1: 500 000[Текст] / Авт.: В.И. Давыдов, А.А. Малышев, В.П. Арсентьев, ред. П.Ч. Шобогоров. Объяснительная записка. - Л: Ленкартфабрика, 1981.

45. Геологическое картирование хаотических комплексов [Текст] // В.М. Ненахов, В.Ю. Лыточкин и др. Под ред. Н.В. Межеловского. М.: 1992. - 230 с.

46. Госгеолкарта-200. Изд. 2-е. Серия Даурская. Лист N-49-XXXVI (Чита) / [Текст] Объяснительная записка. С.Н Пехтерев, Е.П. Герасимов и др. - СПб: ВСЕГЕИ, 2006, - 130 с.

47. Гордиенко, И.В. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. [Текст] / И.В. Гордиенко, Г.В. Андреев, А.Н. Кузнецов. М.: Наука, 1978. - 220 с.

48. Гордиенко, И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса [Текст] / И.В. Гордиенко.-М.: Наука, 1987.- 238 с.

49. Гордиенко, И.В. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона [Текст] / И.В. Гордиенко, М.И. Кузьмин // Геология и Геофизика. - 1999. -№ 11. - С. 1545 - 1562.

50. Гордиенко, И.В. Карбонатный вулканизм Витимского плоскогорья, Забайкалье: состав, Rb-Sr возраст, геодинамические условия формирования [Текст] / В.С. Климук, В.Ф. Посохов // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы II Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Изд-во ИГГ и УрО РАН, 2003. - С. 72 - 78.

51. Гордиенко, И.В. Ранне-позднепалеозойские коллизионные обстановки и их роль в формировании литосферы Саяно-Байкальской складчатой области [Текст] / И.В. Гордиенко, А.В. Филимонов, О.Р. Минина // Мат. XXXVII тектонического совещания. Новосибирск: СО РАН филиал «ГЕО», 2004. - Т.1. - С. 107 - 110

52. Гордиенко, И.В. Вулканизм Удино-Витимской островодужной системы (Западное Забайкалье) [Текст] / И.В.Гордиенко, В.С. Климук, А.В. Филимонов // Материалы Международного Курило-Камчатского семинара «Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма». Петропавловск-Камчатский: Изд-во Оттиски, 2005. - С. 257 - 265.

53. Гордиенко, И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления Сибирской платформы [Текст] / И.В. Гордиенко // Геология и геофизика. - 2006. -Т. 47.- № 1.- С. 53 - 70.

54. Гордиенко, И.В. Новые данные по составу и возрасту осадочно-вулканогенных толщ и интрузивов Еравнинского островодужного террейна (Забайкалье) [Текст] / И.В. Гордиенко, О.Р.Минина О.Р., Э. Хегнер, В.С. Ситникова // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. - Т. 1. - С. 154 - 158.

55. Гордиенко, И.В. Джидинская островодужная система палеоазиатского океана: строение и основные этапы геодинамической эволюции в венде-палеозое [Текст] / И.В. Гордиенко, А.В. Филимонов, О.Р. Минина, М.А. Горнова, А.Я. Медведев, В.С. Климук, А.Л. Елбаев, О. Томуртогоо // Геология и геофизика. - 2007. - Т. 48. - № 1. - С. 120 - 140

56. Гордиенко И.В. Геодинамическая и металлогеническая эволюция Забайкалья в позднем рифее - палеозое [Текст] / И.В. Гордиенко, А.Г. Миронов // Отечественная геология. - 2008. - № 3. - С. 46 - 57.

57. Гордиенко, И.В. История геодинамического развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеоазиатского океана [Текст] / И.В. Гордиенко, А.Н. Булгатов, С.В, Руженцев, О.Р. Минина, В.С. Климук, Л.И. Ветлужских, Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова, Т.А. Ветлужских // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Матер. научного совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. - Т.1. - С.87 - 91.

58. Гордиенко, И.В. Геодинамическое развитие Джидинской и Удино-Витимской островодужных систем Палеоазиатского океана в венде-палеозое [Текст] / И.В. Гордиенко, В.С. Климук, О.Р. Минина, А.Л. Елбаев // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии ИВиС ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 2009. - Т. 1. - С. 324 - 326.

59. Гордиенко, И.В. Состав, U-Pb изотопный возраст офиолитовой ассоциации Шаманской палеоспрединговой зоны и условия ее формирования

(Северное Забайкалье) [Текст] / И.В. Гордиенко, А.Н. Булгатов, Н.И. Ласточкин, В.С. Ситникова // Докл. РАН, 2009. - Т. 429. - № 3. - С. 359 - 364.

60. Гордиенко, И.В. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое [Текст] / И.В. Гордиенко, А.Н. Булгатов, С.В. Руженцев, О.Р. Минина, В.С. Климук, Л.И. Ветлужских и др.// Геология и геофизика. -2010. - Т. 51. - № 5. - С. 589 - 614.

61. Гордиенко, И.В. Геодинамическая эволюция Забайкалья в венде-палеозое и развитие органического мира [Текст] / И.В. Гордиенко, Л.И. Ветлужских, О.Р. Минина // Актуальные вопросы деятельности академических естественно-научных музеев. Материалы международной научной конференции. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2010. - С. 84 - 92.

62. Гусев, Г.С. Палеогеодинамика Муйского сегмента протерозойского Байкало-Витимского пояса [Текст] / Г.С. Гусев, А.И. Песков, С.К. Соколов // Геотектоника. - 1992. - № 2. - С. 72 - 86.

63. Гусев, Г.С. О соотношении Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) [Текст] / Г.С. Гусев, В.Е. Хаин // Геотектоника. - 1995. - № 5. - С. 68 - 82.

64. Далматов, Б.А. Новые данные по стратиграфии венд-кембрия Западного Забайкалья [Текст] / Б.А. Далматов, М.М. Язмир // Матер. III Дальневосточного Совещания. – Хабаровск: - 1978. С. 45 - 50.

65. Далматов, Б.А. О возрасте терригенно-карбонатных отложений бассейна р. Турки [Текст] / Б.А. Далматов // Проблемы возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. - Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1980. - С. 116 - 117

66. Далматов, Б.А. Необходимость совершенствования региональной схемы палеозоя Бурятии. [Текст] / Б.А. Далматов, Л.И. Ветлужских, О.Р. Минина. // Состояние и перспективы развития минерально-сырьевого и

горнодобывающего комплексов Республики Бурятия: матер. конф. - Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. - С. 108 - 110.

67. Далматов, Б.А. Ранг, объем и возраст пановской свиты в стратотипической местности (Восточное Прибайкалье) [Текст] / Б.А. Далматов // Тезисы докл. к конф. «100 лет Государственной геологической службе Восточной Сибири». Иркутск: - 1988. - С. 47 - 48.

68. Давыдов, В.И. Краткая объяснительная записка к геол. карте Бурятской АССР масштаба 1:500 000 [Текст] / В.И. Давыдов, А.А Малышев и др. - Улан-Удэ: БТГУ, 1981. - 148 с.

69. Добрецов, Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых: Сб. статей. - Новосибирск, 1983. - С. 11 - 19.

70. Добрецов, Н.Л. Глубинная геодинамика. 2-е изд., доп. и перераб. [Текст] / Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин, А.А. Кирдяшкин. - Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. - 409 с.

71. Добрецов, Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) [Текст] / Н.Л. Добрецов // Геология и геофизика. - 2003. - Т.44.- №1-2. - С. 5 - 27.

72. Добрецов, Н.Л. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития [Текст] / Н.Л. Добрецов, В.А. Симонов, М.М. Буслов, А.В. Котляков // Геология и геофизика. - 2005. -Т.46. - № 9. - С. 952–967.

73. Донская, Т.В. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс [Текст] / Т.В. Донская, Е.В. Скляров, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, С.З. Яковлева, Н.Г. Бережная // Докл. РАН, 2000. - Т. 374. - № 1. - С. 79 - 83.

74. Донская, Т.В. Герцинские метаморфические события в Западном Забайкалье: геодинамические следствия [Текст] / Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб,

А.М. Мазукабзов, И.П. Падерин // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. - Т. 1. - С. 113 - 115.

75. Донская, Т.В. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана [Текст] / Т.В. Донская, Д.П. Гладкочуб, А.М. Мазукабзов, Б. де Ваэле, С.Л. Пресняков // Геология и геофизика. - 2012. - Т.53. - №1.- С. 30 - 49.

76. Доронина, Н. А. Метаморфический цоколь Уакитского блока: вещественный состав, геодинамические условия формирования (Байкальская горная область) [Текст] / Н.А. Доронина // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного комплекса (от океана к континенту). Матер. научн. совещ. Иркутск: ИГ СО РАН, 2003. - с. 87 - 91.

77. Доронина, Н.А. Палеозойские дайки Багдаринского прогиба и возраст точерской свиты (датирование цирконов методом SHRIMP-II) [Текст] / Н.А. Доронина, О.Р. Минина, А.В. Патрахина, И.П. Падерин, Н.В. Родионов, О.В. Вакуленко // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. - Т 1. - С. 95 - 97.

78. Доронина, Н.А. Рифейский возраст ципиканской толщи (первые данные U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr изотопного датирования) [Текст] / Н.А. Доронина, Е.Ю. Рыцк, И.П. Падерин и др. // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. -Т. 1. - С. 98 - 100.

79. Доронина, Н.А. ТР-параметры и возраст метаморфизма Ямбуйского блока (Западное Забайкалье) [Текст] / Н.А. Доронина, Д.А. Лыхин, Б.Г. Голионко, Г.Е. Некрасов, С.В. Руженцев, И.П. Падерин, Н.Г. Бережная // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. - Т. 1. - С. 98 - 100.

80. Доронина, Н.А. Мафические породы Ямбуйского блока – фрагмент островодужного офиолитового комплекса [Текст] / Н.А. Доронина, Д.А. Лыхин, Б.Г. Голионко, С.В. Руженцев // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 8. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2010. - Т. 1. - С. 101 - 103.

81. Доронина, Н.А. Геохимические особенности метаморфизованных базитовых силлов Ципиканского участка [Текст] / Н.А. Доронина // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции. Якутск: - 2011. – Т. I. – С. 29 - 34.

82. Доронина, Н.А. ТР-параметры и последовательность зонального метаморфизма в рифейской ципиканской толще (Западное Забайкалье) [Текст] / Н.А. Доронина // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Материалы Всероссийской конференции, посвященной 150-летию академика Ф.Ю. Левинсона-Лессинга и 100-летию профессора Г.М. Саранчиной. СПб: Изд-во СПбГУ, 2012. - Т. 1. - С. 204 - 207.

83. Доронина, Н.А Терригенные породы рифей-раннепалеозойской ципиканской толщи: литохимия, источники сноса [Текст] / Н.А. Доронина // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. - Т. 1. - С. 88 - 91.

84. Доронина, Н.А. U-Pb возраст бонинитов Ямбуйского блока Байкало-Муйской складчатой системы (первые данные) [Текст] / Н.А. Доронина, Г.Е. Некрасов, С.Л. Пресняков // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 11. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2013.- С. 95 - 97.

85. Дубатолов, В.Н. Палеобиогеография и биостратиграфия: взаимосвязи и закономерности развития [Текст] / В.Н. Дубатолов // Принцип развития и

историзма в геологии и палеобиологии. Новосибирск: Наука, 1990. - С. 323 - 336.

86. Дубатолов, В.Н. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири [Текст] / В.Н. Дубатолов, В.И.Краснов // Стратиграфия и геологическая корреляция. - 2000. - № 6. - С. 34 - 57.

87. Дубатолов, В.Н. Палеоклиматы азиатской части России в девоне. Принципы и методы корреляции полифациальных и разнофациальных отложений [Текст] / В.Н. Дубатолов, В.И. Краснов В.И. // Новосибирск: СНИИГГиМС, 2002. - 107 с.

88. Дубатолов, В.Н. Палеоландшафты Азиатской части России в среднем палеозое [Текст] / В.Н. Дубатолов, В.И. Краснов. - Новосибирск: СНИИГГиМС, 2011. - 169 с.

89. Дистанов, Э.Г. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье) [Текст] / Э.Г. Дистанов, К.Р. Ковалев, Р.С. Тарасова // Геология рудных месторождений. - 1972. - № 2. - С. 3 - 22.

90. Дриль, С.И. Геохимия пород Береинской палеоостровной дуги в центральном секторе Монголо-Охотского складчатого пояса [Текст] / С.И. Дриль, М.И. Кузьмин // Докл. РАН. - 1998. - Т. 360. - № 2. - С. 241 - 245.

91. Дриль, С.И. Вулканиты Уртуйской свиты Восточного Забайкалья – геохимические особенности и геодинамическое положение [Текст] / С.И. Дриль, С.А. Татаринов, М.Э. Казимировский // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2006. - Т.1. - С. 101 - 104.

92. Жалсабон, Д.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-VI. Объяснительная записка [Текст] / Д.Д. Жалсабон // М: Госгеолтехиздат. – 1962. - 66 с.

93. Елкин, Е.А. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая

интерпретация. [Текст] / Е.А. Елкин, Н.В. Сенников, М.М. Буслов, А.Ю. Язиков, Р.Т. Грацианова, Н.К. Бахарев // Геология и геофизика. - 1994. - Т. 35. - С. 118 - 145.

94. Елкин, Е.А. Закономерности осадконакопления в силуре и девоне на юго-западном шельфе Сибирского континента. [Текст] / Е.А. Елкин, Н.В. Сенников, Н.К. Бахарев и др. // Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГиМ, 1996. - С. 205 - 209.

95. Елкин, Е.А. Палеогеографические обстановки в позднем девоне на территории Западно-Сибирской равнины и ее горного обрамления. [Текст] / Е.А. Елкин, Н.К. Бахарев, Н.Г. Изох // Геология и геофизика. - 2003. - Т.44. - № 1-2. - С. 172 - 182.

96. Зоненшайн, Л.П. Реконструкция палеозойских океанов. [Текст] / Л.П. Зоненшайн // Дрейф континентов. М.: Наука, 1976. - С. 28 - 71.

97. Зоненшайн, Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР [Текст] / Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов / В 2-х кн. М.: Недра, 1990.- Кн.1. - 327 с. - Кн.2. - 334 с.

98. Зорин, Ю.А. Центрально-Монгольский трансект. [Текст] / Ю.А. Зорин, В.Г. Беличенко, Е.Х. Турутанов, В.М. Кожевников, С.В. Руженцев, А.Б. Дергунов, И.Б. Филиппова, О. Томуртогоо и др. // Геотектоника. - 1993. - № 2. - С. 1 - 19.

99. Зорин, Ю.А. Строение земной коры и геодинамика Байкальской складчатой области. [Текст] / Ю.А. Зорин, В.Г. Беличенко, Е.Х. Турутанов и др. // Отечественная геология. - 1997.- № 10. - С. 37 - 44.

100. Зорин, Ю.А. Развитие островных дуг и геодинамика восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. [Текст] / Ю.А. Зорин, Е.В. Скляров, В.Г. Беличенко, А.М. Мазукабзов // Докл. РАН. - 2007. - Т. 412. - № 3. - С. 369 - 372.

101. Зорин, Ю.А. Механизм развития системы островная дуга – задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской горной области в позднем рифее –

раннем палеозое. [Текст] / Ю.А. Зорин, Е.В. Скляров, В.Г. Беличенко, А.М. Мазукабзов // Геология и геофизика. - 2009. - Т. 50 (30). - С. 209 - 226.

102. Игнатов, П.А. Особенности девонского периода развития Тувинского прогиба. [Текст] / П.А. Игнатов // Изв. вузов. Геология и разведка. - 1984. - № 9. - С. 23 - 29.

103. Каныгин, А.В. Девонские экосистемы на пути к заселению континентов (геобиологические закономерности пространственной экспансии жизни) [Текст] / А.В. Каныгин / Мат. Междунар. конф. Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео». - 2005. - С. 75 - 77.

104. Изох, А.Э. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной части Байкало-Муйского пояса. [Текст] /А.Э. Изох, А.С. Гибшер, Д.З. Журавлев, П.А. Балыкин // Докл. РАН. - 1998. - Т. 360. - № 1. - С. 88 - 92.

105. Катюха, Ю.П. О возрасте мангатгольской, дабанжалгинской свит и окинской серии Восточного Саяна. [Текст] / Ю.П. Катюха, А.М. Рогачев // Геология и геофизика. - 1983. - № 5. - С. 68 - 78.

106. Караулов, В.Б. Тектонический анализ девонских формаций Урало-Монгольского пояса [Текст] / В.Б. Караулов // М.: Недра, 1988. - 183 с.

107. Колодезников, К.Е. Девон и нижний карбон западной части Вилюйской синеклизы [Текст] / К.Е. Колодезников // М.: Наука, 1982. - 98 с.

108. Кирмасов, А.Б. Тектоника Уакитской зоны (Прибайкалье) [Текст] / А.Б. Кирмасов, А.А. Клочко, Н.А. Божко, О.Р. Минина // К палеогеодинамике внутренних районов Байкальской складчатой области. Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Мат.XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. - С. 205 - 207.

109. Кирмасов, А.Б. Механизмы формирования меланжа в карбонатных породах юктоконской свиты (Уакитская зона, Северное Прибайкалье) [Текст] / А.Б. Кирмасов, О.Р. Минина // Сб. науч. тр. Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. - С. 195 - 199.

110. Кирмасов, А.Б. Карбонатные олистостромы, брекчии и меланжи Уакитской зоны (Байкальская складчатая область): структурная эволюция и механизмы образования [Текст] /А.Б. Кирмасов // Геотектоника. - 2005. - № 2. - С. 33 - 51.

111. Клейменов, Ю.А. Государственная геологическая карта Российской федерации м-ба 200 000. Муйская серия. Объяснительная записка, лист N-50-II. [Текст] / Ю.А. Клейменов, А.С. Ивлев, Б.Г. Степин, О.Р. Минина и др. Изд. 2-е. - С-Пб.: ВСЕГИИ, 2001. - 150 с.

112. Клочко, А.А. Элементы покровной структуры и олистостромы Уакитской зоны Прибайкалья [Текст] / А.А. Клочко, А.Б. Кирмасов, О.Р. Минина // Сб. науч. тр. конф. Современные вопросы геотектоники. / М.: Научный мир, 2001. - С. 113 - 116.

113. Коваленко, В.И., Коробразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные [Текст] / В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк, В.П. Ковач, С.В. Будников, Д.З. Журавлев и др. // Геотектоника. - 1999. - № 3. - С. 21 - 41.

114. Киселев, А.И. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика [Текст] / А.И. Киселев, В.В. Ярмолюк, К.Н. Егоров, Р.А. Чернышев, А.В. Никифоров // Петрология. - 2010. - №6. - С. 626 - 648.

115. Конников, Э.Г. Байкало-Муйский вулкано-плутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика / Э.Г. Конников, А.А. Цыганков, Т.Т. Врублевская / М.: ГЕОС, 1999. - 163 с.

116. Коваленко, Л.А. К вопросу о возрасте молассоидных толщ в пределах Бирамьино-Янгудской зоны [Текст] / Л.А. Коваленко, М.М. Язмир // Матер. по геол. и полезн. ископаемым Бур. АССР. - Вып. XII. Улан-Удэ, 1969. - С. 47 - 55.

117. Кузнецов, В.Г. Эволюция и цикличность палеозойского рифообразования в пределах России и смежных государств. [Текст] / В.Г. Кузнецов / Литология и полезные ископаемые. -1996. - № 2.- С. 115 - 126.

118. Кузнецов, В.Г. Закономерности позднедевонского рифообразования [Текст] / В.Г. Кузнецов // Стратиграфия. Геологическая корреляция.- 2002. - Т.10. - № 5. - С. 23 - 43.

119. Куриленко, А.В. Корреляция девона Агинской зоны Восточного Забайкалья с синхронными отложениями Байкало-Витимской складчатой системы Западного Забайкалья [Текст] / А.В. Куриленко, О.Р. Минина // Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН, Улан-Удэ: ИД «Экос», 2013. - С. 203 - 207.

120. Куриленко, А.В. К вопросу совершенствования стратиграфических схем девона - перми Забайкалья / Куриленко, А.В. [Текст] // Геология и минерагения Забайкалья. - 2010. - Чита. - С. 42 - 48.

121. Краснов, В.И. Стратиграфия девонских отложений центральной части Южно-Минусинской впадины. [Текст] / В.И. Краснов, В.С. Ротанов // Местные и региональные стратиграфические подразделения в практике геологического изучения Сибири. Новосибирск: - 1992. - С. 47 - 58.

122. Краснов, В.И. Важнейшие геологические события в девонском периоде Сибири по результатам палеоландшафтных реконструкций [Текст] / В.И. Краснов, В.Н. Дубатолов, Л.Г Перегоедов, Л.С. Ратанов // Фундамент структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. - Тюмень–Новосибирск: ООО «Параллель», 2008. - С. 131 - 134.

123. Кременецкий, И.Г. Первая находка ордовикской фауны в Байкальской Горной области [Текст] / И.Г. Кременецкий // Доклады АН СССР. Сер. геол. - 1982. - С. 407 - 408.

124. Кременецкий, И.Г. Новые данные по стратиграфии Восточного Прибайкалья. Кембрий, подстилающие и перекрывающие его отложения [Текст] / И.Г. Кременецкий, Б.А. Далматов / Кембрий Сибири и Средней Азии. М.: Наука, 1988. - С. 83 - 97.

125. Ланцева, В.С. Вулканизм Еравнинской зоны Западного Забайкалья [Текст] / В.С. Ланцева // Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии: материалы IV Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН. Улан-Удэ: ИД «Экос», 2013. - С. 210 - 213.

126. Ланцева, В.С. Раннепалеозойские вулканиты Еравнинской вулканотектонической структуры (Западное Забайкалье): геохимия и геодинамика [Текст] / В.С. Ланцева // Современные проблемы геохимии: материалы конференции молодых ученых. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2013. - С. 27 - 29.

127. Летникова, Е.Ф. Геохимическая специфика осадочных комплексов Баргузинского террейна, как отражение геодинамических обстановок их седиментогенеза. [Текст] / Е.Ф. Летникова, С.В. Вещева С.В. // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. - Т. 2. - С. 29 - 32.

128. Литвиновский, Б.А. Новые данные по магматизму Озернинского рудного узла. [Текст] / Б.А. Литвиновский, А.А. Постников, А.Н. Занвилевич, Э.Н. Зеленый, Л.Л. Зоричева // Геология и геофизика. - 1986. - № 8. - С. 56 - 67.

129. Литвиновский, Б.А. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон.[Текст] / Б.А. Литвиновский, А.Н. Занвилевич, А.М. Алакшин, Ю.Ю. Подладчиков. Новосибирск: Наука, 1992. - 141 с.

130. Лисицин, А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах [Текст] / А.П. Лисицин. М.: - 1988. - 310 с.

131. Лисицин, А.П. Закономерности осадконакопления в областях быстрого и сверхбыстрого осадконакопления (лавинная седиментация) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане. [Текст] / А.П. Лисицын // Геология и геофизика. - 2009. - Т.50 (4). - С. 373 - 400.

132. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. [Текст] // Е.А. Басков, Г.А. Беленицкая, С.И. Романовский и др. Под ред. А.Д.Щеглова. - СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. - 480 с.

133. Лучинина, В.А. Девонские рифы Западной части Алтае-Саянской области и значение в них известковых водорослей [Текст] / В.А. Лучинина, Н.К. Бахарев // Мат. Междунар. конф. " Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу". Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. - С. 97 - 101.

134. Малеев, Е.Ф. Вулканиты: Справочник [Текст] / Е.Ф. Малеев. - М.: Недра, 1980. - 240 с.

135. Малеев, Е.Ф. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. [Текст] / Е.Ф. Малеев. - М.: Недра, 1982. - 152 с.

136. Матухин, Р.Г. Основные черты палеогеографии Сибирской платформы в девонском периоде [Текст] / Р.Г. Матухин, О.В. Ваг // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Сибири. Сб. науч.тр. Новосибирск: СНИИГиМС, 1993.- С. 94 - 104.

137. Матухин, Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы [Текст] / Р.Г. Матухин. - Новосибирск: Наука, 1991. – Т.1. - 126 с.

138. Матухин, Р.Г. Девон и нижний карбон Сибирской платформы [Текст] / Р.Г. Матухин. – Новосибирск: Наука, 1991. – Т.2. - 164 с.

139. Матухин, Р.Г. Стратиграфическая основа девонской системы Сибирской платформы. [Текст] / Р.Г. Матухин, В.В. Меннер, П.Н. Соколов, Д.Р. Решетняк. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1995. – С. 80 - 81 с.

140. Макрыгина, В.А. Типы палеоостровных дуг и задуговых бассейнов северо-восточной части Палеоазиатского океана (по геохимическим данным) [Текст] / В.А. Макрыгина, В.Г. Беличенко, Л.З. Резницкий // Геология и геофизика.- 2007. - Т.48 (1). - С. 141 - 155.

141. Меннер, В.В. Сибирская платформа. [Текст] / В.В. Меннер, М.В. Михайлов, Г.С. Фрадкин // Стратиграфия СССР. Кн. Девонская система. М.: Недра, 1973.- С. 118 - 139.

142. Метелкин, Д.В. К вопросу о возрасте и условиях формирования багдаринской толщи (Западное Забайкалье) [Текст] / Д.В. Метелкин, О.Р. Минина, А.А. Юлдашев, Н.Э. Михальцов // Предварительные результаты палеонтологических исследований Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. - Т.2 - С. 20 - 23.

143. Метелкин, Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. [Текст] / Д.В. Метелкин Науч. ред. чл.-кор. РАН Верниковский В.А. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. - 458 с.

144. Минина, О.Р. Возраст и корреляции урминской толщи на основе изучения микрофоссилий (хр. Малый Хамар-Дабан, Южное Прибайкалье) [Текст] О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина / Тез. Докл. XXXVI сессии ВПО. Сыктывкар: - 1990. - С. 49 - 50.

145. Минина, О.Р. Новые палеонтологические материалы по разрезу палеозоя р. Бамбуйки. [Текст] / О.Р. Минина, Г.А. Гусаревич // Улан-Удэ: Ежегодник БНЦ СО РАН, 1994. - Вып.1. - С. 18 - 21.

146. Минина, О.Р. Новые палинологические материалы по разрезу палеозоя р. Бамбуйки (Забайкалье, Южно-Муйский район). [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина // Тез. докл.VIII Всероссийской палинол. Конфер. М.: ИГиРГИ, 1996. - С. 90.

147. Минина, О.Р. Этапы развития девонских палинофлор Саяно-Байкальской горной области [Текст] / О.Р. Минина // Мат. науч. конф. посвящ. 120-летию основания Томского ГУ. Томск: - 1998. - С. 272 - 275.

148. Минина, О.Р. Палинологическая характеристика девонских карбонатно-терригенных отложений Южно-Муйского хребта (Западное Забайкалье) [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина // Сб. науч. статей. М.: ИГиРГИ, 1999. - С. 177 - 182.

149. Минина, О.Р. Палинологическая основа для местной схемы биостратиграфического расчленения верхнего девона Западного Забайкалья [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина // Тез. докл. XLVIII сессии Пал. общ. при РАН. С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002. - С. 94 - 95.

150. Минина, О.Р. Переотложение микрофоссилий и проблемы интерпретации результатов палинологического анализа [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина / Матер. X Всерос. Палинол. Конф. М.: ИГиРГИ, 2002. - С. 156 - 157.

151. Минина, О.Р. Палинологическая основа детального расчленения верхнедевонских отложений Забайкалья (Южно-Муйский хребет). [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина / Матер. X Всерос. Палинол. Конф. М.: ИГиРГИ, 2002. - С. 157 - 158.

152. Минина, О.Р. К выделению осадочных среднепалеозойских комплексов в северном Прибайкалье (Уакитская зона, Южно-Муйский хребет). [Текст] / Материалы регион. научно-практической конференции «Геологической службе Бурятии – 50 лет». Изд-во Бурятского госуниверситета Улан-Удэ: - 2003. - С. 49 - 51.

153. Минина, О.Р. Стратиграфия и комплексы миоспор отложений верхнего девона Саяно-Байкальской горной области: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.01/ Минина Ольга Романовна - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. - 17 с.

154. Минина, О.Р. Региональные биостратиграфические подразделения верхнего девона Западного Забайкалья [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина / Мат. Междунар. конф. "Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу". Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. - С. 112 - 113

155. Минина, О.Р. Палинологическая основа корреляции верхнедевонских отложений Саяно-Байкальской горной области по миоспорам. [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина // Материалы XI Всероссийской палинологической конференции. ПИН РАН, 2005. - С. 164.

156. Минина, О.Р. Роль комплексов миоспор в восстановлении закономерностей в развитии наземной растительности в позднем девоне Саяно-Байкальской складчатой области [Текст]/ О.Р. Минина // Современные проблемы палеофлористики, палеофитогеографии и фитостратиграфии. Тезисы докладов международной палеоботанической конференции. Москва: ГЕОС, 2005. - С. 64 - 66.

157. Минина, О.Р. «Практическое значение комплексов макро- и микрофоссилий в фациальных реконструкциях позднего девона Саяно-Байкальской складчатой области.» [Текст] / О.Р. Минина // Тезисы докл. LII сессии ВПО, Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2006. - С. 88 - 90.

158. Минина, О.Р. Геология Багдаринского района (Витимское нагорье, Забайкалье) [Текст] / О.Р. Минина, С.В. Руженцев, В.А. Аристов, Ю.П. Катюха, Г.Е. Некрасов, Н.В. Родионов, Б.Г. Голионко // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. - Вып. 4. - Т.2. - С. 31 - 35.

159. Минина, О.Р. Средний - верхний палеозой Западного Забайкалья: проблемы выделения и биостратиграфии [Текст] / О.Р. Минина, А.В. Филимонов, А.А. Савченко, Ю.П. Катюха // Труды VII Международ. симпозиума: Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии. Чита: Изд-во ЗабГГПУ, 2007. - С. 45 - 48.

160. Минина, О.Р. Девонские и каменноугольные отложения Багдаринского района [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина // Материалы LIII сессии Палеонтологического общества при РАН, Санкт-Петербург, 2007. - С. 86.

161. Минина, О.Р. Средний палеозой Саяно-Байкальской горной области: к истории и проблеме выделения средне-верхнепалеозойских осадочных комплексов Проблемы геологии, минеральных ресурсов и геоэкологии Западного Забайкалья [Текст]. / О.Р. Минина, А.В. Филимонов, Ю.П. Катюха //

Материалы междунар. Научно-практич. конфер. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2007. - С. 16 - 18

162. Минина, О.Р. Новые данные по разрезу палеозоя Бирамьино-Янгудской зоны (Верхне-Ангарский хребет) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) [Текст] / О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских // Матер. научного совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. - Т 2. - С.34-37.

163. Минина, О.Р. Новые данные по стратиграфии палеозоя Икат-Багдаринской и Еравнинской зон Забайкалья [Текст] / О.Р. Минина, С.В. Руженцев, В.А. Аристов, Б.Г. Голионко, Ю.П. Катюха // Мат-лы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. - Т. 2. - С. 38–40.

164. Минина, О.Р. Девон Западного Забайкалья [Текст] / О.Р. Минина, Ю.П. Катюха // Материалы Международной конференции «Global alignments of lower devonian carbonate and clastic sequences" (SDS/IGCP Project 499 joint field meeting). Кеттаб: - 2008. - С. 83-87

165. Минина, О.Р. Новые данные о возрасте отложений Ямбуйского ксенолита (Удино-Витимская зона, Западное Забайкалье) [Текст] / О.Р. Минина, Ю.П. Катюха, Л.И. Ветлужских // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. - Т. 2. - С. 20 - 22.

166. Минина, О.Р. Новые палеонтологические данные по разрезу палеозоя Верхне-Ангарского хребта как основа совершенствования местной стратиграфической схемы (Бирамьино-Янгудская зона, Западное Забайкалье). [Текст] / О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских, Л.Н. Неберикутина // Палеонтология и совершенствование стратиграфической основы геологического картографирования. Материалы LV сессии Палеонтологического общества. Санкт-Петербург: - 2009. - С. 93 - 95.

167. Минина, О.Р. К вопросу совершенствования легенды ГГК-200/2 Баргузино-Витимской серии листов. [Текст] / О.Р. Минина, Ю.П. Гусев, Ю.П.

Катюха, К.М. Шелгачев // Сб. докладов и статей к научно-практической конференции, посвященной 60-летию ФГУП «Читагеолсъемка». Чита: - 2010. - С. 51 - 58.

168. Минина, О.Р. К проблеме переотложения органических остатков и датирования стратиграфических подразделений Западного Забайкалья [Текст] / О.Р.Минина, Ю.П. Катюха, Л.И. Ветлужских // Сб. докладов и статей к научно-практической конференции, посвященной 60-летию ФГУП «Читагеолсъемка». Чита: - 2010. - С. 58 - 62.

169. Минина, О.Р. Этапы развития палинофлор в верхнем девоне Западного Забайкалья [Текст] / О.Р. Минина // Материалы LIII сессии Палеонтологического общества при РАН, Санкт-Петербург: - 2010. - С. 86.

170. Минина, О.Р. Закономерности развития наземных растений в позднем девоне и палеоландшафты позднедевонских палеобассейнов Западного Забайкалья [Текст] / О.Р. Минина // Материалы Международного симпозиума «Эволюция жизни на Земле». Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. - С. 493 - 496.

171. Минина, О.Р. Палеоландшафты среднепалеозойских палеобассейнов Западного Забайкалья [Текст] О.Р. Минина // Развитие жизни в процессе абиотических изменений на Земле. Материалы II Всероссийской научно-практической конференции. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. – С. 143 - 150.

172. Минина, О.Р. Конодонты и миоспоры среднего палеозоя Удино-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье), их роль при разработке региональных стратиграфических схем [Текст] / О.Р. Минина, В.А. Аристов, Л.Н. Неберикутина // Темпы эволюции органического мира и биостратиграфия. Материалы LVII сессии Палеонтологического общества. Санкт-Петербург: ООО «ЭлекСис», 2011. - С. 80 - 82.

173. Минина, О.Р. Палинологическая характеристика девонско-каменноугольных отложений Удино-Витимской складчатой системы (Западное Забайкалье) [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина, В.А. Аристов // Проблемы современной палинологии. Материалы XIII Российской

палинологической конференции с международным участием. Сыктывкар: издательско-информационный отдел Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2011. - Т.1. - С.184 - 187.

174. Минина, О.Р. К вопросу возраста рудовмещающих толщ озернинского рудного узла [Текст] / О.Р. Минина, С.В. Руженцев, Л.И. Ветлужских // Материалы II Всероссийской научно-практической конференции «Минерагения Северо-Восточной Азии», Улан-Удэ, 2011. - С. 104 - 106.

175. Минина, О.Р. История развития Удино-Витимской складчатой системы в девоне-карбоне (Западное Забайкалье) [Текст] / О.Р. Минина, С.В. Руженцев, А.В. Филимонов // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции. Якутск: - 2011. - Т. I. - С. 185 - 190.

176. Минина, О.Р. Кембрий и средний палеозой Еравнинской зоны (Западное Забайкалье) [Текст] / О.Р.Минина, Л.И. Ветлужских, С.В. Руженцев // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011.- С.145-146.

177. Минина, О.Р. Средний палеозой Еравнинской зоны Западного Забайкалья. [Текст] / О.Р.Минина, С.В. Руженцев, В.А. Аристов // Биостратиграфия, палеогеография, события в девоне и карбоне: материалы международной конференции, посвященной памяти Е.А. Елкина. Новосибирск: Идз-во СО РАН, 2011. - С. 110 - 112.

178. Минина, О.Р. Средний палеозой Западного Забайкалья: стратиграфия, конодонты и миоспоры [Текст] / О.Р. Минина // Труды XV Всероссийского микропалеонтологического совещания «Современная микропалеонтология». Москва. 2012. - С. 427 - 430.

179. Минина, О.Р. История развития Байкало-Витимской складчатой системы в палеозое (Западное Забайкалье) [Текст] / О.Р. Минина // Проблемы

региональной геологии Северной Евразии. Материалы конференции 12-13 апреля 2012 г., М.:РГГРУ, 2012. - С. 51 - 54.

180. Минина, О.Р. Девон Западного Забайкалья: к истории выделения среднепалеозойских осадочных комплексов [Текст] / О.Р. Минина // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2012. В 2-х томах. - Т.2. - С. 19 - 22.

181. Минина, О.Р. Стратиграфия верхнего девона Саяно-Байкальской горной области [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина // Вестник Воронежского университета. Серия: Геология. - 2012. - №1. - С. 27 - 37.

182. Минина, О.Р. Роль палеонтологических данных при расчленении палеозойских отложений Еравнинской зоны (Западное Забайкалье) [Текст] / О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских, В.А. Аристов // Палеонтология и стратиграфические границы. Матер. LVIII сессии Палеонтологического общества. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. - С. 95 - 97.

183. Минина, О.Р. Стратиграфическая основа региональной схемы среднепалеозойских отложений Западного Забайкалья [Текст] /О.Р. Минина // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Матер. III Всероссийского совещания. г. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. - С. 150 - 152.

184. Минина, О.Р. Палиностратиграфия Уакитской зоны (Западное Забайкалье) [Текст] / О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина, Л.И. Ветлужских // Материалы международной конференции, посвященной 100-летию В.А. Вахрамеева. М.: ГЕОС, 2012. - С. 36 - 37.

185. Минина, О.Р. Особенности режима осадконакопления девонских отложений Западного Забайкалья по данным анализа палинофаций [Текст] / О.Р. Минина // Материалы VII всероссийского литологического совещания “Осадочные бассейны, седиментация и постседиментационные процессы в геологической истории». Новосибирск: ИНГГ, 2013. - Т.2. - С. 278 - 282

186. Минина, О.Р. Средний палеозой Байкало-Витимской складчатой системы Западного Забайкалья. Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии [Текст] / О.Р.Минина // Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 40-летию Геологического института СО РАН, Улан-Удэ: ИД «Экос», 2013. - С. 249 - 252.

187. Минина, О.Р. Стратиграфическая основа региональной схемы среднепалеозойских отложений Западного Забайкалья [Текст] О.Р. Минина // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Матер. III Всероссийского совещания. г. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. - С. 150 - 152

188. Минина, О.Р. Стратиграфическая основа региональных схем девона и карбона Западного Забайкалья. Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства [Текст] / О.Р. Минина, В.А. Аристов // Сборник статей Всероссийского совещания М.А. Федонкин (отв. ред.). Москва: ГИН РАН, 2013. - С. 157 - 159.

189. Минина, О.Р. Стратиграфия и вулканизм нижнего и среднего палеозоя Байкальской горной области [Текст] / О.Р. Минина, Л.И. Ветлужских, В.С. Ланцева // Отечественная геология: - 2013. - № 3. - С. 38 - 46.

190. Минина, О.Р. Средний - верхний палеозой Уакитской подзоны Байкало-Витимской складчатой системы Западного Забайкалья (новые данные по стратиграфии, вулканизму). [Текст] / О.Р. Минина, Н.А. Доронина, Л.И. Ветлужских // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту). Материалы науч. совещ. Иркутск: - 2013. - С. 168 - 170.

191. Митрофанов, Г.Л. Новая зона развития офиолитовой ассоциации пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении [Текст] /Г.Л. Митрофанов, Н.Н. Митрофанова // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1983. - С. 60 - 63.

192. Митрофанов, Г.Л. Геологическое развитие Байкальского сегмента северной окраины Урало-Монгольского складчатого пояса в позднем докембрии и палеозое[Текст] / Г.Л. Митрофанов // С.-Пб.: ВСЕГИИ, докл. На Всероссийском совещании геологов, 2000. - Кн.1.- С. 97.

193. Моссаковский, А.А. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования [Текст] / А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова // Геотектоника. - 1993. - № 6. - С. 3 - 31.

194. Неберикутина, Л.Н. Палинологическая характеристика урминской толщи хр. Малый Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье) [Текст] / Л.Н. Неберикутина, Минина О.Р. // Мат. к геол. конф., посв. 100-летию Гос. Геол. Службы Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибНИИГиМС, 1988. - С. 90 - 93.

195. Неберикутина, Л.Н. Палинологическая характеристика урминской толщи [Текст] /Л.Н. Неберикутина, О.Р. Минина // Мат. Всесоюз. палинол. конф. Палинология и полезные ископаемые. Минск: БелНИГИ, 1989. - С. 103 - 105.

196. Неберикутина, Л.Н. Возраст урминской толщи Южного Прибайкалья на основе изучения микрофоссилий [Текст] / Л.Н. Неберикутина, О.Р. Минина // Тр. XXXVIII сессии ВПО. Л.: Наука, 1992. - С. 23 - 26.

197. Неберикутина, Л.Н. Палиноморфы и конодонты в среднепалеозойских отложениях Западного Забайкалья [Текст] / Л.Н. Неберикутина, О.Р. Минина, В.А. Аристов // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Матер. III Всероссийского совещания г. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. - С. 164 - 166.

198. Некрасов, Г.Е. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье) [Текст] / Г.Е. Некрасов, С.В. Руженцев, С.Л. Пресняков, Н.В. Родионов, Д.А. Лыхин, Б.Г. Голионко // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. - Т. 2. - С. 58 - 60.

199. Некрасов, Г.Е. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил мигматизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) [Текст] / Г.Е. Некрасов, Н.В. Родионов, Н.Г. Бережная, С.А. Сергеев, С.В. Руженцев, О.Р. Минина, Б.Г. Голионко // ДАН, 2007. - Т. 412. - № 5. - С. 661 - 664.

200. Никитин, А.В. Структура Уакитской зоны (Западное Забайкалье) в контексте проблем орогенеза [Текст] / А.В. Никитин, В.М. Ненахов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. по программе фундам. исслед. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2004. - Т. 2. - с. 43 - 47.

201. Ненахов, В.М. Структура, магматизм и тектоническая эволюция Уакитской зоны в палеозое в контексте проблем формирования Ангаро-Витимского батолита (Западное Прибайкалье) [Текст] / В.М. Ненахов, А.В. Никитин // Геотектоника. - 2007.-№ 2. - С. 34 -52.

202. Никольский, Ф.В. О возрасте багдаринской свиты (Витимское плоскогорье) [Текст] / Ф.В. Никольский, Г.Л. Митрофанов // Геология и геофизика. - 1984. - № 9. - С. 104 - 112.

203. Осокин, П.В. Новые данные о возрасте верхнепротерозойских отложений Чина-Амалатского междуречья Витимского плоскогорья [Текст] / П.В. Осокин // Геолог.-производ. информ. БГУ. Улан-Удэ: - 1959. -№ 2. - С. 36 - 41.

204. Осокин, П.В. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XVIII. Объяснительная записка, [Текст] / П.В. Осокин, Н.З. Воюш // М.: Недра, 1965. - 94 с.

205. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция [Текст] // Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.Г. Воложа. М.: Научный мир: - 2004. - 526 с.

206. Обстановки терригенного осадконакопления. Рейнек Г.Э. [Текст] / Г.Э. Рейнек, И.Б. Сингх и др. // Пер. с англ. М.: Недра, 1981. - 439 с.

207. Обстановки осадконакопления и фации. В 2 т. [Текст] / под ред. Х. Рединга / М.: Мир, 1990. - Т.1. - 351с., - Т. 2 - 381 с.

208. Парфёнов, Л.М. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья [Текст] / Л.М. Парфенов, А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко // Тихоокеанская геология. - 1996. - Т. 15. - № 4. - С. 3 - 15.

209. Парфёнов, Л.М. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса [Текст] / Л.М. Парфенов, Л.И. Попеко, О. Томуртогоо // Тихоокеанская геология. - 1999. - Т. 18. - № 5. - С. 24 - 43.

210. Парфёнов, Л.М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии [Текст] / Л.М. Парфенов, Н.А. Берзин, А.И. Ханчук, Г. Бадарч, В.Г. Беличенко, А.Н. Булгатов, С.И. Дриль, Г.Л. Кириллов, М.И. Кузьмин, У. Ноклеберг, А.В. Прокопьев, В.Ф. Тимофеев, О. Томуртогоо, Янь // Тихоокеанская геология. - 2003. - Т.22. - № 6. - С. 7 - 41.

211. Петтиджон, Ф. Дж. Осадочные породы. [Текст] /Ф. Петтиджон/ пер. с англ. М.: Недра, 1981. - 751 с.

212. Печерский, Д. М. Палеоазиатский океан [Текст] / Д.М. Печерский, А.Н. Диденко. М.: 1995. - 298 с.

213. Постников, А. А. Стратиграфия кембрийских отложений Озернинского рудного узла (Западное Забайкалье) [Текст] / А.А. Постников, И.Т. Журавлева, А.А. Терлеев // Геология и геофизика. - 1997. - № 3. - Т. 38. - С. 608-619.

214. Попеко, Л.И. Зональное расчленение каменноугольных отложений Монголо-Охотской складчатой области по мшанкам [Текст] / Л.И. Попеко // Тихоокеанская геология. -1995. - № 3. - С. 23 - 29.

215. Посохов, В.Ф. Результаты датирования Ципиканской метаморфической толщи Rb-Sr методом (Западное Забайкалье) [Текст] / В.Ф. Посохов, Н.А. Доронина, Д.А. Лыхин, К.М. Шелгачев // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции. Якутск. - 2011. – Т.1. – С. 193 – 198.

216. Попов, В.И. Генетическое учение о геологических формациях. [Текст] / В.И. Попов, В.Ю. Запрометов / М.: Недра, 1985. - 457 с.

217. Рифогенные постройки в палеозое России. [Текст] / Ред. Ивановский А.Б., Соколов Б.С. / М.: Наука, 1997. - 153 с.

218. Романовский, С.И. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. [Текст] / С.И. Романовский / Л.: Недра, 1985. - 263 с.

219. Романовский, С.И. Седиментологические основы литологии. [Текст] / С.И. Романовский / Л.: Недра, 1988. - 240 с.

220. Романовский, С.И. Субдукция (седиментологический контроль) [Текст] / С.И. Романовский // Геотектоника. - 1988. - №-2. - С. 92 - 101

221. Романовский, С.И. Геодинамика и минерагения осадочных бассейнов (пути решения проблемы) [Текст] / С.И. Романовский, А.С. Тараканов, В.П. Феоктистов, А.Д. Щеглов // Региональная геология и металлогения. - 1993. - № 1. - С. 63 - 75.

222. Руднев, В.П. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XVI [Текст] / В.П. Руднев / М.: Госгеолтехиздат, 1961. - 73 с.

223. Руженцев, С.В. Тектоника Южной Монголии [Текст] / С.В. Руженцев, Г. Бадарч, Т.А. Вознесенская, Н.Г. Маркова // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. - С 111 - 117.

224. Руженцев, С.В. Южно-Монгольская варисская складчатая система [Текст] / С.В. Руженцев, И.И. Поспелов // Геотектоника. - 1992. - № 5. - С. 45 - 62.

225. Руженцев, С.В. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья [Текст] / С.В. Руженцев, О.Р. Минина, В.А. Аристов, Ю.П. Катюха, Б.Г. Голионко. // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. - С. 171 - 196.

226. Руженцев, С.В. Герциниды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья [Текст] / С.В. Руженцев, В.А. Аристов, О.Р. Минина, Б.Г. Голионко, Г.Е. Некрасов // ДАН, 2007. - Т. 417. - № 2. - С. 225 - 228.

227. Руженцев, С.В. Новые данные по геологии Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система, Забайкалье) [Текст] / С.В. Руженцев, О.Р. Минина, Г.Е. Некрасов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-

Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. - Т. 2. - С. 54 - 56.

228. Руженцев, С.В. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) [Текст] / С.В. Руженцев, Г.Е. Некрасов // Геотектоника. - 2009. - № 1. - С. 39 - 58.

229. Руженцев, С.В. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья): геологические и геохронологические данные [Текст] / С.В. Руженцев, О.Р. Минина, В.А. Аристов, Б.Г. Голионко, А.Н. Ларионов, Д.А. Лыхин, Г.Е. Некрасов // ДАН. - 2010. - Т. 434. - № 3. - С. 361 - 364.

230. Руженцев, С.В. Палеогеодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья) [Текст] / С.В. Руженцев, О.Р. Минина, В.А. Аристов, Б.Г. Голионко, Д.А. Лыхин, Г.Е. Некрасов // Мат. совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. М.: ГЕОС, 2010. - С. 224 - 228.

231. Руженцев, С.В. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция [Текст] / С.В. Руженцев, О.Р. Минина, Г.Е. Некрасов, В.А. Аристов, Б.Г. Голионко, Н.А. Доронина, Д.А. Лыхин // Геотектоника. - 2012. - № 2. - С. 3 - 28.

232. Рыцк, Е.Ю. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области [Текст] / Е.Ю. Рыцк, Л.А. Неймарк, Ю.В. Амелин // М.: Геотектоника. - 1998. - № 5, - С. 46 - 60 .

233. Рыцк, Е.Ю. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса [Текст] Е.Ю. Рыцк, Ю.В. Амелин, Н.Г. Ризванова // Стратиграфия и Стратиграфическая корреляция. - 2001. - Т.9. - № 4. - С. 3 - 15

234. Рыцк, Е.Ю. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области [Текст] Е.Ю.Рыцк, В.П. Ковач, В.И. Коваленко, В.В. Ярмолюк // Геотектоника. - 2007. - № 6. - С. 23 - 51.

235. Рыцк, Е.Ю. Изотопные провинции и этапы формирования континентальной коры Байкало-Муйского пояса: Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам и кислым вулканитам [Текст] / Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач, В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко // ДАН. - 2007. - Т. 416. - № 3. - С. 374 - 379.

236. Рыцк, Е.Ю. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные [Текст] / Е.Ю. Рыцк, В.П. Ковач, А.Ф. Макеев, Е.С. Богомолов, Н.Г. Ризванова // Геотектоника. - 2009. - № 4. - С. 16 - 26.

237. Салоп, Л.И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия [Текст] / Л.И. Салоп. - М.: Недра, 1964. - Т.1. - 515 с.

238. Салоп, Л.И. Геология Байкальской горной области. Т.II. Магматизм, тектоника, история геологического развития [Текст] / Л.И. Салоп. - М.: Недра, 1967. - С. 653 - 700.

239. Синицин, В.М. Введение в палеоклиматологию [Текст] / В.М. Синицын. - Л.:Недра, 1980. - 274 с.

240. Соколов, Б.С. Палеонтологические подходы к геологической истории древних бассейнов [Текст] Б.С. Соколов // Палеонтология и реконструкции геологической истории палеобассейнов. Л.: Наука, 1987. - С. 5 - 14.

241. Сорокин, А.А. Фрагменты палеозойских активных окраин южного обрамления Монголо-Охотского пояса (на примере северо-восточной части Аргунского террейна, Приамурье) [Текст] / А.А. Сорокин, Н.М. Кудряшов, А.П. Сорокин // ДАН. - 2002. - Т. 387. - № 3. - С. 382 - 386.

242. Смирнова, Ю.Н. Геодинамические обстановки осадконакопления палеозойских терригенных пород Ольдойского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): автореф. дис. канд. геол.-мин. Наук: 25.00.01, 25.00.04 / Смирнова Юлия Николаевна. -Иркутск: ФГБУН ИЗК СО РАН, 2013. - 18 с.

243. Стратиграфический кодекс России. СПб.: ВСЕГИИ, 1992. - 120 с.

244. Селли, Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления [Текст] / Р.Ч. Селли. - М.: 1989, - 294 с.

245. Степанов, С.А. О рифовых фациях Салаира Горного Алтая [Текст] / С.А. Степанов // Материалы по региональной геологии. Новосибирск: - 1970. - С. 155 - 159.

246. Стратиграфия палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты [Текст] / В. Н. Дубатолов, В. И. Краснов, О. И. Богуш и др. – Новосибирск: 1990. – 181 с. - табл. 32.

247. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири / Е. А. Елкин, В. И. Краснов, Н. К. Бахарев и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 163 с.

248. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцзин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко / Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. - 264 с.

249. Терлеев, А.А. Возраст и положение боксонской серии в опорном разрезе верхнего докембрия Восточного Саяна (рр. Сархой, Ухагол) [Текст] / А.А. Терлеев, А.А. Постников, А.С. Гибшер // Геология и геофизика. -1992. - № 5. - С. 80 - 81.

250. Уилсон, Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории [Текст] / Дж.Л. Уилсон. Пер. с анг. - М.: Недра, 1980. - 463 с.

251. Условия древнего осадконакопления и их распознавание [Текст] / Пер. с англ. - М.: Изд-во Мир, 1974. - 325 с.

252. Ушаков, С.А. Дрейф материков и климаты Земли [Текст] / С.А. Ушаков, Н.А. Ясаманов / М.: Мысль, 1984. - 206 с.

253. Уеда, С. Происхождение задуговых бассейнов [Текст] / С. Уеда // Геодинамические исслед. – 1988. - № 11. - С. 5-14

254. Федоровский, В.С. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии [Текст] / В.С. Федоровский, А.Г. Владимиров, Е.В. Хаин, С.А. Каргополов, А.С. Гибшер, А.Э. Изох // Геотектоника. - 1995. - № 3. - С. 3 - 22.

255. Федоров, М.В., Новые данные о точерской свите (Витимское плоскогорье) [Текст] / М.В. Федоров, С.И. Григорьев, И.Н. Тихомиров и др./ Биостратиграфия – геолкарте-50. Тез. докл. II сессии Вост-Сиб. Отд. Всесоюз. Палеонт. об-ва. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1986. - С. 49 - 50.

256. Филимонов, А.В. Урминская толща – эталонный разрез верхнего девона Западного Забайкалья [Текст] / А.В. Филимонов, О.Р. Минина, Л.Н. Неберикутина // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия: Геология. - 1999. Вып.8. - С. 46 - 57.

257. Филимонов, А.В. Характерные геологические формации и формационные ряды палеозоя Юго-Западного Забайкалья (условия формирования и геодинамическая интерпретация): автореф. дис. канд. геол.-мин. Наук: 20.00.02 / Филимонов Андрей Викторович. - Иркутск: ИЗК СО РАН, 2003. - 17 с.

258. Филимонов, А.В. Фации и эволюция обстановок седиментации в позднем девоне Уакитского форландового палеобассейна западного Забайкалья [Текст] /А.В. Филимонов / Мат. Междунар. конф. Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. - С. 56 - 59.

259. Филимонов, А.В. Витимский бассейн форланда девона-карбона (Западное Забайкалье) [Текст] / А.В. Филимонов, О.Р. Минина // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса (от океана к континенту) Материалы науч. Совещ. по Программе фундам. исслед. Иркутск: Ин-т геогр. СО РАН, 2007. - Т. 2. - С. 147 - 149

260. Фишев, Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XII. Объяснительная записка [Текст] / Н.А. Фишев. - М.: ВГФ, 1974. - 92 с.

261. Фишев, Н.А. Записка Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-49 - Чита. Объяснительная записка [Текст] / Н.А. Фишев, К.М. Шелгачев, В.И. Игнатович, Ю.П. Гусев, О.Р. Минина и др. – СПб.: ВСЕГЕИ. - 2011. - 454 с.

262. Хаин, В.Е. Общая геотектоника. [Текст] / В.Е. Хаин, А.Е.Михайлов / М.: Недра, 1985. - 326 с.

263. Хаин, В.Е. Геотектоника с основами геодинамики. [Текст] / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе / М.: МГУ, 1995. - 480 с.

264. Хаин, В.Е. Историческая геотектоника. [Текст] / В.Е. Хаин / М.: Недра, 1998. - 382 с.

265. Хаин, В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000) [Текст] / В.Е. Хаин / М.: Науч. мир. - 2001. - 604 с.

266. Хаин, В.Е. Основные проблемы современной геологии [Текст] / В.Е. Хаин / М.: Научный мир. - 2003. - 348 с.

267. Хворова, И.В. Флишевые и нижнемеловые формации Южного Урала [Текст] / И.В. Хворова / Труды ГИН АН СССР, вып. 81. М.: Издательство АН СССР. -1961. - 351 с.

268. Хворова, И.В. Отложения островодужных систем. [Текст] / И.В. Хворова / Литология и полез. ископаемые. - 1987. - № 6 - С. 3 - 18

269. Хераскова, Т.Н. Венд-кебрийские формации каледонид Азии. [Текст] / Т.Н. Хераскова / Труды ГИН АН СССР, вып. 386. М.: Наука, 1986.

270. Хэллем, Э. Интрепретация фаций и стратиграфическая последовательность. [Текст] / Э. Хэллем / М.: Мир, 1983. - 327 с.

271. Цыганков, А.А. Геохимия и генезис гранитоидов муйского интрузивного комплекса (Восточная Сибирь) [Текст] / А.А. Цыганков, Т.Г. Врублевская, Э.Г. Конников, В.Ф. Посохов // Геология и геофизика. - 1998. - Т.39. -№ 3. - С. 361 - 374.

272. Цыганков, А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканно-плутонического пояса в позднем докембрии [Текст] / А.А. Цыганков / Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. - 306 с.

273. Цыганков, В.С. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья [Текст] / А.А. Цыганков, Д.И. Матуков, Н.Г. Бережная, А.Н. Ларионов, В.Ф. Посохов, Б.Ц.

Цыренов, А.А. Хромов, С.А. Сергеев // Геология и геофизика. -2007. -Т. 48. - № 1. - С. 156 - 180.

274. Цыганков, А.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) [Текст] / А.А. Цыганков, Б.А. Литвиновский, Б.М. Джань, М. Рейков, И.Д. Лю, А.Н. Ларионов, А.С. Пресняков, Е.Н. Лепёхина, С.А. Сергеев // Геология и геофизика. - 2010. - Т. 51. - № 9. - С. 1249 - 1276.

275. Чувашов, Б.И. Основные типы органогенных построек верхнего девона Урала [Текст] / Б.И. Чувашов, В.П. Шуйский, О.Э. Пилосова // Екатеринбург: Ежегодник-1996 ин-та геологии и геохимии УрОРАН, 1997. - С. 22 - 27

276. Чувашов, Б.И. Водоросли среднего и верхнего девона Западной Сибири и Урала [Текст] / Б.И. Чувашов, О.В. Юферов, В.А. Лучинина // Биостратиграфия палеозоя Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. - С. 72 - 99.

277. Шатский, Н.С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. [Текст] / Н.С. Шатский / М.: Наука, 1965. Избранные труды. - Т. III.

278. Шаркова Т.Т. Рифогенные постройки раннего девона Южной Монголии [Текст] / Т.Т. Шаркова // Кораллы и рифы фанерозоя СССР. М.: Наука, 1980. - С. 93 - 98.

279. Шуйский, В.П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала [Текст] / В.П. Шуйский // М.: Наука, 1973. - 155 с.

280. Шуйский, В.П. Известковые водоросли нижнего и среднего девона Урала [Текст] / В.П. Шуйский, Д.К. Патрунов / М.: Наука, 1975. - 155 с.

281. Широбоков, И.М. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Прибайкальская. Лист N-49-XXXII (Хоринск). Объяснительная записка [Текст] / И.М. Широбоков // М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 62 с.

282. Юрина, А.Л. Ревизия рода *Flabellofolium* (группа палеозойских растений с гинкгоподобными мегафиллами) и первые находки живетских

представителей в Центральном Казахстане [Текст] / А.Л. Юрина, О.Н. Путятина // Палеонтологический журнал. - 2000. - № 3. - С. 103 - 110.

283. Язмир, М. М. Биостратиграфия и археоциаты нижнего палеозоя Байкало-Витимской горной страны [Текст]: автореф дис. на соискание уч. степени к-та геол.- минер. наук / М.М. Язмир / Иркутск: Госуниверситет, 1967. 16 с.

284. Язмир, М.М. О распределении ископаемых форм в разрезах олдындинской свиты западной части Еравнинской зоны [Текст] / М.М. Язмир // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. Улан-Удэ, 1972. Вып. XV. - С. 57 - 65.

285. Язмир, М.М. Биостратиграфия раннего и среднего кембрия в пределах Бурятии [Текст] / М.М. Язмир, Б.А. Далматов // Геология и геофизика. - 1975. - № 2. - С. 55 - 63.

286. Язмир, М.М. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой [Текст] / М.М. Язмир, Б.А. Далматов, И.К. Язмир // М.: Недра, 1975. - 184 с.

287. Япаскурт, О.В. Исследования осадочных горных пород при составлении средне-и мелкомасштабных геологических карт нового поколения: [Текст] / О.В. Япаскурт // Методические рекомендации. Часть 1. Теоретические основы. М.: Изд-во МГУ, 1988. -167 с.

288. Япаскурт, О.В. Исследование осадочных горных пород при составлении средне-и мелкомасштабных геологических карт нового поколения: [Текст] / О.В. Япаскурт, Н.А. Соловьева, Т.А. Шарданова, Ю.В. Ростовцева // Методические рекомендации. Часть III. генетическая интерпретация признаков древних обстановок седиментации. М.: Изд-во МГУ, 2001. - 158 с.

289. Ярмолюк, В.В. Позднепалеозойский вулканизм континентальных рифтогенных структур Центральной Азии. [Текст] / В.В. Ярмолюк / М.: Наука, 1983. - 198 с.

290. Ярмолюк, В.В. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. [Текст] / В.В. Ярмолюк, В.И Коваленко / М.: Наука, 1991. - 263 с.

291. Ярмолюк, В.В. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе [Текст] / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова // Геотектоника. - 1997. - № 5. - С. 18 - 32.

292. Ярмолюк, В. В. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита [Текст] / В.В. Ярмолюк // Петрология. - 1997, Т. 5. - № 5. - 451 - 466.

293. Ярмолюк, В.В. Геодинамические обстановки образования батолитов Центральной Азии [Текст] / В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44. - № 12. - С. 1305 - 1320.

294. Ярмолюк, В.В. Ранние стадии формирования Палеоазиатского океана: результаты геохронологических, изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса [Текст] / В.В. Ярмолюк, В.И Коваленко, В.П. Ковач, Е.Ю. Рыцк, И.К. Козаков, А.Б. Котов, Е.Б Сальникова // Докл. РАН. - 2006. - Т. 410. - № 5. - С. 657 - 662.

295. Ярмолюк, В.В. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса [Текст] / В.В. Ярмолюк, М.И. Кузьмин, А.А. Воронцов // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 54 (12). С. 438 - 450.

296. Condie, K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? [Text] /K.C. Condie // Lithos, 2005. - v. 79. - P. 491-504.

297. Kravchinsky, V.A. Evolution of the Mongol-Okhotsk ocean as constrained by new paleomagmatic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia [Text] / V.A. Kravchinsky, J-P. Cogne, W.P. Harbert, M.I. Kuzmin // Geophys. J. Int.,2002. - T. 148. - P. 34-57.

298. Jan Golonka, Michal Krobicki, Jakub Pajak, Nguyen Van Giang, Witold Zuchiewicz. Global Plate Tectonics and Paleogeography of Southeast Asia. AGH University of Science and Technology, Arkadia, Krakow, Poland, 2006. - 128 p.

299. Ruzhentsev S.V., Minina O.R., Aristov V.A. and Katukha Yh.P. Hercinian structural features in the West Transbaikalia region Russian journal of eaith sciencences, V.8, ES2001 doi: 10.2205\\ 2006ES000192, N2, h.1 –11, 2006. C. 171-196.

300. Minina, O.R. The Baikal folded area (BFA) is considered as a part of the Central Asian Belt [Text] / O.R. Minina, L.N. Neberikutina, V.A. Aristov // International Field Symposium “The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana” – Morocco, Rabat: Documents de L’Institut Scientifique. – 2013. - N°26. - P. 88-89.

Фондовая

301. Алексеев В.И., Далматов Б.А., Перинова Э.П., Язмир М.М. Стратиграфическая характеристика верхнего докембрия и нижнего палеозоя Бурятской АССР, осадочные формации и их рудоносность / Отчет по теме № 295 за 1977-1979 гг., т. II, нижний палеозой, часть 1-я – Стратиграфия, ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1980. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

302. Андреев Н.П., Воронцова Г.А. Материалы по докембрию и раннему палеозою Талой-Амалатского междуречья. К рабочей опорной легенде Госгеолкарте-50 / Отчет по теме 406 за 1988-91 гг. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1991, ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

303. Андреев Н.П., Белозеров Н.И., Лагерев С.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые. Площадь листа N-50-4-А, м-б 1:50000 / Отчет Аматканской ГСП за 1964г. БурТГФ.1965.

304. Андреев Н.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ципикан-Чина. Листы N-46-Б, В, -58-А / Отчет Гулакитской партии о результатах ГСР-50 за 1987-1996 гг. Багдаринская ГРЭ, Улан-Удэ, 1996.

305. Булгатов А.Н., Гусев В.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-49-XXII / (Отчет Кыджимитской геологосьемочной партии за 1957-59 гг.). Улан-Удэ, 1960.

306. Васильченко В.В., Малых Н.С., Митрофанова Н.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Каратала-Икат-Витимкан, листы N-49-56-В; -68-А и В / Отчет Икатской партии за 1972-76 гг. БТГУ, Улан-Удэ, 1976. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

307. Ветров Д.В., Тарасов Ю.С., Иванов Л.Е. Геология и полезные ископаемые верховьев р. Бол. Курбы и среднего течения р. Турки / Отчет Туркинской партии по геологической съемке в масштабе 1:200 000 за 1957-1958 гг. Лист N-49-XXVI. БГУ, Улан-Удэ, 1959, ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

308. Гусаревич Г.А., Иванов Г.И. Геол. строение и полезные ископаемые бассейна верховьев р. Ульдзутуй. Лист N-49-104-Б / Отчет о работе Карьерной ПСП за 1967-69 гг. БГУ, Улан-Удэ, 1970. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия»

309. Давыдов В.И., Малышев А.А., Арсентьев В.П. и др. Геологическая карта Бурятской АССР, м-б 1:500 000. Объяснительная записка / Отчет о работах по темам № № 220, 181 и 253 за 1972-1975 гг. БГУ, Улан-Удэ, 1976. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

310. Давыдов В.И., Кибанов Г.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Бамбуйки (юг листа N-50-II) / Отчет Бамбуйской ГСП за 1962 г. БурТГФ,1963.

311. Далматов Б.А. Обобщение материалов по биостратиграфии среднего кембрия Бурятии (подготовка материалов к легенде Геолкарты-50) / Отчет по теме 379 за 1985-1987 гг. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1987, ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

312. Дубченко В.И., Смирнов Г.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Муясын-Кыджимитского междуречья / Отчет Джилиндинской ГСП за 1972-1974 гг. БГУ, Улан-Удэ, 1975. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

313. Зеленский Е.Е., Перинова Э.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья р. Холой-Витим-Джилинда. Листы N-49-94-

Б, В, Г; -95-А, В; -105-А, Б, В и -106-Б, Г(б) / Отчет Романовской ГСП за 1971-1975 гг. БТГУ, Улан-Удэ, 1975. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

314. Зеленый Э.Н., Занвилевич А.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые водораздела рр. Заза – Ульзутуй. Лист N-49-104-В / Отчет Ульзутуйской ГСП за 1963., БГУ, Улан-Удэ, 1964.

315. Зеленый Э.Н., Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Заза-Кыджимитского междуречья. Листы N-49-92-В, -104-А и -103-Б / Отчет Алянгинской ГСП за 1964-66 гг. БГУ. Улан-Удэ, 1967. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия», № 3482

316. Зеленый Э.Н., Погребной В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р. Турки. Геологическое доизучение б-на рр. Ямбуй, Зумбурук, Олан, Ара-Супхоны. Трапеции N-49-100-Г-а, б, в и 101-В-а, б, г / Отчет Туркинской ГСП за 1971-72 гг. БГУ, Улан-Удэ, 1973. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

317. Зеленый Э.Н., Хрусталев В.К. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Ямбуй - Ина - Кыджимит (верховья). Трапеции N-49-100-А (в, г), -В; -101-А; -102-А (б, г), Б (а, в) и Г (а) / Отчет Зумбурукской и В. Ямбуйской ПСМ за 1973-75 гг. БГУ, Улан-Удэ, 1976. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

318. Зеленый Э.Н., Далматов Б.А. / Отчет Зумбурукской и Верхне-Ямбуйской ПСП за 1973-75 гг., т.III. Материалы к биостратиграфии раннего палеозоя, локальный прогноз на вольфрам и молибден в Курбино-Еравнинском рудном районе. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1976.

319. Зоричева Л. Л., Дорошкевич Г.И. и др. Результаты поисковых работ на полиметаллы в южной части Кыджимитского рудного узла и подсчет запасов золото-полиметаллических руд Назаровского месторождения на 01. 03. 2002 г. / КПР по РБ, Улан-Удэ, 2002, ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

320. Кибанов Г.А., Давыдов В.И., Попов В.И. Геологическое строение и полезные ископаемые центральной части листа N-50-II / Отчет Бамбуйской ГСП за 1961г. БурТГФ,1962.

321. Кибанов Г.А., Мартос А.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тулдуни и Бамбуйки. Лист N-50-II (восточная часть) / Отчет Бамбуйской ГСП за 1963 г. БурТГФ,1964.

322. Куриленко А.В., Ядрищенская Н.Г., Раитина Н.И. и др. Отчёт о результатах работ по объекту № 1-13/07 ГДП-200 листов М-50- XIII, XIV, XX (Цасучейская площадь). - Чита, 2010 г.

323. Клейменов Ю.А., Ивлев А.С., Степин Б.Г., Минина О.Р. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (Издание второе). Серия Муйская. Лист N-50 - I. Объяснительная записка / ГФУП Бурятгеоцентр. - Улан-Удэ, ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия», 2003.

324. Кошкин В.В., Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (Издание второе). Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XVII (Варваринский). Объяснительная записка / Управление природных ресурсов по Республике Бурятия, ГФУП «Бурятгеоцентр», Улан-Удэ, 2009, ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

325. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Геология и петрология палеозойских вулкано-плутонических формаций юга Витимского плоскогорья / Отчет о работах по теме № 229 за 1972-74 гг. БГУ, Улан-Удэ, 1974. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия»

326. Легенда Баргузино-Витимской серии листов Госгеолкарты РФ, м-б 1: 200 000 (издание второе) // Гл. ред. В.И. Давыдов, ГФУП Бурятгеоцентр, Улан-Удэ, 1999. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

327. Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Госгеолкарты РФ, м-б 1:1000 000 // Гл. ред. Г.Л. Митрофанов, ФГУП «ВОСТСИБНИИГИМС», г. Иркутск, 2002. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

328. Митрофанов Г.Л., Белокопытов В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые басс. р. Уакит / (отчет Уакитской ГСП по геологосъемочным и поисковым работам м-ба 1:50000 за 1969-71гг.). БГУ, Улан-Удэ, 1972. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

329. Митрофанов Л.Г., Хрусталев Б.К., Яценко Н.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р. Бамбуйки. / Листы N-50-I-Б, Г и -2-В. Отчет Бамбуйской ГСП за 1970-1972гг. БГУ, Улан-Удэ, 1973.

330. Митрофанова Н.Н., Булдыгеров В.В., Филиппов А.Г. Сводная легенда Муйской серии листов Госгеолкарты РФ масштаба 1: 200 000 / ВостСибНИИГГиМС, Иркутск, 1996. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

331. Митрофанова Н.Н. Совершенствование рабочей легенды Муйской серии листов ГДП-200 / ВостСибНИИГГиМС, Иркутск, 1999.

332. Митрофанова Н.Н, Митрофанов Г.Л. и др. Легенда Алдано-Забайкальской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) / Книга 3 – Описание таксонов к мезозойскому, пермскому, девон-карбоновому, силур-вендскому, рифейскому, нижнепротерозойскому и архейскому срезам легенды. ВСЕГЕИ-ВСНИИГГиМС, С-Пб. – Иркутск, 2006. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

333. Минина О.Р., Патрахин С.Г., Ивлев А.С. и др. Информационный отчет Уакитской партии о результатах геологического доизучения ранее заснятых площадей масштаба 1: 200 000, в пределах листа N-49-VI в 1999-2001 гг. / ГФУП Бурятгеоцентр, Улан-Удэ, 2002. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

334. Морозова Н.С., Поздняков Д.А., Кирсанов В.М. и др. Геологическая съемка и доизучение масштаба 1: 50 000 в нижнем течении Талоя и Ципикана в пределах трапеций N-49-47-Г, N-49-48-А (ГС); N-49-47-Б, N-49-48-В (ГДП) / Отчет Нижнеталойской партии за 1985-1999 гг. ОАО Багдаринская ГРЭ, Улан-Удэ, 2000. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

335. Разбойников Г.П., Воронцова Г.А. Палеонтолого-стратиграфическое изучение верхнего докембрия и нижнего палеозоя Чина-Амалатского междуречья (Витимское плоскогорье) / Отчет по теме 353 за 1983-1987гг. Бурятгеология, Улан-Удэ, 1987.

336. Рогачев А.М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Диби-Ока-Урик (Вост. Саян) / Отчет Верхне-Окинской партии о рез. ГДП-50 за 1984-1990 г.г. Бурятгеология, Улан-Удэ, 1991.

337. Осокин П.В., Фишев Н.А. и др. Геология и полезные ископаемые Чина-Амалатского междуречья (Витимское плоскогорье) / Отчет Мало-Амалатской ГСП за 1957-59 гг. Лист N-49-XVIII. ЦГЭ БГУ, Улан-Удэ, 1960. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

338. Платов В.С., Игнатов А.М., Платов Е.В., Патрахин Е.Г., Большакова Т.В., Минина О.Р. Ланцева В.С. / Отчет о результатах работ по объекту № 9 «ГДП-200 листа N 49-XXVIII (Еравнинская площадь). ГИН СО РАН, Улан-Удэ. 2013. «ФГУ ТФИ по Республике Бурятия».

339. Первухин В.С., Шульженко А.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Витимкан-Гаргинского междуречья. Листы N-49-55-Г,-56-Г,-67-Б, Г, -68-Б, Г / Отчет Верхне-Икатской ГСП за 1976-1980 гг. ГС50. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1981. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

340. Пехтерев С.Н., Герасимов Е.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000 (издание второе). Серия Даурская. Лист N-49-XXXVI / ФГУП "Читагеолсъемка", 2000. ФГУ «ТФИ по Читинской области».

341. Супрун В.П., Супрун Л.А. Геологическое строение и полезные ископаемые Троицкого рудного узла. Листы N-49-59-А (а-4; б-3; 4; в-2; 4; -г) и Б (а-3; В-1; 3) / Отчет Рудной партии за 1975-80 гг. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1980. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

342. Тарасова Р.С. Бабкин И.Н. и др. Озерное колчеданное Pb-Zn месторождение / Отчет за 1964-69 гг. с подсчетом запасов. БГУ, Улан-Удэ, 1969. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

343. Тихомиров И.Н., Козубова Л.А. Геологическая карта Забайкалья масштаба 1:500 000. Объяснительная записка / Окончательный отчёт по теме №122 (1974-75 гг.). Т. 1 и 2. Л., 1975.

344. Филимонов А.В., Минина О.Р., Далматов Б.А. и др. Материалы к стратиграфии палеозоя центральных районов Бурятии [Текст] / Отчет Селенгинского отряда по стратиграфическому и биостратиграфическому

доизучению осадочных толщ палеозоя за 1986-1989 гг. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1990. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

345. Фишев Н.А., Бажин Ю.М., Исаев В.П. Геологическое строение и полезные ископаемые Чина-М. Амалатского междуречья. Листы N-49-60-А и N-49-59-Б / Отчет Долганской ГСП за 1959 г. БГУ, Улан-Удэ, 1960. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

346. Фишев Н.А., Зеленый Э.Н., Мареев З.М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Чина-М. Амалатского междуречья. Листы N-49-59-А, Б и Г / Отчет Троицкой ГСП за 1960 г. БГУ, Улан-Удэ, 1961. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

347. Фишев Н.А., Зеленый Э.Н., Тарасов В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые южной части листа N-49-XII / Отчет Баунтовской ГСП за 1961 г. Улан-Удэ, БГУ, 1962, ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

348. Шульженко А.А., Первухин В.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Ципикана и Верхней Ципы. Трапеции N-49-44-Б (б, г), -Г (б, г), -45-А, В, -56-Б, -57-А / Отчет Оронской ГСП за 1980-84 гг. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1985. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

349. Шульженко А.А., Кибалов Н.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Чина-Бол. Амалатского междуречья. Листы N-49-59-В, -Г; 60-Б,-В,-Г; 71-А, -Б; 72-А / Отчет Багдаринской ГСП о результатах ГС-50 за 1983-87 гг. ПГО Бурятгеология, Улан-Удэ, 1988. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

350. Шелгачёв К.М., Шатковская Л.В., Курбатова Е.И., Минина О.Р., Хохлов Е.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-XVIII (Багдарин). Объяснительная записка / СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. - 146 с. (в печати).

351. Шелгачёв К.М., Шатковская Л.В., Скулыбердин А.А., Минина О.Р., Курбатова Е.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Баргузино-Витимская. Лист N-49-

XII (Ципикан). Объяснительная записка / СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. - 2011. - 109 с. (в печати).

352. Язмир М.М., Васильев И.Л., Далматов Б.А., Язмир И.К. Материалы к биостратиграфическому расчленению верхнего протерозоя и палеозоя Талой-Малоамалатского междуречья и бассейна р. Уакит / Отчет по теме 112 за 1964-1965 гг., Улан-Удэ, 1966. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

353. Язмир М.М., Перинова Э.П., Алексеев В.И. и др. Материалы к стратиграфическому расчленению вендских и нижнекембрийских отложений Еравнинского и Курбинского рудных районов / Отчет по теме № 121 за 1965-1968 гг., БГУ, Улан-Удэ, 1968. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».

354. Янов Ю.М., Хрусталев В.К. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Лев. Оны, Турки, Кыджимита / БГУ, Улан-Удэ, 1967. ФГУ «ТФИ по Республике Бурятия».