Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Ордена Трудового Красного Знамени Геологический институт Российской академии наук

На правах рукописи

Арефьев Михаил Павлович

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ РУБЕЖА ПЕРМИ И ТРИАСА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Специальность 1.6.5 – Литология

ДИССЕРТАЦИЯ

На соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук,

Кулешов Владимир Николаевич

Москва

2026

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 5
ГЛАВА 1. КРУПНЕЙШИЙ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ КРИЗИС НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА: ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ 11
ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНАХ РЕК СУХОНА – ЮГ – СЕВЕРНАЯ ДВИНА И ВЕТЛУГА (ВОСТОК МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ) 16
2.1. Стратиграфические исследования 16
2.1.1. Северодвинская группа обнажений: бассейны рек Сухона – Юг– Северная Двина 16
2.1.2. Ветлужская группа обнажений: долина реки Ветлуга 23
2.1.3. Положение границы перми-триаса на Восточно-Европейской платформе 29
2.2. Литологические исследования 31
2.2.1. Северодвинская группа обнажений: бассейны рек Сухона – Юг– Северная Двина 31
2.2.2. Ветлужская группа обнажений: долина реки Ветлуга 34
Выводы по 2 главе 35
ГЛАВА 3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ 37
3.1. Осадочные системы и некоторые ключевые аспекты аридного седиментогенеза 37
3.1.1. Флювиальные системы 37
Меандрирующие русла 37
Разветвленные русла с осередковой многорукавностью 38
Разветвленные русла с пойменной многорукавностью 39
3.1.2. Закономерности морфологии и питания аллювиальных вееров 41
3.1.3. Озера 43
3.1.4. Плайи 44
3.1.5. Почвы 44
3.2. Особенности карбонатного осадконакопления в семиаридных обстановках 47
3.2.1. Источники вещества хемогенных континентальных карбонатов 47
3.2.2. Озерные отложения 49
3.2.3. Болотные (палюстринные) известняки 49
3.2.4. Педогенные карбонаты 50
3.2.5. Гидрогенные карбонаты 52
3.3. Основные закономерности фракционирования изотопов кислорода в современной гидро- и атмосфере 54
3.3.1. Разделение изотопов кислорода в метеорном цикле 54
3.3.2. Разделение изотопов кислорода в континентальных обстановках 56

3.3.3. Изотопный состав кислорода в почвенных водах и педогенных карбонатах 57
3.4. Фракционирование изотопов углерода в экзогенном углеродного цикле 59
3.4.1. Изотопный состав органического углерода в наземных экосистемах 60
3.4.2. Фракционирование изотопов углерода при накоплении карбонатных отложений континентальных водоемов 60
3.4.3. Фракционирование изотопов углерода в почвах 61
3.4.4. Отрицательные и положительные экскурсы $\delta^{13}C$ в морских и континентальных разрезах как инструмент межрегиональной корреляции 61
3.5. Инструментальные методы исследования 62
Выводы по 3 главе 64
ГЛАВА 4. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ – ПОГРАНИЧНЫЕ ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ. УТОЧНЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОРРЕЛЯЦИЙ 67
4.1. Пограничные пермо-триасовые разрезы восточной части Московской синеклизы 67
4.1.1. Северодвинская группа обнажений 67
4.1.2. Ветлужская группа обнажений 78
4.2. Уточнение стратиграфических корреляций 79
4.2.1. Корреляция недубровской и асташихинской пачек вохминской свиты 79
4.2.2. Уточнение границы перми и триаса по изотопно-геохимическим данным 85
4.2.3. Датировка циркона из вулканического пепла 86
Выводы по 4 главе 87
ГЛАВА 5. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПОГРАНИЧНЫХ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ 88
5.1. Литотипы пород 88
5.1.1. Гравийно-галечные конгломераты 88
5.1.2. Алеврито-глинистые брекчии 89
5.1.3. Косослоистые песчаники 93
5.1.4. Горизонтально-слоистые песчаники 97
5.1.5. Тонкослоистые алевропелиты 97
5.1.6. Ленточно-слоистые алевропелиты 100
5.1.7. Углеродистые слоистые алевропелиты 100
5.1.8. Массивные глины, обогащенные Fe(III) 102
5.1.9. Массивные глины, обедненные Fe(III) 103
5.1.10. Углеродистые глины 104
5.1.11. Мергели 105
5.1.12. Массивные ризоидные известняки с корнями in situ 105
5.1.13. Слоистые известняки с аллохтонными корнями 107

5.1.14. Онколитовые известняки ... 107
5.1.15. Тонко-микрозернистые известняки ... 109
5.2. Парагенетические ассоциации литотипов пород и их генезис ... 110
5.2.1. Русловой тип континентальных отложений ... 110
5.2.2. Пойменный тип континентальных отложений ... 115
5.2.3. Озерный тип континентальных отложений с карбонатной и терригенной седиментацией ... 117
5.2.4. Плайевый тип континентальных отложений ... 118
5.2.5. Педогенный тип трансформации пойменного алеврито-глинистого осадка ... 119
5.3. Седиментационная цикличность ... 125
5.3.1. Критерии выделения цикличности ... 125
5.3.2. Архитектура конседиментационного циклита компенсированного прогиба ... 127
Выводы по 5 главе ... 128
ГЛАВА 6. КЛЮЧЕВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ ... 131
6.1. Ключевые минералогические и геохимические характеристики ... 131
6.1.1. Глинистые и ассоциирующие минералы пелитовой фракции ... 131
6.1.2. Обломочные компоненты песчаной и алевритовой фракции ... 136
6.1.3. Акцессорные минералы ... 138
6.1.4. Литохимия терригенных отложений ... 147
6.1.5. Изотопный состав углерода и кислорода озерных и педогенных карбонатов ... 153
6.2. Интерпретация аналитических данных ... 155
6.2.1. Источник сноса ... 155
6.2.2. Генеральная динамика климатических изменений ... 157
6.2.3. Корреляция региональных и глобальных климатических трендов ... 163
Выводы по 6 главе ... 165
ЗАКЛЮЧЕНИЕ ... 167
ЛИТЕРАТУРА ... 171
СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ ... 195
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Валовый состав глинистых и карбонатных отложений, Северодвинская группа обнажений ... 200
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Валовый состав глинистых и карбонатных отложений, Ветлужская группа обнажений ... 201
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Изотопный состав углерода и кислорода педогенных и озерных карбонатов, Северодвинская группа обнажений ... 206
ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Изотопный состав углерода и кислорода педогенных и озерных карбонатов, Ветлужская группа обнажений ... 211

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Континентальные пермо-триасовые отложения Московской синеклизы (МС) являются частью красноцветной магаформации, объединяющей по В.И. Игнатьеву (1963, 1980, 1996) верхний пермский (ныне биармийский (средний), татарский (верхний)) и нижний триасовый отделы Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Предуральского краевого прогиба. На территории МС эти отложения включают богатые местонахождения остатков растений и животных (Сенников, Голубев, 2017; Пономаренко, 2016; Naumcheva, Golubev 2020; Naugolnykh, 2012; Scholze et al., 2015, 2019 и др.), что делает их изучение очень значимым в свете глобального позднепермского кризиса, который активно обсуждается в литературе (Erwin et al., 2002; Payne, Clapham, 2012; Benton, Newell, 2014; Shen et al., 2019; Huang et al., 2023; Kaiho, 2024; Davydov et al., 2026 и др.).

В настоящее время на рубеже перми и триаса достаточно детально исследована смена морской биоты (Henderson, Shen, 2020; Ogg, Chen, 2020), между тем развитие континентальных экосистем изучено слабо. В контексте дешифрирования событий, охвативших геосферу в это время, разрезы МС являются представительным полигоном для исследования биотических и абиотических событий позднепермского экосистемного кризиса в континентальных обстановках.

Наиболее полные и стратиграфически изученные пермо-триасовые отложения ВЕП представлены в стратотипических разрезах северодвинского, вятского и индского ярусов в восточной части МС. Вместе с тем , несмотря на длительное изучение (Блом, 1967, 1968, 1969, 1972, 1974; Опорный разрез…, 1981; Верхнепермские и нижнетриасовые..., 1984; Верзилин и др., 1993; Граница перми…, 1998; Татарские отложения…, 2001 и др.) даже в стратотипических разрезах северодвинского – индского ярусов почти не проводились системные литологические и изотопно-геохимические исследования. Геологическая история региона не изучалась в свете глобальных событий, охвативших геосферу в это время, отсутствовала надежно аргументированная корреляция региональных стратонов с Международной стратиграфической шкалой (МСШ). В связи с этим комплексное изучение стратотипических и опорных разрезов в бассейнах рек Сухона, Юг, Сев. Двина и Ветлуга приобретает первостепенное значение.

Цели и задачи

Цель работы – реконструкция на основе комплекса ключевых литологических и геохимических характеристик пограничных отложений перми и триаса восточной части МС обстановок седиментации и динамки региональной палеогеографической перестройки в эпоху позднепермского экологического кризиса.

В ходе исследований решались следующие задачи:

1. Детальное описание полдарсской, саларёвской и вохминской свит в стратотипическом районе в долинах рек Сухона, Юг, Сев. Двина и Ветлуга, а также вятской свиты в бассейне р. Ветлуга. Их корреляция с МСШ.

2. Выявление текстурно-структурных характеристик отложений в разрезе и в шлифах.

3. Литофациальный анализ и реконструкция обстановок осадконакопления.

4. Установление минералогических, изотопно-геохимических и литохимических характеристик пород, их интерпретация и оценка возможности для использования их в палеоклиматических реконструкциях.

5. Уточнение региональных климатических вариаций вблизи границы перми и триаса и их корреляция с синхронными изменениями в морских разрезах.

Научная новизна

1. Разработаны литофациальные, минералогические, литохимические и изотопно-геохимические критерии, применимые для диагностики климатических колебаний в регионе на рубеже перми и триаса. 2. Получены литохимические и литофациальные данные, подтверждающие активизацию уральского сноса при переходе от вятского века к инду. 3. Выявлены климатические изменения в конце татарской (позднепермской) эпохи и в начале триаса, которые коррелируют с синхронными трендами в морских разрезах. 4. Для пограничных пермо-триасовых отложений МС получена изотопная характеристика озерных и педогенных карбонатов. 5. На основании выявленного негативного экскурса $\delta^{13}C$ под кровлей пермской системы и продатированного вулканического пепла, обнаруженного в континентальных пермо-триасовых отложениях ВЕП впервые, проведена корреляция изученных отложений с МСШ.

Теоретическая и практическая значимость

Результаты работы могут быть использованы для расчленения и корреляции удаленных пограничных пермо-триасовых разрезов ВЕП, сложенных часто немыми континентальными отложениями; а также позволяют уточнить региональные палеогеографические реконструкции и оценить влияние глобальных факторов на осадконакопление и эволюцию биоты в это время. Проведенная реконструкция уральской речной системы позволяет предполагать распространение на границе перми и триаса россыпных месторождений, приуроченных к древним русловым отложениям. Полученные данные способствуют более ясному пониманию хода развития кризисных ситуаций в континентальных обстановках, в том числе современного поздне-четвертичного вымирания в условиях глобального потепления.

Защищаемые положения

1. В позднее северодвинское время и вятский век (вучапинский – чансинский века) на территории Московской синеклизы происходило чередование эпизодов гумидизации климата с широким развитием речных систем и эпизодов аридизации с распадом гидрографической сети на отдельные бессточные бассейны; в бессточных озерах происходила эвапоритизация; обеднение озерных карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O вверх по разрезу верхнепермских отложений отражает субглобальный характер установленного в Южном Китае вучапинского-чансинского похолодания.

2. Палыгорскит, широко распространенный в вохминской свите (сформированной в терминальное вятское время – индский век), и сдвиг величин литохимических индексов

(показателей климата на палеоводосборах) в сторону снижения мобильности щелочных и щелочноземельных элементов отражают потепление и общую аридизацию климата на территории Московской синеклизы в это время, что соответствует глобальным климатическим тенденциям рубежа перми и триаса.

3. Во время накопления вохминской свиты (терминальный вятское время – индский век) на территории Московской синеклизы произошла активизация уральской речной системы и интенсификация сноса обломочного материала со стороны Урала.

4. К пограничным пермо-триасовым отложениям приурочены линзы озерных и конкреции педогенных карбонатов с минимальными величинами $\delta^{13}C$ и прослой вулканического пепла с возрастом циркона 253,95±0,06 млн лет (CA-ID-TIMS; основание верхнего вятского подъяруса, основание чансинского яруса), которые служат региональными литолого-стратиграфическими реперами при фиксации границы перми и триаса и указывают на отсутствие в пределах Московской синеклизы существенного перерыва в осадконакоплении на рубеже двух систем.

5. Фактический материал и методы исследования

Исследование основано на материалах автора, отбиравшихся с 1990-х гг. из стратотипических и опорных разрезов верхней перми в бассейнах рек Сухона, Юг, Северная Двина (полдарсская – саларёвская свиты, мощность сводного разреза ~170 м), Ветлуга (верхний вятский подъярус, мощность ~50 м, преимущественно вятская свита) и индского яруса в бассейнах рек Юг, Сев. Двина (вохминская, красноборская свиты, мощность сводного разреза ~50 м), а также в гипостратотипе ветлужской серии нижнего триаса ВЕП в долине р. Ветлуга (вохминская свита, сводный разрез ~95 м). Послойные описания обнажений, проведенные автором, и их корреляции неоднократно публиковались (Арефьев и др., 2012, 2016а, 2016б, 2024, 2026; Arefiev et al., 2015б). Отложения детально расчленены на местные стратоны предшествующими исследователями и благодаря строгой стратиграфической основе привязаны к Общей стратиграфической шкале России (ОСШ). Исследования автора позволили более аргументированно привязать их к МСШ.

Проанализировано 350 петрографических шлифов терригенных и карбонатных пород. Состав акцессорных минералов исследован в 220 образцах песков и алеврито-глинистых отложений, минеральный состав пелитовой фракции определен методом рентгенодифрактометрической диагностики в 50 пробах, химический состав преимущественно алеврито-глинистых пород установлен методом рентгенофлуоресцентного анализа в 150 пробах, изотопный состав C и O в озерных и педогенных карбонатах определен в 390 образцах.

Личный вклад автора

Все проанализированные материалы собраны лично автором во время полевых работ. Автор активно участвовал в переописании и детальной корреляции изученных разрезов между собой, в их привязке к ОСШ и МСШ, неоднократно был руководителем длительных экспедиций на территории ВЕП и организатором аналитической обработки собранного материала. Автором проведен литофациальный анализ, охарактеризованы и описаны осадочные последовательности,

проведена пробоподготовка, обобщены результаты, написан текст, выполнены все иллюстрации и сформулированы выводы.

Вклад соавторов

При решении вопросов корреляции изученных разрезов автор обращался к помощи специалистов по определенным биостратиграфическим группам: В.К. Голубеву, М.А. Наумчевой, Е.В. Карасеву (ПИН РАН им. А.А. Борисяка), В.В. Силантьеву (Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ), А.В. Миних (СГУ им. Н.Г. Чернышевского) и работающим в области палеомагнитных исследований А.М. Фетисовой, Р.В. Веселовскому (ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта). Датирование циркона из вулканического пепла из вятских отложений проведено под руководством В.И. Давыдова (Государственный университет Бойсе). Характеристика пелитовой фракции получена при участии Е.В. Щепетовой (ГИН РАН), диагностика тяжелых минералов – при участии Б.Б. Шкурского (Геологический ф-т МГУ им. М.В. Ломоносова), в анализе литохимических данных, опубликованных в совместных работах, принимали участие Н.Г. Нургалиева (Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ), Е.В. Щепетова (ГИН РАН). Интерпретация изотопно-геохимических данных получена при непосредственном участии Б.Г. Покровского и В.Н. Кулешова (ГИН РАН). Выводы, вытекающие из распределения минералов – индикаторов палеоклиматических изменений, обсуждались с Б.Б. Шкурским, С.К. Дедушенко (Национальный исследовательский технологический университет «МИСИС»), Е.В. Щепетовой, А.Ю. Казанским (ГИН РАН) и частично вошли в настоящую работу.

Апробация работы и публикации:

Результаты исследований апробированы на международных конгрессах, всероссийских и региональных симпозиумах и совещаниях. В их числе: XVIII Международный конгресс по каменноугольной и пермской системам ICCP-2015 (Казань, 2015); Всероссийские литологические совещания «Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории» (Новосибирск, 2013), «Эволюция осадочных процессов в истории Земли» (Москва, 2015), «Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей» (Казань, 2019); Всероссийское литологическое совещание «Ленинградская школа литологии», посвященное 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 2012); Всероссийское совещание «Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия» (Санкт-Петербург, 2012); XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (Москва, 2019); Всероссийские конференции «Upper Palaeozoic of Russia», Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting (Казань, 2017; 2019); Всероссийская научная конференция, посвященная памяти А.Г. Коссовской и И.В. Хворовой «Фундаментальные проблемы изучения вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных комплексов» (Москва, 2023); Уральские литологические совещания «Приоритетные и инновационные направления литологических исследований» (Екатеринбург, 2012), «Виртуальные и реальные литологические модели» (Екатеринбург, 2014), «Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерагения»

(Екатеринбург, 2016), «Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра» (Екатеринбург, 2018); ежегодные научные конференции секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН «Палеострат» (Москва, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019, 2026); научные чтения, посвященные памяти доктора геолого-минералогических наук, профессора О.В. Япаскурта «Литогенез: стадийность, процессы и диагностика» («Экзолит», Москва, 2018); научно-практический форум «Современные вопросы литологии, морской геологии, геохимии и петрофизики – 2026» (ЛиМГео, Москва, 2026).

Список публикаций автора включает больше 100 наименований, в том числе 14 статей в рецензируемых журналах, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, 6 статей в сборниках, проиндексированных в базе данных WoS, 3 коллективные монографии, 6 статей в прочих изданиях.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав, заключения, 4 приложений, 74 рисунков, 5 таблиц. Список цитируемой литературы включает 509 наименований. Общий объем работы составляет 215 страницы.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 13-05-00592, 13-05-00642, 16-05-00706-а, 18-05-00593, в рамках тем № 0135-2019-0070, 0135-2019-0073, 23032400064-7 государственного задания ГИН РАН, при благотворительном финансировании краеведческих геологических исследований Музея Естественной Истории при Свято-Алексиевской Пустыни (Ярославская область).

Благодарности

Автор признателен коллегам, кто руководил и помогал в работах, особенно В.Н. Кулешову, Б.Г. Покровскому, Е.В. Щепетовой, Ю.О. Гаврилову за участие и внимание к теме исследования.

Очень важно выразить большую признательность А.С. Алексееву, В.И. Давыдову, А.В. Лаломову, А.В. Маслову, Г.А. Мизенсу, Л.А. Сим, Н.М. Чумакову, С.Б. Шишлову, Й. Шнайдеру, А.К. Агаджаняну за помощь, ценные консультации и живое общение, в результате которого зарождались важные неожиданные мысли. Своим друзьям, товарищам и сподвижникам по изучению стратиграфии, литогенеза и минералогии российского континентального пермотриаса В.К. Голубеву, Б.Б. Шкурскому, С.К. Дедушенко, В.А. Шишкову, Э.П. Зазовской.

Коллегам из Казанского Федерального университета, особенно В.В. Силантьеву, Ф.А. Муравьеву, Н.Г. Нургалиевой, Ю.П. Балабанову, М.Н. Уразаевой, Р.Х. Сунгатуллину, Б.И. Гарееву, Г.И. Баталину.

Учителям и соратникам в деле изучения палеопочв В.О. Таргульяну, Т.В. Алексеевой, А.О. Алексееву, С.А. Иноземцеву, А.М. Кузнецовой, И.В. Ковда.

Первым руководителям и наставникам, кто своим искренним участием вовлек в тему исследования важнейшего рубежа в истории Земли, каким является граница перми и триаса: Д.Н. Есину, Н.Н. Верзилину, В.Р. Лозовскому, А.Г. Олферьеву, М.Н. Шелеховой.

Многочисленным соавторам, кто внес свой труд в исследование пермотриаса Московской синеклизы. В том числе А.С. Бакаеву, В.В. Буланову, М.И. Буякайте, Р.В. Веселовскому, А.В. Гоманькову, А.В. Григорьевой, А.В. Дронову, А.Ю. Казанскому, Е.В. Карасеву, Д.Н. Кисилеву, В.Г. Костишину, Д.А. Кухтинову, А.В. Миних, Р.Э. Мусаэляну, С.В. Наугольных, М.А. Наумчевой, Е.В. Покровской, М.Е. Раабен, К.М. Седаевой, А.В. Ульяхину, А.М. Фетисовой, В.А. Цельмовичу, О.П. Ярошенко.

Всем, кто принимал участие в общих полевых работах и способствовал сбору материала, в том числе С.В. Петухову, А.И. Коневу, В.Л. Машину, И.С. Шумову, Б.И. Морковину; отдельная благодарность сотрудникам Лаборатории артропод ПИН РАН – в первую очередь И.Д. Сукачевой, Д.Е. Щербакову, Д.В. Василенко, и руководству Свято-Алексиевской Пустыни в лице иером. Алексия (Василенко) и свящ. Алексия Румянцева за помощь в организации экспедиций.

Коллегам-палеонтологам, в том числе Д.С. Аристову, А.С. Башкуеву, Д.С. Копылову, Е.А. Воронковой, Ф. Шольцу, кто искренним участием и обсуждением актуальных вопросов не раз обращал внимание на важность пермо-триасовой границы на ВЕП для понимания глобальных изменений, с которыми связан позднепермский экологический кризис.

А также моей жене Элеоноре, дочерям Таисии и Полине за поддержку, участие и неизменное долготерпение.

ГЛАВА 1. КРУПНЕЙШИЙ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ КРИЗИС НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА: ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Красноцветные пермо-триасовые отложения ВЕП и соседних районов широко распространены в Прикаспийской синеклизе (Жидовинов, 1998; Стратотипический разрез…, 1972), в Южном Предуралье в Предуральском краевом прогибе (Tverdokhlebov et al., 2002, 2005), на территории Волго-Уральской антеклизы от Оренбуржья до бассейна р. Кама (Tverdokhlebov et al., 2002, 2005; Mouraviev et al., 2015; Стратотипы и опорные…, 1996; Стратотипический разрез…, 2001; Блом, 1968, 1969, 1974), в Мезенской синеклизе (Граница перми…, 1998), в пределах Тимано-Печорской плиты (Граница перми…, 1998; Новиков, 2018) и в соседних впадинах Предуральского краевого прогиба. На территории МС континентальные пермо-триасовые отложения простираются от Тверского и Ярославского Поволжья до бассейнов рек Сев. Двина и Ветлуга, достигая 700 м суммарной мощности (Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984; Граница перми…, 1998).

Уже при выделении пермской системы в XIX в. (Murchison et al., 1845) было установлено, что в европейской России ее нижнюю половину представляли морские отложения – наиболее поздние из них были выделены в казанский ярус (Нечаев, 1915), выше залегали красноцветные породы. Стратиграфические, палеонтологические, литологические, палеопедологические исследования, проведенные более чем за 150 лет, установили накопление красноцветных отложений в специфических обстановках, когда предполагались внутриконтинентальные дельты, «блуждающие» реки, гидрологически контрастный климат (Амалицкий, 1897а, 1897б и др., Едемский, 1928; Люткевич, 1955; Игнатьев, 1962, 1963; Гоманьков, Мейен, 1986; Верзилин и др., 1993; Ивахненко и др., 1997; Ивахненко, 2001; А. Миних, Миних, 2009; Якименко и др., 2000; Иноземцев, Таргульян, 2010; Иноземцев и др., 2011 и др.). Палеонтологические данные позволили установить присутствие в верхней части красноцветного комплекса триасовых отложений (Никитин, 1883; Яковлев, 1916).

Кровля пермской системы установлена на рубеже XIX–XX вв. в морских разрезах, когда К.Л. Грисбах обнаружил выше пермских продуктусовых сланцев в Центральных Гималаях аммониты Ceratitida и описал роды *Otoceras* и *Ophiceras* (Griesbach, 1880). К. Динер приурочил их положение к подошве триаса (Diner, 1900, 1912), опираясь на присутствие в отоцеровых слоях настоящих триасовых цератит, двустворчатых моллюсков и на отсутствие в них пермских брахиопод. Обоснование границы перми и триаса по зональной аммонитовой шкале не подвергалось сомнению до 1980-х гг., пока не актуализировался вопрос о выборе стратотипа границы перми и триаса. В итоге точка глобального стратотипа подошвы триасовой системы (GSSP) была установлена в разрезе Мейшань (Юго-Восточный Китай) по появлению конодонтов *Hindeodus parvus* (Kozur and Pjatakova) (Yin et al., 2001, 2005) на уровне 251,902±0,024 млн лет (Shen et al., 2019).

Граница перми и триаса была определена как завершение одного из крупнейших этапов в истории жизни на Земле, который закончился вымиранием многих палеозойских таксонов (Newell,

1952; Schindewolf, 1954). В ходе позднепермского вымирания, протекавшего в две фазы (рис. 1), исчезло более 80% родов животных в Мировом океане, многие пермские группы вымерли или значительно сократили разнообразие (фузулиниды, радиолярии, ругозы, брахиоподы, аммониты и др., Raup, 1979; Erwin et al., 2002; Payne, Clapham, 2012; Benton, Newell, 2014; Shen et al., 2019). Первая фаза вымирания примерно совпадает с границей гваделупского (среднего) и лопинского (позднего) отделов перми МСШ и характеризовалась различными темпами исчезновения групп от времени/зоны *Jinogondolella altudensis* кептена до раннего вучапиния примерно в течение 2,5 млн лет (Бяков, 2024; Бяков и др., 2023; Shen et al., 2019; Zhang, Wang, 2018). Вторая фаза является, по сути, позднепермским вымиранием *sensu stricto* – в узком смысле, почти маркирует границу пермской и триасовой систем и по скорости исчезновения таксонов была катастрофической. Она проявилась сильнее всего на уровне 251,941±0,037 млн. лет и продолжалась не более 61±48 тыс. лет (Shen et al., 2019). Интервал между двумя фазами, то есть между началом и завершением лопинской эпохи составляет около 7,2 млн. лет.

Кризис вызвал существенные изменения в континентальной биоте, особенно во время второй фазы позднепермского вымирания непосредственно при переходе к инду. На рубеже перми и триаса вымерли 9 родов тетрапод из 13 в Южной Африке (Smith, Botha, 2005). В наземных экосистемах Гондваны произошло разрушение глоссоптериевой флоры (Сиднейский осадочный бассейн, Австралия, Retallack, 1995; горы Принца Чарльза, Восточная Антрактида, McLoughlin et al., 1997), отмечено значительное падение растительного разнообразия в Южном Китае (Peng, Shi, 2009). Наблюдается разрушение гумидной кордаитовой лесной флоры в Сибири (Davydov et al., 2021; Davydov, Karasev, 2021). В Центрально-Европейском бассейне произошел переход от ксерофитной флоры к более гигрофитной (Jewuła et al., 2021, Свентокшиские горы, Holy Cross Mountains, Польша). При этом разрушение растительных сообществ в отличие от морских экосистем не вызвало полного исчезновения основных клад кроме Glossopteridales (Benton, Newell, 2014). Такая особенность подвигла к предположению о более высокой устойчивости наземной флоры к кризису по сравнению с морской биотой (Wing, 2004; McElwain, Punyasena, 2007) и даже к мнению, что неблагоприятные условия вызвали не катастрофическое вымирание, а лишь изменения в структуре растительных сообществ (Nowak et al., 2019; Gastaldo, 2019) и бедность местонахождений с раннетриасовой флорой – это следствие тафономических особенностей захоронения остатков.

В течение последних 30 лет в литературе активно обсуждаются причины вымирания и последовательность этапов кризиса, которые реконструируются как по изменениям в биоте, так и по абиотическим событиям – потенциальным триггерам глобальных биосферных изменений.

Предполагались падение крупного метеорита (Becker et al., 2004), глобальная аноксия Мирового океана (Wignall et al., 2009; Hallam, Wignall, 1999; Isozaki, 1997; Haq, Schutter, 2008). На рубеже гваделупской и лопинской эпох перми фиксируется резкое потепление, совпадающее с активным базальтовым вулканизмом на территории китайской провинции Емейшань (Chen et al.,

2013). Парниковый эффект могло спровоцировать окисление метана при разложении газогидратов (Retallack, 2009, 2013; Krull, Retallack, 2000; Krull et al., 2000; Twitchett et al., 2001; Haas et al., 2006),

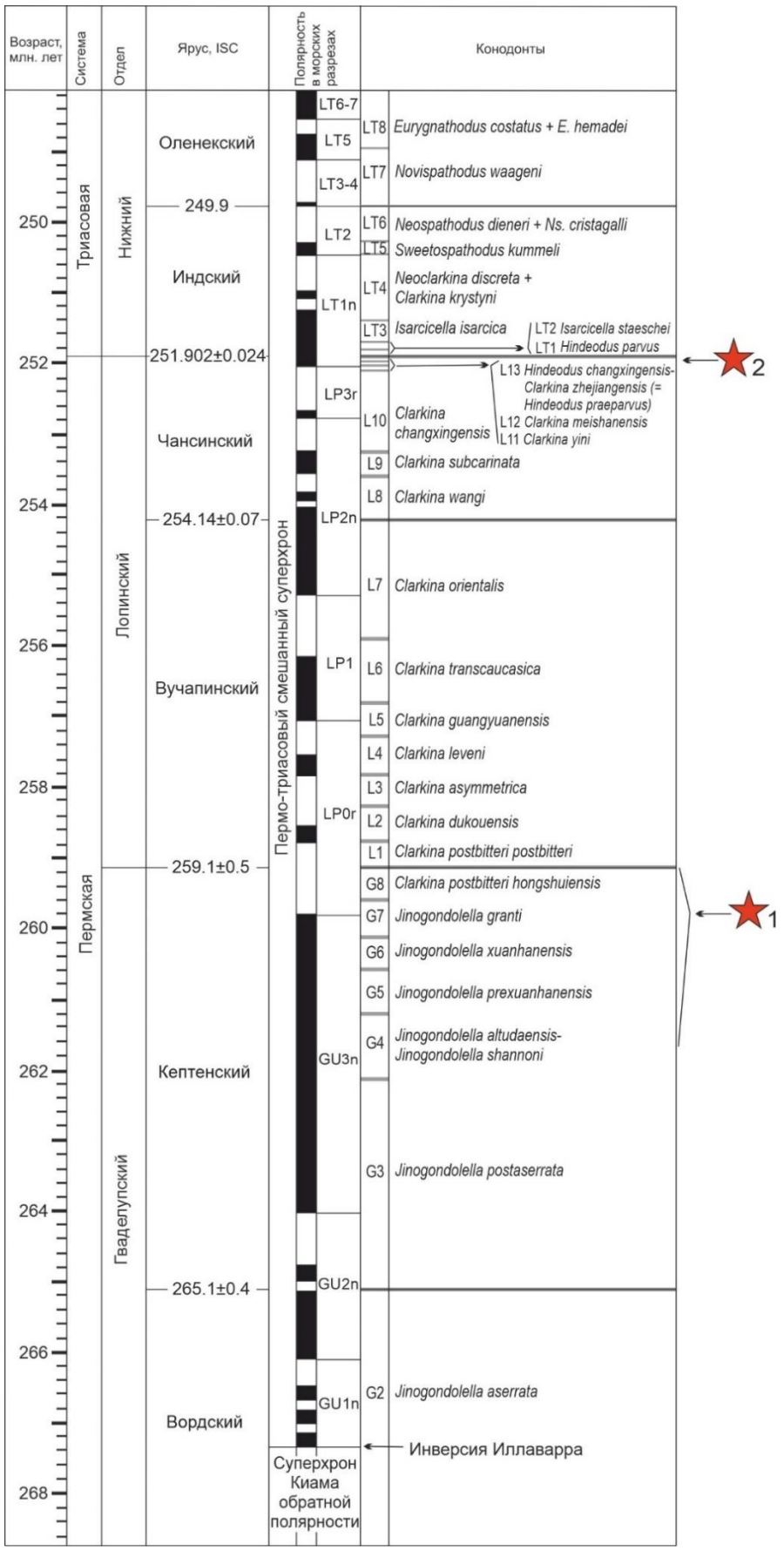


Рис. 1. Две фазы позднепермского экологического кризиса на генерализованной морской шкале пермских – нижнетриасовых отложений Южного Китая (по Shen et al., 2019; Tong et al., 2019; Ogg, Chen, 2020). Звездочками показаны: 1 – предлопинское вымирание, 2 – позднепермское *sensu stricto* (позднечансинское) вымирание.

а также массовое окисление углерода угольных толщ суши (Faure et al., 1995). Накануне второй фазы пермского вымирания отмечено длительное похолодание, которое отвечает вучапинскому и чансинскому ярусам МСШ – последним в пермской системе (Krassilov, Karasev, 2009; Chen et al., 2013; Chen et al., 2016; Baresel et al., 2017). Повышенное поступление в атмосферу парниковых газов непосредственно на границе перми и триаса мог спровоцировать сибирский трапповый магматизм (Renne et al., 1995; Bowring et al., 1998; Reichow et al., 2009; Svensen et al., 2009; Shen et al., 2011). Между тем сдвиги климатических поясов и полное прекращение угленакопления свидетельствуют о потеплении и глобальной аридизации в индское время (Retallack et al., 1996; Чумаков, 2004; Benton, Newell, 2014).Изотопный состав кислорода в конодонтовых элементах дает основание предполагать при переходе к триасу резкое (на 15°C) потепление приповерхностных экваториальных вод Мирового океана. Есть более умеренные оценки потепления на 6–10°C (Kearsey et al., 2009). К вымиранию могло привести совместное воздействие перечисленных факторов (Berner, 2002, 2006a; Korte, Kozur, 2010).

В континентальных обстановках ВЕП также отмечено сокращение биоразнообразия и принципиальные сдвиги в структуре сообществ. По сравнению с позднепермским временем индские тетраподы стали существенно менее разнообразными, сократился их максимальный и средний размер (Сенников, Голубев, 2017; Ивахненко и др., 1997). Наиболее распространенные тетраподы – брахиопоидные лабиринтодонты *Tupilakosaurus sp.* (Шишкин, 1961; Блом, 1968; Ивахненко и др., 1997) использовали жаберное дыхание по аналогии с родственными Dvinosauridae (Шишкин, 1973), экстремальное обезвоживание экотопов могли пережидать, зарываясь в ил. Получили распространение двоякодышащие рыбы, адаптированные переносить сухие сезоны с помощью «легочного» дыхания (М. Миних, 1977), при этом их первые находки известны в вятском веке, в том числе в терминальной перми (А. Миних, М. Миних, 2009; Lebedev et al., 2015). Распространились гибодонтные акулы (А. Миних, 1985) и хрящевые ганоиды *Saurichtys sp.* (Граница перми…, 1998; А. Миних, 1981, 1982), причем находки этих рыб (или близко-родственных таксонов) также известны в терминальной перми ВЕП (А. Миних и др., 2014), в морских пермских (Ivanov et al., 2025) и триасовых разрезах (Liu, Wei, 1988; Kogan, 2011) подчас совместно с лабиринтодонтами *Tupilakosaurus* (Nielsen, 1954; Bjerager et al., 2006). Сократилось разнообразие неморских остракод (Naumcheva, Golubev 2020). Рост разнообразия в инде продемонстрировали конхостраки (Блом, 1968; Новожилов, 1966, 1970; Scholze et al., 2015, 2019) – представители эфемерной фауны временных водоемов, в современной биосфере способные проводить 98% жизненного цикла в стадии яиц (Webb, 1979; Spandl, 1925). Вымерли двустворчатые моллюски, почти не встречаются гастроподы. Индские и оленекские местонахождения насекомых редки и бедны, между тем получили распространение водные жуки (Пономаренко, 2016). Находки индских растений по сравнению с богатыми местонахождениями пермского возраста (Гоманьков, Мейен, 1986; Arefiev et al., 2015a) очень редки и бедны (Naugolnykh, 2012). Одновременно в индских палиноспектрах появились *Densoisporites nejburgii* Balme (Ярошенко, Лозовский, 2004) –

споры гидрофитных плауновидных *Pleuromeia rossica* Neuburg (Нейбург, 1960), распространившихся наиболее широко в раннее оленекское время.

Причины вымирания многих таксонов и синхронного распространения мобильных водных групп на фоне общего сокращения биоразнообразия окончательно не ясны. В качестве основных можно предполагать климатические трансформации и существенную региональную палеогеографическую перестройку, которая привела к изменению конфигурации речных систем и внутренних водоемов. При этом, хотя кризис вызвал существенные изменения в континентальной биоте, он характеризовался специфическими чертами, которые кажутся неожиданными при стереотипном взгляде на потепление и его следствие – аридизацию, как на решающий летальный фактор (Сенников, 2004; Пономаренко, 2016; Mehmood et al., 2025).

Комплексные седиментологические, минералогические, геохимические исследования пермо-триасовых отложений МС позволяют рассмотреть спектр палеогеографических обстановок, характеризовавших их накопление, и в итоге определить геологические паттерны при переходе от перми к триасу, на фоне которых развивался позднепермский кризис на ВЕП.

ГЛАВА 2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРМСКИХ И ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БАССЕЙНАХ РЕК СУХОНА – ЮГ – СЕВЕРНАЯ ДВИНА И ВЕТЛУГА (ВОСТОК МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ)

Исследование верхнепермских – нижнетриасовых разрезов восточной части МС тесно связано с решением важнейших задач, поставленных при изучении континентальной красноцветной пермо-триасовой мегаформации ВЕП (Мазарович, 1934, 1939; Люткевич, 1955; Игнатьев, 1962, 1963; Блом, 1960, 1967; Лозовский, 1965, 1967). Историю изучения пограничных пермо-триасовых отложений в бассейнах рек Сухона – Юг – Сев. Двина и р. Ветлуга целесообразно рассмотреть параллельно в стратиграфическом и литологическом аспектах.

2.1. Стратиграфические исследования

2.1.1. Северодвинская группа обнажений: бассейны рек Сухона – Юг– Сев. Двина

Пласты «красного песчаника» между «каменноугольной и юрской формациями» в бассейнах рек Сухона и Сев. Двина (рис. 2, 3, 4) впервые отметил проф. И.Г. Блазиус в 1840–1841 гг. (Blasius, 1844). В это же время Сухоно-Северодвинский бассейн исследовал граф А.А. Кейзерлинг (1843) – участник экспедиции Р.И. Мурчисона, по результатам которой была выделена пермская система (Murchison et al., 1845). Еще один участник экспедиции Мурчисона – барон А.К. фон Мейендорф, отметил в нижнем течении р. Сухона вертикальные берега по 200–240 футов (~60–70 м), сложенные красным и зеленым мергелем с пластами беловатого, в том числе конкреционного известняка. Все породы были без окаменелостей (Murchison et al., 1845, с. 178). Около Красноборска на р. Бол. Сев. Двина А.К. Мейендорф указал коричневато-красные пески и конгломераты. Начиная с этих работ, красноцветные континентальные отложения ВЕП, залегающая выше морских пермских, считались пермскими.

Позже терригенные и карбонатные породы в нижнем течении р. Сухона отметил Н.П. Барбот-де-Марни (1868), но и он ограничился констатацией, что местные коренные выходы в полном смысле *terrains muets* – немые земли.

Описания предшественников позволили определить район распространения наиболее представительных выходов пермских пород и проф. Варшавского университета В.П. Амалицкий (1897а, 1897б, 1898а, 1898б, 1898в, 1898г и др.) провел подробные геологические исследования в долинах рек Сухона и Сев. Двина на рубеже XIX–XX вв. Первые экспедиции он организовал на личные средства в свободное от преподавания время, когда искал подтверждение своей гипотезе о единстве восточно-европейской и южно-африканской фауны пермских тетрапод. В.П. Амалицкий подробно описал коренные выходы, выделил маркирующие слои, сопоставил с их помощью обнажения и предложил первую схему расчленения красноцветных отложений, вскрытых реками Сухона и Сев. Двина. К началу работ ярус «пестрых мергелей», предложенный для пермских красноцветных отложений ВЕП (Штукенберг, 1882), был заменен на татарский ярус (Никитин, 1887) и в местных татарских отложениях В.П. Амалицкий выделил четыре толщи,

сменяющие друг друга вверх по разрезу. Он же открыл богатые местонахождения остатков тетрапод (подзоны *Chroniosuchus paradoxus* зоны *Scutosaurus karpinskii* согласно современной зональной шкале пермских отложений ВЕП по тетраподам (Сенников, Голубев, 2017)), рыб, беспозвоночных и растений, приуроченные к руслам пермских рек. Начиная с его работ крупные изолированные песчаные тела аллювиального генезиса до нескольких сот метров протяженности в разрезе, распространенные в долинах рек Сухона и Сев. Двина (рис. 4), стали называться в русскоязычной литературе линзами.

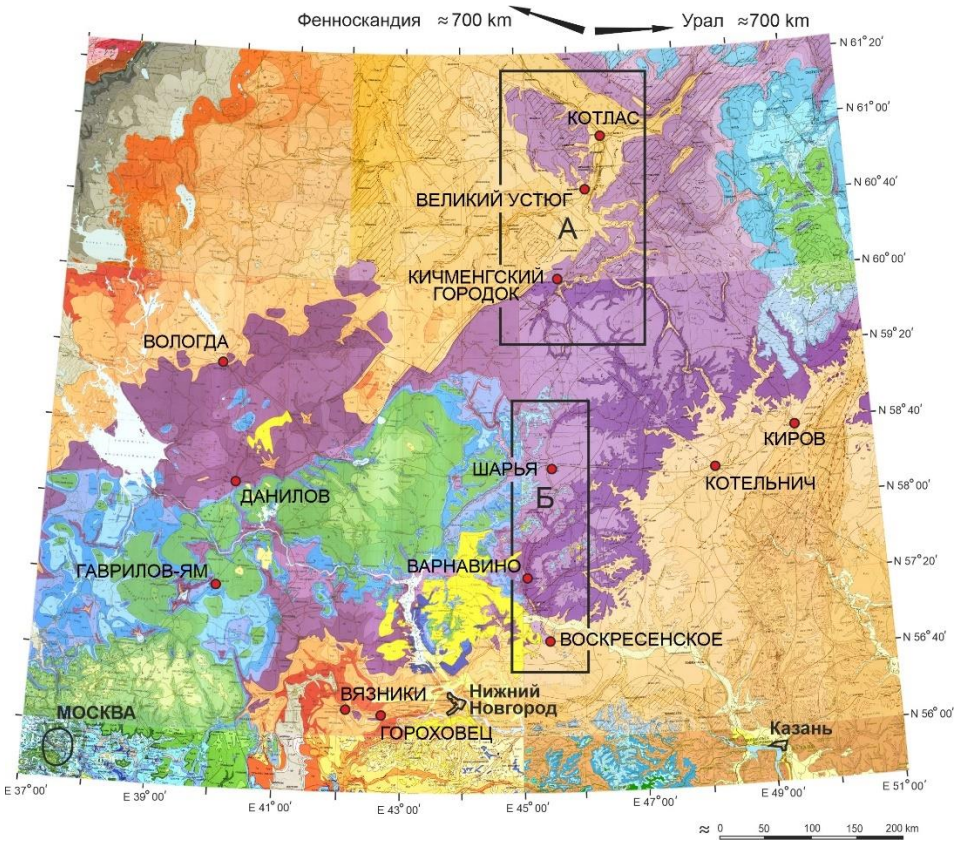


Рис. 2. Район расположения изученных автором верхнепермских и нижнетриасовых разрезов на геологической карте Московской синеклизы и сопредельных регионов. Рисунок составлен из листов геологической карты масштаба 1:1000000: N-37, (38); N-(38), 39; O-37, (38); O-38, (39); P-36, 37; P-38, 39. А – бассейны р.р. Мал. и Бол. Сев. Двина, Сухона, Юг, Северодвинская группа обнажений; Б –долина р. Ветлуга, Ветлужская группа обнажений.

М.Б. Едемский (1928) продолжил рекогносцировочные геологические работы на реках Мал. Сев. Двина, Сухона и Юг. Он описал новые песчаные линзы – Марьюшкина Слуда, Конявица, Пашина гора и др., и показал, что частота их встречаемости на одном уровне составляла в среднем по одной линзе на 4–5 км прямого речного берега. Позже эта закономерность позволила И.А. Ефремову (1950) предположить существование пермской дельты, простиравшейся с востока на запад в современных координатах.

И.А. Ефремов собрал на р. Шарженга (бассейн р. Юг) фауну позвоночных, отличающуюся от сборов В.П. Амалицкого и описал лабиринтодонта *Bentosuchus sushkini* Efremov (Efremov, 1929; Быстров, Ефремов, 1940) – руководящий таксон фауны *Benthosuchus* согласно современной зональной шкале пермских отложений ВЕП по тетраподам (Сенников, Голубев, 2017).

Исследования на р. Шарженга подтвердили, что верхнюю часть красноцветной

мегаформации слагают породы триасовой системы. Один из первых, кто указал на присутствие триасовых отложений на севере Русской плиты, был Н.П. Барбот-де-Марни (1868), обнаруживший хвощ *Calamites arenaceus* Brongniart, известный в триасе Западной Европы. А.П. Карпинский (1880) проанализировал все петрографические (литологические) и палеонтологические аргументы за и против отнесения «яруса пестрых мергелей» к перми или триасу и пришел к выводу, что часть красноцветных пород следует относить к пермской системе, часть – к триасовой.

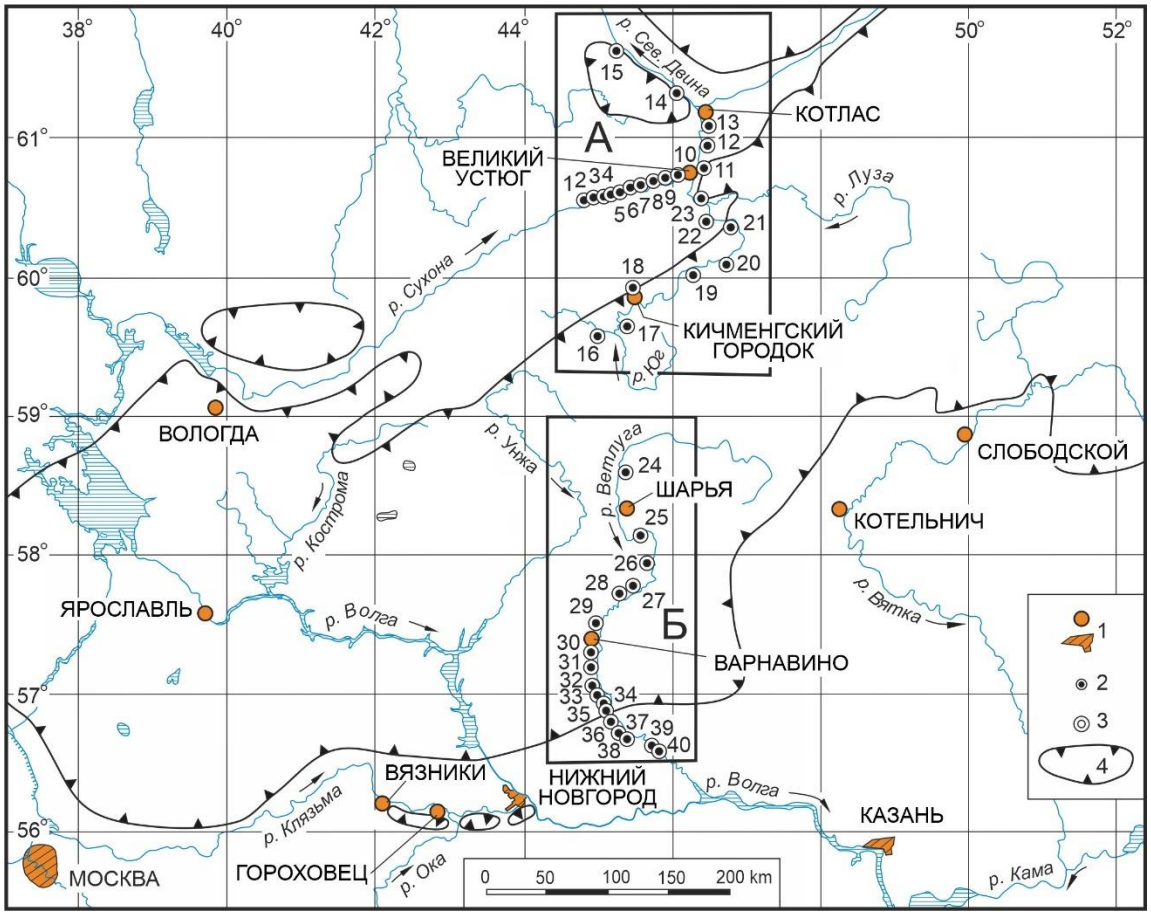


Рис. 3. Местоположение изученных автором пермских и триасовых разрезов.

Условные обозначения: 1 – крупные населенные пункты, 2 – обнажения, 3 – скважины, 3 – граница нижнетриасовых отложений (по Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984 с уточнениями).

А – бассейны р.р. Малая и Большая Северная Двина, Сухона (нижнее течение), Юг. Обнажения: 1 – Верхняя Тозьма, точка наблюдения (т.н.) 127; 2 – Нижняя Тозьма, т.н. 213 – Бабье, т.н. 128 – Белая, т.н. 149; 3 – Полдарса, т.н. 21 – Никулино, т.н. 20, ВГ 1356, ВГ 1357; 4 – Порог, т.н. 215, Опоки, т.н. 22, 23; 5 – Устье р. Стрельны, т.н. 25 – Есиповка, т.н. ВГ 0011 – Марьюшкина Слуда, т.н. 24, ВГ 33; 6 – Мутовино, т.н. 28, ВГ 1350; 7 – Конявица, т.н. 29 – Мыс Бык, т.н. 30; 8 – Климово, т.н. 37; 9 – Саларёво, т.н. 39; 10 – Яйково, т.н. 41; 11 – Аристово, т.н. 42 – Кузино, т.н. 154 – Верхнее Кузино, т.н. 158 – Балебиха, т.н. 151; 12 – Савватий, т.н. 46; 13 – Соколки, т.н. 61 – Завражье, т.н. 153; 14 – Фаустово, т.н. 131; 15 – Пермогорье, т.н. 132; 16 – Вахнево, т.н. 104 – Оксилово, т.н. 217; 17 – Кудрино, т.н. 103; 18 – Недуброво, т. н. 133; Кузьмино, т.н. 134; 19 – Ананьино, т.н. 2; 20 – Слуда, т.н. 3; 21 – Шолга, т.н. 4 – Пуртово, т.н. 163; 22 – Подсараица, т.н. 5; 23 – р-н устья р. Луза, Пашина Гора, т.н. 136 – Клыково, т.н. 159-162.

Б – долина р. Ветлуга. Обнажения: 24 – Зубовское, т.н. 223; 25 – Бол. Слудка, т.н. 108; 26 – Спасское, тт.н. 64-66; 27 – Вознесенье, т.н. 67; 28 – Шилиха, т.н. 100; 29 – Анисимово, т.н. 70; 30 – Андреево (Богородское), т.н. 72; 31 – Дмитриево, т.н. 29; 32– Афанасиха, т.н. 166 – Сарафаниха, т.н. 167; 33 – Ильинское, т.н. 182; 34 – Прудовка, т.н. 96; 35 – Асташиха, т.н. 98 – Знаменское, т.н. 97 – Русениха, т.н. 165; 36 – Воскресенское, т.н. 99 – Калиниха, т.н. 222; 37 – Богородское, т.н. 95; 38 – Галибиха, т.н. 93; 39 – Сухоборка, т.н. 94; 40 – Сосновка, т.н. 236.

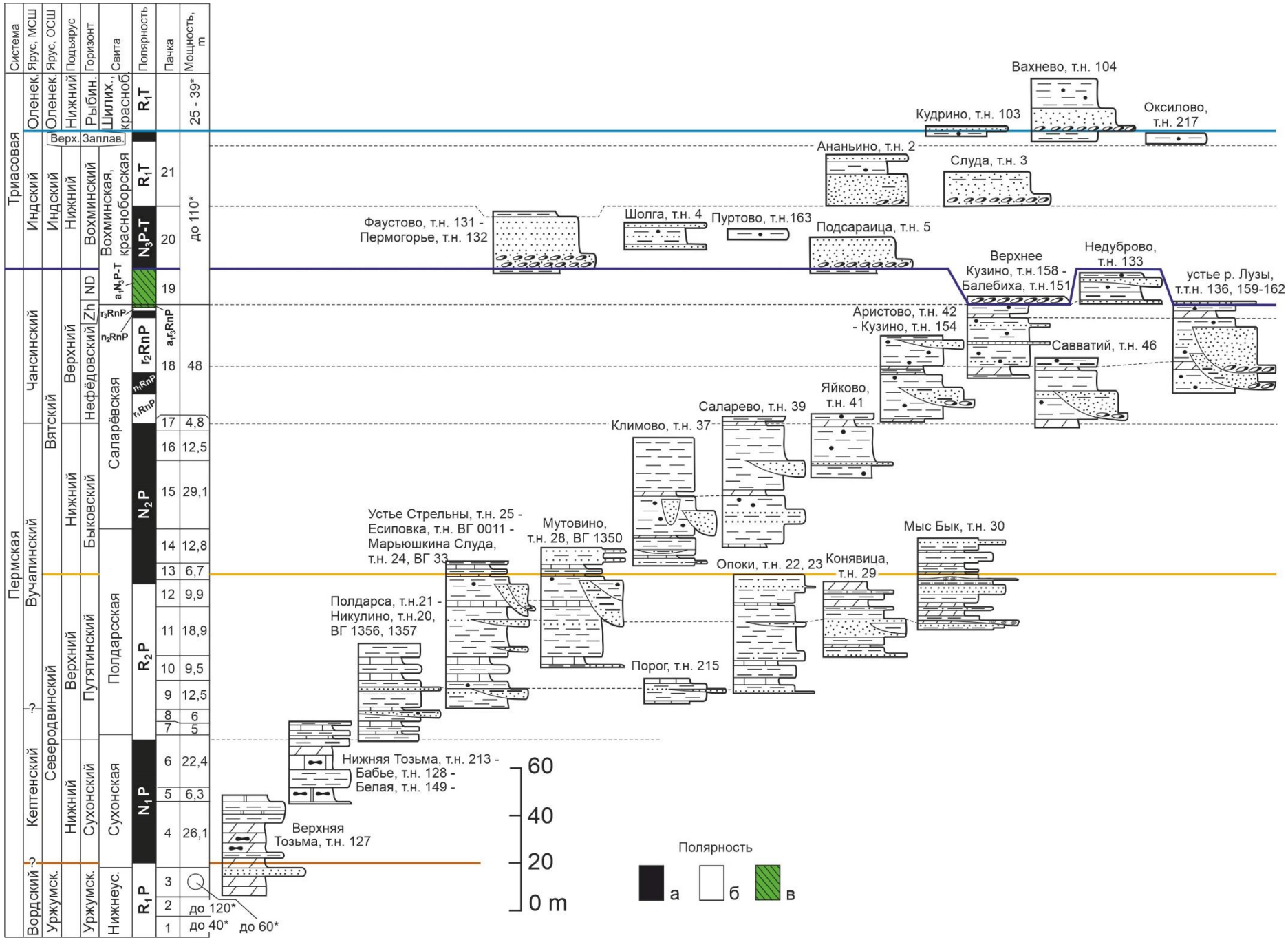
Основы современной стратиграфической схемы пермских отложений в бассейнах рек Сухона – Юг – Сев. Двина заложил Е.М. Люткевич (1931, 1935, 1939) при картировании 70 листа 10-верстной карты европейской части СССР. По литостратиграфическим критериям он выделил (снизу – вверх) нижнеустьинскую, сухонскую и северодвинскую свиты татарского возраста, определив их структурное положение в виде вала, названного Сухонским. Нижнеустьинскую свиту слагали доломитизированные мергели, доломиты и высокозрелые кварцевые пески. Сухонскую – доломиты и мергели без песков. Северодвинская свита объединяла карбонатные сероцветные озерные пачки и терригенные красноцветные отложения с песчаными аллювиальными линзами. Вверх по разрезу она становилась преимущественно красноцветной, но по-прежнему включала карбонатные пачки. Расчленение на свиты в настоящее время сохраняется таким, как предложил Е.М. Люткевич за исключением северодвинской свиты, которая была разделена на полдарсскую и саларёвскую свиты (Решение Межведомственного..., 1990).

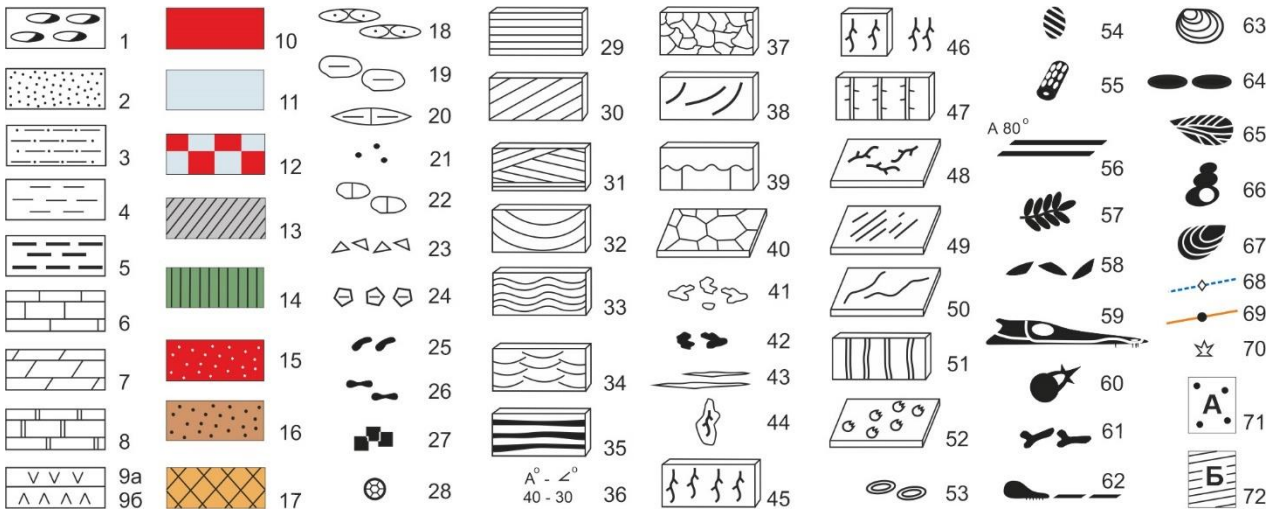
Свиты Люткевича детализировал М.А. Плотников (1948, 1960), расчленивший их на 16 пачек, тогда как Н.А. Пахтусова (Пахтусова, 1966; Пахтусова, Станковский, 1967) уточнила их объем и выделила несколько новых, присвоив всем географические названия. Выделенные Н.А. Пахтусовой (1966; Пахтусова, Станковский, 1967) слои с географическими названиями, по мнению автора, отразили ритмичность отложений и соответствовали циклитам, сложенным чередующимися терригенными красноцветными и карбонатными сероцветными отложениями. Полный вариант схемы М.А. Плотникова – Н.А. Пахтусовой не был опубликован, но оказался наиболее детальным и использовался многими исследователями (Строк, Буслович, 1979; Корреляция разнофациальных..., 1981; Верхнепермские и нижнетриасовые..., 1984; Гоманьков, Мейен, 1986; Голубев, 1996, 2000). Между тем корреляция выделенных пачек с региональными горизонтами долгое время вызывала активную дискуссию.

В.И. Игнатьев (1962), опираясь преимущественно на литологическую характеристику татарских отложений, выделил в них три разнофациальных комплекса – горьковский (позднее уржумский), северодвинский и вятский, предложив рассматривать их в качестве горизонтов. Региональная схема татарского яруса в значительной степени была основана на литологических наблюдениях, палеонтологические данные учитывала в недостаточной мере.

→

Рис. 4. Корреляция пермских и триасовых обнажений в бассейнах рек Сухона, Сев. Двина, Юг (Северодвинская группа обнажений) по данным (Arefiev et al., 2015a; Вехнепермские и нижнетриасоваые…, 1984) с уточнениями автора. Точки наблюдения – т.н., соответствуют показанным на рис. 3. Пачки: 1 – марьегоская, 2 – карпогорская, 3 – шардинская, 4 – верхнетозьменская, 5 – дмитриевская, 6 – нюксеницкая, 7 – устьполдарсская, 8 – микулинская, 9 – стреленская, 10 – исадская, 11 – пуртовинская, 12 – кичугская, 13 – каликинская, 14 – ерогодская, 15 – ровдинская, 16 – саларёвская, 17 – нижнефедосовкая, 18 – комарицкая, 19 – недубровская, 20 – рябинская, 21 – краснобаковская подсвита. Полярность: а – нормальная, б – обратная, в – аномальная с низким наклонением. ND – слои с недубровской биотой, Zh – жуковский горизонт, * – мощности по данным бурения скважин (Верхнепермские и нижнетриасовые..., 1984; Уточненная субрегиональная…, 2011).


Система
Ярус, МСШ
Ярус, ОСШ
Подъярус
Горизонт
Свита
Полярность
Пачка
Мощность, m
Триасовая
Пермская
Оленек.
Индский
Чансинский
Вучапинский
Кептенский
Вордский
Оленек.
Верх. Заплав.
Вятский
Северодвинский
Уржумск.
Нижний
Верхний
Рыбин.
Вохминский
ND
Zh
Нефёдовский
Быковский
Путятинский
Сухонский
Шилих., красноб.
Вохминская, красноборская
Саларёвская
Полдарсская
Сухонская
Нижнеус.
R_1T
N_3P-T
a_1N_3P-T
r_3RnP
n_2RnP
r_2RnP
a_1r_5RnP
n_1RnP
r_1RnP
N_2P
R_2P
N_1P
R_1P
25 - 39*
до 110*
48
4,8
12,5
29,1
12,8
6,7
9,9
18,9
9,5
12,5
6
5
22,4
6,3
26,1
до 120*
до 40*
до 60*
Вахнево, т.н. 104
Кудрино, т.н. 103
Оксилово, т.н. 217
Ананьино, т.н. 2
Слуда, т.н. 3
Фаустово, т.н. 131 - Пермогорье, т.н. 132
Шолга, т.н. 4
Пуртово, т.н.163
Подсараица, т.н. 5
Верхнее Кузино, т.н.158 - Балебиха, т.н.151
Недуброво, т.н. 133
устье р. Лузы, т.т.н. 136, 159-162
Аристово, т.н. 42 - Кузино, т.н. 154
Савватий, т.н. 46
Яйково, т.н. 41
Саларево, т.н. 39
Климово, т.н. 37
Устье Стрельны, т.н. 25 - Есиповка, т.н. ВГ 0011 - Марьюшкина Слуда, т.н. 24, ВГ 33
Мутовино, т.н. 28, ВГ 1350
Мыс Бык, т.н. 30
Опоки, т.н. 22, 23
Конявица, т.н. 29
Полдарса, т.н.21 - Никулино, т.н.20, ВГ 1356, 1357
Порог, т.н. 215
Нижняя Тозьма, т.н. 213 - Бабье, т.н. 128 - Белая, т.н. 149 -
Верхняя Тозьма, т.н. 127
60
40
20
0 m
Полярность
а
б
в



Условные обозначения. 1 – гравелит, конгломерат, 2 – песок, песчаник, 3 – алеврит, алевролит, 4 – глина, алевритовая глина, 5 – глина, обогащенная $C_{орг}$, 6 – известняк, 7 – мергель, 8 – доломит, 9а – гипс, 9б – ангидрит, 10–17 – окраска пород: 10 –красноцветная, 10 – бледно-голубоватая, светло-серая, белая, 12 – пестроцветная, преимущественно красноцветная с голубоватыми пятнами, 13 – темно-серая, 14 – темно-зеленая, 15 – красноцветные пески, 16 – коричневые, серовато-зеленоватые пески, 17 – оранжевые, желтые пески, 18 – конкреции песчаника, 19 – глинистые окатыши из прослоев заиления в русловых отложениях, 20 – линзы известняка, 21 – педогенные карбонатные нодули, 22 – крупные карбонатные конкреции, 23 – алеврито-глинистые брекчии , 24 – глыбовые брекчии в русловых отложениях, 25 – сидерит, 26 – кремни, 27 – пирит, 28 – космогенный материал (магнетитовые и выскоуглеродистые сферулы, частицы Ni, Fe), 29 – горизонтальная слоистость, 30 – косая диагональная слоистость, 31 – перекрестная диагональная слоистость крупного масштаба, 32 – косая желобообразная слоистость, 33 – волнистая слоистость, 34 – мелкая косая волнистая слоистость, 35 – ритмичное переслаивание песков, алевритов, глин, 36 – азимут и угол наклона слойков в диагональных (косых) аллювиальных сериях, 37 – глинистые кутаны, 38 – сликенсайды, 39 – палеокарст, 40 – трещины усыхания, 41 – глеевые бледно-голубоватые пятна, 42 – остаточные красноцветные пятна, 43 – линзовидные зоны оглеения, 44 – глеевые трубки по корням растений, 45– многочисленные инситные корни *Radicites erraticus* в палеопочвах, 46 – единичные корни *Radicites erraticus*, , 47 – инситные корни *Radicites sukhonensis*, 48 – аллохтонные корни, 49 – следы волочения, 50 – *Planolites isp.* и др. ходы горизонтальной ориентации, 51 – *Scolithos isp.* и др. ходы вертикальной ориентации, 52 – следовые дорожки тетрапод, 53 – онколиты по раковинам двустворчатых моллюсков, 54 – гирогониты харовых, 55 – *Microcodium*, 56 – побеги растений и азимуты их простирания, 57 – листья, 58 – растительный детрит, 59 – тетраподы аквальных адаптаций, 60 – тетраподы наземных адаптаций, 61 – окатанные кости тетрапод, 62 – рыбы, 63 – конхостраки, 64 – остракоды, 65 – насекомые, 66 – гастроподы, 67 – двустворчатые моллюски, изотопно-геохимическая характеристика: 68 – осадочные карбонаты, 69 – педогенные карбонаты, 70 – гидрогенные карбонаты, 71–72 – содержание акцессорных минералов в прозрачной части тяжелой фракции: 71 – альмандин-циркон-кианит-ставролит, 72 – эпидот-клиноцоизит.

Подошву северодвинского горизонта предлагалось проводить по «региональному» появлению песчаных аллювиальных отложений. В сухоно-северодвинском разрезе эту границу проводили примерно в основании полдарсской свиты современной схемы (северодвинской свиты Е.М. Люткевича), подошва которой считалась и подошвой верхнетатарского подъяруса. По мнению Е.М. Люткевича (1955) и В.И. Игнатьева (1962), в бассейнах рек Сухона и Сев. Двина отсутствовали вятские отложения. Согласно этим представлениям преимущественно терригенные красноцветные породы в бассейне р. Вятка, лишенные карбонатных озерных отложений, не имели

аналогов в бассейне р. Сев. Двина и такая позиция способствовала развитию устойчивого мнения, что на территории МС был длительный перерыв в осадконакоплении на границе перми и триаса (Граница перми…, 1998).

Решение стратиграфических вопросов требовало выработки твердых критериев для выделения изохронных стратонов. К концу XX в. ряд исследователей, оперируя палеомагнитными и палеонтологическими данными, стали рассматривать подошву северодвинского горизонта в долине р. Сухона в подошве сухонской свиты (Храмов, 1963; Форш, 1963; Молостовский и др., 1979; Опорный разрез…, 1981) вблизи смены палеомагнитных гиперзон Киама и Иллаварра. Эта точка зрения была зекреплена в Решениях Межведомственного стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Решение Межведомственного…, 1990), в итоге в региональной шкале верхнепермских отложений была закреплена первая изохронная граница. Многие исследователи, указывали на присутствие в бассейнах рек Сухона и Сев. Двина и вятского горизонта (Храмов, 1963; Форш, 1963; Олферьев, 1974; Молостовская, 1975; Молостовский и др., 1979; Строк, Буслович, 1979; Опорный разрез…, 1981; Молостовский, 1983; Верхнепермские и нижнетриасовые..., 1984; Гоманьков, Мейен, 1986).

Богатая палеонтологическая характеристика сухонской, полдарсской и саларёвской свит в долинах рек Сухона и Сев. Двина помогла разработать зональные региональные шкалы ВЕП по остракодам, рыбам, тетраподам и другим группам (Татарские отложения…, 2001; рис. 5). Схема расчленения позднепермских отложений была пересмотрена с биостратиграфических позиций и подкреплена палеомагнитными данными. Уржумский, северодвинский и вятский горизонты прежнего татарского яруса получили ранг ярусов ОСШ: уржумский ярус вошел в биармийский (средний) отдел пермской системы, северодвинский ярус – как нижний, вятский ярус – как верхний, в татарский (верхний) отдел перми (Постановления Межведомственного…, 2006). В основу зональной шкалы постказанских пермских отложений были положены филогенетические линии остракод. Две остракодовые зоны северодвинского яруса стали отвечать сухонскому (*Suchonellina inornata – Prasuchonella nasalis*) и путятинскому горизонтам (*Suchonellina inornata – Prasuchonella stelmachovi*), две зоны вятского яруса – быковскому (*Wjatkellina fragilina – Dvinella cyrta*) и нефёдовскому (*Wjatkellina fragiloides – Suchonella typica*) горизонтам (Голубев, 2012). Стратотипический разрез северодвинского яруса был выбран в нижнем течении р. Сухона. Стратотип вятского яруса сохранился на р. Вятке. Вместе с тем, поскольку в долинах рек Сухона и Сев. Двина были установлены наиболее представительные вятские разрезы, гипостратотип вятского яруса и его лимитотип были утверждены также здесь (Постановления Межведомственного…, 2006). В основу зональный шкалы по тетраподам легла смена их комплексов (Голубев, 2000; Сенников, Голубев, 2017). Вышележащие отложения маркировала остракодовая зона *Darwinula mera – Gerdalia variabilis* (Решения Межведомственного …, 1982; Уточненная субрегиональная…, 2011), считавшаяся индской.

В.К. Голубев, активно занимавшийся вопросами стратиграфии пермских отложений ВЕП,

детально переописал основные обнажения полдарсской и нижней половины саларёвской свиты восточного крыла Сухонского мегавала, в ряде случаев совместно с автором настоящей работы (Граница перми…, 1998; Голубев, 2000). Их сопоставление проводилось по реперным слоям непосредственно на месте, что качественно повышало объективность корреляции. Таким образом, все границы татарского отдела ОСШ стали изохронными, пермские отложения долины р. Сухона были привязаны к региональной стратиграфической шкале на основании биостратиграфических дынных.

За последние десятилетия из полдарсской и саларёвской свит были описаны многочисленные виды: растения (Арефьев, Наугольных, 1998; Наугольных, Арефьев, 1999; Naugolnykh, 2009), остракоды (Татарские отложения…, 2001), насекомые (Пономаренко, 2003; Аристов, 2013а, 2013б; Aristov, 2004; Aristov et al., 2013 и др.), рыбы (А. Миних, 1998; А. Миних и др., 2015), тетраподы (Bulanov, 2003; Твердохлебова, Ивахненко, 1994; Голубев, 1998, 1999; Татаринов, 2000; Ивахненко, 2012; Ivakhnenko, 2003), следовые дорожки тетрапод (Губин и др., 2004), подтвердившие высокое разнообразие позднепермской биоты.

Вышележащие триасовые отложения были выделены в вохминскую свиту, которая отвечала индскому ярусу и заняла нижнюю позицию в триасовой системе МС (Решения Межведомственного …, 1982; Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984). Проведение подошвы вохминской свиты – соответственно, индского яруса, было обосновано не столько биостратиграфическими, сколько литостратиграфическими признаками. Появление конгломератов с кремневой галькой в переходном интервале от перми к триасу при геологическом картировании считалось изохронным. Предполагая значительный перерыв в осадконакоплении на рубеже перми и триаса, что «подтверждалось отсутствием» вятского горизонта (яруса) на территории МС, относительно мощные грубообломочные породы с кремнями рассматривались как маркер подошвы триасовых отложений.

Вохминская свита в целом отличалась бедностью органических остатков, хотя в бассейне р. Юг из нее были описаны руководящие конхостраки *Cornia melliculum* Lutkevich, *Vertexia tauricornis* Lutkevich (Люткевич, 1941), лабиринтодонт *Luzocephalus blomi* Shishkin (Шишкин, 1980). В отличие от южных разрезов МС в этом районе были установлены темно-серые тонко-переслаивающиеся алевритовые глины, обогащенные $C_{орг}$ (Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984), спорами, пыльцой (Ярошенко, Лозовский, 1995), мегаспорами (Karasev et al., 2018). Немногочисленные органические остатки иллюстрировали скудость посткризисной индской экосистемы.

2.1.2. Ветлужская группа обнажений: долина реки Ветлуга

В бассейне р. Ветлуга первые сведения о красноцветных породах (рис. 2, 3, 6) также были собраны в начале 1840-х гг. участниками экспедиции Р.И. Мурчисона. На геологической карте, составленной по результатам путешествия Р.И. Мурчисона, в этом районе указаны пермские

отложения (Murchison et al., 1845, Plate VI).

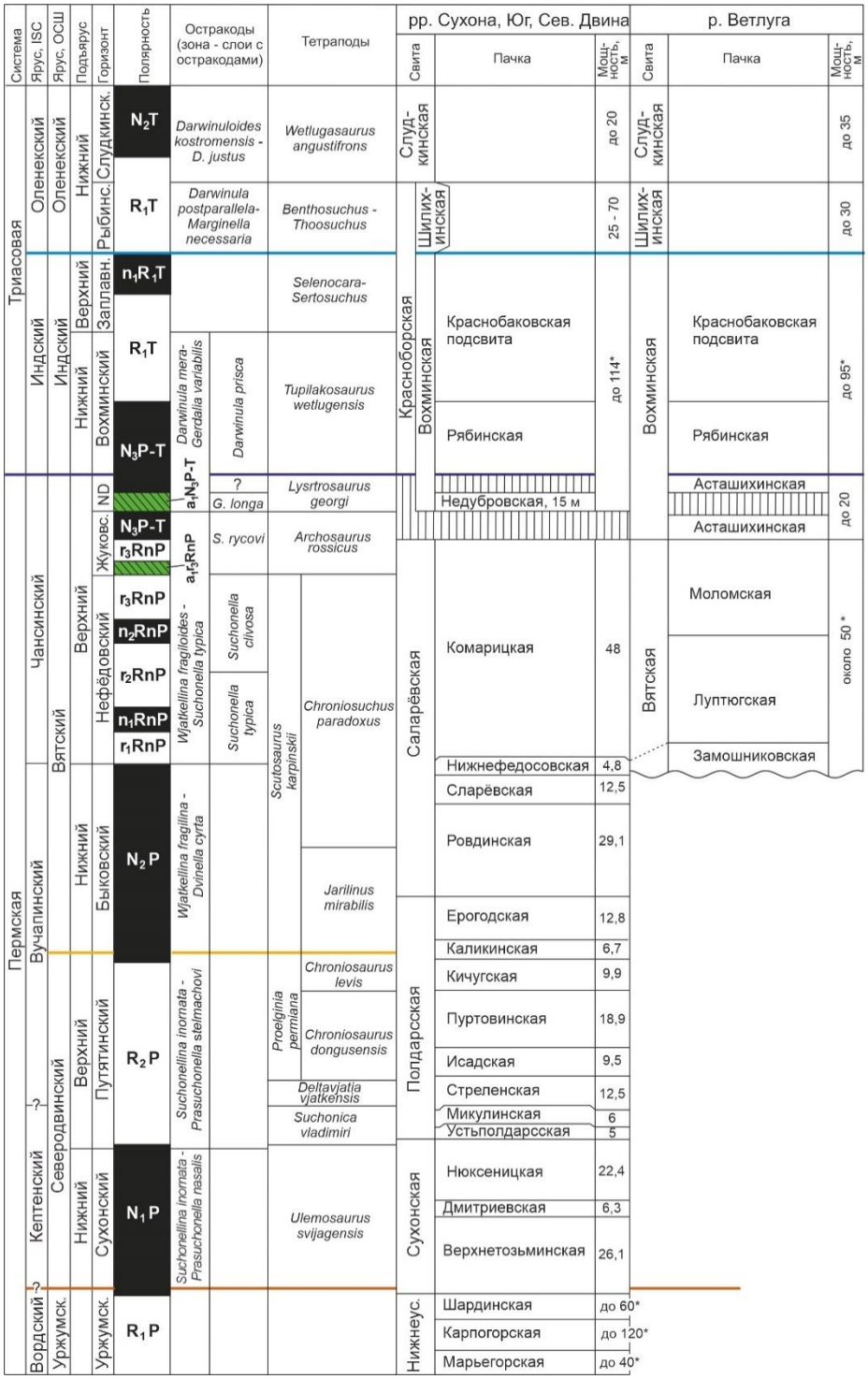


Рис. 5. Стратиграфическая схема верхнепермских (татарских) и нижнетриасовых отложений восточной части Московской синеклизы, вскрытых в бассейнах рек Сухона, Юг, Северная Двина и Ветлуга, принятая в настоящей работе. Зоны по остракодам по данным М.А. Наумчевой (Naumcheva, Golubev, 2020; Фетисова и др., 2022). Зоны по тетраподам по данным А.Г. Сенникова, В.К. Голубева (2017) с добавлением зоны *Lystrosaurus georgi.* Полярность в переходном интервале от перми к триасу по работам (Фетисова и др., 2018, 2022, 2024; Fetisova et al., 2019). ND – слои с недубровской биотой в расширенном объеме. * – мощность по данным бурения (Верхнепермские и нижнетриасовые..., 1984; Граница перми..., 1998).

Красноцветные выходы по течению р. Ветлуга проследил С.Н. Никитин (1883). Он обратил внимание на широкое развитие песчаных отложений в основном интервале изученного разреза и на характерные известняки мощностью 0,2–0,4 м в более древних отложениях (д. Сосновка, другие

обнажения). Тем самым С.Н. Никитин определил главный принцип расчленения постказанских красноцветных отложений в бассейне р. Ветлуга, который при геологическом картировании представлялся важным для экспрессной визуальной оценки обнажений и применялся для проведения границы перми и триаса.

Сведения о местных пермских отложениях (рис. 6) упоминались в немногочисленных относительно ранних работах (Блом, 1952; Игнатьев, 1956а, 1956б, 1962). В конце XX в. В.Р. Лозовский и Г.И. Блом составили их разрез и привели палеонтологическую характеристику (Граница перми…, 1998). Пермские выходы были отнесены к вятскому горизонту (позже ярусу). В бассейне верхнего течения р. Ветлуга к этому времени в вятском горизонте были выделены три пачки, получившие собственные названия (Решение Межведомственного…, 1990) – замошниковская, луптюгская, моломская. В нижнем течении р. Ветлуга все три пачки были указаны в ранге свит (Граница перми…, 1998). В последнее время они интерпретируются как пачки вятской свиты (Davydov et al., 2020), выделенной в соседнем бассейне р. Вятка (Решения Межведомственного…, 1965). Такая точка зрения принята и в настоящей работе. При недостаточных литолого-фациальных критериях их выделения поднимался вопрос о выделении в пермском разрезе ниже пос. Воскресенское собственных стратиграфических подразделений (Фетисов и др., 2024), нерешенный в настоящее время.

Гораздо шире в бассейне р. Ветлуга оказалась представлена триасовая система. Еще С.Н. Никитин (1883) обнаружил в песках и конгломератах у д. Бол. Слудка остатки лабиринтодонтов, фрагменты чешуй, костей и зубы рыб, описанные как *Ceratodus wetlugae* Nikitin. Из собранного материла Н.Н. Яковлев (1916) описал *Rhinesuchus wolgodwinensis* Yakovlev – первого триасового лабиринтодонта ВЕП. Позднее А.Н. Рябинин (1930) описал из бассейна р. Ветлуга *Wetlugasaurus angustifrons* Riabinin. Анализ остатков и особенностей залегания однотипных конгломерато-песчаных костеносных пород позволили заключить, что основная часть красноцветных отложений в бассейне р. Ветлуга триасового возраста.

Палеонтологические находки вновь подняли дискуссию о границе пермской и триасовой систем на ВЕП. Триасовый возраст верхней части татарского яруса (в его первоначальном понимании) в бассейне р. Ветлуга отстаивал Н.Н. Яковлев (1916). Сборы И.А. Ефремова на р. Шарженга подтвердили присутствие триасовых отложений в бассейне р. Юг (Efremov, 1929; Быстров, Ефремов, 1940). А.Н. Мазарович (1928, 1934, 1939) обобщил накопленные данные. Он окончательно отнес нижнюю часть татарских отложений к верхней перми, существенно менее мощную верхнюю – к нижнему триасу, и предложил отказаться от термина «татарский ярус» как устаревшего, поскольку «татарские» отложения в их прежнем понимании входили в две системы. Термин «татарский ярус» сохранился для верхнепермских отложений. Триасовые отложения стали ассоциироваться с ветлужским ярусом, который в качестве ветлужского надгоризонта, ветлужской серии прочно вошел в литературу (Люткевич, 1939, 1955; Ефремов, 1937; Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984 и др.).

Границу между пермской и триасовой системами А.Н. Мазарович (1939) проводил по резкому изменению литологической характеристики отложений вверх по разрезу в Заволжье, где наблюдалась отчетливая смена глинистых пород песчаными, в том числе с галечниками уральских пород. Тем самым в основу представлений о границе систем были заложены в первую очередь литологические критерии, палеонтологические сведение использовались в меньшей степени. Применяя подходы, разработанные при изучении морских отложений и интерпретируя грубообломочные породы как признак регрессии, гравийно-галечные конгломераты вблизи границы пермской и триасовой систем были признаны априори синхронными, указывающими на длительный перерыв в осадконакоплении на рубеже пермского и триасового периодов.

Г.И. Блом и В.И. Игнатьев при проведении среднемасштабного геологического картирования в бассейне среднего течения рек Ветлуга и Вятка у дд. Путятино и Ряби (р. Вятка) установили границу пермской и триасовой систем по палеонтологическим данным. Триасовый возраст верхней части разреза был подтвержден конхостраками, известными к тому времени из нижнего триаса Верхнего Поволжья (Блом, Игнатьев, 1955), их остатки были собраны из конгломерато-песчаного комплекса, залегавшего с размывом на красноцветных пермских отложениях.

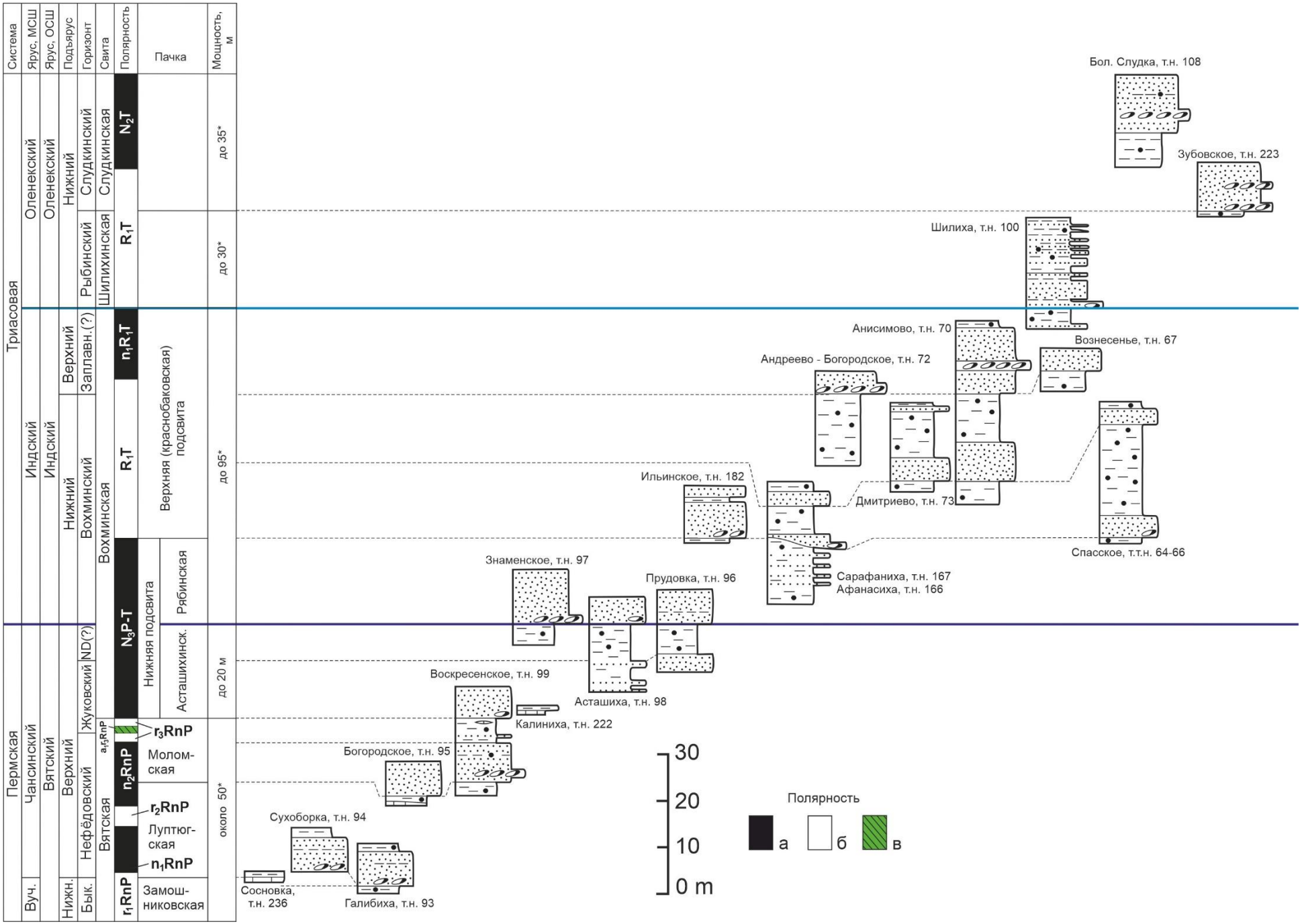
Геолого-съемочные работы показали широкое развитие в восточной части МС песчаных триасовых пород. В триасовых отложениях, вскрытых скважинами, в интервале 100 –150 м, наблюдалось несколько ритмов (Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984), в их основании залегали конгломерато-песчаные породы, выше – глинистые. Косослоистые русловые полимиктовые песчаники во многом были подобны таковым в пермской системе, но встречались гораздо чаще. В отличие от пермских песчаных линз схожего состава триасовые пески интерпретировались как пластовые, простиравшиеся на десятки километров.

Г.И. Блом (1960, 1967, 1968, 1969, 1974) предложил рассматривать триасовые ритмы в ранге региональных горизонтов. У дд. Путятино и Ряби на р. Вятка он выделил базальный горизонт нижнего триаса – рябинский. Стратотипы более молодых горизонтов были предложены на р. Ветлуга. В итоге представления о ритмичности пермских и триасовых отложений стали базироваться на разных подходах. В пермской системе цикличность выделялась по чередованию красноцветных терригенных и сероцветных карбонатных отложений, в триасовой – по чередованию конгломерато-песчаных и глинистых пород.

В долине р. Ветлуга разрозненные коренные выходы не позволяли производить их ясную корреляцию друг с другом (рис. 6). Между тем комплекс данных, полученный во время буровых

→

Рис. 6. Корреляция пермских и триасовых отложений в долине р. Ветлуга (Ветлужская группа обнажений) по данным (Граница перми..., 1998; Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984) с уточнениями автора. Точки наблюдения – т.н., соответствуют показанным на рис. 3. Полярность: а – нормальная, б – обратная, в – аномальная с низким наклонением. ND – слои с недубровской биотой, Вуч. – вучапинский, Бык. – Быковский, * – мощности по данным бурения скважин (Верхнепермские и нижнетриасовые..., 1984; Граница перми…, 1998). Последним ритм вохминской свиты условно отнесен к заплавненскому горизонту.


Система
Ярус, МСШ
Ярус, ОСШ
Подъярус
Горизонт
Свита
Полярность
Пачка
Мощность, м
Триасовая
Пермская
Оленекский
Индский
Чансинский
Вятский
Нижн.
Верхний
Нижний
Вуч.
Бык.
Слудкинский
Рыбинский
Заплавн.(?)
Вохминский
ND(?)
Жуковский
Нефёдовский
Слудкинская
Шилихинская
Вохминская
Вятская
N_2T
R_1T
n_1R_1T
N_3P-T
a_{r_3}RnP
r_3RnP
n_2RnP
r_2RnP
n_1RnP
r_1RnP
Верхняя (краснобаковская) подсвита
Нижняя подсвита
Рябинская
Асташихинск.
Моломская
Луптюгская
Замошниковская
до 35*
до 30*
до 95*
до 20 м
около 50*
Бол. Слудка, т.н. 108
Зубовское, т.н. 223
Шилиха, т.н. 100
Анисимово, т.н. 70
Вознесенье, т.н. 67
Андреево - Богородское, т.н. 72
Ильинское, т.н. 182
Дмитриево, т.н. 73
Спасское, т.т.н. 64-66
Знаменское, т.н. 97
Прудовка, т.н. 96
Сарафаниха, т.н. 167
Афанасиха, т.н. 166
Асташиха, т.н. 98
Воскресенское, т.н. 99
Калиниха, т.н. 222
Богородское, т.н. 95
Сухоборка, т.н. 94
Сосновка, т.н. 236
Галибиха, т.н. 93
30
20
10
0 m
Полярность
а
б
в

работ, дал возможность построить общий профиль и привязать к нему отдельные обнажения (Блом, 1960, 1967, 1968, 1969, 1974). В итоге региональная триасовая шкала была основана на ритмичности отложений и, хотя представления о широком распространении грубообломочных пород в основании триасовой системы были согласованы с находками триасовой биоты, палеонтологические данные она учитывала не в полной мере.

Г.И. Блом пытался отойти от ритмичности как основополагающего фактора региональной стратиграфии и старался привлекать палеонтологические материалы для обоснования изохронности выделенных горизонтов. Существенным вкладом в изучение индских отложений ВЕП стала находка *Tupilakosaurus wetlugens*is Shishkin (Шишкин, 1961). Лабиринтодонты *Tupilakosaurus* к тому времени были известны в нижних аммонитовых зонах триаса Восточной Гренландии, в том числе *Otoceras boreale* (Nielsen, 1954, Bjerager et al., 2006). Открытие их на Русской плите позволило коррелировать индский ярус ВЕП с бореальными отложениями Арктики (Лозовский, 1983). Остатки *Tupilakosaurus sp.* были найдены и в подошве триасовых отложений у д. Ряби (Блом, 1968). Тем не менее, литологическая основа в схеме Г.И. Блома оставалась в приоритете.

Ритмичность триасовых отложений согласовал с этапами эволюции биоты В.Р. Лозовский (1967). Используя накопленные данные по эволюции тетрапод, в первую очередь материалы И.А. Ефремова, М.А. Шишкина, В.Г. Очева, он предложил новую схему расчленения континентального триаса. За основу зональной шкалы была принята смена комплексов тетрапод, которая дополнялись палеомагнитными сведениями, данными по остракодам, рыбам, спорам и пыльце. После уточнений предложения В.Р. Лозовского послужили основой для региональной схемы триасовых отложений центра европейской части СССР (Решения Межведомственного …, 1982).В итоге в триасе ВЕП были утверждены четыре региональных горизонта, выделенные по биостратиграфическим критериям: (снизу – вверх) вохминский, рыбинский, слудкинский и яренский. Стратотипы вохминского и слудкинского горизонтов были указаны в бассейне р. Ветлуга. В восточной части МС вохминскому горизонту соответствовала вохминская свита, рыбинскому – шилихинская, слудкинскому – слудкинская. Стратотипы свит также были указаны в бассейне р. Ветлуга. Несколько ритмов Г.И. Блома были объединены в вохминский горизонт и вошли в ранге слоев в вохминскую свиту (в настоящее время в ранге пачек). Триасовая система начиналась с рябинских слоев (ныне пачка) вохминской свиты. В их подошве присутствовали относительно мощные грубообломочные отложения с *Tupilakosaurus sp.,* что отвечало представлениям о залегании триасовых отложений с глубоким размывом на пермских породах. Два (в наиболее полных разрезах три) более поздних ритма стали рассматриваться как краснобаковские слои (ныне верхняя подсвита) вохминской свиты.

Границы горизонтов и свит по представлениям В.Р. Лозовского совпадали с границами седиментационных ритмов. Остатки позвоночных, как правило, встречались в русловых конгломерато-песчаных отложениях, а не в глинистых породах, которые В.Р. Лозовский относил

к пойменным и озерно-болотным фациям, новая фауна в основном встречалась в подошвах циклитов. Таким образом, схема В.Р. Лозовского учитывала ритмы Г.И. Блома.

Вохминский, рыбинский и слудкинский горизонты объединялись в ветлужскую серию (надгоризонт) с гипостратотипом в долине р. Ветлуга. Вохминский горизонт сопоставлялся с индским ярусом (Лозовский, 1983), который в бассейне р. Ветлуга был представлен наиболее широко. Вышележащие горизонты коррелировались с оленекским ярусом. В результате сводный Ветлужский разрез стал стратотипическим для нижнетриасовых отложений ВЕП.

Таким образом региональная схема получила биостратиграфическое обоснование. В уточненном виде она используется в настоящее время (Уточненная субрегиональная…, 2011). Например, между вохминским и рыбинским горизонтами выделен заплавненский горизонт (Новиков и др., 2016), отвечающий верхнему индскому подъярусу. По палеомагнитным данным к заплавненскому горизонту может относиться последний ритм вохминской свиты, вскрытый в обнажении Анисимово (Лозовский и др., 2015; Новиков и др., 2016) в долине р. Ветлуга и индская часть обнажения Вахнево в бассейне р. Юг.

Из долины р. Ветлуга помимо таксонов, выделенных в начале XX в., описаны также индские растения (Naugolnykh, 2012), конхостраки (Новожилов, 1970), рыбы (Селезнева, Лозовский, 1986; А. Миних, 1985), тетраподы (Шишкин, 1961; Шишкин, Новиков, 1992; Татаринов, 1978; Чудинов, Вьюшков, 1956, Ивахненко, 1979; Сенников, 1992, Каландадзе, 1975). Находка автора – череп пермского дицинодонта *Delectosaurus arefievi* Kurkin (Куркин, 2001), претендует на «звание» наиболее хорошо сохранившегося черепа из когда-либо найденных не-маммальных терапсид в мире. Новые таксоны показали дестабилизированную посткризисную биоту и продемонстрировали скудость экосистемы, пережившей пик позднепермского вымирания.

2.1.3. Положение границы перми-триаса на Восточно-Европейской платформе

Отдельного внимания заслуживает вопрос границы пермской и триасовой систем в континентальных отложениях МС.

Граница пермской и триасовой систем после находок *Tupilakosaurus sp.* на ВЕП была проведена на р. Ветлуга в подошве крупного аллювиального вреза в обнажении Знаменское (Блом, 1969, 1974; Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984; рис. 6). В относительно мощных гравийно-галечных конгломератах рябинских слоев (сейчас пачка) здесь были собраны *Tupilakosaurus sp.* В вышележащих алеврито-глинистых отложениях встречены остракоды комплекса *Darwinula mera – Gerdalia variabilis,* считавшегося индским, их находки наряду с тупилякозаврами стали характеризовать первый – вохминский, горизонт нижнего триаса (Решения Межведомственного…, 1982). Считалось, что триасовые отложения залегают с размывом на породах вятского горизонта (сейчас ярус), отсюда вопрос нижней границы триасовой системы сводился к диагностике длительного регионального перерыва и – в идеале – к задаче нахождения в вышележащих отложениях индской биоты.

В дальнейшем были выделены стратоны, которые заполнили предполагаемую стратиграфическую лакуну между традиционными пермскими (вятскими) и триасовыми (индскими) отложениями.

1. На р. Ветлуга в основании вохминской свиты ниже рябинских слоев выделены асташихинские слои (ныне пачка), которые стали рассматривать как первый ритм в триасовых отложениях МС (Лозовский, 1983). В обнажении Асташиха определены остракоды комплекса *Darwinula mera – Gerdalia variabilis*, считавшиеся индскими. Вместе с тем в нижней части синхронного обнажения Прудовка позже определены пермские виды родов *Suchonellina, Wjatkellina*, реже *Suchonella, Gerdalia*(?), практически без элементов комплекса *Darwinula mera – Gerdalia variabilis*, (Арефьев и др., 2017; определения М.А. Наумчевой). В обнажении Асташиха неизвестны *Tupilakosaurus sp.* и встречен скелет дицинодонта *Lysrtrosaurus georgi* Kalandadze (Каландадзе, 1975) – маркер зоны *Lysrtrosaurus georgi* континентальной Гондваны, начинающейся в пермское время (Gastaldo et al., 2015, 2020), пересекающей границу перми и триаса.

В последнее годы уточнена палеомагнитная характеристика местных пермо-триасовых отложений (Фетисов и др., 2020, 2023, 2024; Fetisova et al., 2022). Асташихинская пачка охарактеризована ортозоной нормальной полярности N_3P-T (ранее N_1T_1, по (Лозовский и др., 2016)), внутри которой проходит граница перми и триаса. Тогда как в нижележащей моломской пачке выявлена зона с аномально низкими наклонениями a_1r_3RnP, аналогичная подобной зоне в обнажении Балебиха на р. Мал. Сев. Двина (Fetisova et al., 2019).

2. На р. Кичменга в бассейне р. Юг В.Р. Лозовский описал недубровские слои (сейчас пачка), (Лозовский и др., 2001, 2014, 2016; Лозовский, 2013), которые отнес к базальному уровню вохминского горизонта и вохминской свиты, считая их более древними, чем асташихинские. Обедненный комплекс остракод из обнажения Недуброво действительно отвечает зоне *Darwinula mera – Gerdalia variabilis,* характерной для индских отложений. М.А. Наумчева выделила в Недуброво слои с *Gerdalia longa* в составе комплекса *Darwinula mera – Gerdalia variabilis*, указав, что материал представлен преимущественно обломками створок и сильно деформированными раковинами (Наумчева, 2020; Фетисова и др., 2022). Из Недуброво описан своеобразный палинокомплекс (Afonin, 2000; Foster, Afonin, 2005), флора, переходная между пермскими и триасовыми комплексами (Krassilov et al., 1999; Karasev, 2007, 2009), многочисленные насекомые (Novokshonov et al., 2004; Ponomarenko, 2004; Аристов, 2011; Пономаренко, 2015). При этом непосредственно в обнажении Недуброво тупилякозавровая фауна не обнаружена. *Tupilakosaurus sp.* известны в соседнем обнажении Кузьмино (Лозовский и др., 2016) неопределенного стратиграфического положения и в вышележащих отложениях вохминской свиты (Блом, 1968; Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984; Граница перми…, 1998). Недубровская пачка во всем ее интервале относится к аномальной палеомагнитной подзоне (Фетисова и др., 2018 с уточнениями, в данной работе принята индексация a_1N_3P-T), ранее считавшейся отрицательной (R_0T, Лозовский и др., 2014). Аномально низкое наклонение свидетельствует, что породы

накопились вблизи магнитного экватора.

Полных аналогов недубровской пачки на территории МС нет, наиболее близкая по стратиграфическому положению асташихинская пачка в бассейне р. Ветлуга охарактеризована нормальной полярностью и относится к ортозоне N_3P-T (Фетисов и др., 2024). Подзона с аномально низким наклонением a_1r_3RnP, подобная недубровской, установлена в узком интервале в обнажении Балебиха на р. Мал. Сев. Двина (Fetisova et al., 2019, индексация по (Фетисова и др., 2024)), но на стратиграфически более низком уровне, чем в Недуброво. По последним данным на рубеже перми и триаса МС подобных палеомагнитных зон выделено минимум две (Фетисова и др., 2022).

3. В бассейне р. Клязьма между вятскими (нефёдовскими) и индскими (вохминскими) отложениями выделен переходный интервал, который стал ассоциироваться с вязниковским комплексом тетрапод *Archosaurus rossicus* (Сенников, Голубев, 2017). На данном уровне предлагается выделить самостоятельный горизонт вятского яруса – жуковский, охарактеризованный собственным комплексом остракод *Suchonellina perelubica – Suchonella rycovi – Suchonella posttypica* (Naumcheva, Golubev, 2020). К жуковскому горизонту отошли конгломерато-песчаные отложения мощного руслового вреза в районе г. Гороховец (Жуков овраг), считавшиеся прежде триасовыми (Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984). Судя по аномальной палеомагнитной подзоне, которая установлена в жуковском горизонте в бассейне р. Клязьма (Фетисова и др., 2022) и по синхронной аномальной подзоне a_1r_3RnP, выявленной в бассейнах рек Сухона – Юг – Сев. Двина, а также в долине р. Ветлуга (Фетисова и др., 2024), в восточной части МС также присутствуют жуковские отложения.

Полученная последовательность заполнила предполагавшуюся лакуну на границе двух систем. В настоящее время ни остракоды (Naumcheva, Golubev, 2020), ни тетраподы (Сенников, Голубев, 2017) не демонстрируют существенных перерывов в эволюционном развитии, что свидетельствует об отсутствии значительного стратиграфического хиатуса на границе систем.

В 2001 г. в качестве GSSP нижней границы триаса был утвержден разрез Мейшань по появлению конодонтов *Hindeodus parvus* (Kozur et Pjatakova) (Yin et al., 2001). Вопрос положения границы перми и триаса на территории ВЕП свелся к корреляции региональных пограничных пермо-триасовых отложений с лимитотипом в морских разрезах. Между тем при отсутствии прямых биостратиграфических маркеров, помогающих коррелировать континентальные разрезы с морским стратотипом, положение границы перми и триаса на ВЕП осталось неопределенным.

2.2. Литологические исследования

2.2.1. Северодвинская группа обнажений: бассейны рек Сухона – Юг– Северная Двина

Литологический анализ верхнепермских – нижнетриасовых отложений традиционно был связан с решением вопросов, поставленных при геологическом картировании, т.е. должен был

способствовать расчленению и корреляции разрезов. Самостоятельным литологическим исследованиям уделялось значительно меньше внимания, чем решению стратиграфических вопросов.

Результаты геологического картирования 70 листа 10-верстной карты Европейской России, когда было установлено относительно широкое развитие пермских карбонатных пород, послужили поводом для проведения в 1930-х гг. рекогносцировочных работ на цементное сырье под руководством Н.К. Говорко (Пахтусова, Станковский, 1967). Карбонатные породы не получили широкого применения. Между тем при строительстве плотины «Опокстрой» в 1940-х гг. использовались материалы местного производства – ряжи плотины засыпались валунами с известковым раствором и остатки напольных печей для обжига извести встречались на берегах р. Сухона до 2000 гг.

Результаты мелкомасштабного картирования в восточной части МС и в Волго-Уральском регионе представлены в монографии В.И. Игнатьева (1962, 1963), посвященной пермским континентальным отложениям. Важно отметить, что литологические исследования не всегда сопровождались исчерпывающими аналитическими данными, между тем выводы – иной раз скорее индуктивные, опиравшиеся на интуитивные озарения, чем дедуктивные, основанные на результатах аналитических работ – стали предпосылками для дальнейших исследований. В.И. Игнатьев (1963, с. 108) обратил внимание на лёссовидные отложения с отпечатками корневой системы растений и диагностировал их как палеопочвы, что подтвердилось позже (Иноземцев, Таргульян, 2010). Он же выделил несколько типов русловых отложений. В долине р. Сухона (в основании саларёвской свиты по современной схеме) В.И. Игнатьев отметил погребенные русла в виде крупных линз косослоистых песчаников, подчеркнув, что они залегают на частично размытых подстилающих отложениях (2-й тип, по (Игнатьев, 1963, с. 83, 87)) и формируют «гирлянду» из нескольких штук.

Анализ различных типов пород, их минерального и химического состава выполнен при описании татарских отложений на р. Сухона под руководством геологов Саратовского госуниверситета В.Г. Очева, Э.А. Молостовского и М.Г. Миниха (Опорный разрез..., 1981; Татарские отложения…, 2001). Названными авторами описаны характеристики обломочных пород, глин, известняков, доломитов и их смешанных разновидностей, включая состав пелитовой и тяжелой фракции. В нижнеустьинской, сухонской и полдарсской свитах отмечалось высокое содержание минералов метаморфического комплекса – граната, ставролита, циркона, группы силлиманита (кианит), в саларёвской существенно увеличивалось содержание минералов группы эпидота–клиноцоизита, отмечалось повышенное содержание обломков эффузивов среднего и основного состава, что можно интерпретировать как признак усиления сноса обломочного материала со стороны Урала. Но результаты были представлены на обобщающих диаграммах без привязки к образцам и обнажениям.

В кратком литолого-фациальном обзоре накопление нижнеустьинской свиты с высоким

содержанием высокозрелых кварцевых песков и сухонской свиты с высокомагнезиальными породами в виде пластовых доломитов реконструировалось в мелководных заливах различной солености и в крупном озерно-морском эпиконтинентальном бассейне. В нижней части полдарсской свиты (на уровне микулинской, стреленской и исадской пачек) указаны остроугольные зерна кварца, полевых шпатов и стекла, которые интерпретировались как пирокластические. Главной особенностью полдарсской свиты назывались крупные песчаные линзы, которые изначально рассматривались как ее отличительный признак (северодвинской свиты по схеме Е.М. Люткевича (1931, 1935, 1939)). Накопление саларёвской свиты предполагалось на стыке аллювиальных, дельтовых, озерных и болотных обстановок. Другие исследователи (Молин и др., 1986) обращали внимание, что линзы на р. Сухона залегают с размывом на подстилающих отложениях, но в кровле переходят постепенно во вмещающие породы и перекрываются вышележащими слоями согласно.

Большой вклад в изучение минералогии крупных песчаных линз и вмещающих пород внесли сотрудники лаборатории палеогеографии Института Земной коры СПбГУ под руководством Н.Н. Верзилина (Верзилин и др., 1993; Калмыкова, Назарова, 1993). Решающим фактором для финансирования работ послужила находка на р. Бол. Сев. Двина минералов – спутников алмазов (Станковский и др., 1987) и, видимо, самих алмазов, данные о которых были опубликованы позже (Буслович, 2008). Итоговые публикации объединили описания морфологии линз, результаты анализа минерального состава, гранулометрии песчаных линз и выборочно вмещающих отложений. Вместе с тем рассмотренное происхождение линз – они диагностировались как отложения подводных мутьевых потоков и прибрежные бары крупных эпиконтинентальных бассейнов, оставило открытыми многие вопросы пермо-триасовой палеогеографии МС.

К началу 1990-х гг. в отечественной литературе сформировался широкий спектр мнений о происхождении сухонских и северодвинских песчаных линз. В.П. Амалицкий (1897б) считал их аллювиальными. Саратовские геологи – прибрежными руслами дельтовой равнины и их подводными продолжениями (Опорный разрез…, 1981; Татарские отложения…, 2001). В работах Е.М. Люткевича и под их влиянием происхождение линз связывалось с озерными или прибрежно-морскими обстановками (Люткевич, 1939, 1955). Предполагалось, что линзы являются отложениями потоков, которые впадали в мелководные временные водоемы или заканчивались сухими дельтами (Зоричева, 1963б). По мнению В.А Молина (Молин и др., 1986), линзы накопились во временных потоках на мелководье, хотя по структурно-текстурным характеристикам они могли быть аллювиальными. Диагностика группой Н.Н. Верзилина линз как отложений подводных мутьевых потоков и как прибрежные бары крупных эпиконтинентальных бассейнов не сочеталось с гидродинамическими параметрами среды седиментации и с массовыми захоронениями остатков наземной биоты очень хорошей сохранности. В дальнейшем Н.Н. Верзилин с соавторами исследовали пермские и триасовые отложения в долине р. Юг (Верзилин и др., 1995; Калмыкова, 1998а, 1998б), но не затронули вопрос эволюции линз при переходе к

триасу, хотя отметили переориентацию регионального палеосклона.

В конце XX в. в исследованиях пермо-триасовых отложений ВЕП наметился тренд к дешифрированию глобальных событий, связанных с изменениями в геосфере, которые вызвали или сопровождали позднепермское вымирание.

Работы почвоведов, проведенные под руководством В.О. Таргульяна, выявили и описали в долине р. Сухона несколько педокомплексов по стандартам, принятым в почвоведении – Климовский и Саларёвский педокомплексы ровдинской пачки саларёвской свиты, Стреленский педокомплекс стреленской пачки полдарсской свиты (Якименко и др., 2000; Иноземцев, Таргульян, 2010). Палеопочвы характеризовались моногенетичным профилем с глеевой, элювиально-глеевой, иллювиально-карбонатной и структурной дифференциацией, неоднократно повторяющейся в одном педокомплексе. Морфоструктурный и инструментальный анализ на разных уровнях организации (минерал – агрегат – горизонт – профиль – педокомплекс) выявил комбинацию основных элементарных почвообразовательных процессов, в том числе оглеение, сегрегацию карбонатных новообразований, слитогенез, гумусообразование. Эти работы не оставили сомнений о наличии пермских почв и позволили, опираясь на обширную фактологическую базу, получить представления о климатических особенностях их формирования. Были установлены сезонно-контрастные гидрологические условия педогенеза, периодическое переувлажнение во время дождей и паводков с последующим высыханием в сухие сезоны обширных пойменных обстановок. Для будущих изотопно-геохимических исследований стала важной диагностика карбонатных педогенных новообразований. Все это позволило аргументированно говорить о широком развитии в пермотриасе ВЕП как палеопочв, так и педогенных карбонатов в них.

В обнажении Недуброво были обнаружены высокоуглеродистые микросферулы предположительно космогенного генезиса (Корчагин и др., 2010), которые можно связать с импактным событием, спровоцировавшим или усугубившим позднепермский экологический кризис. Был указан смектит пеплового происхождения (Ерощев-Шак и др., 2002) – его наличие отсылало к событиям, которые могли стать триггером второй фазы позднепермского вымирания. Впервые в пермо-триасовых отложениях ВЕП был проанализирован состав стабильных изотопов углерода органического вещества (Foster, Afonin, 2005). Первая датировка детритового циркона подтвердила значительный снос с Урала на рубеже перми и триаса (Чистякова и др., 2020, 2023).

2.2.2. Ветлужская группа обнажений: долина реки Ветлуга

В бассейне р. Ветлуга литологический анализ пермо-триасовых отложений также традиционно был связан с решением вопросов, поставленных при геологическом картировании, когда самостоятельным литологическим исследованиям уделялось меньше внимания, чем решению стратиграфических вопросов. Литологические сведения по триасовым отложениям обобщил Г.И. Блом (1967, 1968, 1969, 1970, 1972, 1974). Вслед за аналогичными работами В.И.

Игнатьева (1962, 1963), посвященными татарским отложениям, автор выделил в триасе несколько типов русловых фаций, привел примеры таковых из бассейна р. Ветлуга, акцент сделал на текстурных особенностях. Большое внимание Г.И. Блом (1970) уделил палыгорскитовым палеопочвам, которые рассматривал как стратиграфический маркер. Их уникальной особенностью была названа высокая концентрация палыгорскита. При этом палыгорскит встречался в триасовых отложениях в других районах МС (Лозовский и др., 1968; Кринари и др., 1999). В сравнении с монографиями В.И. Игнатьева (1962, 1963), описавшими татарские отложения в центральных и восточных районах ВЕП, в том числе в бассейнах рек Сухона, Сев. Двина и Ветлуга, работы Г.И. Блома продемонстрировали слабое разнообразие седиментационных обстановок в триасе, которые на фоне их многообразия в пермское время выглядели частным случаем.

В целом при картировании на территории МС был выработан ряд критериев, позволявших диагностировать индские отложения по литологическим признакам и проводить тем самым подошву триаса. Наряду с наиболее мощными конгломерато-песчаными отложениями при переходе к триасу отмечался рост магнитной восприимчивости (Граница перми…, 1998), усиление красноцветной тональности, минералы метаморфического комплекса сменялись вверх по разрезу минералами – спутниками основных и ультраосновных пород, в первую очередь группы эпидота-клиноцоизита, что позволяло предполагать активный снос с Урала (Строк, Трофимова, 1976). При этом анализ состава тяжелой фракции на территории МС охватил преимущественно западные и центральные ее районы, а материалы по бассейну р. Ветлуга были опубликованы только частично.

В 1992 г. песчаные линзы в долине р. Ветлуга исследовала группа Н.Н. Верзилина. В шилихинской свите (возможно, в краснобаковской подсвите вохминской свиты) был найден алмаз (Калмыкова, 1998а, 1998б). Вновь был отмечен палыгорскит (Калмыкова, Назарова, 1994). Исследователи обратили внимание на «кремнистые, кварцевые, стекловидные зерна угловатой, клиновидной, игольчатой и сложнооскольчатой форм» (Верзилин, Калмыкова, 1998, с. 7), которые диагностировались как пирокластические, синхронные моменту осадконакопления (Калмыкова, 1998б). Результаты работ синтезировались по региональным и местным стратонам и были опубликованы в обобщенном виде.

Исследования почвоведов на р. Ветлуга под общим руководством В.О. Таргульяна показали идентичность позднеиндских палепочв (обн. Анисимово) с ранневятскими почвами, изученными в долине р. Сухона. Последние детальные палеомагнитные исследования подтвердили, что удельная магнитная восприимчивость в долине р. Ветлуга резко увеличивается при переходе к инду (Фетисова и др., 2024), как было установлено на региональном уровне ранее (Граница перми…, 1998). Датировка детритового циркона (Чистякова и др., 2023) из подошвы вохминской свиты показала доминирующий снос кластики с Урала.

Выводы по 2 главе

Сводные Сухоно-Юго-Северодвинский и Ветлужский разрезы дополняют друг друга,

пересекают границу пермской и триасовой систем, отличаются высокой детальностью. Они являются стратотипическими для пограничных пермо-триасовых отложений ВЕП, в полной мере отражают эволюцию биоты в эпоху позднепермского экологического кризиса и ключевые изменения среды, сопровождавшие перестройку экосистемы в это время. Эти разрезы могут рассматриваться в качестве полигона для детального исследования причинно-следственных связей позднепермского кризиса в континентальных экосистемах и синхронных изменений, происходивших в геосфере. Биостратиграфические данные, подкрепленные палеомагнитными исследованиями, позволяет проводить корреляцию Северодвинского и Ветлужского разрезов в интервале вятского – индского ярусов (рис. 5). Вместе с тем вопросы корреляции местных стратонов, выделенных в основании вохминской свиты, и корреляции границы перми и триаса в континентальных отложениях МС с лимитотипом подошвы триаса в морских разрезах (Китай) все еще остаются дискуссионными.

Вещественный состав пограничных отложений перми и триаса МС часто изучался с различным подходом при исследовании двух систем. Литологические изменения непосредственно при переходе от перми к триасу почти не рассматривались в едином ключе по причине господствовавших представлений о крупном региональном перерыве между системами. По сути, не анализировалось развитие речной системы МС при переходе от перми к триасу, не исследовался состав стабильных изотопов углерода и кислорода озерных, педогенных, биогенных карбонатов, а представления о ритмичности базировались на разных подходах. Не проводилась корреляция ключевых седиментологических и изотопно-геохимических событий МС с глобальными событиями, охватившими геосферу во время позднепермского вымирания. При этом на границе перми и триаса отмечался ряд региональных литологических изменений, которые при геологическом картировании помогали проводить подошву индского яруса. Мощные грубообломочные отложения в переходном интервале от перми к триасу интерпретировались как маркер подошвы индского яруса, но их происхождение подробно не анализировалось, поскольку считалось, что эти породы указывают на начало нового крупного этапа седиментации, наступившего вслед за длительным региональным перерывом в осадконакоплении в конце пермского периода.

Одновременно набор минералогических характеристик, таких как присутствие палыгорскита, интенсивная сегрегация педогенного карбоната позволяли рассматривать общий позднепермский-раннетриасовый климатический фон на территории ВЕП семиаридным с многовековыми колебаниями в сторону более аридного или более гумидного климата.

ГЛАВА 3. МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования пермо-триасовой красноцветной мегаформации ВЕП тесно связаны с седиментологическими нюансами континентального осадконакопления – функционированием флювиальных, озерных и плайевых осадочных систем при последующей субаэральной трансформации осадка в условиях аридного – семиаридного климата. Проведенная генетическая типизация отложений опиралась на актуалистические данные и результаты фундаментальных работ по отдельным аспектам пермо-триасового седиментогенеза ВЕП. Палеоклиматические реконструкции учитывали интерпретации минералогических, литохимических, изотопно-геохимических данных, в частности закономерности фракционирования стабильных изотопов кислорода и углерода в континентальных осадках.

3.1. Осадочные системы и некоторые ключевые аспекты аридного седиментогенеза

3.1.1. Флювиальные системы

Характеристики современных речных систем как правило описываются исходя из динамики флювиальных процессов без разделения по климатическим зонам – аридные или гумидные. Между тем крупные реки часто протекают в аридных – семиаридных обстановках, питаясь в гумидных районах. В контексте пермо-триасового седиментогенеза аллювиальные толщи МС также нередко формировались в условиях семиаридного климата. Причем водосборные бассейны пермо-триасовых рек располагались в областях с избыточным увлажнением, и динамика их флювиальных процессов во многом соответствовала таковой, описанной в современных речных системах в том числе гумидных районов.

Характеристики древних и современных русловых комплексов – их литофациальный состав, текстурные особенности, вертикальную стратиграфическую последовательность, строение циклотем, отражающих перемещения отдельных русел по пойме и процессы, связанные с поднятиями и опусканиями земной коры, детально рассмотрены в трудах (Шанцер, 1951; Аллювиальные отложения…, 1954; Ботвинкина, 1962, 1965; Яблоков, 1973; Allen, 1963, 1965; Miall, 2006). Аспекты русловедения в русскоязычной литературе детально описаны в монографиях Р.С. Чалова (2008, 2011).

Меандрирующие русла

В геологической летописи отложения меандрирующих русел наряду с отложениями разветвленных русел встречаются чаще всего, поскольку в ходе постоянного смещения меандр и боковой аккумуляции осадков формируются песчаные пластовые тела, в поперечном сечении значительно превышающие ширину русел (Miall, 2006). Отложения меандрирующих речных систем диагностируются по боковому приращению осадка, что отражает последовательный сдвиг поверхностей напластования или крупных серий по латерали в общем направлении. Породы руслового генезиса, накопившиеся в руслах с песчаным дном, представлены таблитчатыми

диагонально-слоистыми (planar cross-stratfication, Allen, 1963; Miall, 2006), косыми желобообразно-слоистыми (trough cross-bedding, trough cross-stratification) песчаными сериями с незначительной долей гравия. Характерна разнонаправленность потока при формировании широких протяженных песчаных тел (meander belt).

Разветвленные русла с осередковой многорукавностью

При большой водоносности в местах аккумуляции наносов между речными стрежнями могут возникать косы, выходящие из-под воды – осередки (braid-bar, Miall, 2006), которые становятся островами и делят единый поток на рукава (рис. 7). В итоге возникает осередковая многорукавность (по Чалов, 2011; braided rivers, braided channels по (Allen, 1963; Miall, 2006)), где рукава формируют единое русло, сохраняя при этом несколько фарватеров, при руслонаполняющем расходе в паводок острова заливаются водой.

Отложения большинства современных рек данного типа состоят из русловых, накопившихся при миграции рукавов (Miall, 2006). Гравийно-галечные отложения представлены сериями с горизонтальной, косой диагональной слоистостью, включают линзы и клинья песка. Песчаные осадки сложены таблитчатыми сериями с косой диагональной слоистостью, косыми желобообразными сериями (Miall, 2006). Пески не показывают значительного разброса палеотечений. Для высокоэнергетических русел или, наоборот, русел с пониженной энергией потока, при преобладающем песчаном осадконакоплении характерны горизонтально-слоистые пески. Грубозернистые породы по несортированности подобны предгорному пролювию.

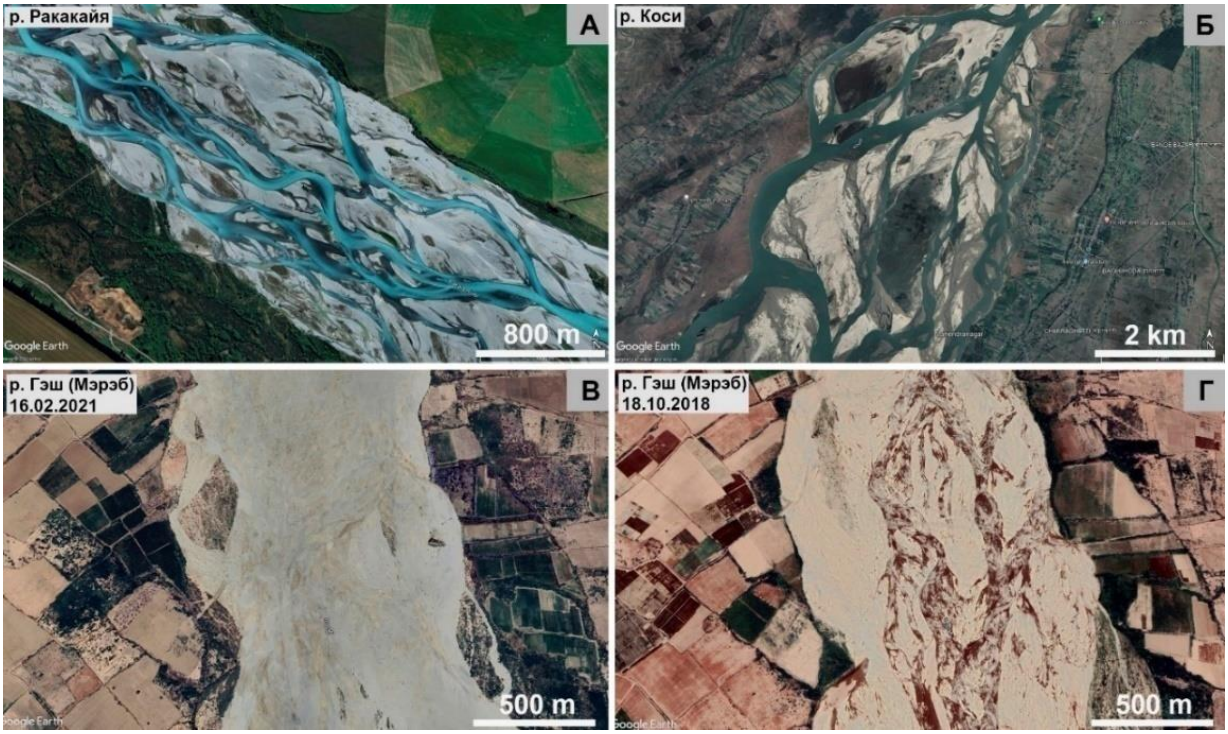


Рис. 7. Осередковая многорукавность рек гумидных и семиаридных районов. А – р. Ракакуйа, Новая Зеландия. Б – р. Коси, Непал. В, Г – р. Гэш (Мэрэб), Судан севернее г. Кассала, В – сухой сезон, Г – влажный сезон, съемка в инфракрасном спектре подчеркивает осередковую многорукавность. Диагностика русловых систем по (Morgan, 2019; McCarthy, 1993; Abdullatif, 1989). Фото: Google Earth.

Осередковая многорукавность характерна для крупных рек с периодически большим расходом воды, в том числе в предгорных районах (р. Ракакуйя (рис. 7, А), Coluccio, Morgan, 2019; р. Коси (рис. 7, Б), Stanistreet, McCarthy, 1993; р. Хуанхэ в верхнем течении, Miall, 2006; р. Брахмапутра – Sarma, Acharjee, 2018), где наблюдается повышенные сток осадков и значительный уклон долины, а также встречается в семиаридных районах. Русло р. Гэш (р. Gash, она же р. Mereb (рис. 7, В, Г), ширина до 800 м ниже г. Кассалы) полностью обводнено в паводок при глубине 1–2 м, по мере падения уровня воды распадается на рукава и высыхает в сухой сезон (Abdullatif, 1989). Пески в р. Гэш формируют закономерные последовательности от косых желобообообразных, косых диагонально-слоистых, до горизонтально-слоистых, с косой волнистой слоистостью (ripple cross-lamination) в верхней части разреза; перекрываются прослоями заиления – алевритами 5–10 см мощности, накопившимися после падение энергии в затухающем потоке. При этом алевриты и косо-волнисто-слоистые пески редко представлены в разрезе из-за размыва последующими паводками и мигрирующими рукавами.

Реки с осередковой многорукавностью формируют пластовые тела, часто с мощными грубообломочными отложениями. В геологической летописи реконструируются по характерной последовательности таблитчатых серий: массивные гравелиты – диагонально-слоистые гравелиты – желобообразные косослоистые пески – диагонально-слоистые пески – горизонтально-слоистые пески, в том числе в пермо-триасовых отложениях (Arche, Lopez-Gomez, 2005; Mader,1992; Ravid et al., 2022; Bourquin et al., 2009; Wilson et al., 2014).

Разветвленные русла с пойменной многорукавностью

В случае малого уклона аллювиальной равнины русло делится на рукава на широкой пойме. Рукава разграничены островами, размеры которых значительно превышают ширину русел. Рукава разделяются по течению на более мелкие, соединяются вновь, остаются относительно прямолинейными или становятся слабоизвилистыми, часто равнозначны по водоносности. В итоге формируется пойменная многорукавность (по Чалов, 2011; anastomosing channels, anastomosed rivers по (Makaske, 2001; Miall, 2006)), причиной образования которой считается слабый уклон русла (Miall, 2006) и низкая энергия потока (Makaske, 2001), вместе с тем важную роль играет степень многоводности реки и характер переносимых ей осадков (Чалов, 2011).

Русловые отложения формируют линзовидные в поперечном разрезе тела, шнуровидные в плане (ribbon channel, Makaske, 2001; Miall, 2006) с хорошо оформленными бортами и низким отношением протяженности к мощности в поперечном разрезе (отношение L/H). Русла заполнены песками и алеврито-глинистыми отложениями. Пески с горизонтальной, мелкой косой волнистой слоистостью отражают невысокую энергию потока. Таблитчатые серии с косой желобообразной и диагональной слоистостью встречаются редко. Седиментация происходит в основном в результате вертикального приращения осадка.

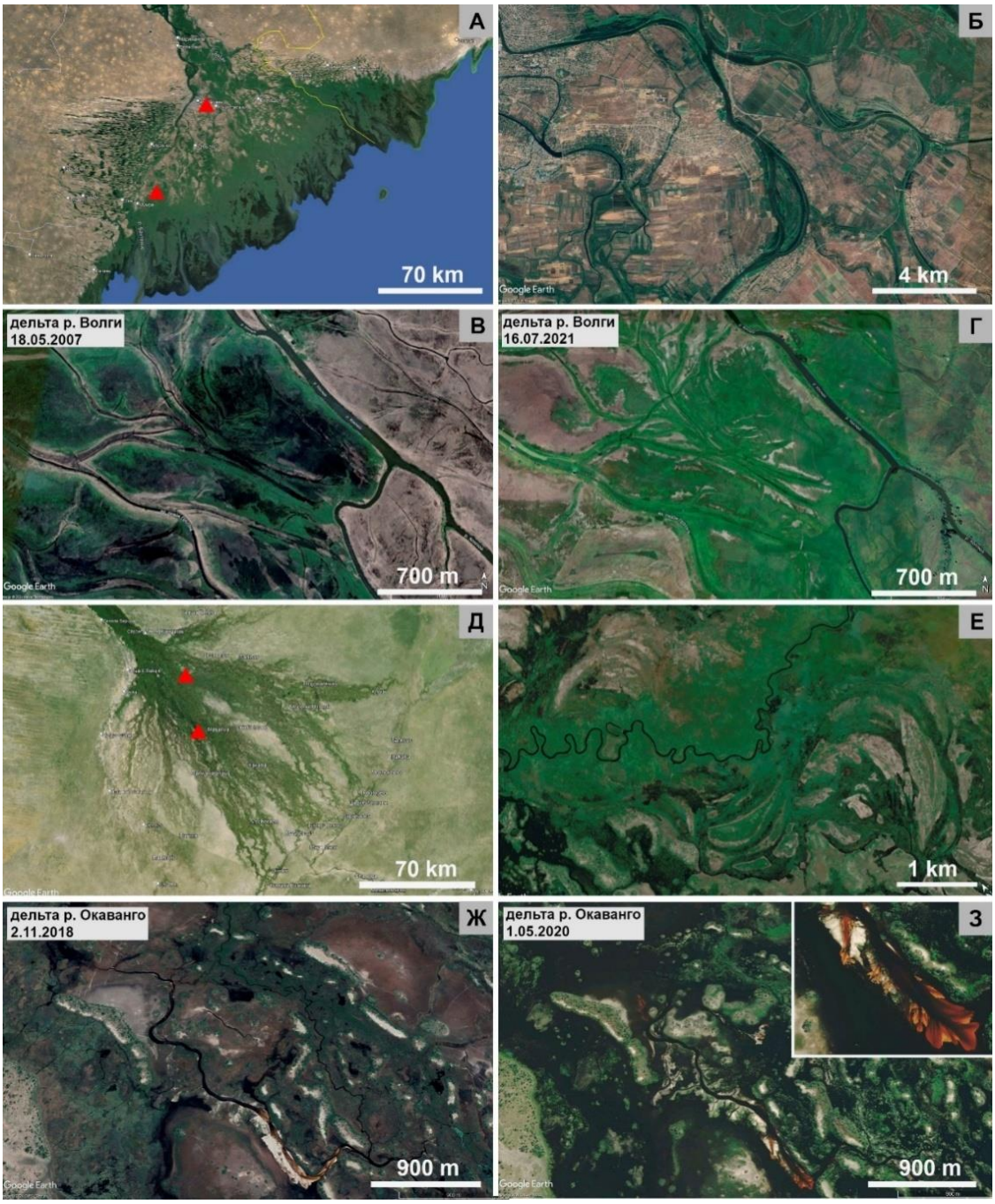


Рис. 8. Примеры аллювиальных вееров с меандрирующими и слабо-извилистыми руслами пойменной многорукавности.

А–Г – дельта р. Волги; Б – верхняя дельта, меандрирующие русла (р-н г. Астрахань, см. верхний красный треугольник на плане А); В, Г – средняя дельта, озерно-пойменная равнина, слабо-извилистые – прямолинейные русла (р-н пос. Гавриловский, см. нижний треугольник на плане А); В – весенний паводок, русла ограничены прирусловыми валами (светлый тон), на дельтовом озере (в центре) читаются веерообразные русла пойменного конуса, Г – то же место через 14 лет в сухой сезон, русла пойменного конуса занимают центр заросшего озера, окаймлены собственными прирусловыми валами.

Д–З – дельта р. Окаванго (Ботсвана, Южная Африка); Е – проксимальная часть дельты, меандрирующее русло, читаются крупные реликты меандр, унаследованные от предыдущего плювиального периода (р-н пересыхающих болот около Duba Plains Camp, 40 км юго-восточнее г. Серонга, см. верхний красный треугольник на плане Д); Ж, З – средняя часть дельты, слабо-извилистые – прямолинейные русла пойменной многорукавности (р-н Jao Camp, 65 км юго-восточнее г. Серонга, см. нижний треугольник на плане Д), Ж – в сухой сезон, Е – то же место в паводок, см. конусы прорыва в нижней части снимка (на врезке крупным планом).

Диагоностика русловых систем по (Overeem et al.,2003; Stanistreet, McCarthy, 1993; Stanistreet et al., 1993). Фото: Google Earth.

Острова между руслами покрыты растительностью и очень медленно меняют свое положение. Русла ограничены хорошо выраженными прирусловыми валами, мигрируют путем отчуждения (Smith D., Smith N., 1980; Smith D., 1983). В случае прорыва прируслового вала на пойме формируется конус выноса (crevasse splay), сложенный размытыми и поступившими из основного русла осадками, после выхода паводковых вод на пойменный остров отлагаются покровные пески (Smith et al., 1989; Kraus, 1996; Makaske, 2001). При более высокой энергии прорыва поток может врезаться в пойменные отложения и заложить новое русло, которое рассечет остров на две части, после чего старый рукав заполнится осадком.

Реки пойменного типа разветвления описаны в гумидных (р. Аттавапискат, Канада, пров. Онтарио, King, Martini, 1984; р. Магдалена, Колумбия, Smith, 1986; р. Тонле Сап, Камбоджа, Makaske, 2001; дельта рек Рейн – Маас, Нидерланды, Weerts, Bierkens, 1993) и семиаридных областях. Например, пойменная многорукавность фиксируется в средней и нижней дельте р. Волга (Геология дельты…, 1951; Overeem et al.,, 2003; рис. 8, В, Г), в пересыхающей дельте р. Окаванго (Ботсвана, Stanistreet, McCarthy, 1993; Stanistreet et al., 1993; рис. 8, Ж, З), в водосборном бассейне оз. Эйр (Австралия, Channel Country, Rust, 1981; Gibling et al., 1998).

В геологической летописи речные системы этого типа реконструируются по изолированным песчаным телам без свидетельств высокой энергии потока, которые окружены обширными пойменными фациями. Для пойменных отложений характерны маломощные покровные пески, примыкающие в виде «крыльев» к руслам (Eberth, Miall, 1991; Kirschbaum, McCabe, 1992; Kraus, 1996; Makaske, 2001).

3.1.2. Закономерности морфологии и питания аллювиальных вееров

Различные типы русел наблюдаются в одной реке, сменяя друг друга по течению со следующей последовательностью: разветвленные русла с осередковой многорукавностью – меандрирующие русла – разветвленные русла с пойменной многорукавностью. Подобная закономерность наблюдается в речной системе Пяндж – Вахш – Амударья и по течению р. Зеравшан (рис. 9). В обеих речных системах в верхнем течении развивается осередковая многорукавность, в среднем течении наблюдается переход к меандрированию, в приустьевых районах реки Амударья и Зеравшан формируют аллювиальные конусы с пойменной многорукавностью, где распадаются на многочисленные русла.

Характер разветвления и преобладающий тип осадков закономерно коррелируют с уклоном флювиальной равнины. Самые высокие значения уклона наблюдаются в предгорных конусах выноса (Stanistreet, McCarthy, 1993), минимальные – в приустьевых участках в районе дельт. Дельтовые конусы выступают наглядной моделью, иллюстрирующей закономерную трансформацию морфологии русел по мере снижения уклона и энергии потока. В дельте р. Волга уклон составляет ~5 см/км (Overeem et al., 2003), во внутриконтинентальной дельте р. Окаванго, которую можно рассматривать как показательный пример пересыхающего аллювиального веера,

близкого к речной системе МС на рубеже перми и триаса – в среднем 0,00036, снижаясь в дистальной зоне до 0,00023 (Stanistreet, McCarthy, 1993), то есть до 2,3 см на километр. Аллювиальные отложения перед вершиной дельтового конуса р. Волга сформированы активно меандрирующими руслами, которые проходят в верхнюю дельту и наряду со слабоизвилистыми руслами формируют ее флювиальную систему (Геология дельты…, 1951; рис. 8, А–Г). По мере снижения уклона в средней дельте распространяется пойменная многорукавность – развиваются многочисленные слабоизвилистые и прямолинейные рукава. В нижней дельте по мере снижения уклона и расхода воды распространены самые прямолинейные и мелкие протоки.

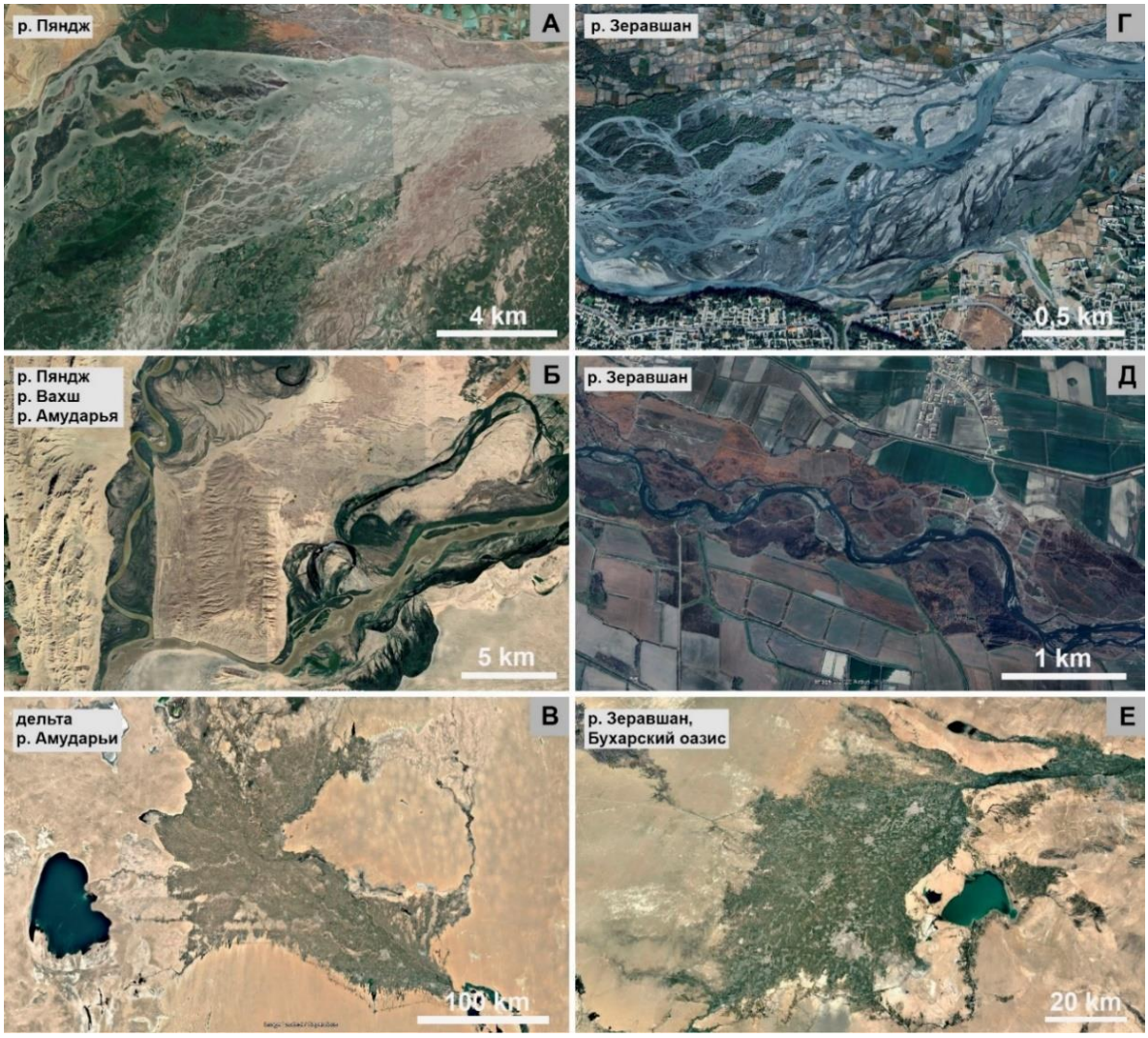


Рис. 9. Изменение морфологии русла по мере снижения уклона долины.

А–В – речная система Пяндж – Вахш – Амударья, по течению сверху-вниз; А – верхнее течение р. Пяндж, река распадается на три потока с осередковой многрукавностью; Б – меандрирующие реки Пяндж и Вахш объединяются в р. Амударью; В – дельта р. Амударьи, развивается пойменная многорукавность.

Г–Е – р. Зеравшан, по течению сверху-вниз; Г – осередковая многорукавность в верхнем течении, Д – меандрирующее русло в среднем течении, Е – аллювиальный конус Бухарского оазиса, развивается пойменная многорукавность.

Фото: Google Earth.

Схожая последовательность наблюдается в дельте р. Окаванго (рис. 8, Д–З). На подходе к дельте при максимальном уклоне и высоком расходе воды формируется осередковая многорукавность. В проксимальной части дельты по мере снижения уклона русло становится

извилистым и распадается на меандрирующие рукава (рис. 8, Е), которые формируют широкие протяженные песчаные тела (meander belt), частично унаследованные от плювиального эпизода в середине н.э. (Stanistreet, McCarthy, 1993; Stanistreet et al., 1993). В средней дельте слабоизвилистые ветвящиеся русла демонстрируют пойменную многрукавность (рис. 8, Ж, З). При минимальных уклоне и расходе воды в дистальной части дельты распространяются наиболее прямолинейные узкие протоки.

Сходство геоморфологии дельт р. Волга и р. Окаванго объясняется единством процессов, которые развиваются при отрицательных движениях земной коры на рубеже река – море или при компенсировании прогиба в континентальных обстановках. При значительном объеме поступающих осадков р. Волга разгружает их при падении скорости потока на границе с Каспийским морем (Геология дельты…, 1951), р. Окаванго компенсирует прогиб, формирующийся в рифтовой зоне Окаванго (Kinabo et al., 2007), в результате обе речные системы вынуждены течь по собственным осадкам при минимальном уклоне флювиальной равнины.

Для дельт обеих рек Волга и Окаванго общей чертой является приподнятость краев островов за счет формирования по периметру прирусловых валов и, как следствие, более низкое гипсометрическое положение центральных островных участков (Леонтьев, Фотеева, 1965; Stanistreet et al., 1993). В дельте р. Окаванго высота прирусловых валов достигает 5 м, из-за чего уровень паводковой воды в русле может быть значительно выше, чем центральная часть острова.

Особенностью крупных рек семиаридных районов является расположение их водосборного бассейна в соседних гумидных зонах. Исток р. Волга расположен в районе умеренно-гумидного климата на Валдайской возвышенности со среднегодовой нормой осадков 800 мм, количество осадков закономерно уменьшается вниз по течению и составляет на островах Каспийского моря 200–380 мм (Бабкин, 2015). Истоки р. Окаванго находятся на Ангольском плоскогорье со среднегодовым количеством осадков 1300 мм, тогда как в дельте их количество снижается до 450 мм (Milzow et al., 2009), южнее в пустыне Калахари – до 200 мм (Tyson, Crimp, 1998). Истоки р. Гэш (Мэрэб) расположены в субтропической зоне на Эритрейском (Эфиопско-Эритрейском) нагорье со среднегодовой нормой 1100 мм (Гебрехивот, Козлов, 2020), в нижнем течении река протекает по сезонно-засушливому району с осадками 330–715 мм/год (Abdullatif, 1989).

3.1.3. Озера

Отличительной чертой озер аридных и семиаридных районов является преобладание испарения над метеорными осадками, что приводит к минерализации водоемов, высокой динамике их границ и последовательному выпадению минералов по схеме: кальцит → доломит → гипс → галит. В замкнутых озерах это приводит к концентрической структуре залегания минералов в осадке (bull’s-eye sediment pattern, bulls-eye facies, Warren, Kendall, 1985; Warren, 2006; Rosen, 1991; Sedimentary Environments…, 1996). В центральных частях озер с преимущественно терригенной седиментацией также концентрируются хемогенные осадки в виде карбонатных илов (Рейнек,

Сингх, 1981). Особенности карбонатного осадконакопления в озерах семиаридных районов подробно рассмотрены в § 3.2.2.

3.1.4. Плайи

В настоящей работе под термином плайя подразумевается разгрузочный внутриконтинентальный бассейн с отрицательным водным балансом, остающийся 75% времени в году сухим и часто связанный с эвапоритами, как предложил П.Р. Бриер (Briere, 2000). Плайи представляют собой бессточные котловины, которые остаются сухими основное время года. Плайевое озеро П.Р. Бриер определил в отличие от плайи как внутриконтинентальный бессточный водоем, обводненный большую часть года (Briere, 2000), который при более стабильном поступлении воды становится настоящим многолетним озером.

При низком уровне грунтовых вод для плайи характерны массивные несортированные алеврито-глинистые отложения, во время падения энергии наводнения формируется тонкая миллиметровая слоистость (Shaw, Bryant, 2011). Встречается биотурбация (Howari et al., 2010). Сезонное накопление осадков чередуется с длительной субаэральной – аэральной экспозицией и разрушением без значительного перемещения продуктов выветривания, что приводит к брекчированию породы, остающейся на месте. При высоком уровне грунтовых вод плайи и плайевые озера кроме редкой терригенной седиментации характеризуются выпадением эвапоритов, что сближает их с приморскими себхами (Shaw, Bryant, 2011; Ward, 1988). Многоактное выпадение эвапоритов и их растворение при новых паводках приводит к проседанию осадка и нарушению исходной тонкой слоистости.

Минералогический состав и текстурные особенности – ломаная слойчатость, псевдоантиклинали, текстура вигвама (teepee structures, конусообразное залегание тонкослоистых отложений, возникающее при выпадении солей и вспучивании осадка), кристаллы и гнезда гипса, позволяют диагностировать плайевые отложения в геологической летописи (Tunbridge, 1984; Porter, Gallois, 2008; Legler et al., 2011; Simplicio et al., 2016). Выпадение эвапоритов в древних плайях фиксируется по разрушенной тонкой слоистости, которая возникает после быстрого растворение солей при сезонном затоплении котловин и нарушении первичной текстуры отложений (Jewuła et al., 2019).

3.1.5. Почвы

Реперными исследованиями при диагностике палеопочв стали работы почвоведов, детально описавших несколько пермских педкомплексов в долине р. Сухона (Якименко и др., 2000; Иноземцев, Таргульян, 2010, рис. 10). Итоговая монография (Иноземцев, Таргульян, 2010) остающаяся примером наиболее тщательного анализа пермо-триасовых палеопочв ВЕП, их макро- и микроморфологии, оперировала терминологией, принятой в почвоведении, которая используется при описании палеопочв в настоящей работе.

Однородный генетический слой, отражающий результат почвообразовательных процессов (педогенеза), рассматривается как горизонт почвы. Элювиальные горизонты обеднены глиной и соединениями железа, вымытыми при вертикальном движении воды. Иллювиальные горизонты обогащены продуктами выноса материала из верхних элювиальных горизонтов – глиной, соединениями железа, карбонатами. Под структурой почвы подразумевается характеристика ее агрегатов (педов). Почвенный профиль (почва) сложен несколькими последовательными горизонтами.

При полевой диагностике почвенных профилей описание акцентировалось на морфологическом сходстве основных генетических горизонтов: аккумулятивного А (обычно эродирован), элювиально-глеевого Eg, элювиально-иллювиально-выветрело-глеевого EBwg, иллювиально-выветрело-глеевого Bwg, иллювиального BC, переходного к материнской породе, в различной степени карбонатных. Сходство горизонтов выражалось в яркой цветовой дифференциации и контрастном сочетании сизо-светло-серых оглеенных участков с красной внутрипедной массой. Структура закономерно менялась от ореховатой в верхних горизонтах, до блочно-, комковато-призматической и глыбово-призматической в нижних.

Перечисленные выше горизонты содержат тонкие ветвящиеся каналы, которые интерпретируются как отпечатки корневой системы (корневые каналы) и другие поры. Участки оглеенной массы представлены субвертикальными, ориентированными вдоль инситных корней, круглыми в горизонтальном сечении глеевыми трубками, объемными глеевыми зонами округлой или неправильной формы, а также плоскими на поверхности агрегатов глеевыми пятнами. Регулярно отмечаются зеркала скольжения (сликенсайды) до 15 см^2 площадью на наклонных поверхностях призм и блоков, указывающие на процесс формирования плотного массива горизонта (слитогенез) и карбонатные педогенные конкреции (нодули) до первых см в диаметре. В порах и трещинах тонкодисперсной внутрипедной массы (плазмы) отмечены иллювиальные глинистые натечные пленки (кутаны).

Глее-структурный макропроцесс при образовании почв заключался в преобразовании исходно глыбистой почвообразующей породы и одновременном развитии поверхностного оглеения в условиях контрастного периодически-промывного водного режима при поверхностном источнике влаги. Между тем, внутриагрегатные алевритовые кристаллические зерна (пылеватый скелет почвенной массы) демонстрирует слабую выветрелость исходного минерального материала.

Детально описанные почвы, неоднократно надстраивающие друг друга в обнажении, позволяют рассмотреть последовательные стадии педогенеза (рис. 10), что представляется важным при диагностике почв, особенно в случае их частичной эродированности или при проявлении начальных стадий почвообразования.

При первоначальном описании палеопочвы Климовского и Саларёвского педокомплексов были диагностированы по характерным оглеенным горизонтам как глейсоли (Якименко и др.,

2000). Позже был выделен горизонт *cambic* (Иноземцев, Таргульян, 2010), в котором многие свойства, характерные для диагностических горизонтов, использующихся в Международной реферативной базе почв (WRB, World Reference..., 2022) выражены слабо или отсутствуют вовсе.

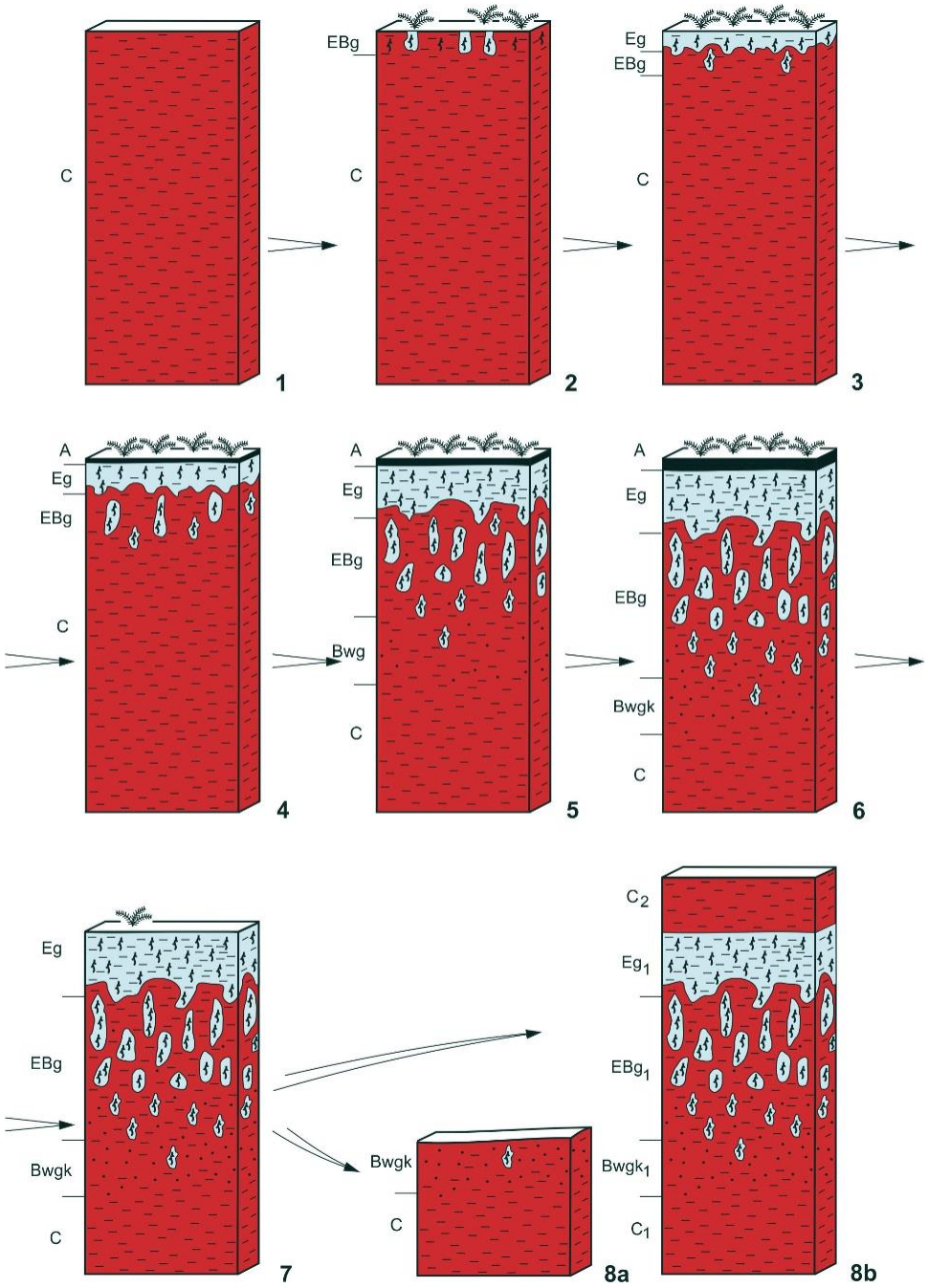


Рис. 10. Педогенная трансформация материнской породы под влиянием агрессивных вертикальных агентов (по данным исследования Климовского педокомплекса (Иноземцев, Таргульян, 2010)). 1 – накопление материнской породы; 2 – появление элювиально-иллювиально-глеевого горизонта; 3 – развитие элювиально-глеевого горизонта; 4 – появление аккумулятивного горизонта; 5 – развитие иллювиально-выветрело-глеевого карбонатного горизонта; 6 – максимально зрелая почва; 7 – обогащение иллювиального горизонта педогенными карбонатами; 8a – частичная денудация профиля; 8b – накопление новой порции осадка и развитие следующей почвы.

В контексте континентальной пермо-триасовой формации ВЕП горизонтом камбик выступает Bw с минимальными признаками физического выветривания, который предложено считать диагностирующим при типизации схожих пермо-триасовых почв МС. В Климовском

педокомплексе определены хромик, стагник, вертик палеокамбисоли (Иноземцев, Таргульян, 2010) – древние красноцветные камбисоли с признаками переувлажнения и слитизации, карбонатные или нет. Согласно Классификации и диагностики почв России (Классификация и диагностика…, 2004) они относятся к типу коричневых почв.

Почвы Климовского и Сларёвского педокомплексов не имеют полных аналогов в современной геосфере (Иноземцев, Таргульян, 2010). Вместе с тем в близких семиаридных – семигумидных обстановках мира распространены вертисоли (Buol et al., 2011), диагностирующим для которых является горизонт *vertic* (World Reference..., 2022) с характерными клиновидными структурными агрегатами – результатом активного слитогенеза смектитовой почвенной массы. Вертисоли распространены во многих регионах мира со среднегодовым количеством осадков 500–1000 мм и продолжительностью засушливого сезона 4–8 месяцев в году (Buol et al., 2011, Grayson et al., 2006).

Сезонное разбухание и усыхание смектитовой почвенной массы вертисолей приводит к развитию на аэральной поверхности впадин в десятки метров диаметром, в первые дециметры глубиной и к формированию особого микрорельефа, представленного чередующимися пологими буграми и западинами, получившего название гильгаи (Ковда, 2012; The Regolith Glossary…, 2001; Kishne et al., 2014). Местность с гильгаями характеризуется многочисленными мелкими эфемерными озерами, которые наполняются во влажные сезоны и пересыхают в сухое время. В геологической летописи гильгаи диагностируются по волнистому, с чашеобразными понижениями верхнему оглеенному горизонту (Jewuła et al., 2019).

3.2. Особенности карбонатного осадконакопления в семиаридных обстановках

Характерной чертой континентальных семиаридных – семигумидных обстановок является гидрокарбонатность внутренних вод (Garrels, MacKenzie, 1967), где рост концентрации Ca^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-} в растворах приводит к выпадению кальцита, в итоге – к широкому спектру карбонатных отложений в континентальных сериях даже если не рассматривать карбонаты биогенного или карстового генезиса.

3.2.1. Источники вещества хемогенных континентальных карбонатов

Составляющими небиогенного карбонатного вещества в континентальных обстановках является Ca, поступающий с минералами или в растворе (McCarthy et al., 1993; Akoko et al., 2013; Doner, Lynn, 1989; McFadden, Tinsley, 1985; Monger, Gallegos, 2000), и бикарбонат-, карбонат-ионы, принесенные с речным стоком или сформированные в местных условиях при растворении CO_2 (Deocampo, 2010).

Первоначальный объем Ca^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-} поступает вместе с речными (метеорными) водами. В аридных – семиаридных обстановках реки насыщаются бикарбонатом кальция по ходу движения от истока к устью, в результате флювиальные системы, водосбор которых часто

находится в гумидных зонах, насыщаются в процессе эвапоритизации бикарбонатом кальция. Например, насыщение по карбонату кальция наблюдается при прогрессирующем испарении воды в нижнем течении р. Волга (Зенин, 1965). Пересыщение волжских вод достигает при выходе на устьевое взморье 4,8 (Савенко, 2007). Резкое смещение карбонатного равновесия в зоне смешения речных и морских вод приводит к выпадению мелкокристаллического $CaCO_3$, который превышает 20% от массы терригенного материала (Хрусталев, 1978, 1989). В дельте р. Окаванго концентрация Ca^{2+} увеличивается из-за испарения воды на участке протяженностью 250 км в 2–2,5 раза, достигая наиболее высоких значений в жаркий сезон (температура воды ~30°C), концентрация HCO_3^- увеличивается приблизительно в 2,5–3 раза (Akoko et al., 2013). Заболоченные участки дельты представляют районы наиболее высокой концентрации растворов. В итоге в почвах выпадает кальцит, на аэральной поверхности – трона ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$), покрывая почву коркой в несколько см толщиной (McCarthy et al., 1993). Наиболее высокие концентрации кальцита отмечены по краям островов, то есть вблизи источника Ca^{2+}, CO_3^{2-} и HCO_3^- речного происхождения. Одновременно сезонный рост концентрации растворенного неорганического и органического углерода (dissolved inorganic carbon – DIC, dissolved organic carbon – DOC) и синхронный рост величин $\delta^{13}C_{DIC}$, $\delta^{13}C_{DOC}$ указывают на значительное поступлении в растворы HCO_3^-, CO_3^{2-} с заболоченных островов (Akoko et al., 2013). Происхождение автохтонных карбонат- и бикарбонат-ионов связывается с ростом концентрации DIC на островах за счет окисления органических остатков и дыхания растительной и гетеротрофной биомассы.

Сегрегация педогенных карбонатов происходит при выветривании Ca-содержащих минералов, когда почвенные растворы обогащаются Ca^{2+} и в присутствии угольной кислоты образуются карбонат/бикарбонат-ионы. Твердофазный эффект будет наблюдаться при дефиците влаги, когда кислотно-щелочные характеристики почв станут благоприятны для выпадения из растворов карбонатов (Zamanian et al., 2016).

Источником углерода в педогенных карбонатах помимо привноса в систему вещества, мигрирующего при растворении осадочных и терригенных карбонатов, служит CO_2, растворенный в почвенной воде. Дыхание корней и бактериальной биоты при разложении органического вещества является основным источником двуокиси углерода в поровом пространстве почвы в вегетационный период (Karberg et al., 2005). В большинстве почв, где осаждаются карбонаты, преобладает двуокись углерода, выделяемая растениями, ее концентрация может быть в 100 раз выше в сравнении с атмосферой (Deocampo, 2010; Zamanian et al., 2016). Кислород почвенных карбонатов определяется составом кислорода почвенных вод, который зависит от состава метеорных вод, что подтверждается корреляцией между $\delta^{18}O$ педогенных карбонатов и средней величиной $\delta^{18}O$ местных метеорных вод (Cerling, 1984; Cerling, Quade, 1993). При этом наряду с метеорными осадками вода поступает в почвы при паводковом разливе и из грунтовых резервуаров.

3.2.2. Озерные отложения

Как писал Н.М. Страхов (1960, с. 139) «Развитие бассейнов засушливых зон идет своеобразно и отлично от развития их в гумидных зонах: все озера и моря осолонены и прогрессивно осолоняются в ходе их развития. Отсюда прогрессирующее падение роли организмов в их геохимии и осадкообразовании, что и естественно, ибо осолонение идет за счет накопления биологически индифферентных солей: $NaCl$, $MgSO_4$, $MgCl_2$, $CaSO_4$ и др. Становясь чисто физико-химической, седиментация в осолоняющихся бассейнах в то же время резко расширяет свой диапазон, вовлекая в осаждение все новые компоненты, сравнительно с теми, которые участвовали в гумидном типе осадочного процесса, а именно: сульфаты и хлориды натрия, калия, кальция, магния…».

Роль биоты при накоплении карбонатных озерных осадков в аридных – семиаридных условиях минимальна по сравнению с морскими обстановками. Для садки карбонатов необходимы лишь высокие концентрации Ca^{2+}, CO_3^{2-}, достигающие пересыщения, что в теплом аридном – семиаридном климате происходит сравнительно легко в процессе эвапоритизации (Garrels, Mackenzie, 1967).

Повышение содержания CO_3^{2-} по мере увеличения щелочности также вызывает химическое осаждение карбонатов в озерах (Персиянцев, 2000; Deocampo, 2010). Важным фактором, определяющим как минералогию, так и содержание Mg в озерных карбонатах, является соотношение Mg/Ca в растворе. Доломит в озерах часто термодинамически пересыщен даже при небольших концентрациях Mg^{2+} (Deocampo, 2010). В итоге в бессточных замкнутых озерах аридных – семиаридных зон после активного испарения и пересыщения выпадает как кальцитовый, так и доломитовый ил (см. обзор Last, 1990). Садка доломитовых илов в озерах происходит на обширной площади от оз. Балатон (Центральная Европа, Müller, Wagner, 1978) до оз. Эйр (Центральная Австралия, Last, 1990) и экстра-аридных плайевых озер в пустыне Намиб (Южная Африка, Ward, 1988; Teller et al., 1990). Выпадение карбонатного вещества в озерах засушливых районов является прежде всего функцией высоких концентраций и пересыщения ионами Mg^{2+}, Ca^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-}.

3.2.3. Болотные (палюстринные) известняки

Н.Г. Платт и В.П. Райт описали своеобразные сезонно-обводняемые (сезонно-пересыхающие) водно-болотные угодья маршевого типа, где кальцит, выпадающий в заболоченной местности, в сухой сезон выходит на поверхность, трансформируется в субаэральных условиях и участвует в педогенезе (национальный парк Everglades, Флорида, США, Platt, Wright, 1992). Карбонатную породу с корнями in situ принято называть, начиная с указанной работы, болотные (палюстринные) известняки (palustrine, Alonso-Zarza, 2003; Tanner, 2010) или ризоидные известняки (Алексеева, 2020; Муравьев и др., 2025).

Для известняков с признаками педогенной трансформации характерны трещины усыхания,

инситные корни, ризолиты или отпечатки корней, дробление материнской породы и ее брекчированность, кутаны содержат скелетные зерна, окружающие корень (Freytet, Verrecchia, 2002). Известняки включают доломит, гипс, палыгорскит, текстуры, связанные с соляными корками (текстура вигвама, псевдоантиклинали), распространен *Microcodium,* сложенный призмами кальцита высотой 1 мм, сгруппированными в колонии, напоминающими початки кукурузы.

В геологической летописи палюстринные известняки часто связаны с озерными карбонатными отложениями, соединяя в себе черты, как унаследованные от озерного материнского ила – остатки аквальной биоты, седиментационные особенности осадочных пород, так и признаки, связанные с его педогенной трансформацией в субаэральных условиях – корневые отпечатки, брекчированность и др. (Freytet, 1973; Platt, 1989; Platt, Wright, 1992; Freytet, Verrecchia, 2002; Alonso-Zarza, 2003). Между тем литификация озерного ила реконструируется вслед за выходом на субаэральную поверхность после развития корневой системы, за счет дегидратации и частичной перекристаллизации основной массы при педогенезе.

Н.Г Платт и В.П. Райт (Platt, Wright, 1992) предложили модель, отражающую влияние климата на накопление палюстринных известняков. Озерно-болотный циклит семиаридного типа начинается с пород с озерной фауной. В кровле встречаются эвапориты, что сближает этот тип с плайями, карбонаты с трещинами усыхания, брекчированные породы, возникшие при разрушении полигонов усыхания. Промежуточный тип формируется в более влажном климате, не содержит эвапоритов. Вакстоуны с развитой озерной биотой переходят во внутриобломочные пакстоуны, грейнстоуны и перекрываются педогенно-модифицированными известняками с ризолитами и микрокодиями. В кровле циклита распространены палеопочвы, образованные на алеврито-глинистой материнской породе. В семигумидном типе сохраняется высокий уровень грунтовых вод и признаки пересыхания выражены менее всего, трещины усыхания и брекчии встречаются редко. Органическое вещество может накапливаться в виде торфа, болотные циклиты перекрываются горизонтами каменного или бурого угля. Если каустобиолиты отсутствуют о сохранности органического вещества свидетельствуют отложения с повышенным содержанием $C_{орг}$.

Аналогичные известняки были описаны в пермских отложениях ВЕП – как горизонт 2Mm,ca средней части почвенного профиля (Иноземцев и др., 2011, полноразвитый морфотип) и как ризоидные известняки (Муравьев и др., 2025). Алеврито-глинистые отложения, перекрывающие их, демонстрировали характеристики, хорошо описанные в пермских палеопочвах ВЕП (Иноземцев, Таргульян, 2010; Mouraviev et al., 2020; Муравьев и др., 2022 и др.). Между тем первоначальное накопление карбонатного ила происходило в озерных обстановках.

3.2.4. Педогенные карбонаты

Выпадение карбонатов в почвах отражает сложный процесс в силу множества подвижных

равновесий, например, адсорбционно-гидратационного равновесия между почвенным раствором и газовой фазой, многоступенчатой диссоциации угольной кислоты, гетерогенного обмена компонентов раствора с осадком и почвенным комплексом (Минкина и др., 2012). Между тем общий процесс накопления педогенных карбонатов состоит из трех этапов. 1) Выщелачивание Ca-содержащих компонентов материнской породы. 2) Перемещение ионов Ca^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-} внутри пор, через почвенные профили. 3) Садка твердого вещества (Zamanian et al., 2016). Скорость выщелачивания Ca-содержащих компонентов контролируется pH и растворенным CO_2 почвенных пор, концентрация которого находится в прямой зависимости от парциального давления pCO_2. Растворимость $CaCO_3$ в слабых кислотах, таких как угольная, увеличивается до пяти раз по сравнению с дистиллированной водой (Aylward, Findlay, 2007). Дальнейшее движение ионов Ca^{2+}, HCO_3^-, CO_3^{2-} и $H_2CO_3^0$, CO_2 происходит за счет тока воды в разных направлениях – диффузии, капиллярного подъема, просачивания (преимущественно вниз) или испарения, генерирующего направление влаги вверх (Zamanian et al., 2016). Если почвенный раствор становится перенасыщенным $CaCO_3$, выпадает осадок. Перенасыщение может происходить по двум причинам: 1) уменьшение влажности почвы, связанное главным образом с эвапотранспирацией, и 2) снижение pCO_2 (Salomons, Mook, 1976).

В контексте преобладающего направления миграции почвенных растворов механизмы формирования педогенных карбонатов подразделяются на четыре группы (Monger, 2002, адаптировано Zamanian et al., 2016), для которых рассматривается около 10 морфотипов педогенных карбонатов (Zamanian et al., 2016; Голубцов и др., 2021). Одной из наиболее широко распространенных форм являются карбонатные нодули, как правило, овальной, округлой формы порядка первых см в диаметре, формирующиеся при насыщении почвенной плазмы кальцитом. Нодули с постепенными, «размытыми» или с резкими внешними границами, могут сохранять текстуру вмещающего материала или полностью замещать его. Карбонатный материал – с остатками силикатных зерен скелета почвы или полностью вытеснивший их, представлен микритом или микроспаритом (Birkeland, 1999; Verrecchia, Trombino, 2021; Голубцов и др., 2021).

Регионы с современными и четвертичными педогенными карбонатами характеризуются сезонно-засушливым климатом, чаще всего со среднегодовыми осадками от 100 до 500 мм (Goudie, 1983; Birkeland, 1999; Alonso-Zarza, Wright, 2010). Изогиета между карбонатными и некарбонатными почвами варьирует от 350 мм и ниже в районах, где осадки выпадают в холодный сезон, до 750 мм и выше в относительно жарком климате, где осадки выпадают преимущественно летом (Retallack, 2000). В целом распространение педогенных карбонатов коррелирует с суммой годовых осадков – чем она меньше, тем сегрегация $CaCO_3$ происходит ближе к поверхности почвы (Retallack, 2000; Zamanian et al., 2016). Кроме годовой нормы осадков сегрегация педогенных карбонатов зависит от баланса воды в почве, его сезонной динамики, сезонных показателей испарения в регионе, наличия карбоната кальция в растворе

Описание педогенных карбонатов в англоязычной литературе тесно связано с терминами калькрет (calcrete) и его синонимом каличе (caliche), которые обозначают карбонатные отложения, накопившиеся в континентальных субаэральных обстановках (Alonso-Zarza, Wright, 2010). Эти термины не являются генетическими. Большинство авторов предпочитают определение педогенный калькрет, педогенный карбонат для карбонатов, сегрегированных в почве и гидрогенный калькрет (groundwater calcrete), гидрогенный карбонат для накопившихся в зоне влияния грунтовых вод.

Детально описанные пермские почвы р. Сухоны (Иноземцев, Таргульян, 2010; рис. 10) подчиняются модели Perdescendum (Zamanian et al., 2016) накопления педогенных карбонатов с нисходящим перемещением продуктов выщелачивания вниз по профилю и сегрегацией твердого кальцита в нижних горизонтах, или модели in situ, где выщелачивание и осаждение CaCO3 происходит без значительного перемещения по профилю. Карбонаты образуют микритовую пропитку основной массы. Карбонатные нодули регулярно сложены микритом, редко – микроспаритом. Литогенные, биогенные карбонаты слабо трансформированы педогенезом, откуда следует, что почвенные карбонатные модификации накапливались за счет внешнего привноса жесткими паводковыми или грунтовыми водами (Иноземцев, Таргульян, 2010).

3.2.5. Гидрогенные карбонаты

Генезис гидрогенных карбонатов не связан с первоначальными обстановками осадконакопления или с педогенной трансформацией материнской породы, а зависит от характеристик водоносного горизонта (Alonso-Zarza, 2003; Hanneman, Wideman, 2010; Голубцов, 2017). Влияние грунтовых вод сказывается в ходе привноса кальцита боковым или восходящим током капиллярных растворов. В результате карбонаты накапливаются внутри сформировавшегося осадка, во фреатической и более верхней вадозной зоне вблизи зеркала грунтовых вод, и также весьма разнообразны.

В четвертичных и дочетвертичных отложениях гидрогенные карбонаты включают мягкие конкреции с «размытыми» границами (Khadkikar et al., 1998), линзы (Tandon, Gibling, 1997), субокруглые, горизонтально- и вертикально-удлиненные конкреции до 0,5 м, массивные пластовые тела до 3 м мощности (Mack et al., 2000), цементируют русловой песок (Gibling et al., 2005), выпадают внутри песчаных дюн (Hanneman, Wideman, 2010). Между тем они отличаются от педогенных карбонатов по выдержанным уровням с крупными конкрециями (Mack et al., 2000). Гидрогенные карбонаты характеризуются отсутствием биогенных признаков: озерная биота и инситные корни, как правило, не встречаются. Часто они состоят из кристаллической мозаики, сложенной зонами микрита, микроспарита и спарита, с «плавающими» корродированными кристаллическими зернами, нодулями и признаками высыхания (Alonso-Zarza, 2003), что указывает на последовательность стадий: перекристаллизации – растрескивания – заполнения при колебании уровня грунтовых вод. Поровое пространство заполняет спарит. Одновременно от

исходной породы сохраняются реликтовые кристалло- и «литокласты», которые из-за давления вышележащих слоев не вытесняются при накоплении кальцита (Birkeland, 1999).

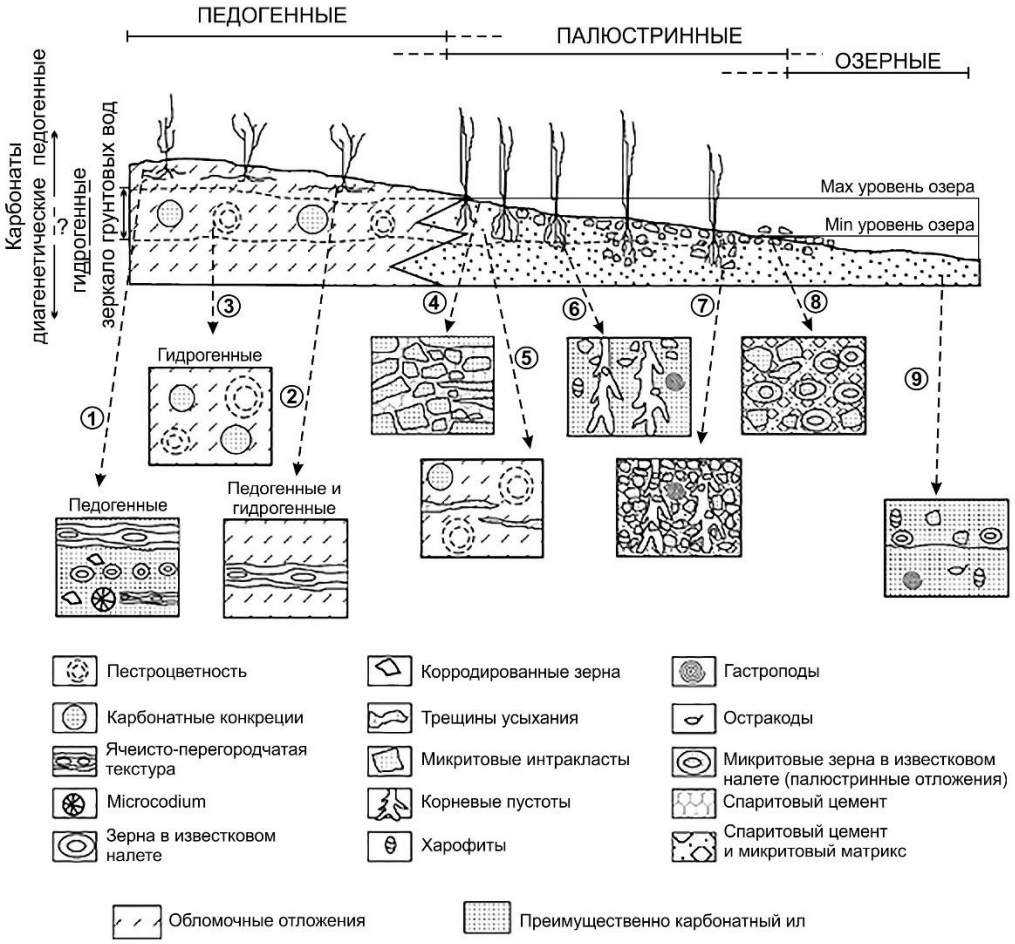


Рис. 11. Латеральная последовательность озерных, палюстринных (болотных), педогенных и гидрогенных карбонатов. 1–3 – педогенные и гидрогенные карбонаты, 4–8 – палюстринные известняки, 9 – озерные отложения, по (Alonso-Zarza, 2003).

В почвах, подверженных влиянию фреатических вод, выпадение карбонатов может быть результатом гибридного процесса – накопления как педогенного, так и гидрогенного кальцита одновременно (Hanneman, Wideman, 2010), что зависит от колебания уровня грунтовых вод. При их глубоком залегании восходящий ток капиллярных растворов охватывает осадки, не подверженные влиянию педогенных процессов. Наоборот, при неглубоком зеркале грунтовых вод сегрегация гидрогенных карбонатов захватывает почвенный профиль, хотя, видимо, не может подняться выше иллювиального горизонта (Голубцов, 2017; Голубцов и др., 2021).

В целом формирование палюстринных, педогенных и гидрогенных карбонатов контролируется тремя факторами: 1) климатом, который определяет тип растительности и уровень грунтовых вод, 2) характером вмещающей породы, в том числе скоростью осадконакопления, 3) периодом субаэрального воздействия. Озерные, палюстринные и педогенные карбонаты формируют закономерную последовательность по мере удаления от бассейна вглубь материка (Alonso-Zarza, 2003; рис. 11).

3.3. Основные закономерности фракционирования изотопов кислорода в гидро- и атмосфере

Поскольку изотопный состав кислорода Мирового океана достаточно постоянен на глубине от 500 м (Ферронский, Поляков, 2009), такая стабильность дает предпосылки для двух методологических предпосылок. 1). Морская вода рассматривается в качестве стандарта для выражения содержания тяжелых изотопов D и ^{18}O в природе в относительных единицах (стандарт SMOW, standard mean ocean water). Величина отклонения содержания изотопов D и ^{18}O по отношению к стандарту – δD и $\delta^{18}O$, выражается в промилле. В глубоких водах Мирового океана вариации δD и $\delta^{18}O$ близки к нулю. 2). Если изотопный состав Мирового океана принимать стабильным в геологической истории Земли, то появляется тонкий инструмент для выявления и «калибровки» палеоклиматических флуктуаций в прошлом. Их диагностика в континентальных обстановках вытекает из основ фракционирования изотопов ^{16}O, ^{18}O в ряде процессов, которые охватывают формирование воздушных масс, обогащение их водяным паром, движение от океана – источника метеорных осадков, в сторону суши, выпадение метеорных осадков над материками и садку континентальных карбонатов.

3.3.1. Разделение изотопов кислорода в метеорном цикле

Теоретические основы изотопного фракционирования в равновесной изотопно-обменной системе вода – пар см. в работах (Craig, Gordon, 1965; Dansgaard, 1964; Ферронский, Поляков, 2009). Поскольку $H_2{}^{16}O$ создает более высокое давление пара, чем HDO и $H_2{}^{18}O$ (Бродский, 1957; Van Hook, 1968; Рабинович, 1968; Hoefs, 2009), водяной пар при испарении с поверхности Мирового океана обогащается легкими изотопами H и ^{16}O (рис. 12). При потеплении в равновесном процессе в водяном паре увеличивается содержание тяжелого изотопа ^{18}O. В реальных неравновесных условиях за счет кинетических эффектов, получивших название Релеевская дистилляция, при испарении воды пар обедняется изотопом ^{18}O и изотопный состав конденсата и паровой фазы описывается уравнением Релея (Dansgaard, 1964).

Во время формирования дождевых капель при достижении точки росы происходит обратный эффект по сравнению с тем, который наблюдается при испарении, а именно – обогащение сконденсированной влаги тяжелым изотопом ^{18}O. В замкнутой системе первые дождевые капли будут иметь изотопный состав, аналогичный изотопному составу пара. В дальнейшем по мере понижения температуры в системе пар – конденсат, несконденсированная часть пара будет все больше обедняется тяжелыми изотопами. Отсюда, поскольку атмосферные осадки, выходящие из системы, выводят из нее D и ^{18}O (рис. 12), то по мере удаления влажных воздушных масс от района их зарождения остаточный пар будет закономерно обогащаться легкими изотопами H, ^{16}O и уже в таком состоянии распространяться над континентами.

В естественной среде на изотопный состав водяного пара и метеорных осадков, формирующихся из него и выпадающих на континентах, влияет ряд нюансов, выявленных уже при

первой детальной оценке равновесных и неравновесных факторов, определяющих состав атмосферных осадков (Dansgaard, 1964). В силу потенциальной важности состава стабильных изотопов как индикаторов палеоклимата особое значение из них имеет температура. Зависимость содержания тяжелых D и ^{18}O от температуры конденсации пара приводит к сезонным и более длительным колебаниям величин δD и $\delta^{18}O$ в осадках, достигая максимума в теплое время и минимума в холодное (Ферронский, Поляков, 2009). Например, разница в значениях $\delta^{18}O$ для летних и зимних месяцев на широте Москвы составляет около 5–6‰ (Материалы метеорологических…, 1987).

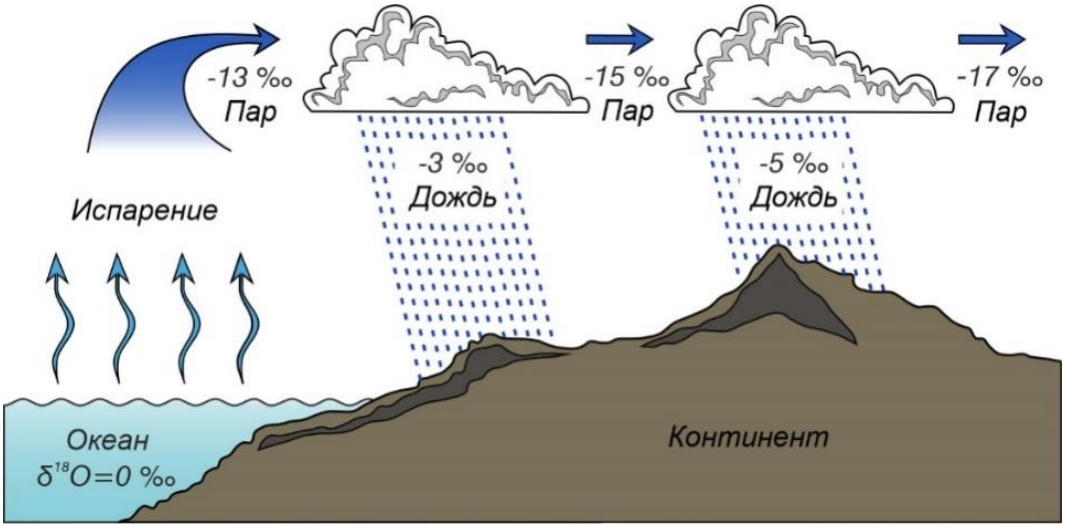


Рис. 12. Обобщенная схема фракционирование изотопов кислорода воды в метеорном цикле (данные по (Hoefs, 2009)), $\delta^{18}O$ указаны относительно стандарта SMOW.

Закономерное обеднение тяжелыми изотопами кислорода метеорных осадков проявляется в значительной степени с широтной зональностью. Наиболее легкие атмосферные осадки, обедненные в наибольшей степени тяжелым изотопом ^{18}O, характерны для высоких широт – Арктики, Антарктики и прилегающих к ним областей. По наблюдениям С. Эпштейна с соавторами (Epstein et al., 1970) величины $\delta^{18}O$ для антарктических льдов станции Берд варьирует в пределах -45… -32‰. Более низкие значения изотопного состава кислорода до -61‰ обнаружены в антарктических льдах на станции Восток (Котляков, Гордиенко, 1982). Для ледового покрова Гренландии величины изотопного состава кислорода варьируют от -43 до -28‰ (Dansgaard et al., 1969).

Обеднение тяжелыми изотопами кислорода метеорных осадков проявляется с высотной зональностью, хотя по сравнению с широтной в меньшей степени. Например, вариации величин $\delta^{18}O$ в леднике, фирне и свежевыпавшем снеге ледников Нехнар и Чангме-Кхангпу в Гималаях составляет -20… -3‰ (Nijampurkar, Bhandari, 1984). Изотопный состав осадков линейно уменьшается с увеличением высоты примерно на 0,28‰ на 100 м в большинстве регионов мира, исключая высоты, превышающие 5000 м (Poage, Chamberlain, 2001), а также по мере увеличения

расстояния от побережья и количества выпавших осадков (Материалы метеорологических…, 1987; Dansgaard, 1964).

3.3.2. Разделение изотопов кислорода в континентальных обстановках

В континентальных обстановках изотопный состав воды определяется рядом факторов, основные из которых следующие.

1. Изотопный состав и объем метеорных осадков, питающих водоемы.
2. Изотопный состав поверхностных и подземных источников, скорость водопритока.
3. Изотопный состав водяных паров в атмосфере и влажность воздуха.
4. Скорость расхода воды, связанная с оттоком и процессами испарения (Ферронский, Поляков, 2009).

Основополагающим фактором выступает изотопный состав метеорных осадков, поступающих со стороны Мирового океана. В умеренном и влажном климате их состав в целом отвечает изотопному составу как поверхностных (Friedman et al., 1964; Brown 1970; Hoefs, 2009; Bhuiyan et al., 2023), так и подземных вод (Gat, 1971). Эта закономерность служит свидетельством, что атмосферные осадки прямым образом влияют на насыщенность водоносных горизонтов. Глубокие грунтовые воды не демонстрируют сезонных изменений $\delta^{18}O$ и их изотопный состав близок к средневзвешенным годовым значениям метеорных осадков (Hoefs, 2009).

В засушливых / сезонно-засушливых районах изотопный состав поверхностных и грунтовых вод зависит в значительной степени от интенсивности эвапоритизации, которая проявляется уже при речном стоке. Фракционирование изотопов при испарении влаги приводит к обогащению тяжелыми изотопами остаточной воды (теоретические основы см. Reyleigh, 1896; Бродский, 1957). Значение $\delta^{18}O$ воды существенно увеличивается по течению крупных рек семиаридных районов (дельта р. Окаванго, протяженность 250 км – от -7,21‰ до 1,09‰ SMOW в жаркий сезон, от -3,62‰ до -0,48‰ в паводок, Akoko et al., 2013; речная система Барвон – Дарлинг, юго-восточная Австралия, протяженность 1000 км – примерно от -3‰ до 12‰ в начале сезона дождей, Gibson et al., 2008; р. Ефрат – от минимальных среднегодовых -10,18‰ в истоках до средневзвешенных -8,51… -7,01‰ в Сирии (Kattan, 2008) и до -2,5‰ перед слиянием с р. Тигр (декабрь – январь, Ali et al., 2015).

При значительном испарении воды в бессточных озерах аридных – семиаридных районов происходит дальнейшее обогащение тяжелым изотопом ^{18}O. Например, в оз. Нгами за пределами дистальной зоны дельты р. Окаванго $\delta^{18}O$ воды выше на 8,5… 14,7‰, чем в реке перед вершиной аллювиального конуса и на 6,3… 8‰, чем в дистальной части аллювиального веера (Meier et al., 2015). При дальнейшем испарении в эвапоритовых бассейнах экстремального обогащения тяжелыми изотопом ^{18}O не происходит в силу кинетического эффекта при изотопном обмене между жидкостью и парами атмосферной влаги. При значительном упаривании воды отмечается инверсия в распределении изотопов водорода и кислорода. Остаточные рассолы обогащаются

легкими изотопами (Поливанова, 1970; Валяшко и др., 1977; Гуцало, 1980; Gat, 1984; теоретические основы формирования изотопного состава воды в эвапоритовых бассейнах см. Ферронский, Поляков, 1983, 2009; Gat, Bowser, 1991). В итоге в эвапоритовых обстановках регулярно встречаются низкие величины $\delta^{18}O$ около 1–5‰ VSMOW (Gat, 1984; Molwalefhe, 2003).

В целом тренды похолодания и потепления вызывают обеднение и обогащение метеорных вод тяжелым изотопом ^{18}O соответственно (Dansgaard, 1964; Leng, Marshall, 2004). В континентальных обстановках на изотопный состав поверхностных и грунтовых вод большое влияние оказывает степень их эвапоритизации, связанная прямой зависимостью с температурой. А также соотношение притока метеорных осадков, речного стока, поступления грунтовых вод и испарения. Приток вызывает снижение значений $\delta^{18}O$ в силу обогащения озерных вод более легким изотопом ^{16}O. Падение отношения приток/испарение, напротив, приводит к утяжелению воды, поскольку при эвапоритизации теряются в первую очередь легкие изотопы ^{16}O. В гидрологически замкнутых бессточных озерах при выдержанном объеме воды сохраняются стабильно-высокие величины $\delta^{18}O$. Такие водоемы часто соленые, содержат большое количество аутигенных карбонатов, широко распространены в субтропических и тропических регионах (см. обзор Leng, Marshall, 2004), карбонатные отложения в них демонстрируют колебания $\delta^{18}O$ >10‰.

3.3.3. Изотопный состав кислорода в почвенных водах и педогенных карбонатах

Определение изотопного состава кислорода педогенных карбонатов широко используется при палеоклиматических реконструкциях (Quade et al., 1989; Cerling, Quade, 1993; Cerling, Wang, 1996; Рысков и др., 2000; Srivastava, 2001; Kovda et al., 2006; Bayat et al., 2017, многие др.).

Ионы CO_3^{2-} выпадающие в осадок в виде $CaCO_3$ в вадозной почвенной зоне, находятся в изотопном равновесии с $\delta^{13}C$ почвенного CO_2 и $\delta^{18}O$ поровых вод. Считается, что $\delta^{18}O$ педогенных карбонатов отражают $\delta^{18}O$ метеорных осадков при осаждении карбонатных новообразований (Cerling, 1984; Deocampo, 2010). Отсюда вслед за метеорной водой изотопный состав почвенных карбонатов тоже зависит от широты местности, высоты над уровнем моря, удаленности от океана (Quade et al., 1989; Cerling, Wang, 1996).

Между тем, поскольку сегрегация карбонатов из почвенного раствора сопровождается фракционированием изотопов кислорода, педогенный кальцит обогащается тяжелыми изотопами по отношению к почвенной H_2O (на 28,5‰ при 25°C, Рысков и др., 2000; на 29,5… 37,5‰, Cerling, 1984; Cerling, Quade, 1993) и изотопный состав кислорода в современных педогенных карбонатах варьирует от 15‰ до 38‰ (Talma, Netterberg, 1983; Salomons, Mook, 1986; Cerling, 1984; Cerling, Quade, 1993; Kovda et al., 2006; Quade et al., 2007; Ringrose et al., 2009).

Величина $\delta^{18}O$ в инситных почвенных карбонатах является функцией температуры: среднегодовой и – в первую очередь, максимально-высокой в теплое время. Максимальные значения $\delta^{18}O$ зафиксированы в районах с жарким климатом (34,7‰, Танзания, Кения – Cerling, Quade, 1993; 37,9‰ относительно стандарта SMOW, пустыня Атаками, Северная Чили – Quade et

al., 2007). Современное комплексное изучение изотопного состава педогенных карбонатов ($\delta^{18}O$, $\delta^{13}C$), в том числе методом парных изотопов T(Δ47) (clumped isotope geothermometer), показало, что таковые образуются в сухие – как правило самые теплые, месяцы с позднего утра до полудня в ответ на интенсивное обезвоживание почвы (Breecker et al., 2009; Peters et al., 2013; Quade et al., 2013; Hough et al., 2014), особенно интенсивно – после увлажнения, например, в сезон дождей, и чаще всего величины $\delta^{18}O$ в них отражают максимальные летние температуры.

В реальности изотопный состав педогенных карбонатов отражает очень сложную мозаику локальных процессов, в которой определенную роль играют испарение до или во время инфильтрации, степень эвапотранспирации почвенной влаги, особенности сезонных климатических изменений, первоначальный изотопный состав воды, которая кроме местных метеорных осадков зависит от дополнительного притока.

Например, максимальные величины $\delta^{18}O$ в пустыне Атакама (до 37,9‰ относительно стандарта SMOW) зафиксированы при среднегодовых температурах 18°C и метеорных осадках 2–114 мм (Quade et al., 2007). Тогда как в приэкваториальной Африке (Танзания, Кения) более низкие значения $\delta^{18}O$ (34,7‰) отмечены в районах с более высокими среднегодовыми температурами и более обильными метеорными осадках (29,2°C, 180 мм, Cerling, Quade, 1993). Значительные величины $\delta^{18}O$ в педогенных карбонатах Среднего Запада США (в выборке до 26,4‰) сочетаются с максимальными среднегодовыми осадками до 810 мм при эвапотранспирации, достигающей 950 мм (Cerling, Quade, 1993). В пустыне Мохаве максимальные значения $\delta^{18}O$ 26,9… 28,1‰ относительно стандарта SMOW, наоборот, коррелируют с минимальными осадками 50–60 мм при эвапотранспирации 1290–1570 мм (Cerling, Quade, 1993). В пустыне Чихуахуа (граница Мексики и США) в голоценовых педогенных карбонатах, сформировавшихся на аллювиальных осадках, $\delta^{18}O$ на 1–3‰ ниже, чем в синхронных почвах, образовавшихся на эоловых отложениях (Buck, Monger, 1999). На Индо-Гангской равнине минимальные величины $\delta^{18}O$ педогенного карбоната тяготеют к флювиальным почвам, расположенным вблизи горных районов (Srivastava, 2001). В локациях, удаленных от истоков рек, $\delta^{18}O$ почвенных карбонатов выше на 1–2‰. Закономерность можно связать с повышенным стоком легкой воды с гор.

Одновременно в семиаридном – аридном климате наблюдаются значительные колебания $\delta^{18}O$ педогенного карбоната в пределах одного почвенного профиля, увеличиваясь снизу-вверх и достигая максимальных значений в самых верхних карбонатных горизонтах (Южная Аризона, США – Liu et al., 1996; Невада, США, пустыня Мохаве, Индия, – Quade et al., 1989, 2007, 2013; бассейн р. Мендоза, Аргентина – Peters et al., 2013). Закономерность объясняется значительным усилением эвапоритизации поровой воды непосредственно под аэральной поверхностью, поскольку температура почвы зависит не только от температуры воздуха, а также в значительной степени от инсоляции, наличия тени, глубины и диапазон значений в одном профиле достигает 8‰.

Отсюда следует, что $\delta^{18}O$ педогенных карбонатов из нижних горизонтов отражает скорее среднюю температуру воздуха самого теплого месяца (Quade et al., 2013). Хотя если основной объем метеорных осадков выпадает в теплое время и в прохладный сезон почва высыхает, $\delta^{18}O$ ее педогенного карбоната отражает скорее среднегодовые температуры воздуха и почвы (Peters et al., 2013). При чередовании контрастных влажных и сухих сезонов педогенные карбонаты могут сегрегироваться при метеорных осадках, превышающих даже 1000 мм (Srivastava, 2001). Но при равномерном распределении такого объема осадков в течении года педогенные карбонаты формироваться не будут (Breecker et al., 2009).

3.4. Фракционирование изотопов углерода в экзогенном углеродного цикле

Среди разнообразия процессов, которые определяют изотопный состав углерода в современной геосфере, наиболее важным следует считать свойство биоты концентрировать легкий изотоп ^{12}C и вовлекать его в биогеохимический цикл. Каждый фотосинтезирующий организм обогащает органическое вещество изотопом ^{12}C (Maslin, Thomas, 2003) и участвует в перераспределении углерода между Мировым океаном, атмосферой, биосферой и почвами – то есть в краткосрочном углеродном цикле (Sundquist, Visse, 2004; Berner, 2006б).

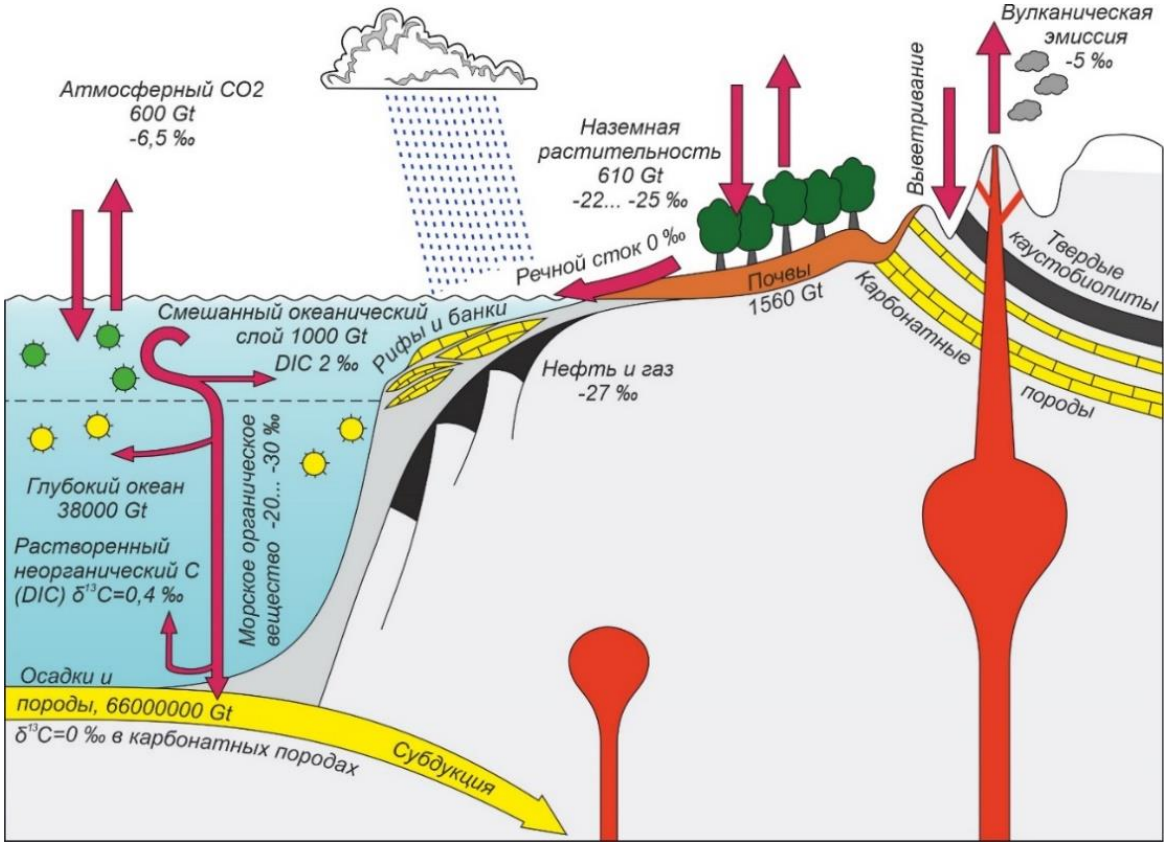


Рис. 13. Обобщенная схема краткосрочного и долгосрочного углеродных циклов (по Cramer, Jarvis, 2020; Kump, Arthur, 1999 с дополнениями), $\delta^{13}C$ указаны в PDB.

Изотопный состав неорганического углерода в Мировом океане колеблется от 0,4‰ в глубоких водах до 2‰ PDB в фотической зоне (Cramer, Jarvis, 2020), где скорость поглощения живыми организмами ^{12}C протекают интенсивнее. При этом карбонатные морские осадки на 70–

80% демонстрируют флуктуации в узком диапазоне -2…+2‰ (Ферронский, Поляков, 2009; Cramer, Jarvis, 2020).

Вместе с тем среднее значение $\delta^{13}C$ в органических соединениях морского биологического происхождения колеблется в диапазоне -17… -22‰ (Hayes et al., 1999; Maslin, Thomas, 2003). Избирательный отбор морскими фотосинтезирующими организмами легкого изотопа ^{12}C приводит к обогащению им живой материи и, наоборот, к обогащению тяжелым ^{13}C растворенного неорганического углерода (DIC) в приповерхностных водах (рис. 13).

3.4.1. Изотопный состав органического углерода в наземных экосистемах

В континентальных экосистемах фотосинтезирующая биота характеризуется как более легким, так и более тяжелым изотопным составом углерода по сравнению с морскими обстановками. Изотопный состав C фитопланктона в бореальных озерах варьирует от -44,5‰ до -18‰ (Taipale et al., 2016), водорослей в оз. Тайху вблизи дельты р. Янцзы – примерно от -38‰ до -19‰ (Xu et al., 2019). Изотопный состав наземной растительности различается в зависимости от типа фотосинтеза – C_3, C_4 или CAM. Для большинства современных наземных растений, которые используют фотосинтез C_3, значения $\delta^{13}C$ варьируют от -33‰ до -23‰ PDB. Растения с фотосинтезом C_4, в том числе аквальные, демонстрируют обогащение ^{12}C от -16‰ до -9‰; близкий диапазон вариаций характеризует растения с CAM-фотосинтезом (Maslin, Thomas, 2003; Parck, Epstein, 1960; Meyers, 1997).

3.4.2. Фракционирование изотопов углерода при накоплении карбонатных отложений поверхностных континентальных водоемов

Изотопный состав углерода карбонат- и бикарбонат-ионов в озерах подвержен высокой изменчивости, поскольку характеристики DIC в них контролируются речным стоком, обменом CO_2 атмосферы с водоемом, поступлением с суши растительной мортмассы и ее разложением, выпадением карбонатного осадка, DIC обогащается тяжелым изотопом ^{13}C во время активного фотосинтеза (Talbot, 1990; Hinga et al., 1994; Barker et al., 2013). Вместе с тем в озерных карбонатах изменения изотопного состава углерода и кислорода часто демонстрируют синхронность – ковариацию, как происходит в гидрологические закрытых бессточных водоемах (Talbot, 1990). Сдвиги $\delta^{13}C$ в отложениях таких озер сопровождаются синхронными флуктуациями величин $\delta^{18}O$, нередко с близкой амплитудой, в то время как слабая ковариация или ее отсутствие характерны для бассейнов, представляющих гидрологически открытые системы, имеющие речной сток.

Озерные экосистемы очень чувствительны к экологическим изменениям в водосборных бассейнах. Уничтожение наземной растительности вокруг озер вызывает усиление речного стока и повышенное поступление легкого изотопа ^{12}C из разложившейся растительной мортмассы. Такая закономерность реконструируется несколько раз в голоценовых осадках оз. Авасса (Эфиопия) после выпадения тефры, которая, видимо, уничтожала растительность в водосборном бассейне

(Lamb et al., 2002). Краткосрочные негативные экскурсы $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$, которые фиксируются после выпадения тефры, достигают 5‰.

3.4.3. Фракционирование изотопов углерода в почвах

Изотопный состав углерода почвенных карбонатов отражает $\delta^{13}C$ почвенного CO_2 и зависит от ряда процессов.

Почвенный CO_2 формируется в результате дыхания гетеротрофных и автотрофных организмов – почвенных животных, бактерий, а также корней растений, и вслед за растительным опадом обогащен легким изотопом ^{12}C по сравнению с атмосферой. Вместе с тем, поскольку часть CO_2, генерируемого в процессе дыхания почвенной биотой, диффундирует в атмосферу – одновременно доля атмосферной углекислоты переходит в почву, изотопный состав почвенного CO_2 тяжелее, чем изотопный состав углекислоты, выделяемой живыми организмами. Почвенный CO_2 часто на 3–7‰ тяжелее по углероду, чем органическое вещество в почвах (Rightmire, Hanshow, 1973; Fritz, Fontes, 1980; Cerling, 1984; Hanson et al., 2000; Kovda et al., 2006). При сегрегации педогенных карбонатов их изотопный состав также смещается в сторону более высоких значений $\delta^{13}C$ в сравнении с почвенным CO_2. В итоге современные/четвертичные педогенные карбонаты демонстрируют широкий диапазон изотопного состава углерода примерно от -12,5… до 1‰ PDB (Magaritz et al., 1981; Cerling, 1984; Kovda et al., 2006, 2014) и величина $\delta^{13}C$ в них часто увеличивается в одном профиле в верхних горизонтах (Cerling, Quade, 1993; Mora, Raich, 2007; Bayat et al., 2023).

В целом флуктуации $\delta^{13}C$ в почвенных карбонатах показывают изменения, связанные с продуктивностью местной биоты и с трансформацией типа фотосинтеза в растительном покрове. Например, в пустыне Мохаве величины $\delta^{13}C$ почвенного CO_2 и педогенных карбонатов снижаются с высотой, а также при увеличении плотности растительного покрова, то есть отражают рост растительной биомассы (Amundson et al., 1988).

В пермо-триасовое время можно говорить лишь о до-цветковой растительности – цветковая с фотосинтезом C_4 появились в кайнозое (см. обзор Cerling, 1999). Отсюда флуктуации $\delta^{13}C$ в педогенных карбонатах могли отразить распространение растительности, охарактеризованной фотосинтезом CAM-типа, C_3 или были связаны с продуктивностью биоты, которая зависела от климатических пертурбаций. Также возможно загрязнение почв детритным кальцитом, который способен значительно изменить изотопный состав углерода почвенного карбоната (Голубцов и др., 2019).

3.4.4. Отрицательные и положительные экскурсы $\delta^{13}C$ в морских и континентальных разрезах как инструмент межрегиональной корреляции

Негативные и позитивные экскурсы $\delta^{13}C$ в геологической истории Земли выступают глобальными маркерами при межрегиональной корреляции (см. обзор Cramer, Jarvis, 2020).

Высказывались мнения о связи негативных экскурсов $\delta^{13}C$ с планетарными климатическими изменениями, вызванными быстрым притоком CO_2 в атмосферу из вулканогенных и/или метаногенных источников, усилением сброса питательных веществ в океаны/озера, апвеллинга и т.д. (обзоры см. Saltzman, Thomas, 2012; Cramer, Jarvis, 2020). Между тем непосредственной причиной резких сдвигов $\delta^{13}C$ следует предполагать изменения продуктивности Мирового океана и возможно обсудить следующие механизмы их возникновения.

В наиболее очевидном варианте отклонения $\delta^{13}C$ в морских осадках являются результатом удаления (или добавления) легкого изотопа ^{12}C из абиотической среды (или в нее) при соответствующем развитии экосистемы. Избирательный отбор из DIC Мирового океана легкого изотопа ^{12}C, спровоцированный увеличением первичной биомассы и активным фотосинтезом, приводит к росту $\delta^{13}C_{DIC}$ и $\delta^{13}C$ карбонатных осадков (Cramer, Jarvis, 2020). Напротив, при разложении органических остатков освобождается большое количество изотопно-легкого углерода, что приводит к уменьшению величин $\delta^{13}C_{DIC}$ в системе океан–атмосфера (Zachos et al., 2010; Turner, Ridgwell, 2016). Во время массового вымирания развивается схожий процесс, когда при интенсивном окислении $C_{орг}$ в среду добавляется легкий изотоп ^{12}C, он переходит в виде DIC в раствор и вызывает существенное снижение величин $\delta^{13}C$ в отложениях.

Негативный экскурс $\delta^{13}C$ установлен под кровлей пермской системы в морских разрезах, в том числе в стратотипе границы перми и триаса Мейшань, Южный Китай, где он маркирует позднепермское биотическое событие (Takahashi et al., 2010; Sun et al., 2012; Shen et al., 2019) и может быть сопоставлен с аналогичным экскурсом, выявленным по изотопному составу $C_{орг}$ в континентальных отложениях (Retallack et al., 2005; Lu et al., 2020; Chen et al., 2025). На этом уровне также предполагался рост концентрации атмосферного CO_2 из-за выброса большого объема углекислоты в атмосферу из океана, в результате вулканической дегазации, выброса метана, долгосрочной реорганизации глобального углеродного цикла (Berner, 2002; Erwin, 2006; Payne, Kump, 2007; Retallack, Jahren, 2008; Kidder, Worsley, 2010). Между тем разрушение экосистемы и массовая гибель организмов сопровождались освобождением значительного объема ^{12}C, соответственно – снижением значений $\delta^{13}C$ в DIC и морских осадках. При синхронности кризисных ситуаций в различных обстановках подобный механизм возникновения отрицательных сдвигов $\delta^{13}C$ можно предполагать и для континентальных экосистем. Наконец, можно рассматривать вероятность, что интенсивное освобождение легкого изотопа ^{12}C в Мировом океане и переход его в атмосферу усиливали негативный сдвиг $\delta^{13}C_{орг}$ и в континентальных обстановках, как выявлено в Антарктиде, Северном и Южном Китае (Retallack et al., 2005; Lu et al., 2020; Chen et al., 2025).

3.5. Инструментальные методы исследования

Изученные разрезы были детально исследованы с применением комплекса минералого-геохимических методов (рентгенодифрактометрические исследования пелитовой фракции, анализ

легкой и тяжелой фракции, содержание $C_{орг}$, определение содержания породообразующих оксидов и микроэлементов, определение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов).

Пелитовая фракция <0,001 мм выделялась из алеврито-глинистых и песчаных пород по стандартной методике методом отмучивания. Ренгенодифрактометрические исследования ориентированных препаратов в природном, насыщенном этиленгликолем и прокаленном (до 550–600 °С) состояниях проводились в лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН (дифрактометр D8 Advance Bruker, CuKα, 40кВ, 40 мА).

Исследования легкой фракции выполнены в прозрачных шлифах под поляризационным микроскопом.

Выделенная в бромоформе тяжелая фракция (>2,85 г/см³) анализировалась под бинокуляром, диагностика минералов контролировалась на микрозондовом анализаторе (сканирующий микроскоп JEOL JSM-6610LV, микрозонд OXFORD instruments INCAx-act) в Институте географии РАН (оператор В.А. Шишков). По аналогии с предыдущими исследованиями и для корректного сравнения с их результатами (Строк, Трофимова, 1976; Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984; Верзилин и др., 1993) диагностика минералов проводилась преимущественно во фракции 0,1-0,125 мм. При необходимости просматривалась более мелкая и крупная фракции в диапазоне 0,08–0,2 мм. При подсчете содержания тяжелых минералов использовалась методика ГУЦР (Геологическое управление центральных районов), позволяющая корректно сравнивать полученные результаты с данными предшественников. Прозрачная часть тяжелой фракции принималась за 100%, содержание минералов и их ассоциаций рассчитывалось от этой суммы. Ассоциация альмандина-циркона подсчитывалась вместе с кианитом и ставролитом, которые, несмотря на незначительные доли, тоже рассматривались как показательные для диагностики источников сноса.

Содержание $C_{орг}$ определялось фотометрическим методом И.В. Тюрина (ГОСТ 26213–91) в химической лаборатории Института географии РАН.

Определения элементного состава алеврито-глинистых пород проводились методами рентгенофлуоресцентного анализа (S4 Pioneer Bruker, с использованием программного обеспечения Spectra-Plus) в ГИН РАН и в Институте геологии и нефтегазовых технологий Казанского (Приволжского) федерального университета (S8 Tiger Bruker); результаты представлены в виде оксидов элементов. Для подтверждения диагностики и выяснения химического состава отдельных минералов проводились исследования с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA3 LMH с системой энергодисперсионного микроанализа AztecLive Lite Ultim Max 40 в Геологическом институте РАН (оператор Н.В. Горькова).

Для определения изотопного состава углерода и кислорода отбирались педогенные карбонаты из зрелых палеопочв или – в случае отсутствия таковых – из частично денудированных и незрелых профилей с начальными признаками педогенеза. Педогенные карбонатные нодули

изучались предварительно макроскопически, под бинокуляром или в шлифах с использованием оптического микроскопа для выбора карбонатов без признаков гипергенных изменений, перекристаллизации и новообразований в виде прожилков или трещин, заполненных спаритом. Изотопные исследования проводились в валовых пробах. Для разложения карбонатов и стандартов (KH-2, C-O-1 и NBS-19) использовалась ортофосфорная кислота (H3PO4) при 50°C. Определения проводились в Лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН на аппаратуре корпорации Thermoelectron, включающей масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения $\delta^{13}C$ приведены в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}O$ – в промилле относительно стандарта V-SMOW. Воспроизводимость определения $\delta^{18}O$ и $\delta^{13}C$ находится в пределах ±0,2‰ и ±0,1‰, соответственно.

Диагностика литотипов пород опиралась преимущественно на работу (Шванов и др., 1998) с учетом специфики континентальных пермо-триасовых отложений. Например, переслаивание алевритовых и глинистых слойков в первые миллиметры мощности рассматривалось диагностическим признаком для выделения литотипа тонкослоистых алевропелитов (порядок мощности слоев: Маслов, 2005 по Рухин, 1961). Переслаивающиеся алевриты и глины более крупной мощности описывались как единый слой и рассматривались как литотип ленточно-слоистых алевропелитов. Типичные для изученных пермо-триасовых отложений пелиты, обогащенные кристалло- и лито-кластическим материалом, рассматривались как алевритовые/песчаные глины (mudstone, по (Macquaker, Adams, 2003; Potter et al., 2005)). При диагностике песков по составу использовалась классификация В.Д. Шутова (Граувакки, 1972). Выделение литотипов карбонатных пород проводилась с учетом состава и текстуры. Для уточнения диагностики структуры известняков в шлифах использовалась классификация Р. Данхэма [Dunham, 1962], позволяющая судить о гидродинамических параметрах среды седиментации.

Выводы по 3 главе

Актуалистические наблюдения позволяют диагностировать в геологической летописи различные типы речных русел. По морфологии песчаных тел, характеру приращения осадка, одно- или разнонаправленности потока, по смене наиболее грубозернистых отложений характерными песчаными сериями, по характеристикам пойменных отложений диагностируются меандрирующие, разветвленные с осередковой и разветвленные с пойменной многорукавностью русла (терминология по (Чалов, 2011)). Все эти типы русел были описаны в литературе, посвященной пограничным отложениям перми и триаса мира (в различной степени извилистые/мендрирующие – Muñoz et al., 1992; Garcia-Gil, 1993, Wilson et al., 2014; разветвленные русла осередковой многорукавности – Arche, Lopez-Gomez, 2005; Mader, 1992; Ravid et al., 2022; Bourquin et al., 2009; Wilson et al., 2014; разветвленные русла пойменной многорукавности – Peng, 1990; Gruszka et al., 2008; Kedzior et al., 2021 и др.). Характер речной морфологии зависит от

энергии потока – которая отражается на характере осадка, и от уклона долины. В речных системах аридных – семиаридных районов различные типы русел наблюдаются в одной реке, сменяя друг друга по мере снижения уклона с последовательностью: разветвленные русла с осередковой многорукавностью – меандрирующие русла – разветвленные русла с пойменной многорукавностью. Крупные реки семиаридных областей питаются обломочным материалом, поступающим из рядом расположенных гумидных областей.

Анализ современных отложений позволяет выявить диагностические седиментологические признаки для определенных климатических обстановок. Плайевые отложения с эвапоритами тяготеют к аридным районам; при минимальном участии эвапоритов, при их растворении во влажные сезоны или без них – к семиаридным. Ризоидные известняки с корнями in situ рассматриваются как часть озерно-болотных циклитов семиаридного типа если в кровле встречаются эвапориты. Промежуточный семиаридный–семигумидный тип характеризуется отсутствием эвапоритов. В озерно-болотных циклитах семигумидного типа присутствуют породы, обогащенные $C_{орг}$ вплоть до каменного или бурого угля. При этом накопление карбонатного ила, который служит для ризоидных известняков материнской породой, во всех случаях происходит в озерных обстановках и, как в других озерах в засушливых районах, является преимущественно хемогенным.

Камбисоли, сформировавшиеся на алеврито-глинистой материнской породе, описанные в вятских отложениях долины р. Сухона (Иноземцев, Таргульян, 2010), формировались в условиях низкой флювиальной равнины по аккумулятивной модели педогенеза, под саванно-подобной растительностью, также в жарком семиаридном – семигумидном климате при контрастном чередовании влажных и сухих сезонов. Их детальный анализ позволяет выделить признаки педогенеза – такие как последовательная цветовая дифференциация от сизо-светло-серых оглеенных верхних горизонтов почвенного профиля к красным нижним, закономерное развитие вверх по профилю корневой системы, ореховатой агрегации, распространение сликенсайдов, глинистых кутан – и применять эти методы диагностики для палеопочв в других разрезах. Важным диагностическим признаком палеопочв служат педогенные карбонаты, которые формируются при длительной субаэральной экспозиции в вадозной зоне над грунтовыми водами.

Озерные, палюстринные (ризоидные) и педогенные карбонаты формируют закономерную последовательность по мере удаления от бассейна вглубь материка (Alonso-Zarza, 2003; рис. 30). Вместе с тем, эту последовательность осложняют гидрогенные карбонаты, выпадающие преимущественно во фреатической зоне вблизи зеркала грунтовых вод. Гидрогенные карбонаты, являясь диагенетическими, не отвечают времени накопления вмещающей породы. Одновременно их появление в разрезе может служить дополнительной характеристикой для континентального осадочного комплекса, например, демонстрировать низкое или высокое положение грунтовых вод.

При очевидной связи изотопных данных по кислороду в континентальных отложениях с климатическими изменениями их интерпретация сталкивается с рядом ограничений. В целом

изотопный состав кислорода атмосферной влаги и метеорных осадков представляет собой функцию температуры и постоянно находится в динамике, существенно меняясь в зависимости от региональных условий. Различия в географической широте местности, высоте над уровнем моря, среднегодовых температурах, сезонных температурных колебаний, количестве осадков и влажности определяют изотопный состав метеорных осадков, следовательно, аутигенных минералов в континентальных обстановках – в реках, озерах и почвах, что необходимо учитывать при диагностике условий накопления/преобразования осадочных пород. Вместе с тем, если при равномерном распределении метеорных осадков в течение года $\delta^{18}O$ почвенных карбонатов отражает среднегодовую температуру, то при их сезонном выпадении – температуру сухого сезона, тогда как установить такие климатические сдвиги в геологической летописи не всегда представляется возможным. Для корректного сравнения изотопных данных педогенный материал из разных почв желательно отбирать с одинаковой глубины, из одних и тех же горизонтов, что часто невозможно в силу частичной денудации палеопочв и только сбор массового материала позволяет более корректно оценить климатические сдвиги. Одновременно величины $\delta^{18}O$ педогенного карбоната выступают функцией эвапотранспирации при активном стоке аллохтонной речной воды, изотопный состав которой зависит от метеорных осадков в районе водосборного бассейна. При палеоклиматических интерпретациях в этом случае важно располагать сведениями о происхождении воды, чтобы сравнивать изотопные записи, накопившиеся при одном источнике H_2O.

Негативные экскурсы $\delta^{13}C$ являются важными стратиграфическими маркерами при корреляции отложений, накопившихся во время крупных биотических событий. Освобождение из биомассы большого количества легкого изотопа ^{12}C вызывает существенное снижение величин $\delta^{13}C$ как в морских, так и в континентальных отложениях.

ГЛАВА 4. ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ – ПОГРАНИЧНЫЕ ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ. УТОЧНЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОРРЕЛЯЦИЙ

Пограничные пермо-триасовые отложения изучены в полдарсской, саларёвской, вохминской, красноборской свитах в бассейнах рек Сухона – Юг – Сев. Двина (Северодвинская группа обнажений) и в вятской, вохминской свитах в долине р. Ветлуга (Ветлужская группа обнажений).

4.1. Пограничные пермо-триасовые разрезы восточной части Московской синеклизы

4.1.1. Северодвинская группа обнажений

Моноклинальное падение восточного крыла Сухонского мегавала позволяет послойно проследить при движении вниз по рекам Сухона и Мал. Сев. Двина все отложения полдарсской и саларёвской свит (рис. 14–19). Изученные обнажения были детально описаны от района устья р. Стрельна (правый приток р. Сухона) до г. Котлас в нижнем течении р. Мал. Сев. Двина (рис. 3, 4). Их послойные описания публиковались неоднократно (Опорный разрез…, 1981; Татарские отложения…, 2001; Граница перми…, 1998; Голубев, 2000). Разрезы были детально переописаны автором при подготовке полевой экскурсии XVIII конгресса по каменноугольной и пермской геологическим системам ICCP-2015 (Арефьев и др., 2012, 2016а, 2016б; Arefiev et al., 2015a), образцы, отобранные из них, послужили основой фактического материала, использованного в настоящей работе.

Полдарсская свита сложена относительно маломощными (до первых метров) сероцветными карбонатными отложениями – известняками, известковыми доломитами, мергелями, переходящими в карбонатные глины, и красноцветными терригенными породами от грубозернистых и песчаных (песчаные линзы мощностью до 17,5 м до 300 м в обнажении) до наиболее тонких алеврито-глинистых, в том числе переработанных палеопедогенными процессами. Свита разделена на восемь пачек (см. на рис. 4, 5) суммарной мощностью ~81 м и отвечает преимущественно верхнему северодвинскому подъярусу, мощность которого составляет 65–68 м. Граница северодвинского и вятского ярусов (путятинского и быковского горизонтов) проходит внутри предпоследней сверху – каликинской, пачки полдарсской свиты в подошве слоя 1350/75 в обнажении Мутовино (Arefiev et al., 2015a).

Вышележащая саларёвская свита преимущественно монохромная красноцветная, сложена в основном алеврито-глинистыми породами с гравелитами и песками, которые формируют крупные асимметричные в разрезе линзы (до 13 м мощности и до 700 м в долине р. Сухона, >19 м мощности и >750 м в разрезе в долине р. Юг), сероцветные карбонатные пачки гораздо менее мощные и более редкие, чем в полдарсской свите. Нижняя половина саларёвской свиты до 44 м мощности отвечает нижнему вятскому подъярусу (быковский горизонт), полная мощность которого ~62 м. Граница

нижнего и верхнего вятских подъярусов (быковского и нефёдовского горизонтов соответственно) проходит внутри нижнефедосовской пачки саларёвской свиты, занимающей терминальное положение в сводном разрезе долины р. Сухона.

В ранних описаниях Северодвинской группы обнажений при переходе из долины р. Сухона в долину р. Мал. Сев. Двина указывался перерыв в обнаженности (Опорный разрез…, 1981). Дополнительные данные с привлечением результатов бурения показали, что в основании обнажения Аристово на р. Мал. Сев. Двина выходит нижнефедосовская пачка, вышележащие отложения последовательно без перерыва надстраивают разрез (рис 6, 19; Арефьев и др., 2016а).

В долине р. Мал. Сев. Двина саларёвская свита представлена в основном комарицкой пачкой. В ее средней части палеонтологическая характеристика местонахождения «Элеонора» (Арефьев и др., 2016а, А. Миних и др., 2015) показала переходный интервал от ранних отложений нефёдовского горизонта к жуковскому горизонту. Непосредственно жуковский горизонт, предполагавшийся ранее в этом местонахождении, не установлен – выявленный комплекс остракод *Suchonella clivosa* отвечает завершающему интервалу нефёдовского горизонта (Наумчева, Голубев, 2019). Жуковский горизонт предполагается в терминальной части комарицкой пачки по наличию аномальной палеомагнитной зоны a_1r_3RnP (обн. Балебиха, Фетисова и др., 2024). Мощность верхнего вятского подъяруса в саларёвской свите ~50 м.

Вышележащая вохминская свита сложена песками с гравийно-галечными конгломератами и красноцветными алеврито-глинистыми отложениями, переработанными палеопедогенезом. Обнажения были изучены у д. Недуброво (р. Кичменга, бассейн р. Юг; рис. 20) и в долине р. Юг (рис. 21). Их описания неоднократно публиковались (Блом, 1968; Граница перми…, 1998; Лозовский и др., 2001), некоторые были переописаны автором (Arefiev et al., 2015a), большинство выходов, установленных во время геологического картирования, в настоящее время полностью заросли лесом. Мощность вохминской свиты в бассейне р. Юг по данным бурения достигает 114 м (Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984).

В долине р. Мал. Сев. Двина выделяется переходная фациальная область между одновозрастными вохминской свитой и красноборской, простирающейся севернее в бассейне р. Бол. Сев. Двина. Согласно Стратиграфическому кодексу (2019) название местного стратона, выделенного в районе фациального перехода между двумя свитами, может включать названия их обеих, если отложения характеризуются особенностями двух свит. Соответственно в долине р. Мал. Сев. Двина распространена красноборско-вохминская свита, ее конгломерато-песчаная часть коррелирует с рябинской пачкой вохминской свиты, выделенной южнее.

В верхнем бассейне р. Бол. Сев. Двина (Граница перми…, 1998) в основании красноборской свиты залегают мощные конгломераты (суммарной мощностью до 7 м) с лабиринтодонтами *Tupilakosaurus sp.* (Пахтусова, Шишкин, 1962) и пески, выше – алеврито-глинистые отложения с остатками биоты рыбинского горизонта оленекского яруса (Новиков, 2018). Для конгломератов и песчаных пород предполагается зона прямой полярности N_3P-T по аналогии с аналогичными

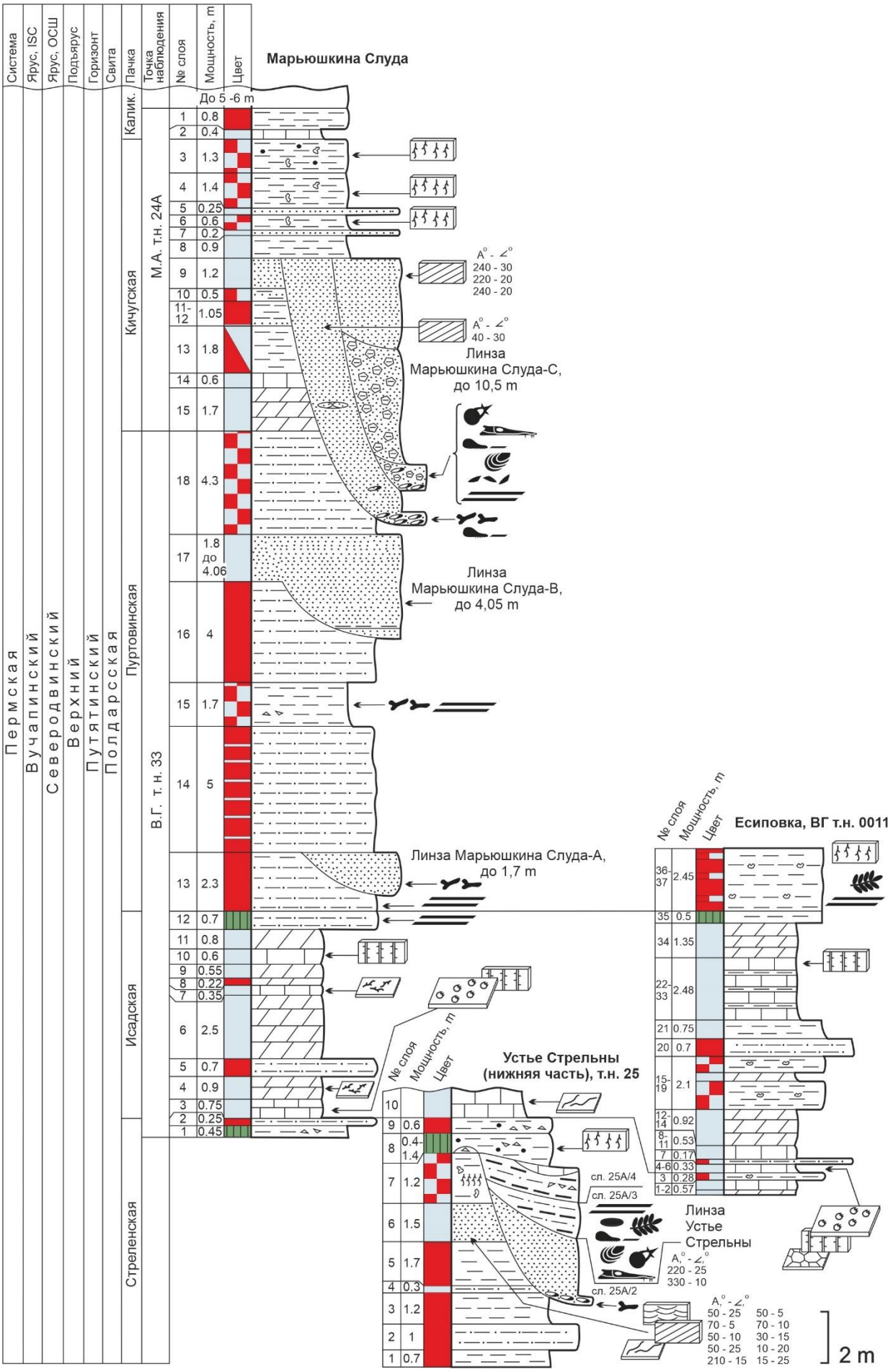


Рис. 14. Литологическая характеристика обнажений Марьюшкина Слуда, Устье Стрельны, Есиповка (р. Стрельна, р. Сухона), верхний северодвинский подъярус. Условные обозначения см. рис. 4.

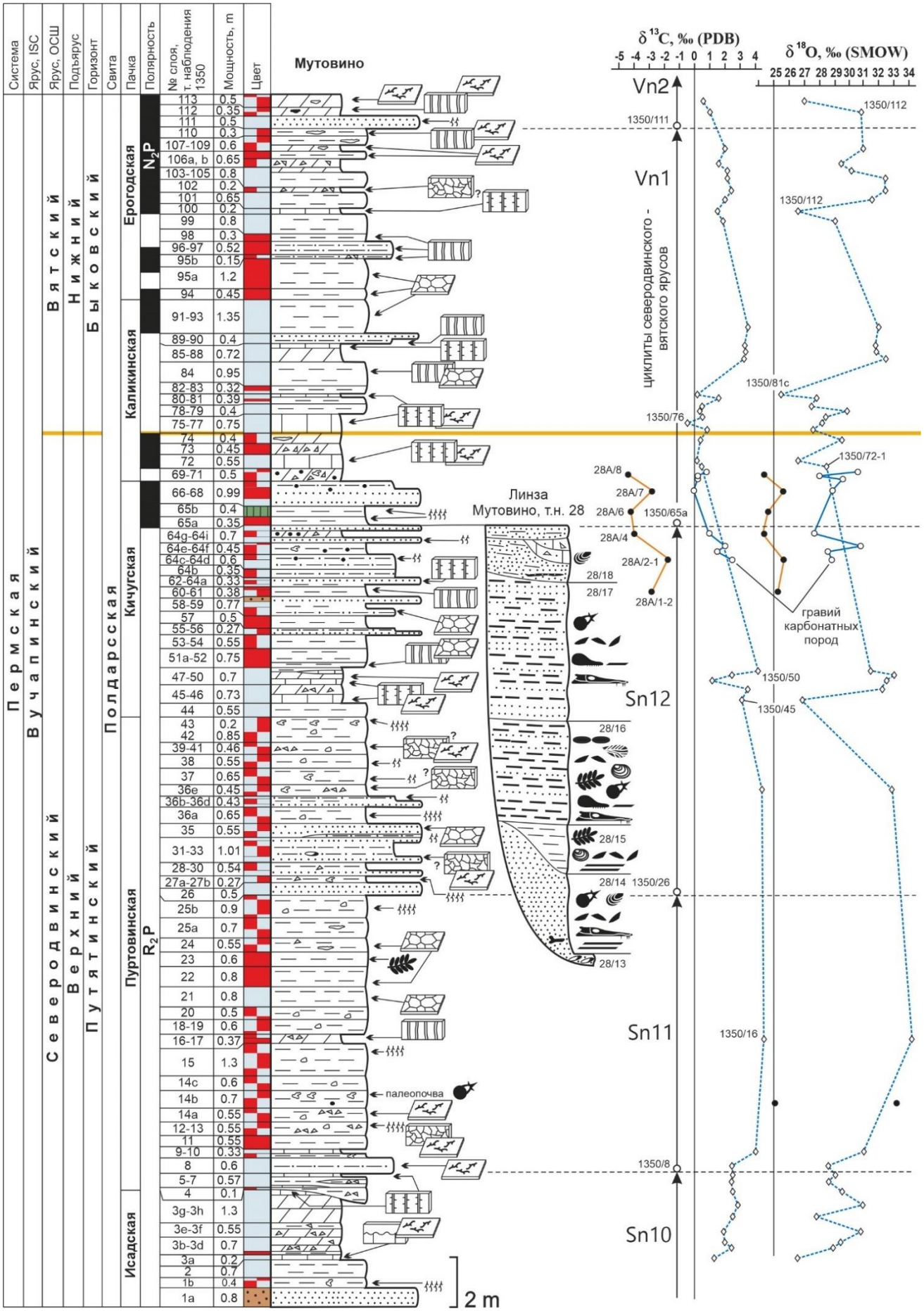


Рис. 15. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика лимитотипа вятского яруса Мутовино (р. Сухона). Условные обозначения см. рис. 4.

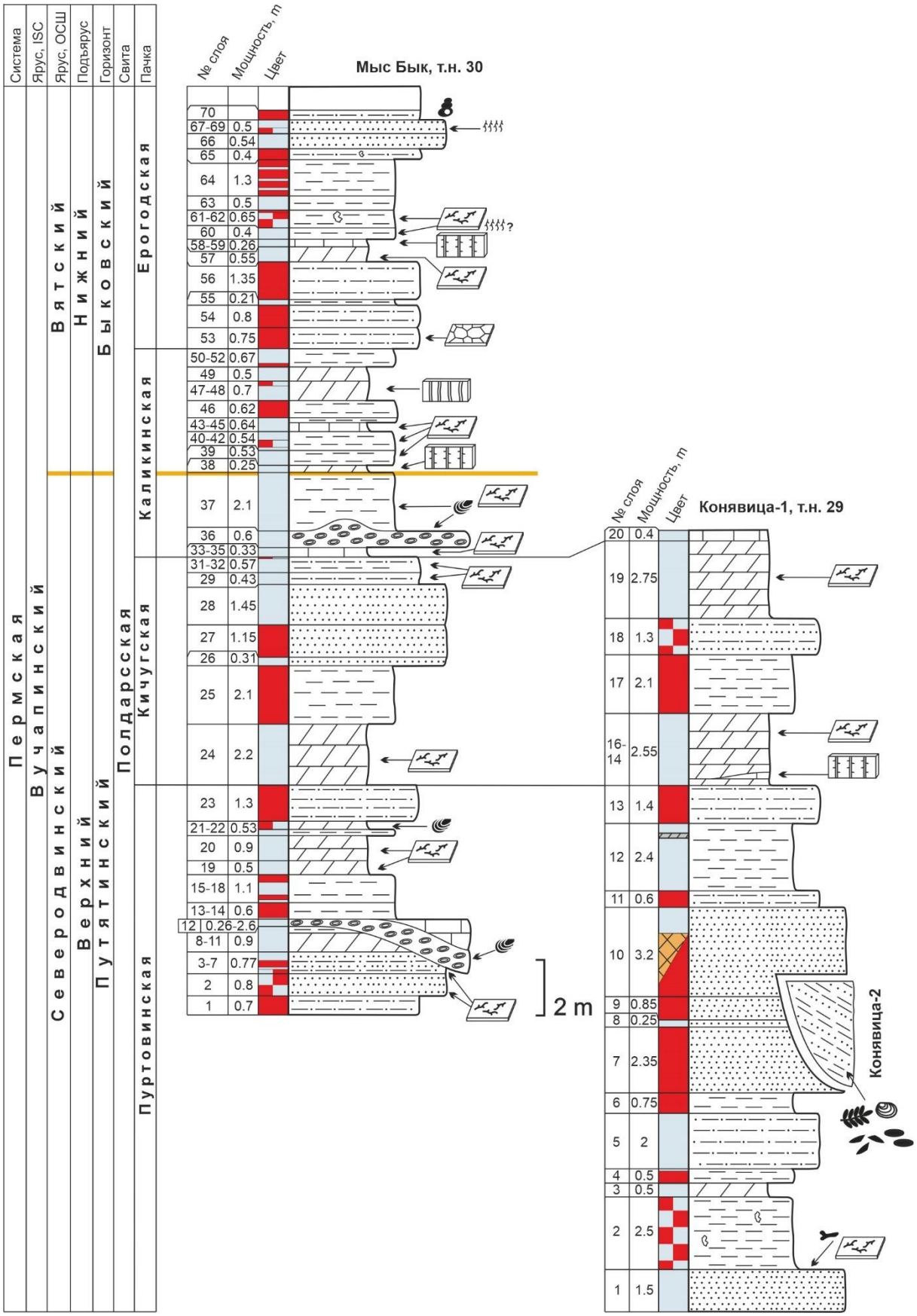


Рис. 16. Литологическая характеристика обнажений Мыс Бык, Конявица (р. Сухона), пограничные северодвинские – вятские отложения. Условные обозначения см. рис. 4.

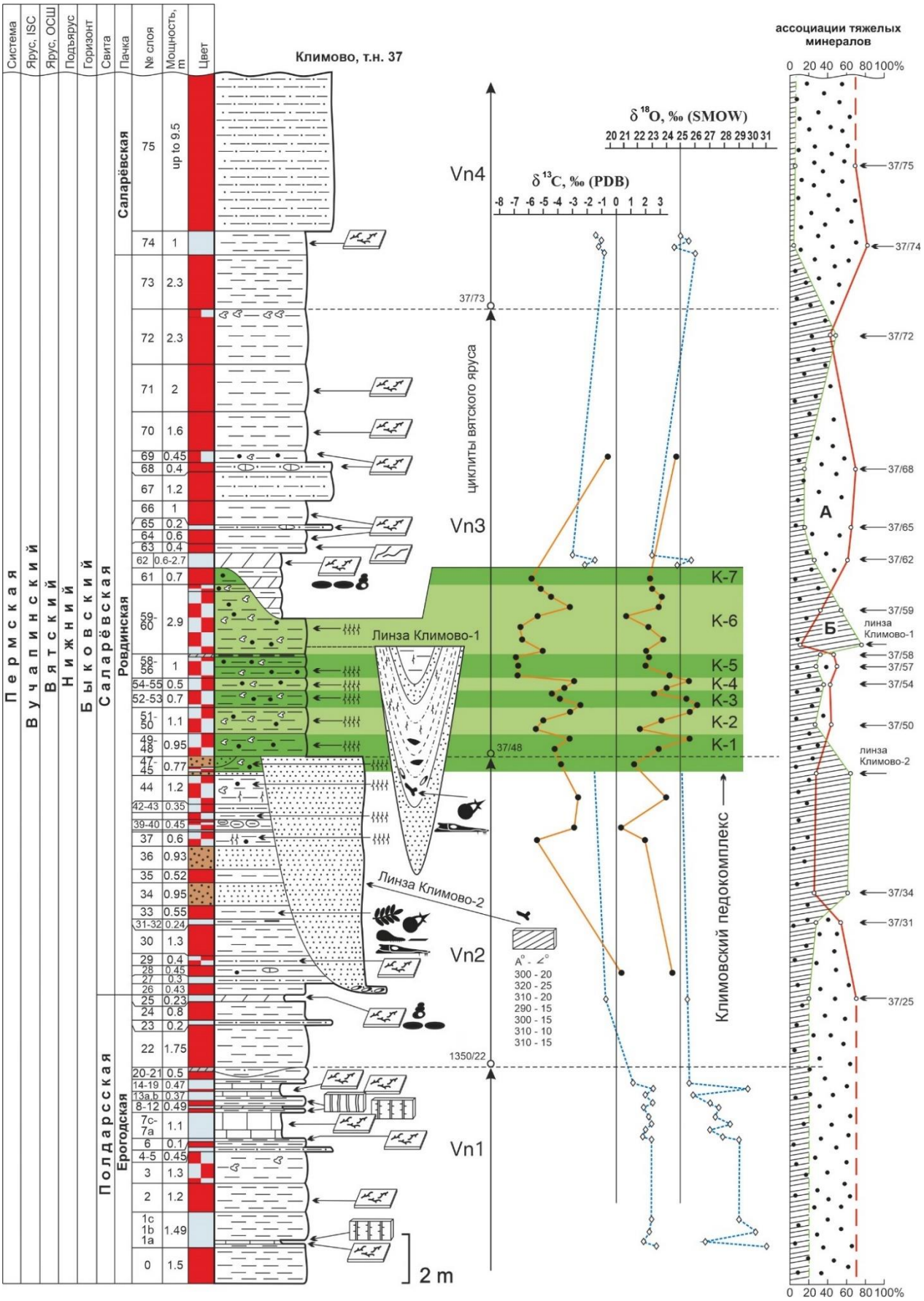


Рис. 17. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика обнажения Климово (р. Сухона), нижний вятский подъярус. Зеленое поле – Климовский педокомплекс, К-1, К-2 и т.д. – палеопочвенные профили (по Иноземцев, Таргульян, 2010). Условные обозначения см. рис. 4.

На графике распределения ассоциаций тяжелых минералов: А – альмандин-циркон-кианит-ставролит, Б – эпидот-клиноцоизит.

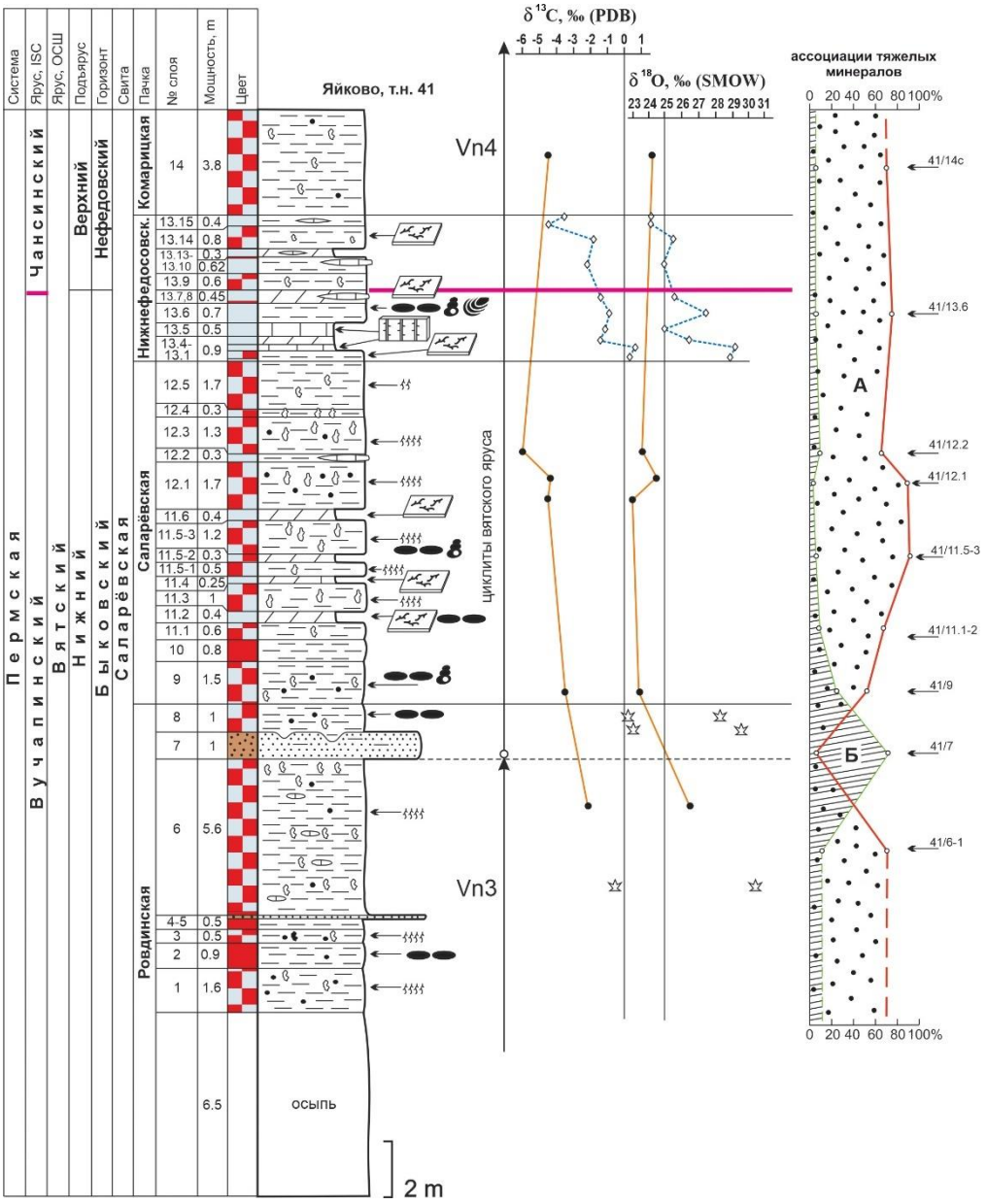


Рис. 18. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика обнажения Яйково (р. Сухона), пограничные нижние вятские – верхние вятские отложения. Условные обозначения см. рис. 4.

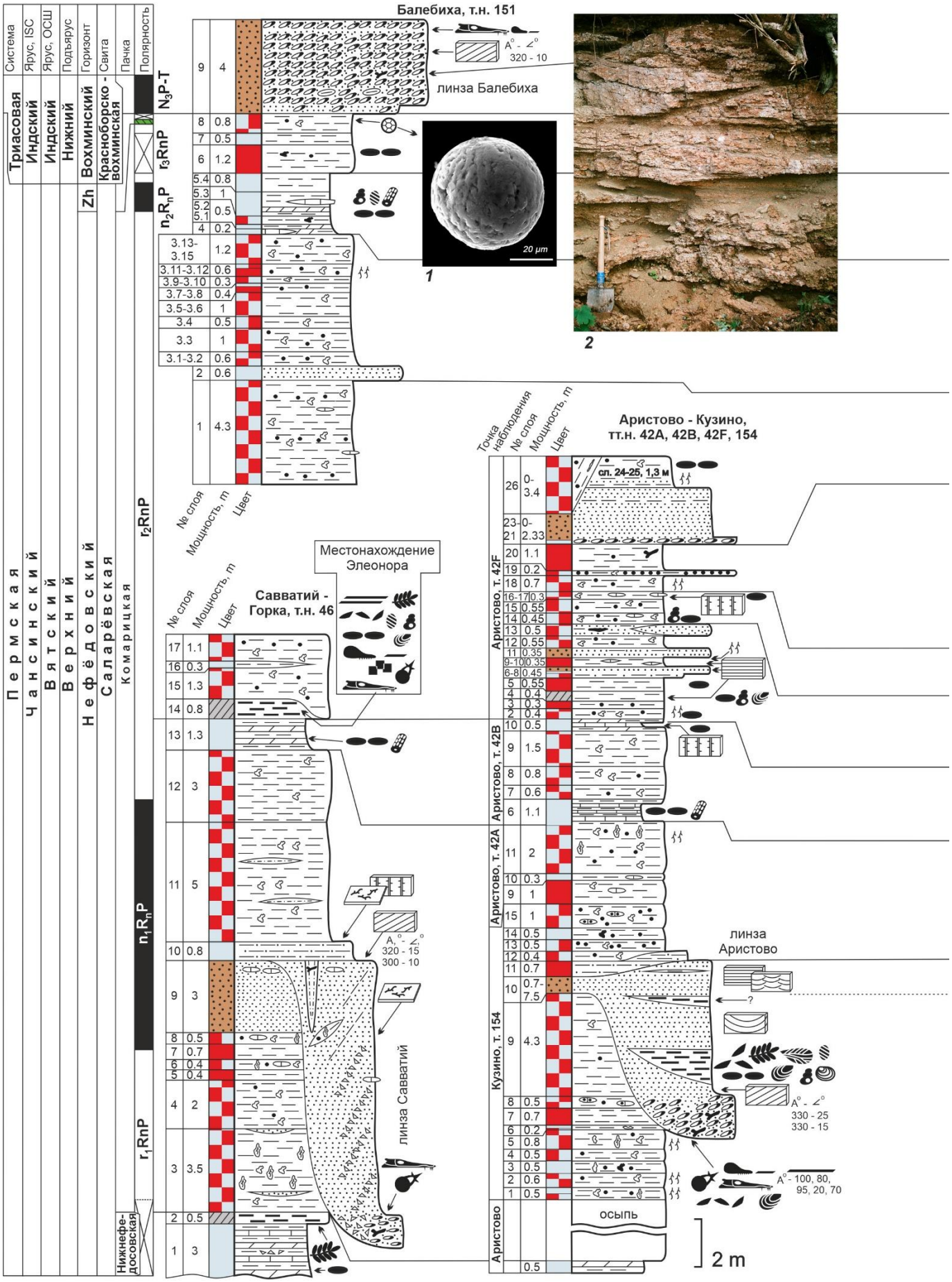
На графике распределения ассоциаций тяжелых минералов: А – альмандин-циркон-кианит-ставролит, Б – эпидот-клиноцоизит.

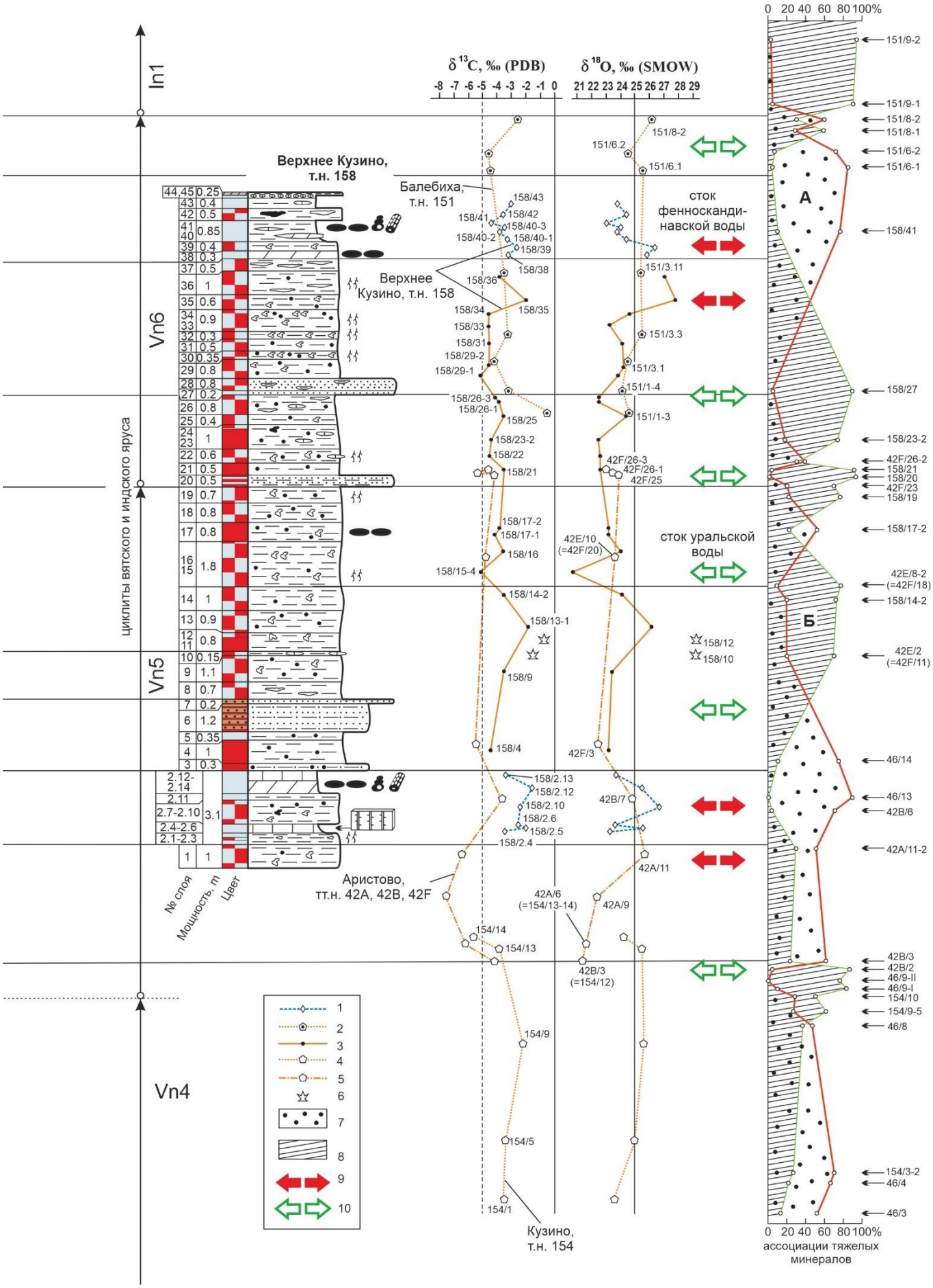
На следующих двух страницах ⟶

Рис. 19. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика обнажений на участке Савватий – Аристово – Верх. Кузино – Балебиха (р. Мал. Сев. Двина), верхний вятский подъярус – основание индского яруса.

Zh – жуковский горизонт. Фото: 1 – Fe-микросферула космогенного генезиса, 2 – гравийно-галечные конгломераты в подошве триасовой системы.

Уловные обозначения: 1 – озерные карбонаты; 2–5 – педогенные карбонаты: 2 – обн. Балебиха, точка наблюдения (т.н.) 151, 3 – обн. Верхнее Кузино, т.н. 158, 4 – обн. Кузино, т.н. 154, 5 – обн. Аристово, т.н. 42; 6 – гидрогенные карбонаты, 7 – содержание альмандин-циркон-кианит-ставролитовой ассоциации (на графике под буквой «А»), 8 – содержание эпидота-клиноцоизита (на графике под буквой «Б»), 9 – корреляция высокого содержания альмандин-циркон-кианит-ставролитовой ассоциации и высоких значений $\delta^{18}O$ в педогенных и озерных карбонатах, 10 – корреляция высокого содержания эпидота-клиноцоизита и низких значений $\delta^{18}O$ в педогенных карбонатах. Остальные условные обозначения см. рис. 4.


Система
Ярус, ISC
Ярус, ОСШ
Подъярус
Горизонт
Свита
Пачка
Полярность
Триасовая
Индский
Индский
Нижний
Вохминский
Zh
Красноборско - вохминская
Пермская
Чансинский
Вятский
Верхний
Нефёдовский
Салаёвская
Комарицкая
Нижнефедосовская
N3P-T
t3RnP
n2Rn1P
r2RnP
n1RnP
r1RnP
Балебиха, т.н. 151
линза Балебиха
20 µm
1
2
№ слоя
Мощность, m
Цвет
Савватий - Горка, т.н. 46
Местонахождение Элеонора
линза Савватий
Аристово - Кузино, тт.н. 42A, 42B, 42F, 154
Точка наблюдения
сл. 24-25, 1,3 м
Аристово, т. 42F
Аристово, т. 42B
Аристово, т. 42A
Кузино, т. 154
Аристово
линза Аристово
осыпь
2 m


δ13C, ‰ (PDB)
δ18O, ‰ (SMOW)
Верхнее Кузино, т.н. 158
Балебиха, т.н. 151
Верхнее Кузино, т.н. 158
сток фенноскандинавской воды
сток уральской воды
Аристово, тт.н. 42А, 42В, 42F
Кузино, т.н. 154
ln1
Vn6
Vn5
Vn4
циклиты вятского и индского яруса
№ слоя
Мощность, m
Цвет
ассоциации тяжелых минералов
А
Б

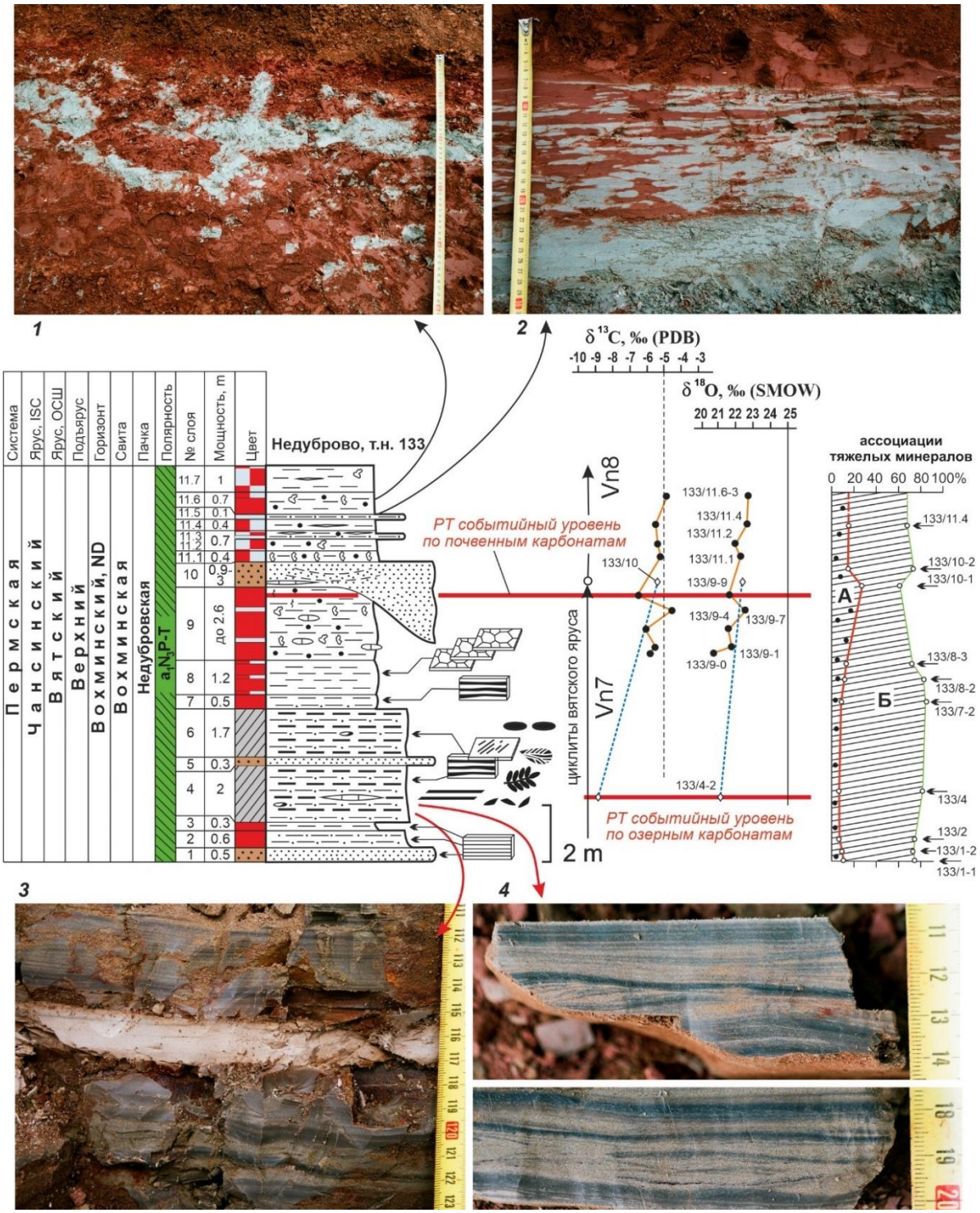
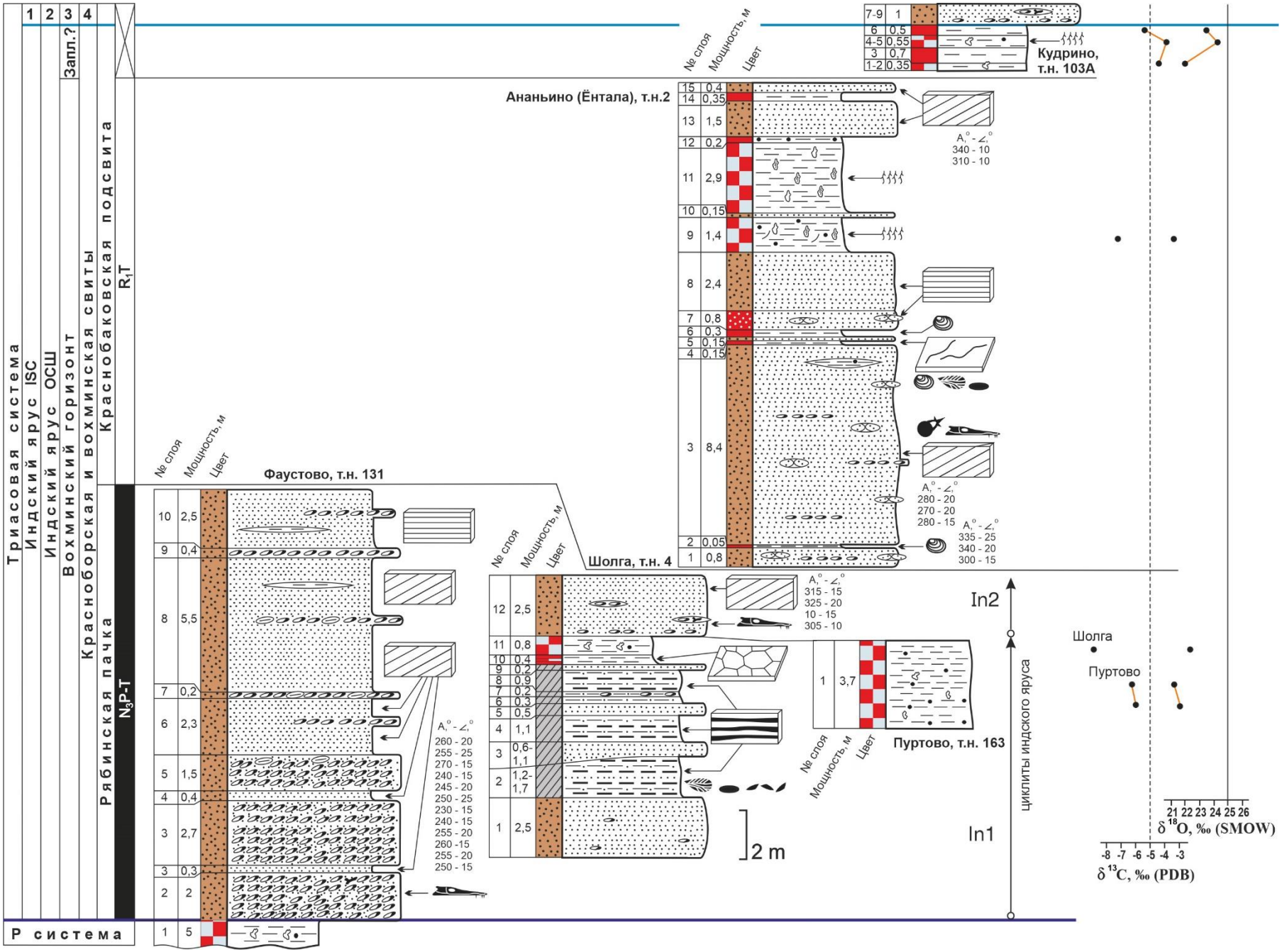


Рис. 20. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика обнажения Недуброво (р. Кичменга, бассейн р. Юг), кровля вятского яруса. ND – слои с недубровской биотой. Фото: 1 – горизонты EBg, Bw незрелого палеопочвенного профиля; 2 – алеврито-глинистые пойменные отложения, 3, 4 – ритмичное переслаивание прослоев алевритов и глин, обогащенных $C_{орг}$, 3 – в центре линза известняка. Условные обозначения см. рис. 4. На графике распределения ассоциаций тяжелых минералов: А – альмандин-циркон-кианит-ставролит, Б – эпидот-клиноцоизит.

→

Рис. 21. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика индских отложений бассейна р. Сев. Двины, обнажения Фаустово (р. Бол. Сев. Двина), Шолга, Ананьино, Пуртово, Кудрино (р. Юг). В стратиграфической колонке: 1 – оленекский ярус МСШ, 2 – оленекский ярус ОСШ, 3 – рыбинский горизонт, 4 – шилихинская свита. Запл. – заплавненский горизонт. Условные обозначения см. рис. 4.


Триасовая система
Индский ярус ISC
Индский ярус ОСШ
Запл.?
Вохминский горизонт
Красноборская и вохминская свиты
Красноборская подсвита
Рябинская пачка
R₁T
N₃P-T
P система
№ слоя
Мощность, м
Цвет
Кудрино, т.н. 103А
Ананьино (Ёнтала), т.н.2
Фаустово, т.н. 131
Шолга, т.н. 4
Пуртово, т.н. 163
A,° - ∠,°
In2
In1
2 m
циклиты индского яруса
Шолга
Пуртово
δ 18O, ‰ (SMOW)
δ 13C, ‰ (PDB)

отложениями на р. Мал. Сев. Двина (обнажение Балебиха, Fetisova et al., 2019, нижний индский подъярус), в то время как для верхних алеврито-глинистых отложений красноборской свиты установлена зона обратной полярности R_1T, отвечающая верхнему индскому и нижнему оленекскому подъярусам (Миних, 1984). Полная мощность свиты по данным бурения 69 м, мощность ее нижней индской части – около 30 м (Уточненная субрегиональная…, 2011).

4.1.2. Ветлужская группа обнажений

В долине р. Ветлуга пограничные пермские и триасовые выходы изучены на участке от с. Спасское севернее г. Ветлуга до д. Сосновка южнее пос. Воскресенское (рис. 3, 6, 21–27). Описания пермских разрезов публиковались частично (Граница перми…, 1998; Davydov et al., 2020; Голубев и др., 2019, 2023; Фетисова и др., 2024), характеристики триасовых разрезов неоднократно приводил Г.И. Блом (1968, 1969, 1972, 1974), используя собственную схему расчленения, трансформированную позднее (Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984).

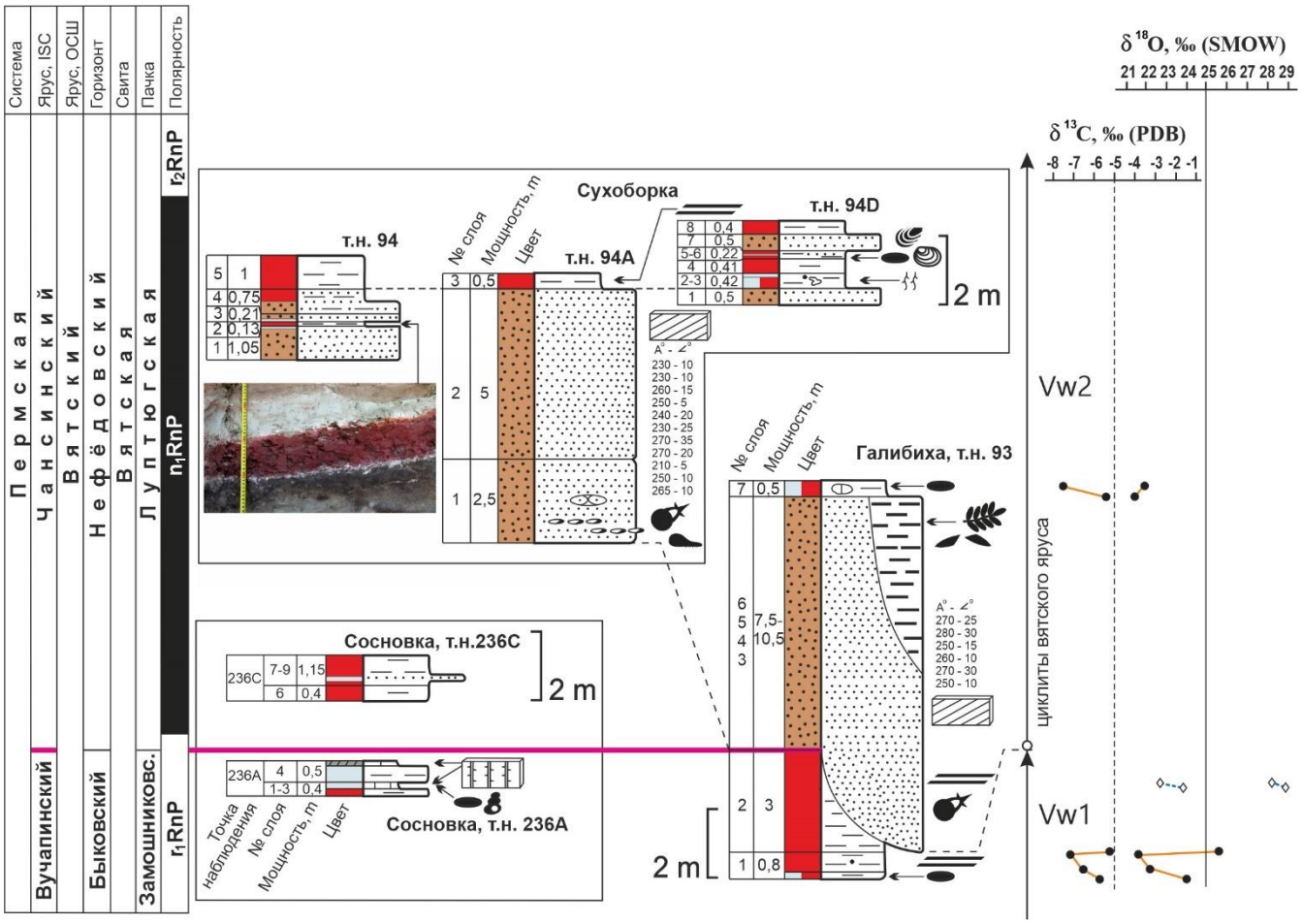


Рис. 21. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика вятских отложений долины р. Ветлуга на участке Сосновка – Сухоборка – Галибиха – Богородское. Пограничные отложения нижнего и верхнего вятского подъярусов. На фото вулканический пепел в обнажении Сухоборка. Условные обозначения см. рис. 4.

Вятская свита, как и синхронные отложения вятского яруса в Северодвинской группе обнажений, сложена маломощными (первые дм) карбонатными светло-серыми отложениями –

известняками, мергелями, и в основном терригенными красноцветными породами от конгломератов и песков (суммарной мощностью до 10,5 м) до алеврито-глинистых, переработанных палеопедогенными процессами. По уточненным данным, собранным после открытия автором настоящей работы в долине р. Ветлуга вулканического пепла, синхронного моменту осадконакопления (Davydov et al., 2020), замошниковская пачка биостратиграфически охарактеризована как терминальная часть быковского горизонта нижнего вятского подъяруса (Голубев и др., 2019; 2023). Более молодые луптюгская и моломская пачки отвечают преимущественно нефёдовскому горизонту верхнего вятского подъяруса. В обнажении Воскресенское в кровле моломской пачки аномальная палеомагнитная зона a_1r_3RnP позволяет предполагать жуковский горизонт (Фетисова и др., 2024). Суммарная мощность изученного интервала вятской свиты по данным бурения ~50 м.

Вышележащая вохминская свита сложена конгломератами, песками и алеврито-глинистыми красноцветными отложениями, преобразованными палеопедогенезом. Конгломерато-песчаные и алеврито-глинистые породы ритмично чередуются друг с другом.

Мощность вохминской свиты по данным бурения, проведенного при геологическом картировании, 95 м (Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984) без нижней асташихинской пачки (Решения Межведомственного…, 1982), которая была включена в состав свиты позже (Лозовский, 1983). Полная мощность вохминской свиты в бассейне р. Ветлуга с асташихинской пачкой (до 20 м) оценивается примерно в 115 м.

4.2. Уточнение стратиграфических корреляций

4.2.1. Корреляция недубровской и асташихинской пачек вохминской свиты

Неопределенность, которая наблюдалась при корреляции базальных отложений вохминской свиты – недубровской пачки в Северодвинской группе обнажений и асташихинской пачки в Ветлужской, разрешают литостратиграфические критерии корреляции. Несмотря на насыщенную палеонтологическую характеристику этих пачек, особенно недубровской, в них почти отсутствуют общие биостратиграфические группы, единственная общая ортостратиграфическая группа – остракоды, требуют доизучения.

В обеих группах обнажений недубровская и асташихинская пачки представляют первый циклит вохминской свиты и охарактеризованы рядом параметров, типичных для вохминских отложений. В них впервые в региональной геологической летописи наблюдается резкое вытеснение карбонатного осадконакопления терригенным и сокращение садки озерного карбоната почти до его полного отсутствия.

Высокие содержания Cr, Ni в алеврито-глинистых породах (подробнее см. § 6.1.4) отражают максимальный вклад ультрабазитового источника в общий объем осадочного материала и маркируют переход к наиболее активному влиянию соответствующего петрофонда Уральской питающей провинции.

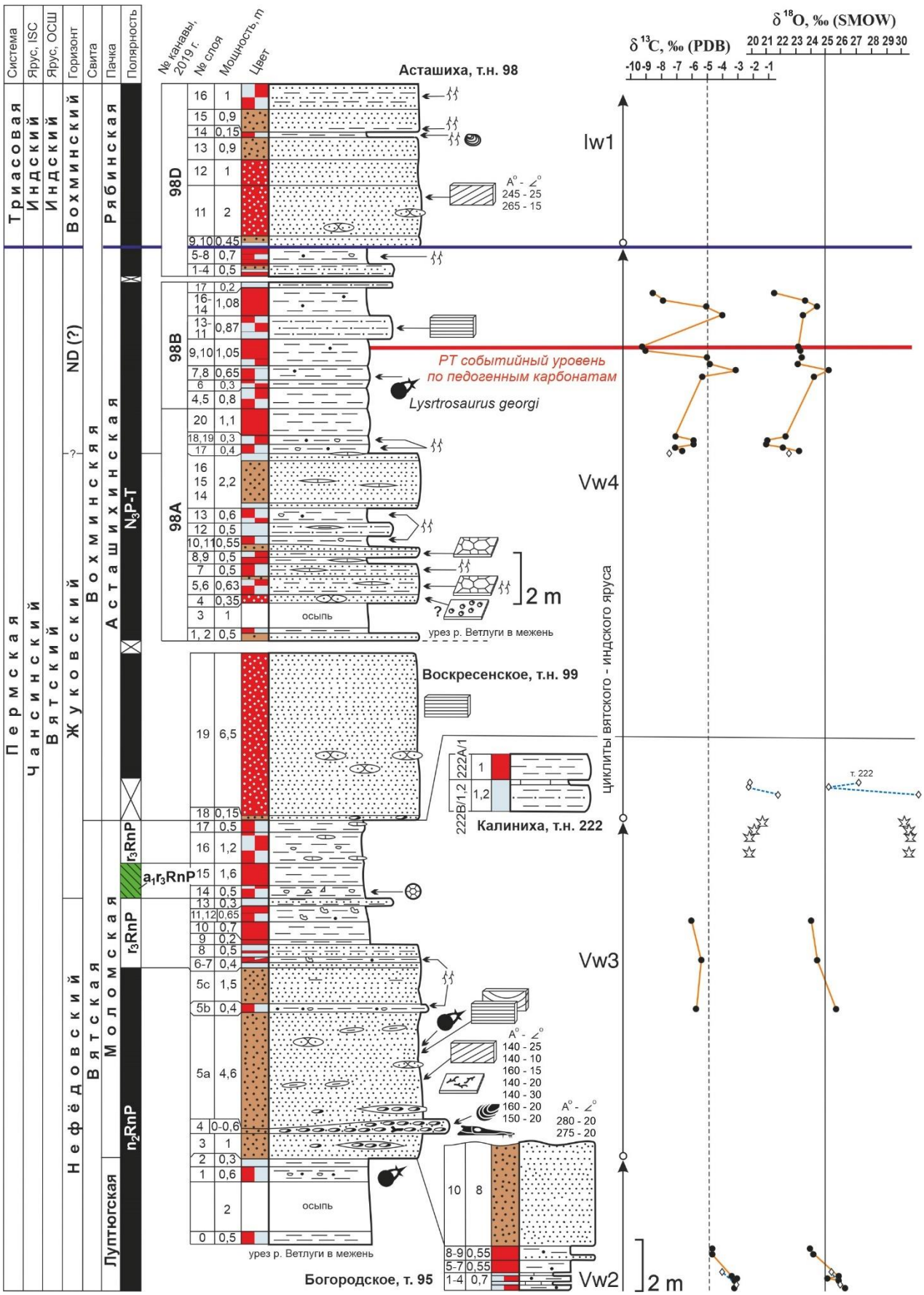


Рис. 22. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика пограничных вятских – индских отложений в обнажениях Воскресенское и Асташиха (р. Ветлуга). ND – слои с недубровской биотой. Условные обозначения см. рис. 4.

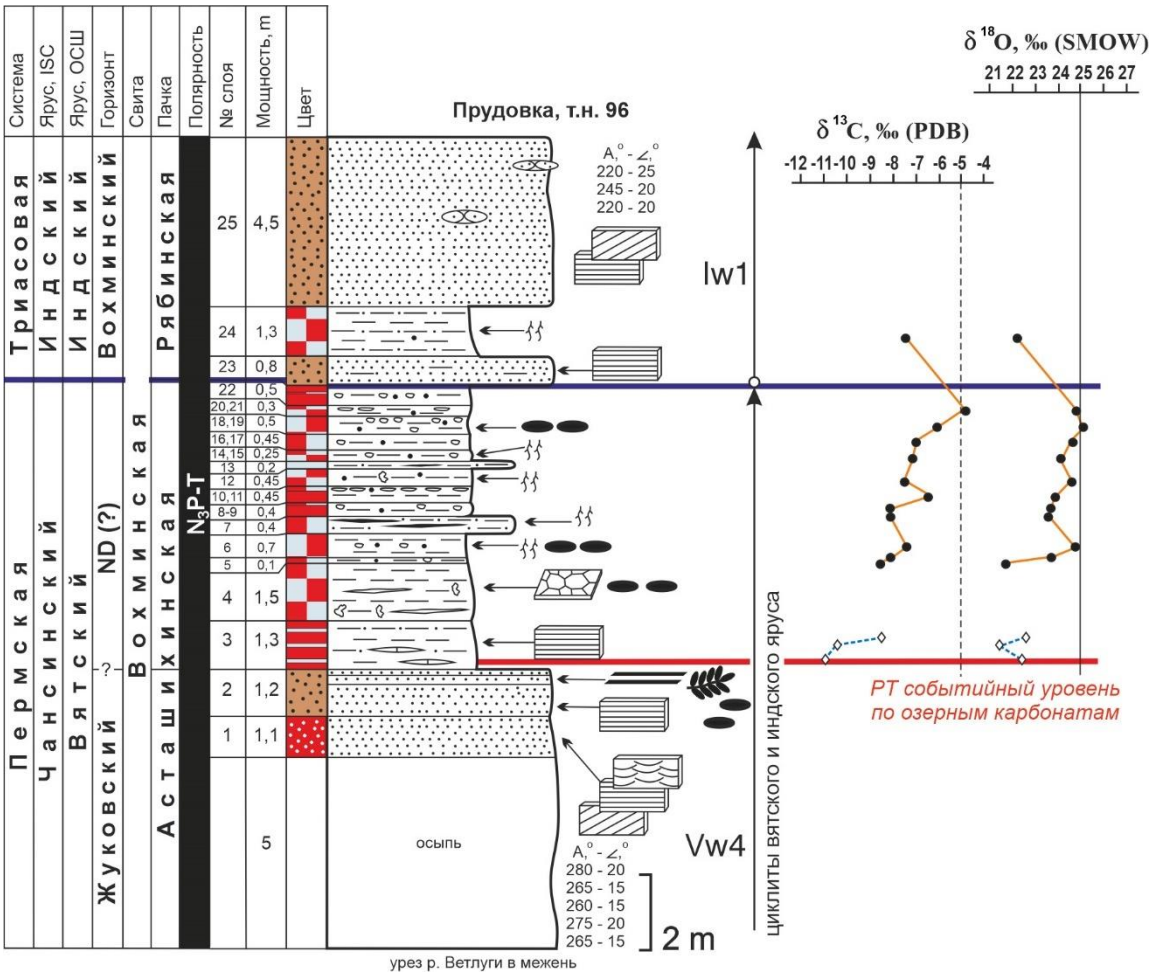


Рис. 23. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика пограничных вятских – индских отложений в обнажении Прудовка (р. Ветлуга). ND – слои с недубровской биотой. Условные обозначения см. рис. 4.

В обоих разрезах фиксируется начало синтеза палыгорскита (подробнее см. § 6.1.1), который наиболее широко распространился в инде.

Одновременно ряд характеристик позволяют рассматривать недубровскую и асташихинскую пачки как уникальный стратиграфический уровень. Обе пачки содержат тонкие линзы слаболитифицированных тонко-микрозернистых известняков мощностью до 3 см, почти не встречающихся на других интервалах (подробнее см. § 5.1.15). В недубровской и асташихинской пачках установлены минимальные значения $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ в вятском–индском ярусах в Северодвинском и Ветлужском сводных разрезах (подробнее см. § 6.1.5). Минимальные величины $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ выявлены в озерных и педогенных карбонатах.

Сероцветные породы недубровской пачки, обогащенные $C_{орг}$, нельзя рассматривать как уникальную литостратиграфическую характеристику, удобную для корреляции. Аналогичные породы в вохминской свите регулярно встречаются в северо-восточной части МС (например, обн. Шолга, рис. 21, Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984) и неизвестны в южных разрезах в бассейне р. Ветлуга, что объясняется развитием на севере более гумидных обстановок.

Минералогические, литохимические и изотопно-геохимические характеристики свидетельствуют о синхронности накопления алеврито-глинистых отложений в обнажениях Недуброво и Асташиха. Их литологические характеристики в комплексе не встречаются нигде больше в переходном

интервале от перми к триасу и могут выступать критерием корреляции. Соответственно, недубровская и асташихинская пачки коррелируют друг с другом (рис. 5). Аномальная подзона a_1N_3P-T в недубровской пачке должна рассматриваться как кратковременный эпизод, ее накопление может интерпретироваться как частный случай, имевший место при накоплении асташихинской пачки, охарактеризованной ортозоной нормальной полярности N_3P-T.

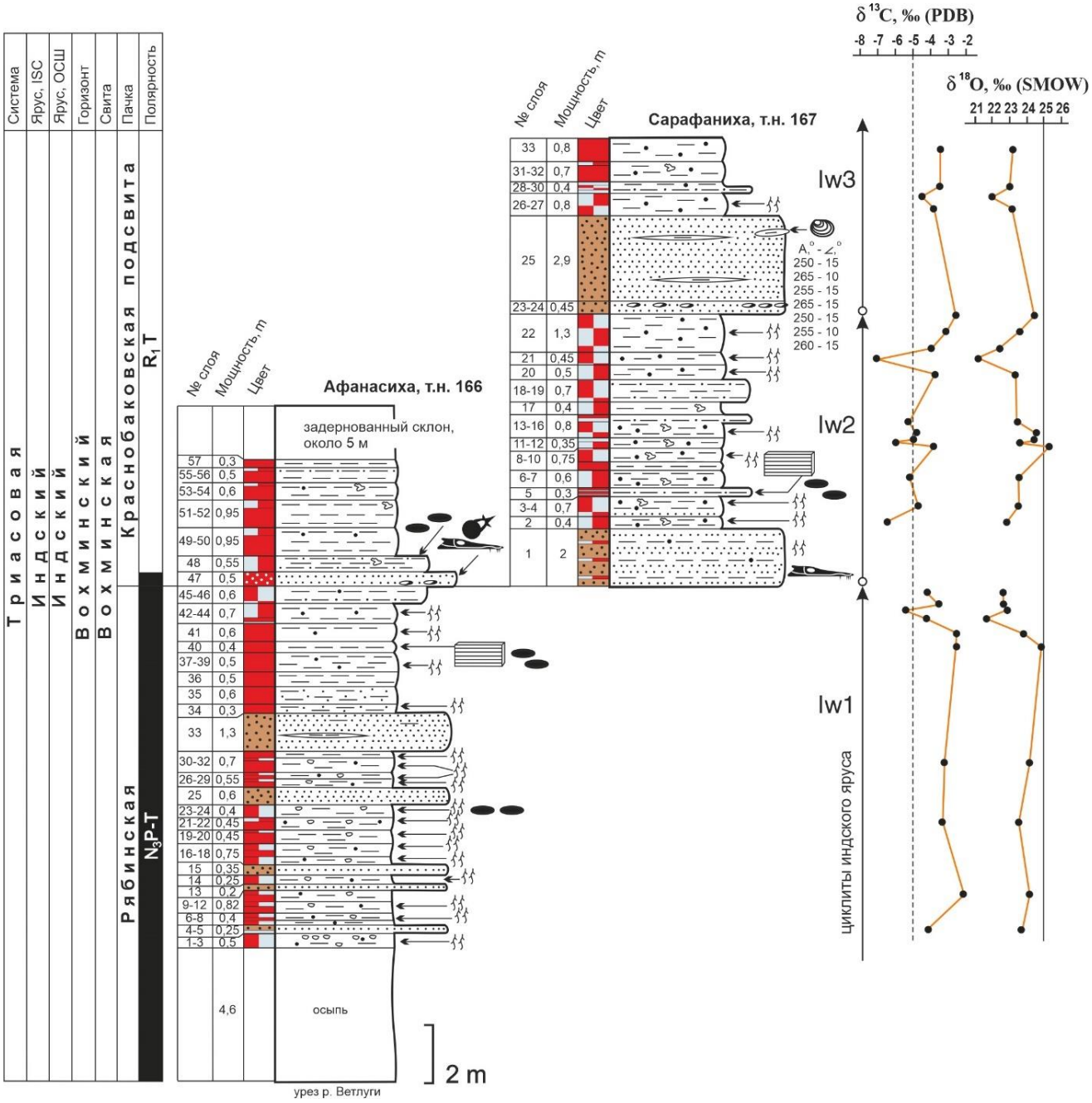


Рис. 24. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика индских отложений в р-не г. Красные Баки, обнажении Афанасиха и Сарафаниха (р. Ветлуга). Условные обозначения см. рис. 4.

Таким образом, в Северодвинской и Ветлужской группах обнажений должны выделяться слои с недубровской биотой, описанной в Недуброво, с тем отличием, что в обнажении Асташиха их предлагается рассматривать в расширенном объеме.

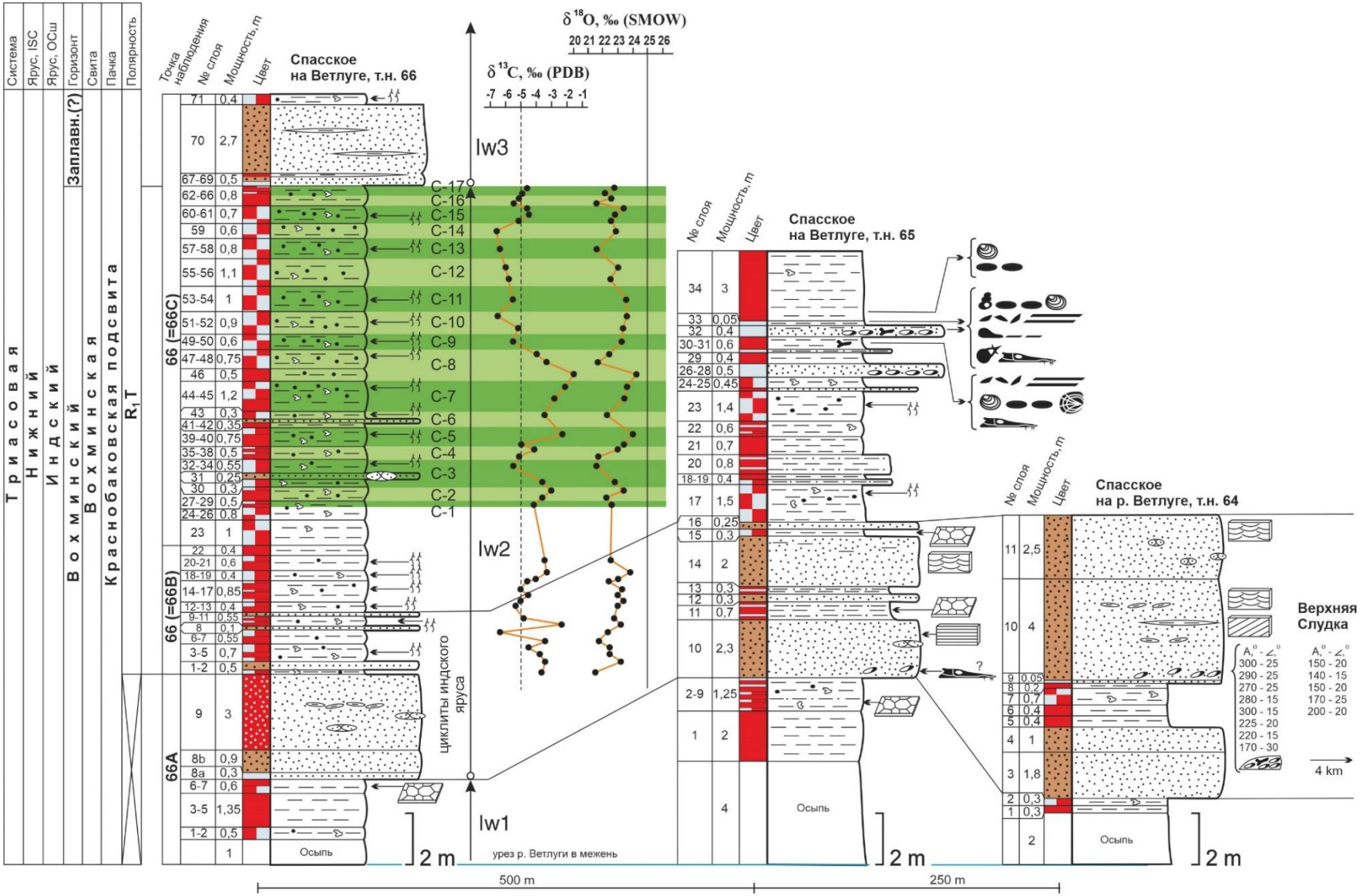


Рис. 25. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика индских отложений в р-не с. Спасское (р. Ветлуга). Зеленое поле – Спасский педокомплекс, С-1, С-2 и т.д. – палеопочвенные профили. Условные обозначения см. рис. 4.

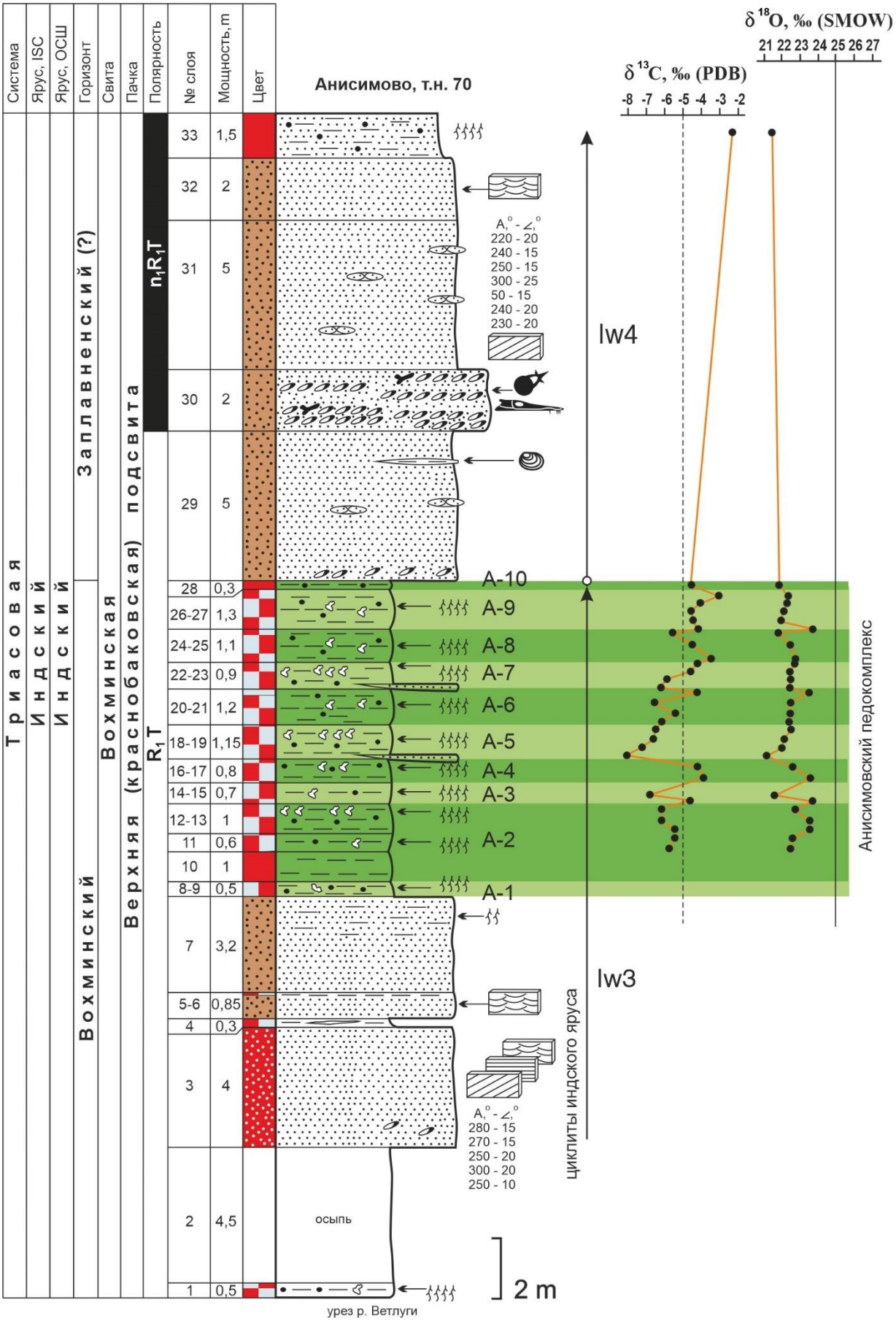


Рис. 26. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика индских отложений в обнажении Анисимово (р. Ветлуга). Зеленое поле – Анисимовский педокомплекс, А-1, А-2 и т.д. – палеопочвенные профили. Условные обозначения см. рис. 4.

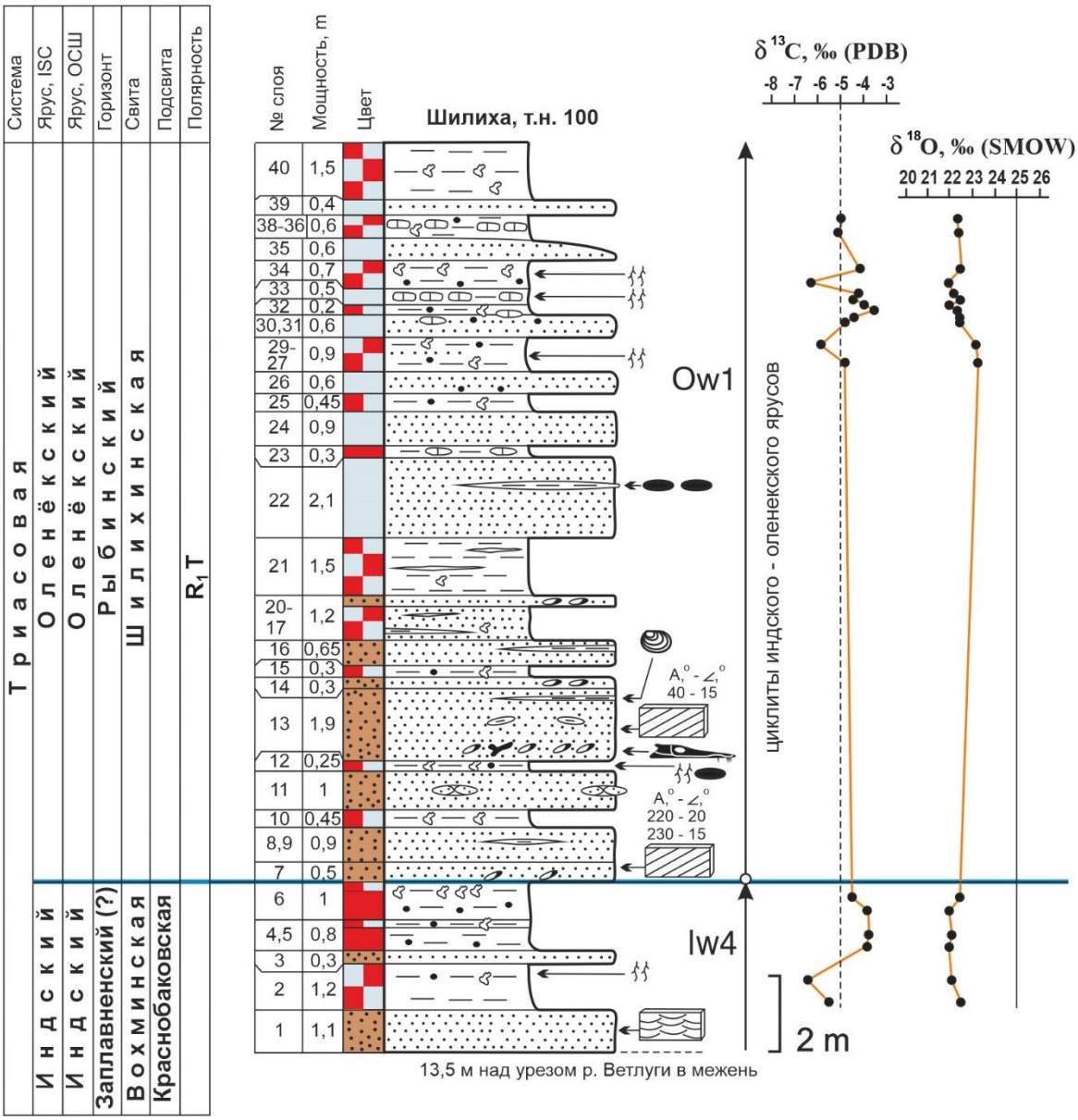


Рис. 27. Литологическая и изотопно-геохимическая характеристика обнажения Шилиха (р. Ветлуга), пограничные индские – оленёкские отложения. Условные обозначения см. рис. 4.

4.2.2. Уточнение границы перми и триаса по изотопно-геохимическим данным

При отсутствии прямых биостратиграфических данных, помогающих коррелировать пермо-триасовые морские стратотипические и синхронные им континентальные отложения дополнительные аргументы для обоснования подошвы триасовой системы на территории ВЕП предоставляет негативный экскурс $\delta^{13}C$.

В восточной части МС наблюдается значительный сдвиг в изотопном составе углерода в основании вохминской свиты (рис. 70, 73), где фиксируются минимальные значения $\delta^{13}C$ (подробнее см. § 6.1.5). Снижение $\delta^{13}C$ отмечено как в Северодвинском, так и в Ветлужском сводных разрезах. По сравнению с подстилающими отложениями сдвиг оценивается примерно на 8,5‰ в озерных карбонатах, на 7,5‰ в педогенных и выявлен в переходном интервале от перми к триасу (Арефьев и др., 2015; Кулешов и др., 2019). В обнажении Асташиха минимальные значения $\delta^{13}C$ приурочены к ортозоне нормальной полярности N_3P-T, пересекающей границу перми и триаса (Фетисова и др., 2022), в обнажении Недуброво – к аномальной подзоне a_1N_3P-T, ранее

считавшейся негативной (r_1T_1N по (Лозовский и др., 2016)), установленной внутри ортозоны N_3P-T (Фетисова и др., 2018). Значительный сдвиг в сторону более легкого изотопного состава углерода сопоставим с негативным экскурсом $\delta^{13}C$ в пепловом слое № 25 в стратотипе границы перми и триаса Мейшань в Китае (Takahashi et al., 2010; Shen et al., 2019, ~ на 5‰), который выступает маркером событийного уровня второй фазы позднепермского вымирания. Будучи выявлены вблизи границы перми и триаса минимальные значения $\delta^{13}C$ на территории МС тоже интерпретируется автором как глобальный негативный экскурс $\delta^{13}C$.

Подошва триаса в стратотипическом разрезе Мейшань установлена выше негативного экскурса $\delta^{13}C$ внутри магнитозоны нормальной полярности (Yin et al., 2005). В данной магнитозоне есть подзона обратной полярности (Yin et al., 2001, 2005), с которой совпадает негативный экскурс $\delta^{13}C$, его возраст датирован по вулканическому пеплу и составляет 251,941±0,037 млн лет (Shen et al., 2019). Соответственно, на территории МС граница перми и триаса также редполагается выше негативного экскурса $\delta^{13}C$ после смены аномальной (или негативной) полярности на нормальную.

Таким образом, полученные данные подтверждают, что в разрезах МС граница перми и триаса должна проходить в переходном интервале между асташихинской/недубровской и рябинской пачками (Арефьев и др., 2015) примерно на том уровне, где первоначально ее рассматривал Г.И. Блом. Такое ее положение согласуется с находкой в асташихинской пачке дицинодонта *Lysrtrosaurus georgi* Kalandadze – уровень коррелирует с тетраподовой зоной *Lysrtrosaurus* континентальной Гондваны, начинающейся в пермское время (Gastaldo et al., 2015, 2020), пермских видов остракод *родов Suchonellina, Wjatkellina* и подтверждается появлением в вышележащей рябинской пачке индских *Tupilakosaurus sp*. Возраст негативного экскурса $\delta^{13}C$ в Мейшане 251,941±0,037 млн лет принимается автором близким и для минимальных величин $\delta^{13}C$ в пермских отложениях МС.

4.2.3. Датировка циркона из вулканического пепла

Вторым стратиграфическим маркером, помогающим корреляции пермо-триасовых отложений МС с морскими разрезами, выступает уникальная находка вулканического пепла в обнажении Сухоборка в долине р. Ветлуга. Слой тёмно-бордовой глины мощностью 11-12 см представлен чистым смектитом без смешаннослойных фаз, что уникально для пермо-триасовых отложений МС. В слое встречены призматические, остро-ограненные, «игольчатые» кристаллы циркона, возраст которых определен высокоточным уран-свинцовым методом химической абразии и изотопного разбавления с последующей термоионной масс-спектрометрией (chemical abrasion–isotope dilution–thermal ionization mass spectrometry, CA-ID-TIMS). Анализы дали согласованные и эквивалентные изотопные отношения, которые были объединены для получения средневзвешенного возраста $^{206}Pb/^{238}U$ 253,95±0,06 млн лет (2σ; средневзвешенное отклонение [MSWD]=1,44; n=8) (Davydov et al., 2020). Полученная датировка интерпретируется как возраст вулканического извержения, синхронного моменту осадконакопления. Узкий диапазон отношения

Th/U в проанализированных кристаллах циркона подтверждает предположение об их происхождении из одного источника.

Изотопный возраст конседиментационного циркона 253,95±0,06 млн. лет отвечает началу чансинского яруса МСШ (изотопный возраст нижней и верхней границ чансиня 254,14±0,07 и 251,902±0,024 млн лет соответственно (Cohen et al., 2013; updated Cohen et al., 2025). По био- и магнитостратиграфическим данным бентонитовая глина располагается в нижней части верхнего вятского подъяруса (нижняя часть нефёдовского горизонта) в субзоне n_1RnP (Голубев и др., 2023), что позволяет коррелировать подошву верхнего вятского подъяруса с подошвой чансинского яруса.

Положение вулканического пепла вблизи основания верхнего вятского подъяруса показывает, что в течение ~2 млн лет после извержения накопилось до 60 м пермских отложений (максимальная оценка по Северодвинской группе обнажений от основания палеомагнитной зоны n_1RnP до кровли недубровской пачки, рис. 4), что противоречит традиционному мнению (Мазарович, 1939; Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984; Граница перми…, 1998) о крупном региональном перерыве в осадконакоплении на рубеже перми и триаса.

Выводы по 4 главе

В сводном Сухоно-Юго-Северодвинском разрезе на расстоянии около 100 км от нижнего течения р. Сухона до р. Кичменга (левый приток р.Юг) установлена наиболее представительная, детально расчлененная последовательность татарских отложений ВЕП от подошвы верхнего северодвинского подъяруса до индского яруса. Биостратиграфическая основа расчленения, хорошая обнаженность позволяют отслеживать слои-маркеры, проводить корреляции с ОСШ. По мнению ведущих зарубежных участников конгресса ICCP-2015, закрепленном в письмах губернатору Вологодской области, где находится Северодвинская группа обнажений, Сухоно-Юго-Северодвинский разрез может претендовать на статус лучшего в мире среди континентальных отложений, накопившихся на рубеже перми и триаса в субтропических широтах. Сводный Ветлужский разрез построен по результатам изучения обнажений, вскрывающих отдельные интервалы. Корреляция разрезов проведена на строгой стратиграфической основе с учетом биостратиграфических, палеомагнитных, изотопно-геохимических данных.

Датирование вулканического циркона возрастом 253,95±0,06 млн лет из середины вятского яруса и диагностика под кровлей пермской системы негативного экскурса $\delta^{13}C$ (предполагаемый возраст около 251,941±0,037 млн лет, Shen et al., 2019), позволяют говорить, что за ~2 млн лет накопилось до 60 м осадков. Эта оценка противоречит традиционному мнению о крупном региональном перерыве в осадконакоплении на рубеже перми и триаса. Пограничные пермо-триасовые отложения в восточной части МС характеризуются лишь относительно короткими внутриформационными перерывами, неизбежными в континентальных обстановках.

ГЛАВА 5. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Генетическая типизация отложений базировалась на выделении литотипов пород (Фролов, 1993) и их последующем объединении в парагенетические ассоциации, охарактеризованные общностью процессов осадконакопления.

Согласно В.Т. Фролову (1993, с. 236) «Литотип — это типичный слой или устойчивый комплекс первичных литологических (литогенетических) признаков, свидетельствующий, во-первых, о способе образования, который должен быть по этим признакам разгадан, а во-вторых, об условиях формирования. Представление о литологическом типе слоя вырабатывается обобщением признаков многих сходных слоев, что облегчается их многочисленностью в разрезе при переслаивании или принятием наиболее богатого признаками и наиболее выразительного слоя за тип. Следовательно, это в основном не конкретное тело-слой, а абстрактное понятие, но остающееся морфологическим, объективным.»

Литотипы заключают в себе первоначальную информацию о вещественном составе отложений и оперируют исходным фактическим материалом, который выступает основой естественно-исторического анализа. При этом выделение литотипов освобождено от двоякого смысла. Например, литофации первоначально выделялись «безотносительно от… генезиса по вещественному составу отложений, заметно отличающемуся от состава синхроничных образований» (Геологический словарь, 1978, т. 2, с. 355) – в трактовке Г.Ф. Крашенинникова (1971), восходящей к работе В. Крамбейна и Л. Слосса (Krumbein, Sloss, 1951). Одновременно есть мнение (Леонов, 1974), что термин «литофация» в том значении, как его использовали Г.Ф. Крашенинников (1971), В. Крамбейн, Л. Слосс (Krumbein, Sloss, 1951), подменяет наблюдающееся в разрезе восприятие фациальной (генетической) изменчивости и не способствует полноценной палеогеографической изученности отложений, то есть изначально требует генетической интерпретации.

В случае выделения литотипов только следующие за их описанием генетические наблюдения подразумевают интерпретацию фактических данных и представляют собой синтез первоначальных сведений. При этом в литологических работах, посвященных пермо-триасовым континентальным отложениям ВЕП (Newell et al., 2010), термин «литофация» использовался в понимании, заложенном в него изначально американскими геологами (Krumbein, Sloss, 1951).

5.1. Литотипы пород

Разрезы демонстрируют высокое разнообразие литотипов даже в узком стратиграфическом интервале.

5.1.1. Гравийно-галечные конгломераты (рис. 28, 29)

Гравийно-галечные конгломераты сложены преимущественно обломками подстилающих

пород, что подтверждается результатами изучения шлифов: в полдарсской свите – карбонатными и алеврито-глинистыми (рис. 29, В), в саларёвской и вохминской – глинисто-карбонатными и карбонатными, подобными карбонатным нодулям из одновозрастных отложений (палеопочв, рис. 29, Е, З, см. § 3.1.5). Грубозернистые породы в полдарсской, саларёвской и вятской свитах включают раковины двустворчатых моллюсков (рис. 29, А, Б), в вохминской и красноборской свитах – регулярные окатыши красноцветных глин 5–10 см в диаметре (рис. 28, В, Г). Для вохминской свиты в северо-восточном секторе МС и для красноборской свиты характерны хорошо окатанные черные, темно-коричневые кремни (рис. 28, Б, В), достигающие 8 см в диаметре, судя по датировкам детритового циркона из синхронных песков (Чистякова и др., 2023) – уральского генезиса. Выше кремни отмечены только в подошве шилихинской свиты рыбинского горизонта (Вахнево). Литокласты залегают в базальном или поровом цементе с неравномерным распределением составляющих. Поровое пространство заполнено несортированным материалом от глинисто-песчаного до спарита.

Гравийно-галечные конгломераты залегают в основании крупных эрозионных врезов с многочисленными следами размыва, формируют самостоятельные линзы, их серии, надстраивая друг друга по разрезу и простиранию (рис. 28). Массивные, с горизонтальной, косой желобообразной и диагональной слоистостью (рис. 28, А) конгломераты переслаиваются с косо- или горизонтально-слоистыми песчаными сериями (рис. 28, В, Д, Е).

Мощности конгломератов закономерно увеличиваются по разрезу от первых см в полдарсской свите до 1,8 м в линзе Аристово в комарицкой пачке саларёвской свиты (рис. 19) и до 2,8 м в линзе Пашина Гора (рис. 4, рис. 28, Е, р-н устья р. Луза) в кровле комарицкой пачки. В индской линзе Фаустово суммарная мощность конгломератов достигает 7 м (рис. 21). С ростом мощности увеличивается размер литокластов. Кремневые гравий и галька впервые появляются в линзе Пашина Гора (устье р. Луза; Арефьев и др., 2016б) в кровле комарицкой пачки.

5.1.2. Алеврито-глинистые брекчии (рис. 30)

Алеврито-глинистые брекчии сложены угловатыми алеврито-глинистыми и карбонатными обломками в среднем до 0,5 см в диаметре, «плавающими» в алеврито-глинистом матриксе (рис. 30, Г–Ж). Включают вертикальные и субвертикальные ходы с возвратным заполнением канала *Taenidium isp.* (рис. 30, В), ходы *Scolithos isp.*, остракоды, единичные инситные корни, натечные глинистые пленки, аналогичные глинистым кутанам из одновозрастных палеопочв (Иноземцев, Таргульян, 2010). Кутаны выделяются контрастным темно-красным, темно-коричневым цветом, разбивают слой на многочисленные угловатые осколки, придавая породе «сетчатый» облик.

Залегают in situ без следов переноса. По простиранию переходят в глины или тонкослоистые алевропелиты (см. § 5.1.5), прослои в которых не выдержаны по простиранию, ломаные и сменяются уровнями с удлиненными фрагментами субгоризонтальной ориентации (рис. 30, А, Б), далее брекчиями.

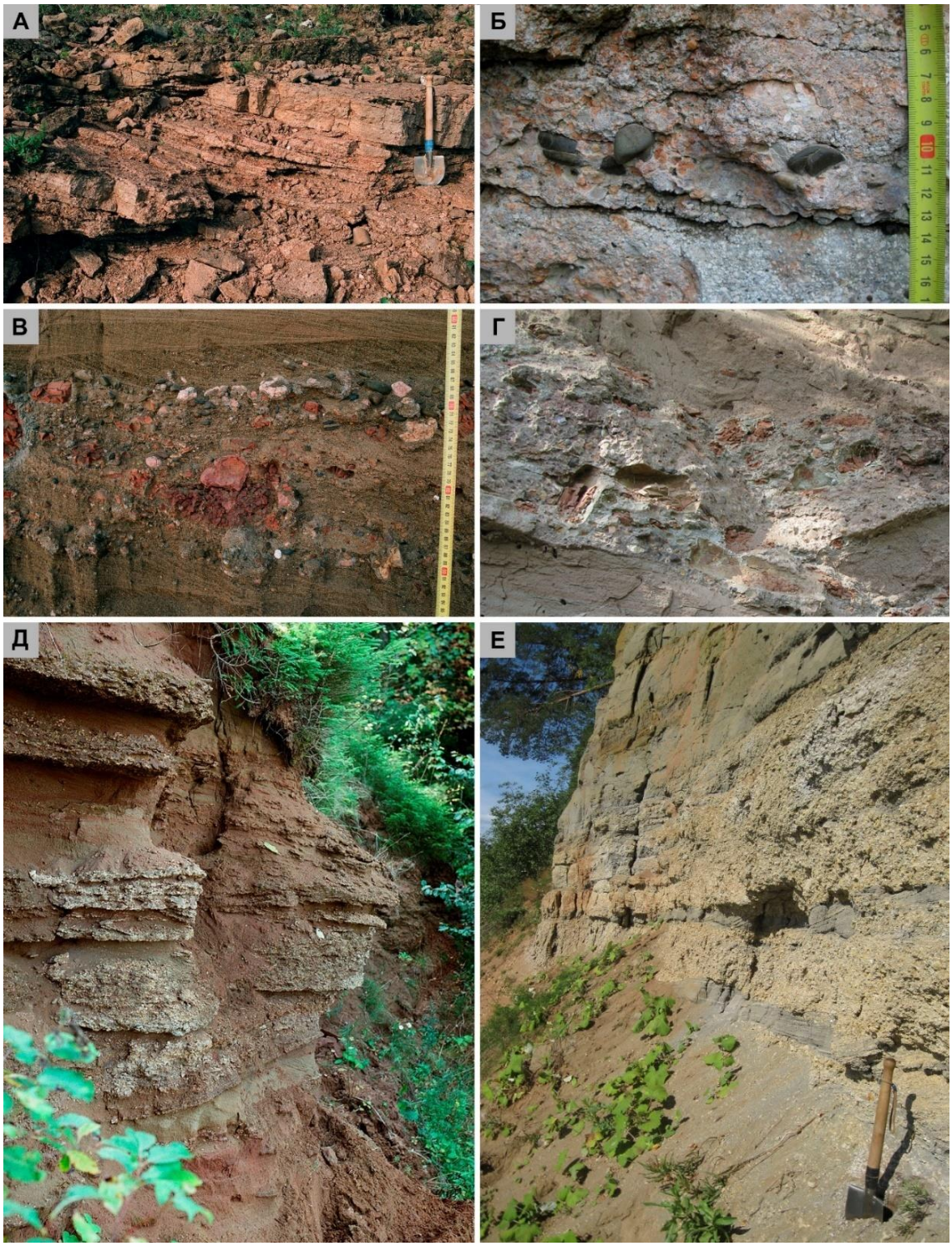


Рис. 28. Гравийно-галечные конгломераты.

А – косослоистые конгломераты высокоэнергетического потока в основании крупных эрозионных врезов, красноборская свита, T_1in, Фаустово, длина лопатки 0,5 м.

Б – кремни в грубозернистых отложениях высокоэнергетического потока, красноборско-вохминская свита, T_1in, Балебиха, сл. 151/9.

В, Г – линзы грубозернистых пород в косослоистых песках, см. черные кремни и красноцветные глинистые окатыши – продукты разрушения прослоев заиления; В – красноборская свита, Пермогорье; Г – вохминская свита, Ряби, р. Вятка, мощность линзы 0,35 м, все T_1in.

Д – конгломераты разделены косослоистыми и горизонтально-слоистыми песками, суммарная мощность грубозернистой пачки 2 м, вохминская свита, T_1in, Анисимово, сл. 70/30.

Е – конгломераты в основании крупного эрозионного вреза, в нижней части читаются косослоистые и горизонтально-слоистые песчаные серии, саларёвская свита, P_3vt_2, Пашина Гора.

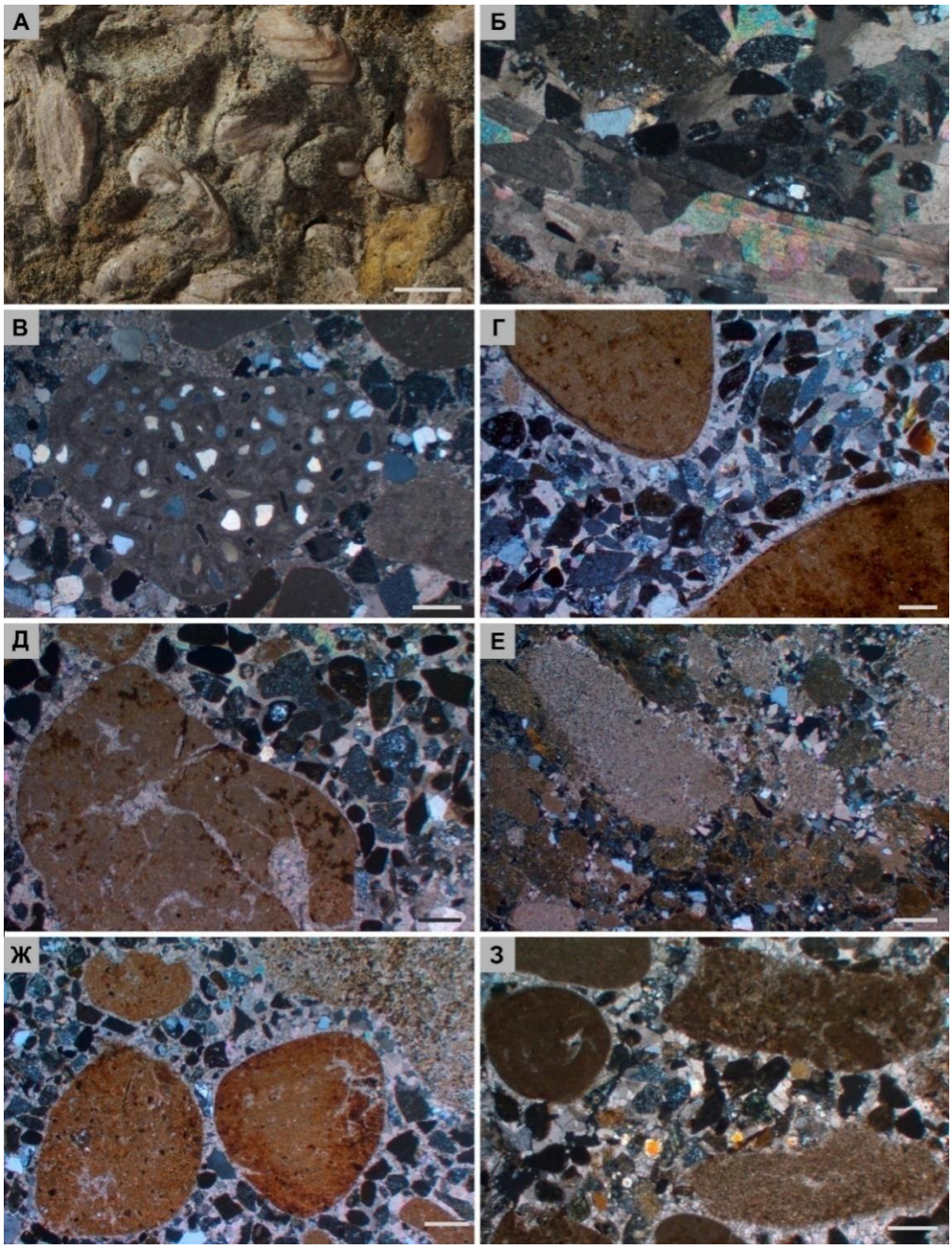


Рис. 29. Гравийно-галечные конгломераты.

А, Б – конгломерат с раковинами двустворчатых моллюсков, саларёвская свита, P_3vt_2, линза Аристово, выход 42С, стратиграфический аналог слоев 154/10, 42В/2, шл. 42С-01, николи +.

В – конгломерат из основания линзы Мутовино, карбонатные литокласты с кварцем и полевыми шпатами аналогичны известнякам из отложений, вмещающих линзу, песчаный матрикс граувакковый; полдарсская свита, P_3sd_2, Мутовино, сл. 28/14, шл. 28/14-1, николи +.

Г – крупные глинисто-карбонатные зерна аналогичны глинам из пород, вмещающих грубзернисто-песчаные отложения, песчаный матрикс граувакковый, вятская свита, P_3vt_2, Сухоборка, сл. 94А/1, шл. 94(2018)А-02, николи +.

Д – конгломерат, линза Фаустово, песчаный матрикс граувакковый, T_1in, сл. 131/2, шл. 131А/01, николи +.

Е, Ж, З – конгломераты вохминской свиты, крупные карбонатные литокласты аналогичны педогенным карбонатным нодулям из палеопочв, подстилающих и перекрывающих конгломерато-песчаные отложения, песчаный матрикс граувакковый; Е – Сарафаниха, сл. 167/1, шл. ОМ САП 4321/46; Ж – Спасское, сл. 64/10, шл. ОМ САП 4321/26; З – Нижняя Слудка (р-н с. Спасское), стратиграфический аналог слоя 64/10, шл. ОМ САП 4321/95; николи везде +.

Линейка: А – 1 см, на остальных фото – 0,5 мм.

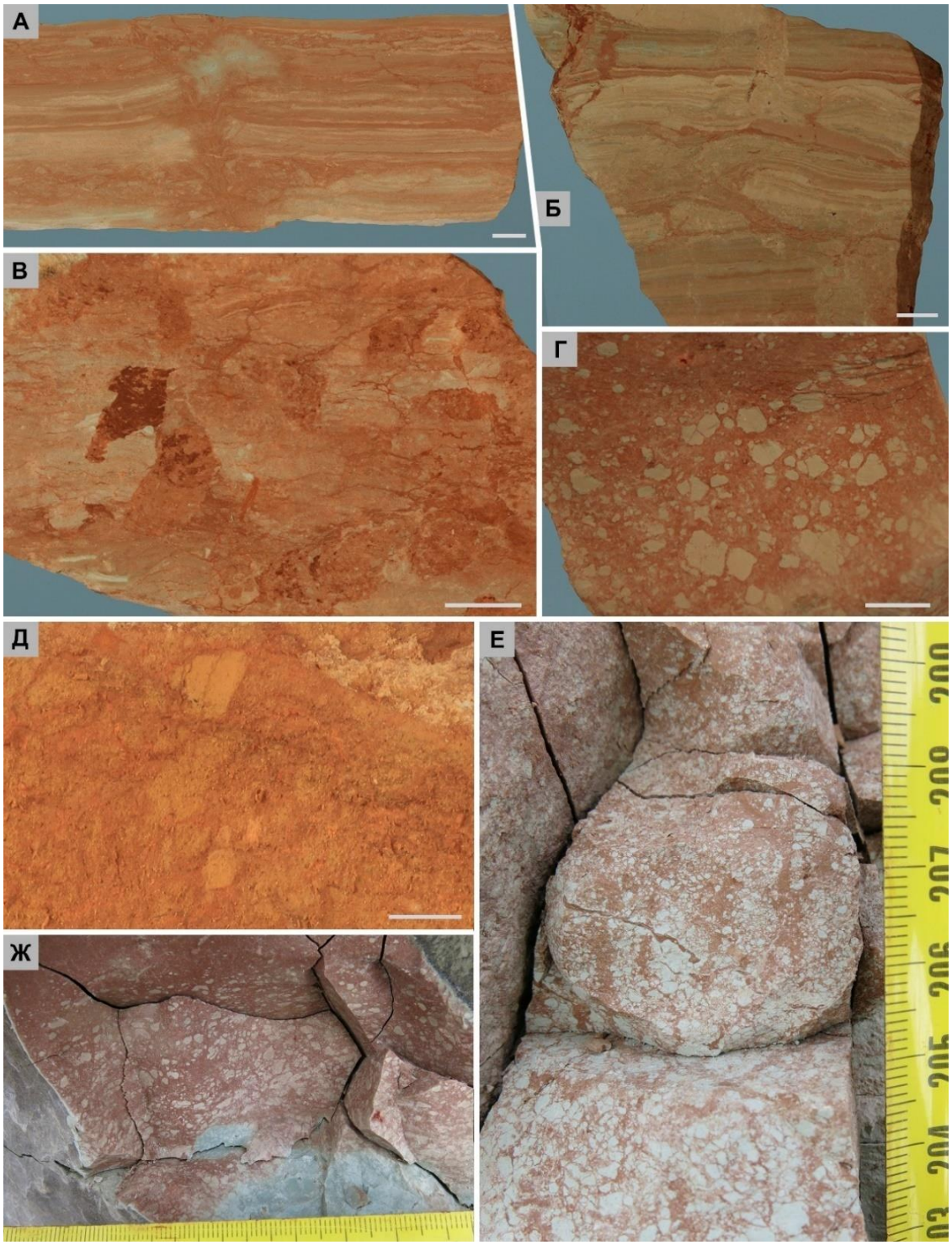


Рис. 30. Алеврито-глинистые брекчии и сопутствующие породы, полдарсская (Мутовино, А–Г, Ж, Е) и вятская (Д) свиты.

А – тонкослоистые алевропелиты нарушены трещиной усыхания, в верхней и нижней части образца см. удлиненные фрагменты разрешенных прослоев, P_3vt_1, сл. 1350/94.

Б – начальная фаза брекчирования, см. ломаную тонкослоистую текстуру, P_3sd_2, сл. 1350/17.

В – брекчированная порода с ходами *Taenidium isp.*, удлиненные литокласты сохраняют первоначальную суб-горизонтальную слоистость, P_3vt_1, сл. 1350/97.

Г – изометричные и остроугольные карбонатно-алеврито-глинистые литокласты в алеврито-глинистой брекчии, P_3sd_2, сл. 1350/39.

Д – брекчированные литокласты выделяются охристым оттенком в красноцветной глине, P_3vt_2, Воскресенское, сл. 99/14.

Е, Ж – карбонатные литокласты в брекчированной породе, P_3sd_2, подошва сл. 1350/13 (Е) и сл. 1350/39 (Ж).

Линейка –1 см.

В случае залегания брекчий на границах карбонатных и терригенных слоев (рис. 30, Е, Ж) в красноцветном алеврито-глинистом матриксе «плавают» литокласты карбонатных пород. Могут многократно повторяться в узком стратиграфическом интервале, последовательно залегая друг на друге. В отдельных брекчированных слоях у кровли закономерно уменьшается размер и возрастает степень окатанности обломков; остроугольные литокласты дресвяной размерности in situ становятся окатанными и переходят в гравелит.

Характерны для полдарсской свиты, встречаются в саларёвской и вохминской свитах, где обычно сложены красноцветными литокластами, незначительно отличающимися по тону от красноцветного матрикса (рис. 30, Д). Мощность в полдарсской свите как правило первые сантиметры, не превышает 10 см, в саларёвской и вохминской свитах достигает 0,55 м.

5.1.3. Косослоистые песчаники (рис. 31, 32)

В настоящей работе в данном литотипе рассматривается несколько разновидностей косослоистых песков и песчаников – диагонально-слоистые, желобообразные косослоистые, с мелкой косой волнистой слоистостью – которые могут выделяться как самостоятельные литотипы (литофации) аллювиальных отложений (Miall, 2006). Косослоистые пески и слабо-литифицированные песчаники заполняют основной объем крупных эрозионных врезов и демонстрируют закономерные изменения от их подошвы к кровле. Вблизи подошвы диагонально-слоистые, с прямыми и вогнутыми слойками, желобообразно-слоистые (рис. 31, А–В). Формируют таблитчатые (планарные) и клиновидные серии в среднем до 0,5 м мощности, переходят в горизонтально-слоистые (рис. 31, Б, Д). К кровле распространяется косая слоистость мелкой ряби течения (рис. 31, Г, Д). Падение диагональных серий как правило З – Ю-З (рис. 14–27, см. характеристики линз). Западные румбы палеопотоков фиксируются начиная с полдарсской свиты и выражены особенно ярко в вохминской свите.

Наиболее крупнозернистые псаммиты залегают вблизи подошвы эрозионных врезов. Для средних частей комплексов пород, заполняющих эрозионные врезы, характерны мелко- – средне-зернистые и наиболее сортированные пески (рис. 32). Зернистость падает к кровле врезов вместе с обогащением пелитовой фракцией.

По составу демонстрируют закономерные изменения по разрезу. В полдарсской свите представлены кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и собственно граувакками (рис. 32, Б, подробнее см. § 6.1.2). В основании саларёвской свиты в нижем вятском подъярусе – кварц-полевошпатовыми, полевошпат-кварцевыми и собственно граувакками, в верхнем вятском подъярусе – собственно граувакками с высоким содержанием кремней. Граувакки представляют основной объем конгломерато-песчаных отложений в вохминской свите, в ряде обнажений обогащены слюдой. Косослоистые пески слагают как крупные, так и относительно небольшие песчаные линзы мощностью до первых метров, около 20–30 м по простиранию.

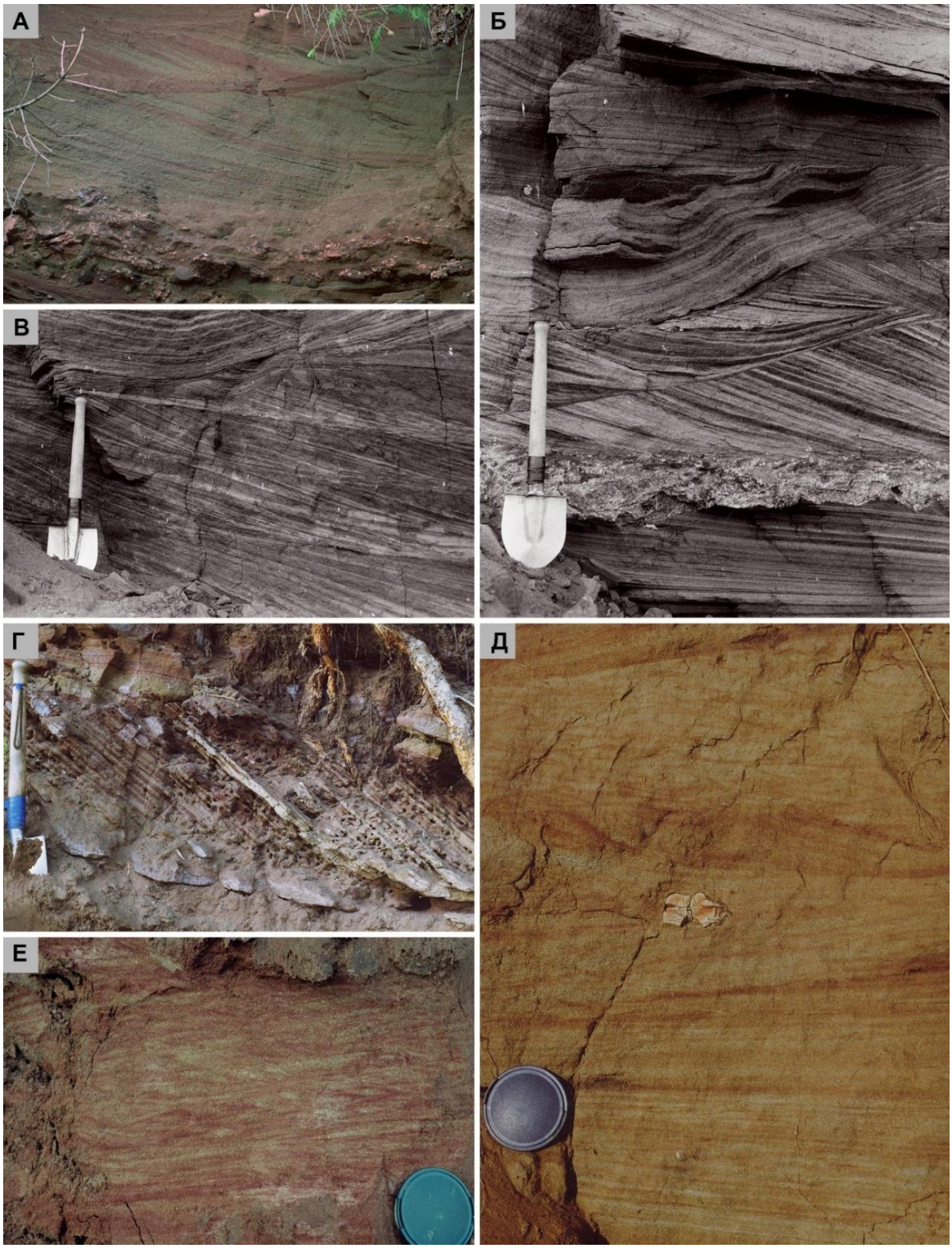


Рис. 31. Косослоистые и горизонтально-слоистые пески, вохминская свита, T_1in.

А–В – диагонально-слоистые и желобообразно-слоистые серии чередуются с горизонтально-слоистыми песками и линзами грубообломочных пород; А – Анисимово, сл. 70/31, Б, В – Знаменское, длина лопатки 0,5 м.

Г – диагонально-слоистые пески формируют таблитчатую серию, Спасское, сл. 64/10.

Д – горизонтально-слоистые среднезернистые пески переходят в мелко- и тонко-зернистые косо-волнисто-слоистые, в центре – глинистый окатыш из разрушенного прослоя заиления; Андреево, черный объект – крышка объектива.

Е – косо-волнисто-слоистый тонкозернистый песок в верхней части конгломерато-песчаного руслового комплекса, Анисимово, сл. 70/32, диаметр крышки объектива – 5,5 см.

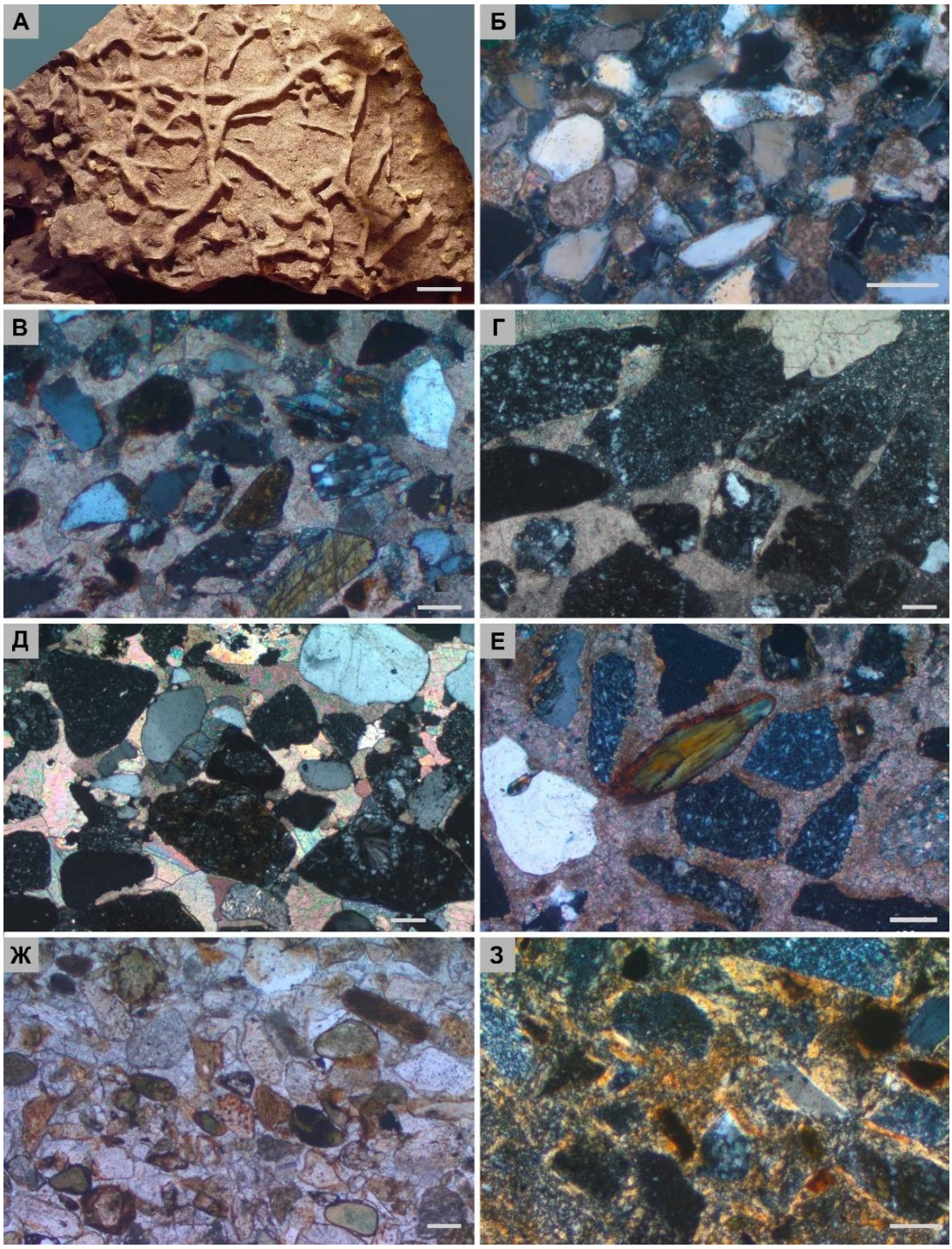


Рис. 32. Косослоистые пески.

А – ходы *Planolites isp.* на подошве песчаника, вятская свита, P_3vt_2, Сухоборка, сл. 94А/1, обр. ОМ САП 3389/1.

Б – кварцевая граувакка, см. конформное залегание зерен и пленочный цемент, саларёвская свита, P_3vt_2, линза Климово-2, шл. 37/б.л.-02, николи +.

В, Г – граувакки; В – вятская свита, P_3vt_2, линза Галибиха, сл. 93/3, шл. 93/3, николи +; Г – саларёвская свита, P_3vt_2, линза Аристово, выход 42С, стратиграфический аналог слоев 154/10 и 42В/2, шл. 42С-02, николи +.

Д – кварцевая граувакка, вохминская свита, P_3vt_2, Асташиха, сл. и шл. 98А/14, николи +.

Е – граувакка, в центре хлоритизированный витрокласт, вохминская свита, T_1in; Е – Афанасиха, сл. 166/47, шл. ОМ САП 4321/42, николи +;

Ж, З – граувакки, вохминская свита, T_1in, Анисимово; Ж – средняя часть руслового вреза, сл. 70/29, шл. 70/29, николи ||; З – кровля песчаных отложений, глинистый матрикс с характерным свечением в скрещенных николях указывает на палеопедогенную трансформацию, сл. 70/33, шл. ОМ САП 4321/222, николи +.

Линейка: А – 5 см, на остальных фото – 0,1 мм.

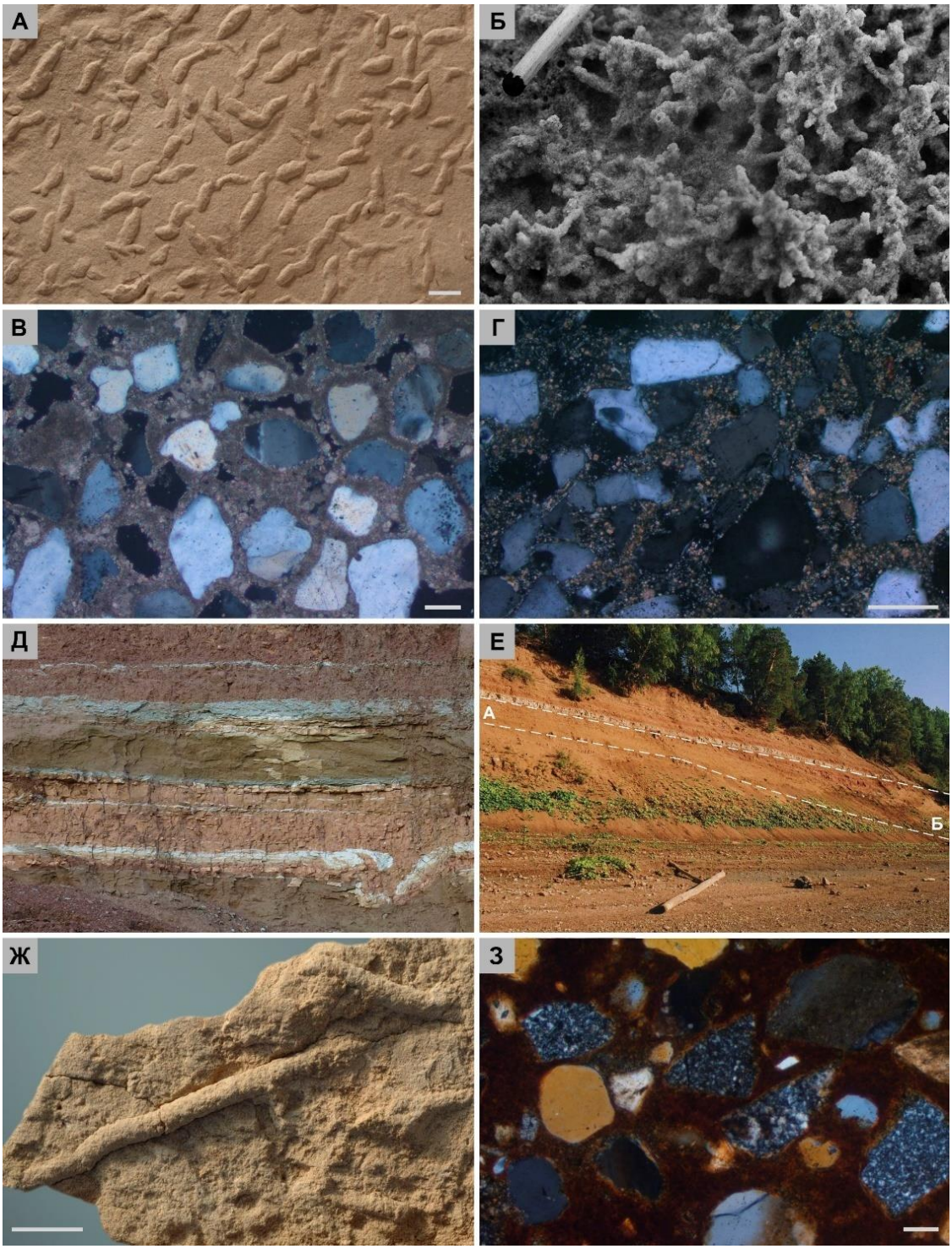


Рис. 33. Горизонтально-слоистые песчаники полдарсской (А–Г) и саларёвской (Д–З) свит.

А – псевдоморфозы кристаллов (гипса?) на подошве песчаника, P_3sd_2, Наволоки (р. Сухона, р-н пос. Нюксеница), нижняя половина полдарсской свиты, обр. ОМ САП 2019/25.

Б – ходы в песчанике, P_3sd_2, левый берег р. Сухона напротив устья р. Стрельна, стратиграфический аналог слоя 25/6 в обн. Устье Стрельны.

В, Г – кварцевые песчаники, P_3sd_2; В – левый берег р. Сухона напротив устья р. Стрельна, стратиграфический аналог слоя 25/6 (обн. Устье Стрельны), шл. ОМ САП 4321/173, николи +; Г – Марьюшкина Слуда, сл. В.Г. 33/17, шл. 25Б/10, николи +.

Д – два слоя песчаника в красноцветной глине, см. эрозионную промоину в кровле нижнего слоя глубиной 0,15 м; P_3vt_2, Аристово, слои 42F/8 и 42F/11, мощность верхнего слоя 0,35 м.

Е – песчаник (А) отходит от борта песчаной линзы Савватий (Б), P_3vt_2, сл. 46/9, мощность 3 м.

Ж – ход *Planolites isp.*, P_3vt_2, Савватий, сл. 46/9.

З – кварцевая граувакка, P_3vt_1, Яйково, сл. 41/7, шл. 41(2016)/7-II, николи +.

Линейка: А, Ж – 1 см, В, Г, З – 0,1 мм.

5.1.4. Горизонтально-слоистые песчаники (рис. 33)

Горизонтально-слоистые пески и песчаники, часто переходящие в неясно-слоистые, подразделяются по составу на два подтипа.

1). Мелкозернистые кварцевые псаммиты с высоким содержанием кварца (до 95%, рис. 33, В, Г). На выветрелой поверхности литифицированных прослоев встречаются мелкие червеобразные ходы, переплетающиеся в густую сеть (рис. 33, Б) и псевдоморфозы, повторяющие, видимо, кристаллы моноклинной сингонии 0,5–1 см длиной, двойники срастания, формирующие вытянутые агрегаты (рис. 33, А).

Распространены в полдарсской свите. В виде слоев простираются на двух уровнях в стреленской и пуртовинской пачках (рис. 14, Устье Стрельны, сл. 25/6; Марьюшкина Слуда, сл. В.Г 33/17; рис. 15, Мутовино, сл. 1350/26 – 1350/36b), где прослеживаются на расстояние до 13 км. Третий маломощный слой простирается в ерогодской пачке полдарсской свиты (рис. 15, Мутовино, сл. 1350/111). В целом залегают согласно с вмещающими отложениями, при этом единый слой может распадаться на несколько, переслаиваться с прослоями алевритов, глин, переходить в линзы до 7 м мощности (рис. 16, Конявица, сл. 29/6 – 29/10; рис. 14, линза Марьюшкина Слуда-В, сл. ВГ 33/17; устье р. Мутовка), иногда со слабой выраженной косой диагональной слоистостью.

2). Мелко- – средне-зернистые полевошпат-кварцевые и собственно граувакки (рис. 33, Д–З). Разделяются на два типа по форме залегания. В виде самостоятельных слоев в среднем 0,3–1,5 м мощности залегают согласно в алеврито-глинистых отложениях, в их кровле могут наблюдаться эрозионные промоины до 0,5 м глубиной (рис. 33, Д, Аристово), на подошвах литифицированных прослоев – ходы *Planolites isp.* (рис. 33, Ж). Подобные слои – по сути покровные пески, прослеживаются на значительные расстояния (до 20 км) и всегда ассоциируют с крупными песчаными линзами. Хорошая обнаженность саларёвской свиты в долинах рек Сухона, Юг и Мал. Сев. Двина позволяет проследить, как слой песка отходит от песчаной линзы в виде «крыла» (по выражению Makaske, 2001) и простирается от него на несколько километров (рис. 33, Е), маркируя, таким образом, стратиграфический уровень ближайшего крупного эрозионного вреза (рис. 4).

В крупных песчаных линзах горизонтально-слоистые граувакки регулярно слагают их среднюю часть, чередуясь с диагонально-слоистыми, желобообразно-слоистыми песками и конгломератами (рис. 31, Б, Д). В вохминской свите в алеврито-глинистых отложениях, вмещающих крупные конгломерато-песчаные комплексы, горизонтально-слоистые пески чередуются с прослоями алевритов, глин, не выдержаны по простиранию, на относительно коротких дистанциях в несколько сот метров часто переходят в алевриты, насколько можно судить по непротяженным обнажениям в долине р. Ветлуга.

5.1.5. Тонкослостые алевропелиты (рис. 34)

Характеризуются тонкой слоистостью, выраженной чередованием преимущественно алевритовых и преимущественно глинистых слойков миллиметровой мощности (рис. 34, А–Г).

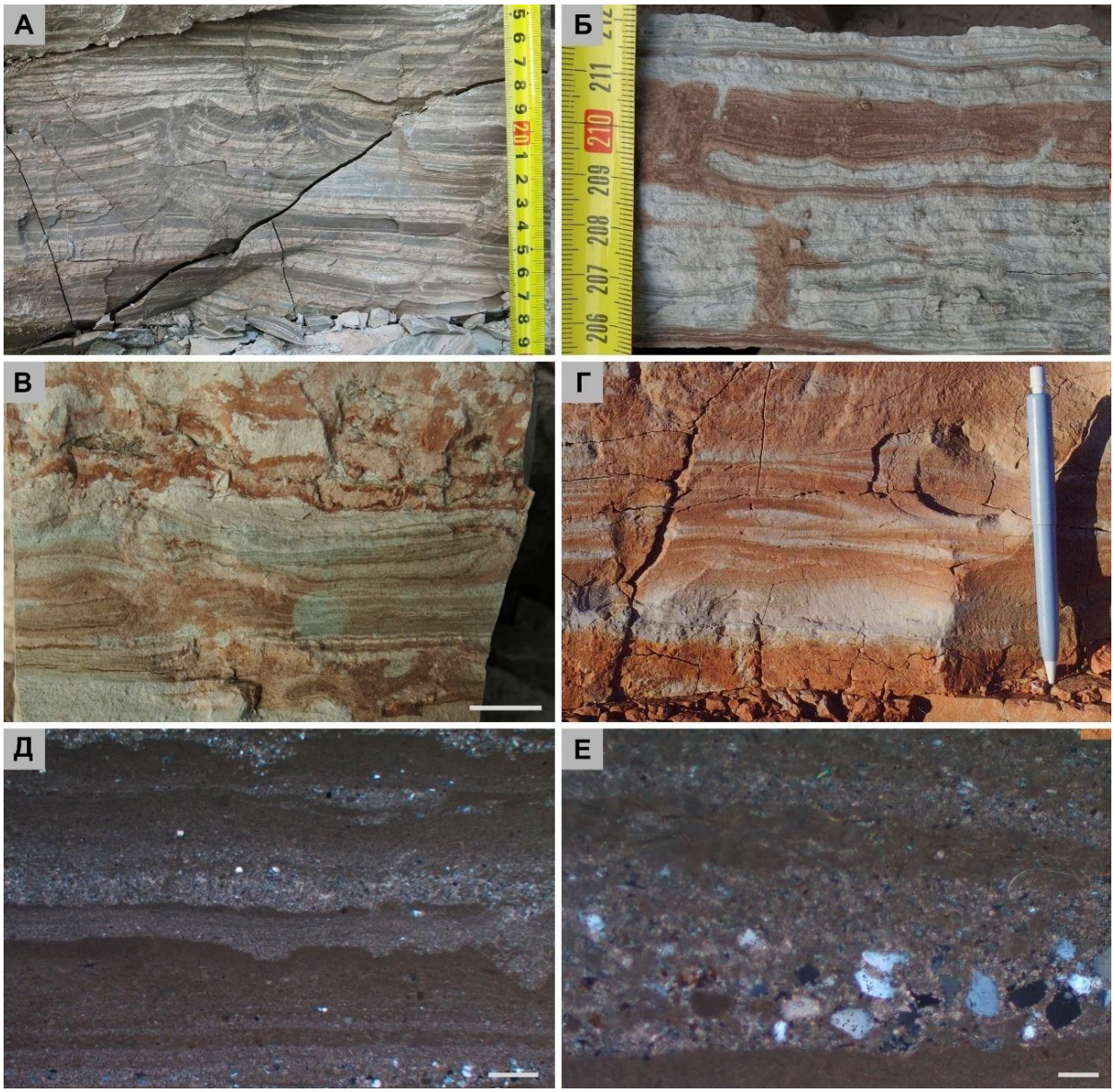


Рис. 34. Тонкослоситые алевропелиты, полдарсская свита.

А – ритмичное чередование алевритов (светлые прослои) и глин (темные прослои), горизонтальная слоистость нарушена двумя трещинами усыхания, P_3sd_2, Мутовино, сл. 1350/21.

Б – горизонтальная слоистость нарушена вертикальными ходами, P_3sd_2, Мутовино, сл. 1350/24.

В – тонкослоистый алевропелит (на фото внизу) переходит в брекчированную породу (на фото вверху), P_3sd_2, Мутовино, сл.1350/17.

Г – волнистая слоистость прослоев, обогащенных алевритом (светлые прослои) и глиной (красные прослои), P_3sd_2, Климово, сл. 37/3.

Д, Е – прямая градационная слоистость, см. размыв подстилающих карбонатно-глинистых прослоев, P_3sd_2, Мутовино, сл. и шл. 1350/21, николи +.

Линейка: В – 1 см, Ж, З – 0,5 мм.

Нижние границы алевритовых слойков, как правило, резкие, верхние – градационные. Прослои алевритов и глин формируют циклиты с прямой градационной слоистостью в первые миллиметры мощности (рис. 34, Д, Е). В подошве алевритовых прослоев отмечены эрозионные микро-промоины.

Отчетливая горизонтальная слоистость может сменяться волнистой и косоволнистой слоистостью (рис. 34, Г). В горизонтальном и вертикальном сечении отмечены ходы, трещины

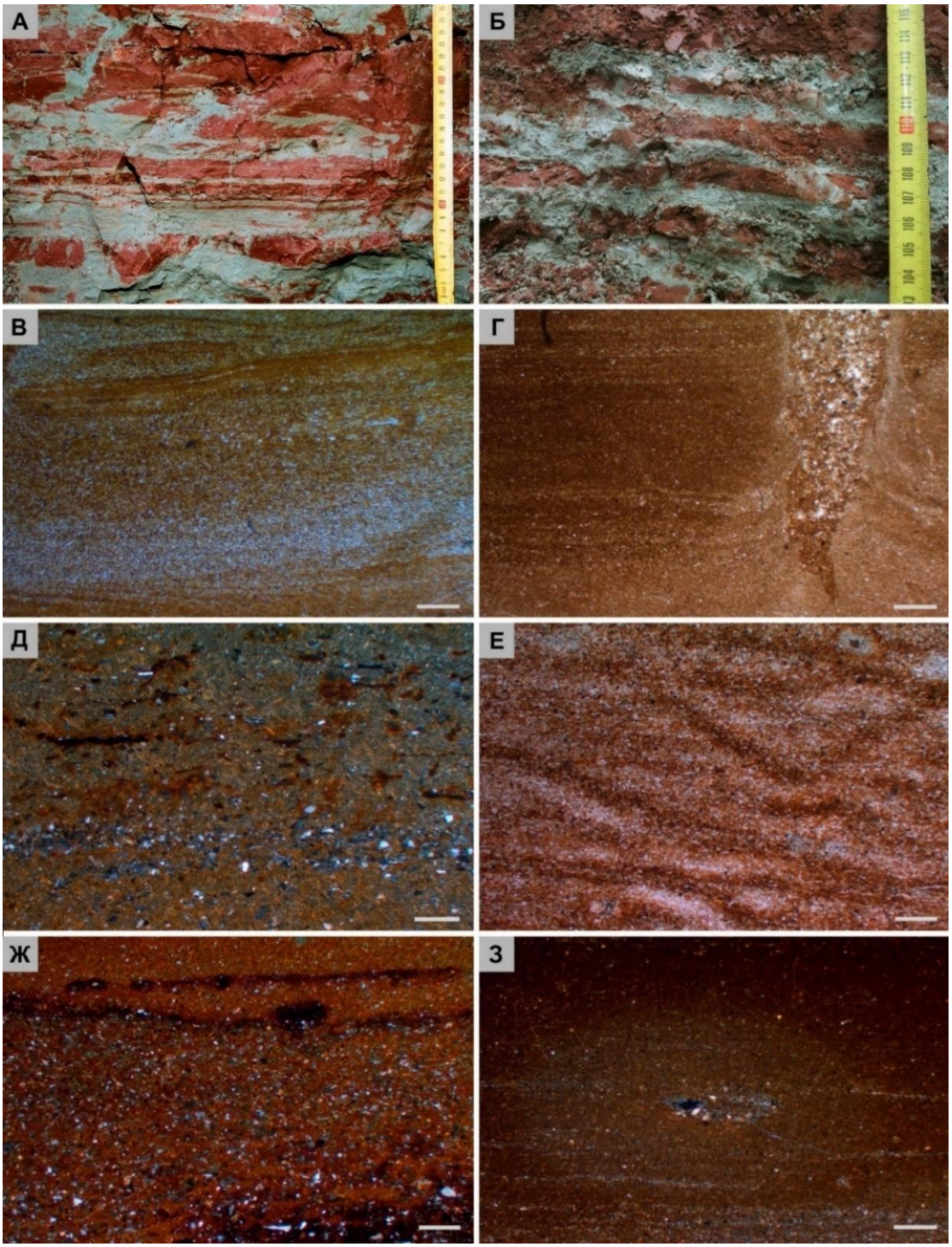


Рис. 35. Ленточно-слоистые алевропелиты.

А, Б – переслаивание алевритов (светлые породы) и глин (красные породы), вохминская свита, P_3vt_2, А – Прудовка, сл. 96/7; Б – Асташиха, сл. 98А/9.

В – микро-переслаивание прослоев, обогащенных алевритом и глиной; В – вохминская свита, P_3vt_2, Асташиха, сл. 98А/5, шл. 98А(2019)/5-02-2, николи ||.

Г – первичная слоистость нарушена трещиной усыхания, саларёвская свита, P_3vt_1, Климово, сл. 37/33, шл. 37/33(2), николи ||.

Д, Ж – органический детрит в горизонтально-слоистых алевропелитах, вохминская свита, T_1in, Спасское; Д – сл. 65/34, шл. ОМ САП 4321/127; Ж – сл. 65/31, шл. ОМ САП 4321/110; николи +.

Е – реликтовая косая волнистая слоистость, вохминская свита, T_1in, Сарафаниха, сл. 167/2, шл. 167(2016)/2, николи ||.

З – педогенная пора в ленточно-слоистом алевропелите, вохминской свита, T_1in, Сарафаниха, сл. 167/5, шл. 167(2016)/5, николи +.

Линейка – 0, 5 мм.

усыхания (рис. 34, А), края прослоев, нарушенных трещинами, приподнимаются, возможно, указывая на текстуру вигвама (teepee structure, рис. 34, В).

Литотип характерен для полдарсской свиты, где выделяется повышенной карбонатностью и кварцевым составом алевритовой и тонкопесчаной фракций с незначительным содержанием полевых шпатов. Тонкослоистые алевропелиты слагают пачки до 1,6 м мощности, переходят в глины, мергели, известняки, при нарушении первичной слоистости – в алеврито-глинистые брекчии.

5.1.6. Ленточно-слоистые алевропелиты (рис. 35)

В отличие от тонкослоистых ленточно-слоистые алевропелиты отличаются чередованием прослоев преимущественно алевритового и преимущественно глинистого состава в среднем от нескольких сантиметров до нескольких дм мощности. Алевриты бледно-голубоватые; глинистые прослои преимущественно красноцветные, что придает породе общую пестроцветную окраску (рис. 35, А–Б).

Алевритовые прослои часто не выдержаны, выклиниваются, формируют линзы. Глины выделяются наибольшей мощностью, нередко достигая 3 дм. Наблюдаются переходы к тонкослоистой (слойки миллиметровой мощности) – волнистой – линзовидной – мелкой косоволнистой слоистости. В горизонтальном и вертикальном сечении – трещины усыхания (рис. 35, Г), на поверхности напластования – раковины остракод.

Литотип встречается во всех изученных отложениях, вместе с тем особенно типичен для вохминской свиты (рис. 35, В–З). Крупные эрозионные врезы вохминской свиты, заполненные грубообломочными и песчаными отложениями, регулярно перекрываются ленточно-слоистыми алевропелитами общей пестроцветной окраски до 3 м мощности.

5.1.7. Углеродистые слоистые алевропелиты (рис. 36; рис. 20, фото 3-4)

Алевропелиты, обогащенные $C_{орг}$ (от темно-желтых до темно-серых), горизонтально-, волнисто-слоистые. Прослои алевритов и глин ритмично переслаиваются друг с другом, образуя циклиты с градационной слоистостью до первых см мощности; в подошве более грубых прослоев встречаются мелкие эрозионные размывы, следы волочения, галька подстилающих глин, обогащенных $C_{орг,}$ тонкозернистый песок. Содержат обильный растительный детрит, фрагменты петрифицированной древесины, побеги и листья, остатки харовых, остракод, конхострак, насекомых, моллюсков, рыб, тетрапод аквальных адаптаций (рис. 14, линза Устье Стрельны; рис. 15, линза Мутовино; рис. 16, линза Конявица-2; рис. 19, линза Аристово; рис. 20, Недуброво; рис. 21, Шолга (Arefiev et al., 2015a); линза Завражье и линзы в устье р. Луза на р. Юг (Арефьев и др., 2016б)). Концентрация $C_{орг}$ в глинистых прослоях колеблется от 0,22 мас.% до 1,85 мас.% при средних 0,15 – 0,2 мас.% во вмещающих красноцветных отложениях.

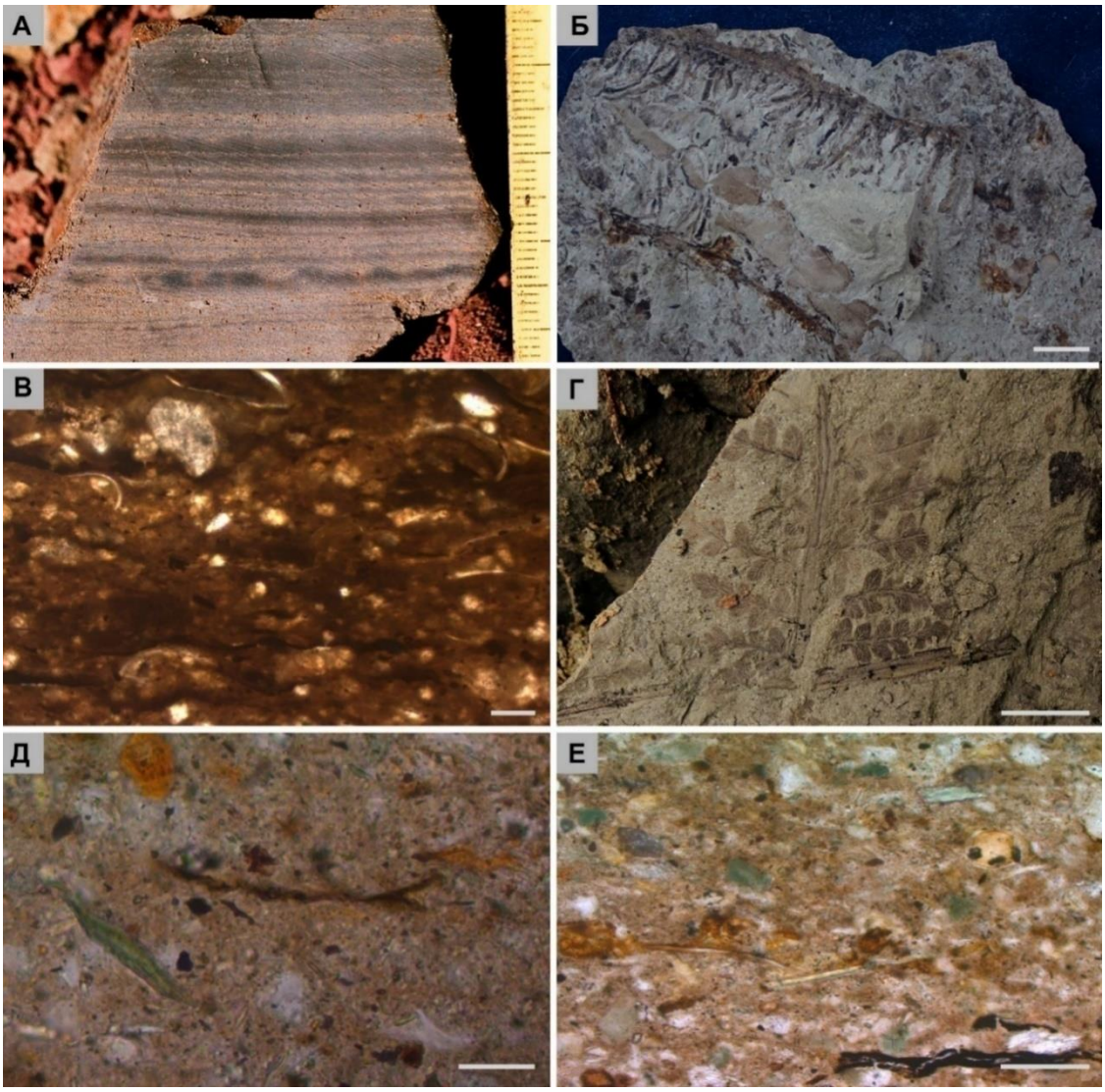


Рис. 36. Углеродистые слоистые алевропелиты.

А – ритмичное чередование прослоев алевритов и алевритовых глин, обогащенных $C_{орг}$, вохминская свита, P_3vt_2, Недуброво, сл. 133/6.

Б – хвойное *Quadrocladus schweitzeri* Meyen из углеродистого алевропелита, полдарсская свита, P_3sd_2, линза Мутовино, сл. 28/16.

В – углеродистый алевропелит обогащен растительным детритом и раковинами остракод, саларёвская свита, P_3vt_2, линза Аристово, сл. 42С/2, шл. 42С/2-1, николи ||.

Г – папоротник *Pecopteris sp.*, саларёвская свита, P_3vt_2, линза Клыково-1 (р. Юг).

Д, Е – растительный детрит из пачки ритмичного чередования углеродистых алевритов и глин, алевритовые прослои обогащены хлоритом, вохминская свита, P_3vt_2, Недуброво, сл.133/6; Ж – шл. 133/6-2а; З – шл. 133/6-1.

Линейка: Б, Г, – 1 см, остальные – 0,1 мм.

Литотип преимущественно встречается в полдарсской и саларёвской свитах, где охарактеризован обильными органическими остатками (Arefiev et al., 2015a), отмечен в вятской свите на р. Ветлуга (обнажение Галибиха, Граница перми…, 1998). В вохминской свите известен только в северном районе в бассейне р. Юг (Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984; Ярошенко, Лозовский, 2004), концентрация $C_{орг}$ здесь не превышает 0,35 мас.% (рис. 21, обнажение Шолга).

Мощность, как правило, до 4 м. В единственном обнажении Мутовино (рис. 15, Мутовинская

линза) углеродистые алевропелиты формируют сложно-построенный комплекс до 10 м суммарной мощности.

5.1.8. Массивные глины, обогащенные Fe(III) (рис. 37)

Массивные преимущественно красноцветные глины могут быть абсолютно монотонными, могут включать мелкий бледно-голубоватый крап (рис. 37, А), разнообразные бледно-голубоватые пятна оглеения резкими границами или в виде разводов, вытянутых по горизонтали до нескольких метров, а также линзы бледно-голубоватых алевритов (рис. 37, Б). Включают редкие инситные корни с зонами оглеения в виде бледно-голубоватых ореолов (рис. 37, В), аллохтонные корни, интервалы с педогенными карбонатными нодулями, зеркала скольжения педогенного генезиса (сликенсайды). Доминирующим тоном при этом остается красноцветность (95%). Глеевые пятна в объеме породы распределяются хаотично или образуют плохо выраженные уровни, где расстояние между отдельными бледно-голубоватыми зонами достигает 5 м. Как правило, не демонстрируют первичных осадочных текстур, алевритовые прослои и эрозионные промоины могут указывать в общих чертах на реликтовую горизонтальную слоистость.

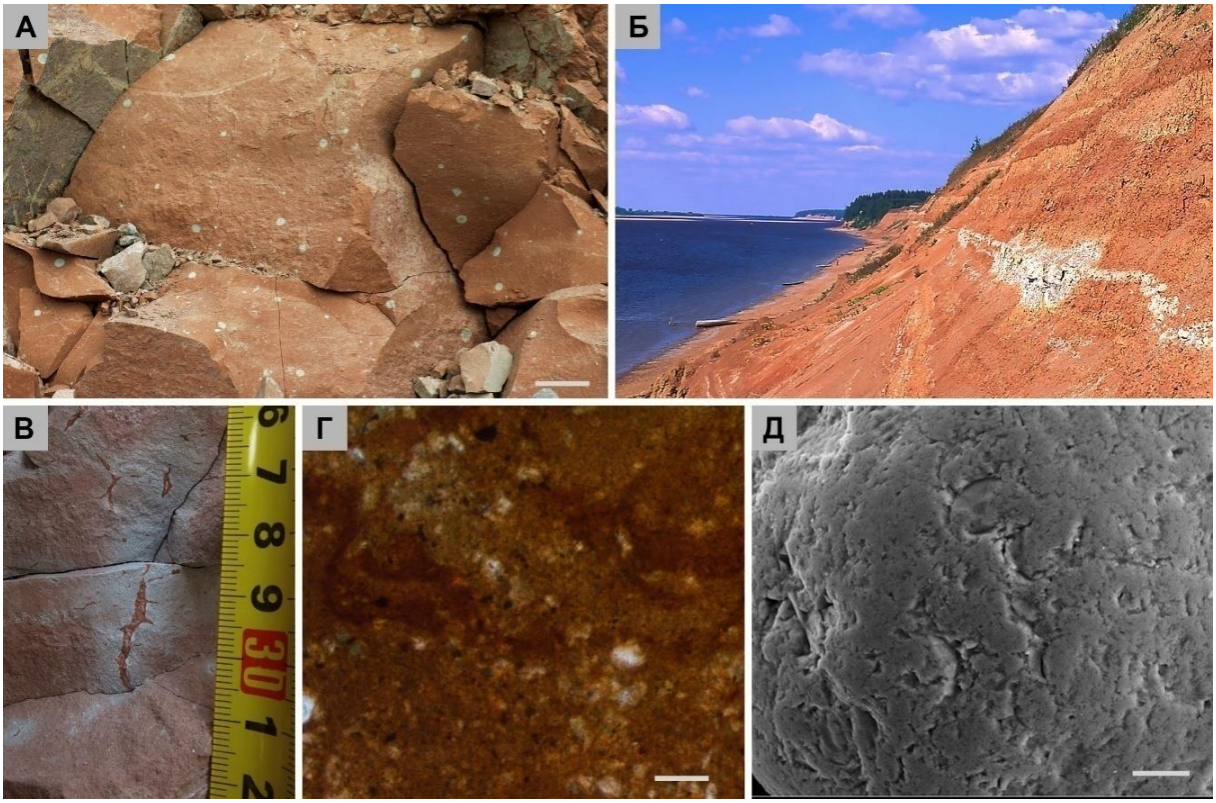


Рис. 37. Массивные глины, обогащенные Fe(III).

А – глина в бледно-голубоватом крапе, полдарсская свита, Мутовино, P_3sd_2, сл. 1350/15.

Б – массивные красноцветные глины с линзой бледного алевролита, саларёвская свита, P_3vt_2, Горка, р-н обнажения Савватий.

В – инситный корень в центре бледного глеевого пятна, полдарсская свита, P_3sd_2, Мутовино, сл. 1350/36а.

Г – зоны ожелезнения в массивной алевритовой глине, вятская свита, P_3vt_2, Воскресенское, сл. 99/14, шл. 99/14-2, николи ||.

Д – кварц с дугообразными знаками ударов, типичными для эоловых отложений, саларёвская свита, P_3vt_1, Климово, сл. 37/75. Фото: Ф.А. Муравьев.

Линейка: А – 1 см, Г – 0,1 мм, Д – 0,02 мм

Пятнистая сгустковидная текстура (рис. 37, Г) обусловлена неравномерным распределением железисто-глинистого и карбонатного вещества вплоть до образования стяжений. Алевритовой и песчаной фракции до 20–30%, кварц с дугообразными знаками ударов (рис. 37, Д), которые указывают на начальные стадии формирования раковистого излома при эоловом переносе (Vos et al., 2014). Встречаются остракоды и кости тетрапод.

В полдарсской и в саларёвской свитах (рис. 15, Мутовино, отдельные слои в интервале 1350/13 – 1350/25b; рис. 17, Климово, сл. 37/22, 37/63 – 37/73; рис. 19, Савватий, сл. 46/11, 12; рис. 19, Аристово – Кузино, сл. 154/9) литотип представлен пачками >5 м суммарной мощности. В саларёвской свите глинистый алевролит с крупной кубической отдельностью в вертикальной 10-метровой стенке (рис. 17, Климово, сл. 37/75) переходит через 20 км в массивные красноцветные глины, чередующиеся с палеопочвами и прослоями ризоидного известняка.

В вохминской свите мощности слоев, сложенных литотипом, сокращаются. В единственном обнажении (Спасское, рис. 25, сл. 65/34) они достигают 3 м, при этом включают интервалы с горизонтальной слоистостью, что сближает их с тонкослистыми алевропелитами.

5.1.9. Массивные глины, обедненные Fe(III) (рис. 38)

Характеризуются массивной текстурой и светло-серой тональностью без красноцветных пятен, обусловленных наличием соединений Fe(III).

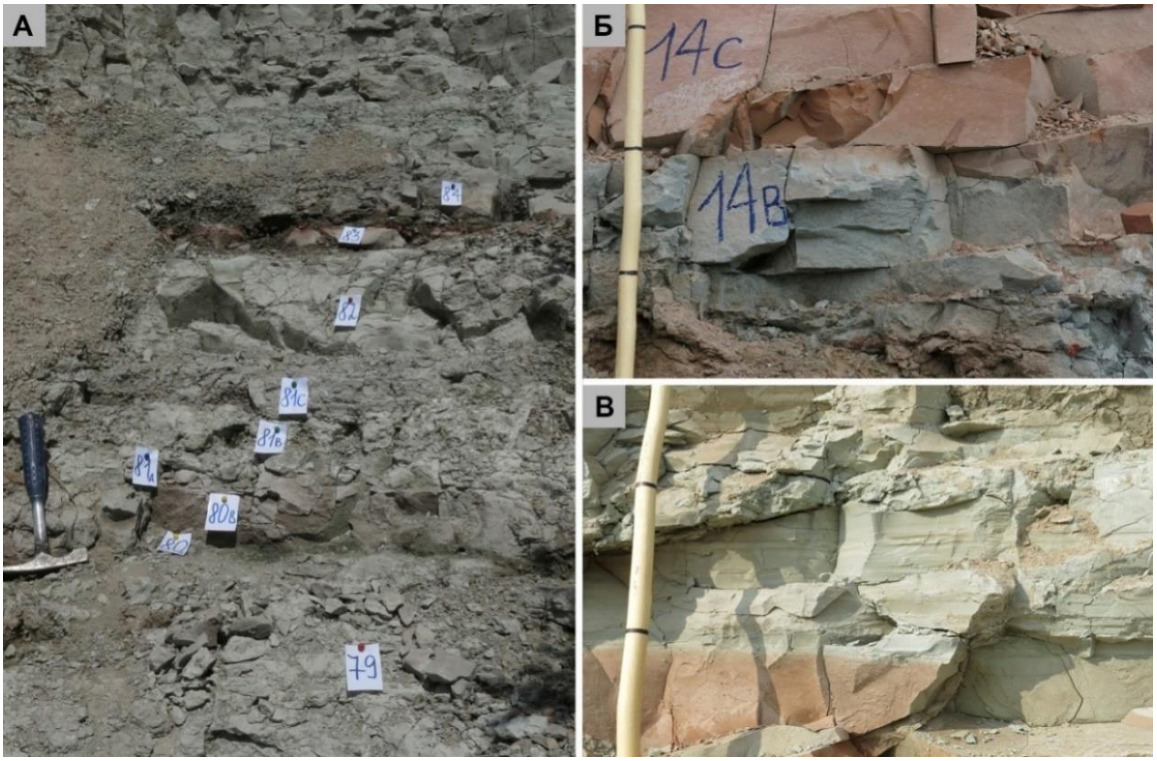


Рис. 38. Массивные глины, обогащенные Fe(III) и обедненные Fe(III) (полдарсская свита, P_3vt_1, Мутовино, разрез см. рис. 15).

А, Б – чередование карбонатных глин, обедненных Fe(III), (сл. 14b, 80a, 80b, 81a, 82), ризоидных известняков (сл. 79, 81b, 81c) и массивных глин, обогащенных Fe(III), (сл. 14c, 83).

В – массивные карбонатные глины (внизу и вверху) переходят в ленточно-слоистые алевропелиты (в центре, сл. 1350/21).

Шаг делений на рейке – 0,1 м.

По разрезу переходят в средне-слоистые алевропелиты, ленточные алевропелиты, мергели, массивные ризоидные или слоистые известняки. Являются составной частью карбонатных пачек мощностью до 3 м, в которых переслаиваются с мергелями, массивными ризоидными и слоистыми известняками. Характерны для полдарсской свиты, встречаются в саларёвской и вятской свитах.

5.1.10. Углеродистые глины (рис. 39)

Глины, обогащенные $C_{орг}$ (от темно-серых до черных), подобны углеродистым слоистым алевропелитам, от которых отличаются преимущественно массивной текстурой. Включают обильный растительный детрит, крупные побеги, остатки харовых, остракод, многочисленные ядра раковин бивальвий, гастропод, чешуи, зубы, покровные кости черепов рыб, относительно крупные кости тетрапод до 20 см по длинной оси, обильный мелкокристаллический пирит в костях и древесине. Концентрация $C_{орг}$ колеблется от 1,18 до 10,26 мас.% при среднем значении 3,46 мас.%. По аномальной концентрации органических остатков и высокому содержанию $C_{орг}$ углеродистые глины уникальны в изученных пермо-триасовых отложениях МС. Встречены в саларёвской свите на двух уровнях: в основании нефёдовского горизонта и в интервале, переходном от нефёдовского горизонта к жуковскому.

Рис. 39. Углеродистые глины (саларёвская свита, P_3vt_2, обн. Савватий, сл. 46/14, местонахождение «Элеонора»).

А – углеродистая глина залегает на карбонатной пачке озерного генезиса.

Б – ядра двустворчатых моллюсков.

В, Г – раковины остракод в углеродистой глине, сл. 46/14.2, шл. 46/14.2, В – николи ||, Г – николи +.

Линейка: Б – 1 см, В, Г – 0,2 мм.

Представлены на двух уровнях в обнажении Савватий (рис. 19, сл. 46/2, 46/14, Arefiev et al., 2015a; Арефьев и др., 2016a), где каждый раз залегают на пачке светло-серых озерных карбонатных пород. Наиболее представительный верхний слой (обн. Савватий, сл. 46/14, местонахождение «Элеонора») достигает 0,8 м мощности.

5.1.11. Мергели

К мергелям отнесены карбонатные породы с содержанием глинистого вещества 50–25% (Шванов и др., 1998), с пелитоморфной, микрозернистой структурой карбонатного вещества. Демонстрируют высокое содержание алевритовых кристаллокластов (10–20%), периодически – остракод, могут быть как массивные, так и слоистые. Наиболее часто литотип встречается в полдарсской свите, в составе карбонатных озерных отложений прослеживается до кровли саларёвской и вятской свит.

5.1.12. Массивные ризоидные известняки с корнями in situ (рис. 40).

Массивные ризоидные известняки – как правило, светло-серые, белые, выделяются отпечатками инситных корней in situ *Radicites sukhonensis* Arefiev et Naugolnykh (Арефьев, Наугольных, 1998) до 1 см в диаметре и до 20 см длиной, которые выступают главной морфологической характеристикой литотипа. Корневые отпечатки представлены каналами с аппендиксами миллиметрового диаметра, заполнены в невыветрелом состоянии рыхлой бледно-зеленой глиной. Более мелкие корни – порядка 1-2 см длиной, могут формировать густую сеть, которая истончается с глубиной и редеет. Также встречаются углеродистые (темно-серые) известняки с корнями in situ, издающие при раскалывании запах H_2S, которые в силу их редкости рассматриваются в составе этого литотипа.

Сложены микритом, переходящим в микрозернистый кальцит (вакстоун по классификации Р. Данхема (Dunham, 1962)). Текстура комковатая, слоистая, брекчиевидная (грейнстоун по классификации Р. Данхема, рис. 40, З). В полдарсской свите присутствует доломит. Алевритовые и тонко-псаммитовые кристаллокласты (кварц 70–80%, полевой шпат) слабо окатаны и остроугольные. Биокласты представлены остракодами. Литотип ассоциируется с *Planolites isp.,* другими ходами, слоистость часто нарушена биотурбацией (рис. 40, Д, Е). Характерны следовые дорожки тетрапод *Sukhonopus primus* Gubin et Bulanov, трещины усыхания, отмечены карстовые каверны.

Ризоидные известняки в обнажениях простираются на несколько километров, достигая 0,75 м мощности, иногда распадаются на короткие фрагменты (линзы), залегающие в красноцветной глине. Встречаются в полдарсской, саларёвской и вятской свитах, но исчезают при переходе к вохминской свите как в Северодвинской, так и Ветлужской группах обнажений.

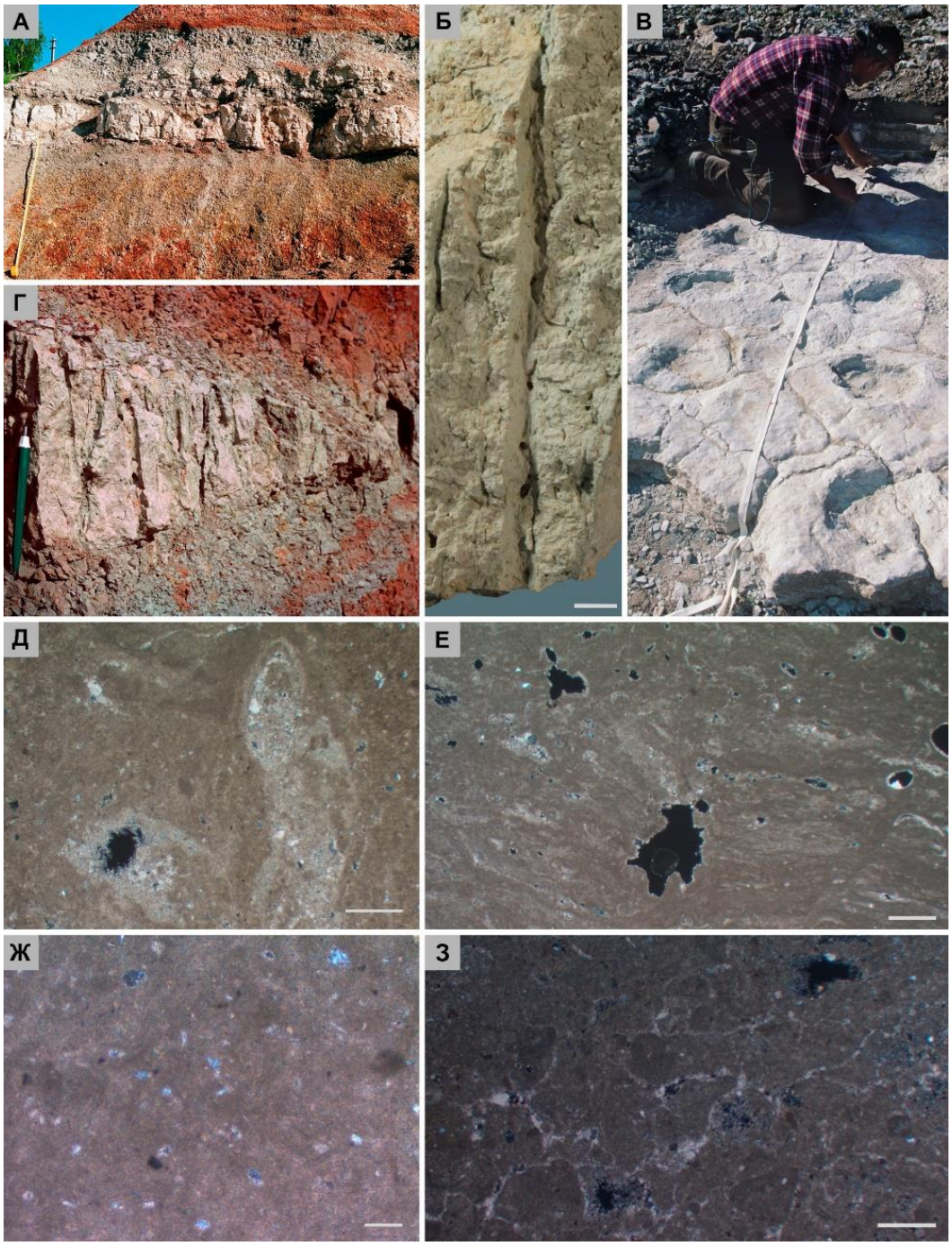


Рис. 40. Массивные ризоидные известняки с корнями in situ

А – ризоидные известняки (в центре) в пачке карбонатных озерных отложений, саларёвская свита, P_3vt_2, Аристово, сл. 42В/6, рулетка выдвинута на 1 м.

Б, Г – корни *Radicites sukhonensis*, саларёвская свита, пограничный интервал P_3vt_1 – P_3vt_2, Б – Яйково, сл. 41/13, обр. ОМ САП 3515/1; Г – Одомчино, аналог слоя 41/13, длина ручки 10 см.

В – следовая дорожка *Sukhonopus primus* на ризоидном известняке, полдарсская свита, P_3sd_2, Есиповка, сл. ВГ 0011/4.

Д, Е – биотурбированный пелитоморфный и микрозернистый кальцит, вятская свита, пограничный интервал P_3vt_1 – P_3vt_2, Сосновка; поры – каналы от корней и целые раковины остракод, Д – сл. и шл. 236А/4, николи +; Е – сл. и шл. 236А/3, николи +.

Ж – микрозернистый кальцит обогащен «плавающими» кристаллокластами, вятская свита, P_3vt_2, Богородское, сл. 95/2, шл. 95/2, николи +.

З – гранулированный пелитоморфный кальцит (грейнстоун), интерпретируется как микрокарст, поры – каналы от инситных корней, саларёвская свита, P_3vt_2, Верхнее Кузино, сл. 158/4-1, шл. 158/4-1, николи +.

Длина линейки: Б – 1 см, Д, Е, З – 0,5 мм, Ж – 0,1 мм.

5.1.13. Слоистые известняки с аллохтонными корнями (рис. 41, А–Е)

Слоистые известняки – общего светло-серого, светло-желтого, иногда бледно-розового тона, выделяются горизонтальной седиментационной слоистостью В выветрелом состоянии хорошо расслаиваются на субгоризонтальные пластины. Сложены микритом, переходящим в микроспарит. По классификации Р. Данхема (Dunham, 1962) преимущественно пакстоун с высоким содержанием алевритовых, тонкопсаммитовых кристаллокластов и раковин остракод (рис. 41, Д). В полдарсской свите встречается доломит.

Горизонтальная слоистость обусловлена в том числе аллохтонными корнями (рис. 41, А, Б), которые представлены глинистыми темно-бурыми или зеленоватыми псевдоморфозами, повторяющими морфологию органических остатков. Остатки выполнены железисто-глинистыми и карбонатно-глинистыми кутанами (рис. 41, В, Г), которые подобны иллювиальным железисто-глинистым пленкам-кутанам из одновозрастных камбисолей (Иноземцев, Таргульян, 2010). Кутаны выделяются характерной светимостью и погасанием в скрещенных николях.

По разрезу и простиранию переходят в мергели, массивные карбонатные глины, обедненные Fe(III) и массивные ризоидные известняки. В полдарсской свите формируют пачки до 1,75 м мощности (рис. 14–17) с многочисленными аллохтонными корнями, видимо, снесенными с ближайших субаэральных обстановок, в саларёвской свите менее мощные, но продолжают встречаться до ее кровли как составная часть карбонатных озерных отложений (рис. 19, сл. 46/13, 42В/6, 158/2, 151/5). В нижнефедосовской и саларёвской пачках помимо остракод регулярно содержат мелких брюхоногих и остатки высотой до 2 мм, сложенные призмами кальцита, сгруппированными в колонии, напоминающими початки кукурузы (рис. 41, Е). Остатки интерпретируются как *Microcodium*, характерный для озерно-болотных карбонатных отложений (Freytet, Verrecchia, 2002), трансформированных в сухой сезон в субаэральных условиях (Platt, Wright, 1992).

5.1.14. Онколитовые известняки (рис. 41, Ж, З)

Известняки сложены онколитами, образовавшимися вокруг раковин бивальвий и удлиненных фрагментов растительных побегов. В большинстве случаев онколиты удлиненно-овальные, до 5 см длиной, сложены концентрическими слоями микрита и микроспарита до 400 μm толщиной. В случае формирования онколитов по целым раковинам внутренняя полость бивальвий заполнена спаритом. В случае формирования по разрозненным створкам онколиты остаются выпуклыми с одной стороны и вогнутыми с противоположной.

Встречаются только в полдарсской свите под кровлей северодвинского яруса, залегают на двух уровнях в обнажении Мыс Бык (рис. 16). Оба слоя значительно меняют мощность и представляют, видимо, линзы протяженностью в первые сотни метров, края которых срезаны современной эрозией. Ранний слой (рис. 16, сл. 30/12) выполняет отчетливый эрозионный врез,

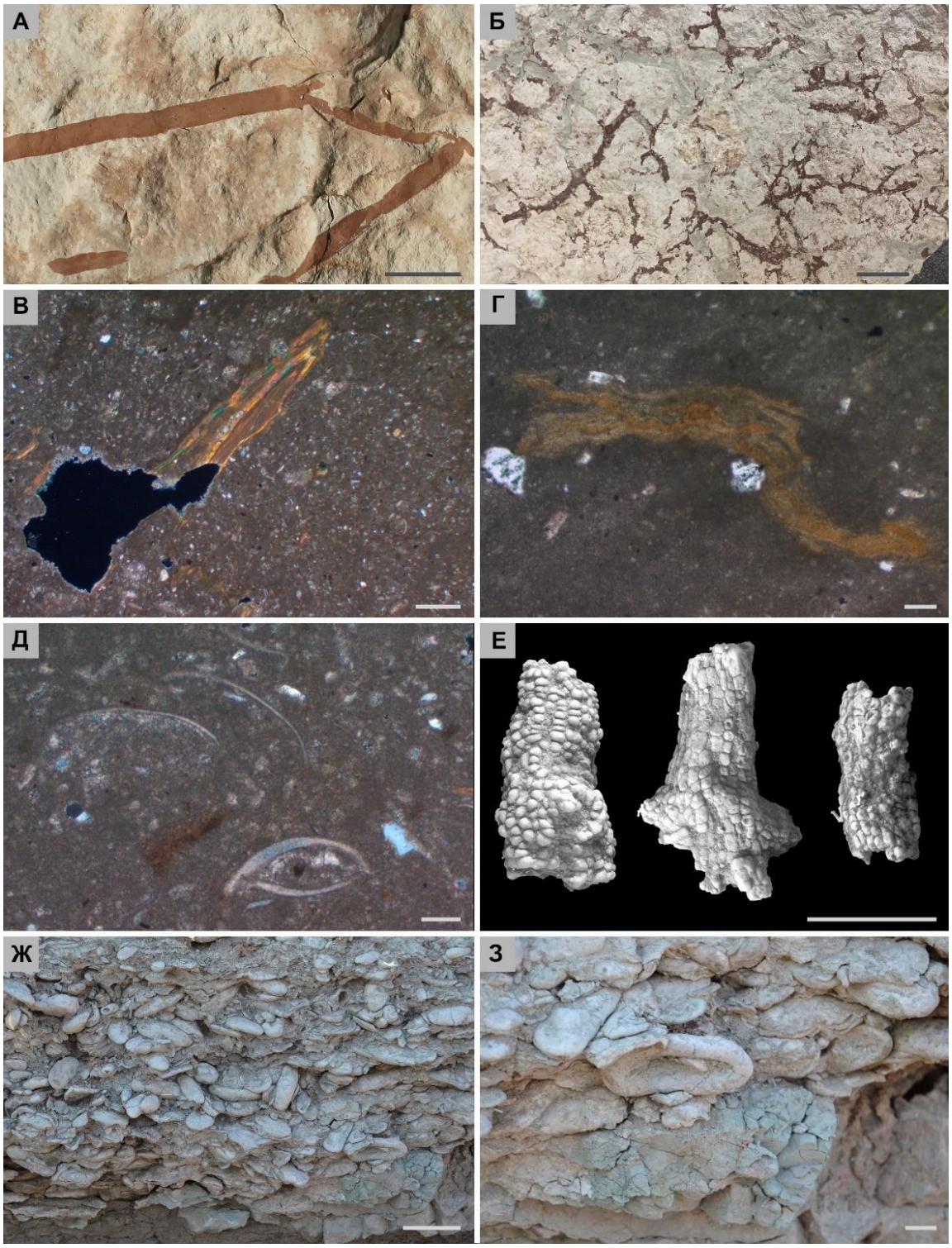


Рис. 41. Слоистые (А–Е) и онколитовые (Ж, З) известняки, все кроме Е – полдарсская свита.

А, Б – слоистые известняки с аллохтонными корнями *Radicites sp.* в виде глинистых псевдоморфоз, P_3vt_1, Мутовино, А – сл. 1350/76, Б – сл. 1350/112.

В, Г – карбонатно-глинистые кутаны с характерным погасанием в скрещенных николях выполняют псевдоморфозы корней, P_3vt_1; В – Климово, сл. и шл. 37/25, николи +; Г – Климово, сл. и шл. 37/15, николи +.

Д – закономерно ориентированные створки остракод и многочисленные кристаллокласты в пелитоморфном и микрозернистом кальците, P_3vt_1, Климово, сл. и шл. 37/7d, николи +.

Е – *Micricodium* из карбонатной пачки озерного генезиса, саларёвская свита, P_3vt_2, Савватий, сл. 46/13, фото Е.А. Воронковой.

Ж, З – онколиты по раковинам двустворчатых моллюсков, З – единственный онколит залегает на ребре, P_3sd_2, Мыс Бык, сл. 30/12, фото Ф. Шольца.

Линейка: А, Б, Е, З – 1 см, В – 0,5 мм, Г, Д – 0,1 мм, Ж – 5 см.

заполненный в подошве в том числе галькой подстилающих карбонатных пород, в кровле – линзами слоистого известняка и слоистого алевропелита. Наблюдается локальная сортировка онколитов по размеру. Онколиты, сформированные по отдельным створкам, залегают, как правило, выпуклой стороной вверх, указывая на активную гидродинамическую среду при захоронении. Мощность этого комплекса вместе с линзами карбонатных пород и алевропелитов до 2,6 м. Мощность непосредственно онколитового известняка до 1 м.

5.1.15. Тонко-микрозернистые известняки (рис. 42)

Известняки сложены однородным тонко-микрозернистым кальцитом (зерна ~10 μm), что не уникально для озерных отложений изученного пермо-триасового интервала; вместе с тем характеризуются рядом исключительных характеристик, которые заставляют выделить их в самостоятельный литотип.

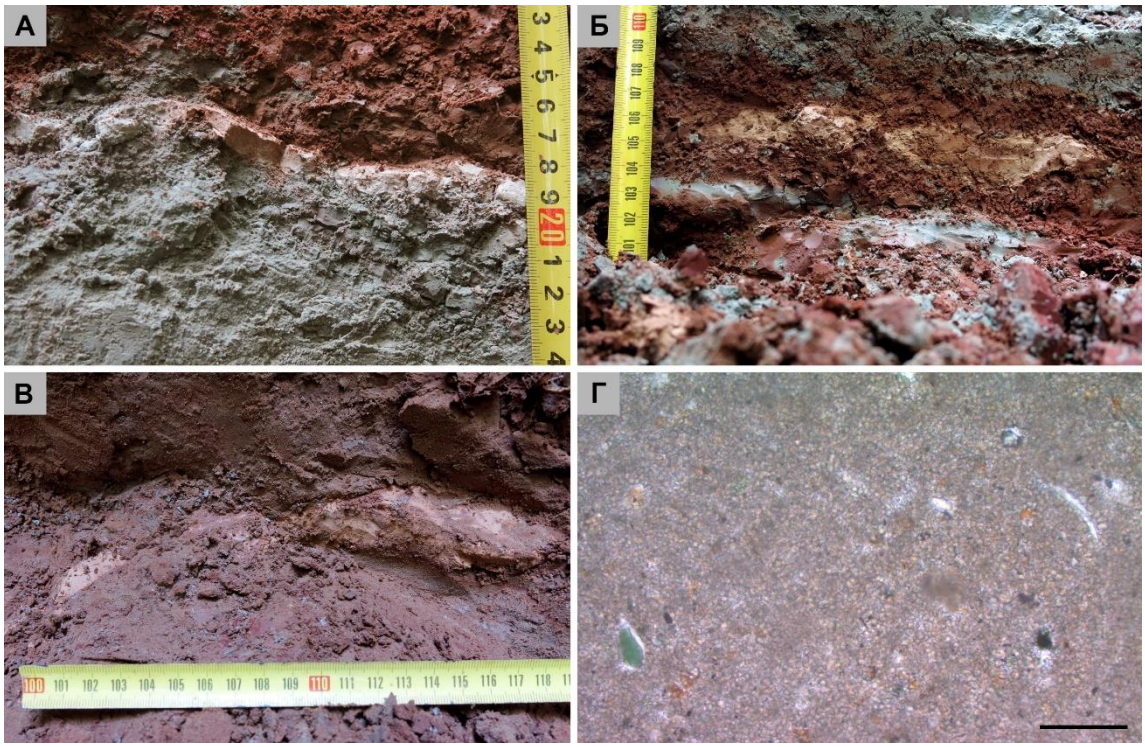


Рис. 42. Тонко-микрозернистые известняки (вятский интервал вохминской свиты).

А – линза известняка на границе песка и глины, Асташиха, граница слоев 98А/16 – 98А/17.

Б, В – линзы тонко-микрозернистых известняков в глине (Б) – Асташиха, сл. 98А/8, и песке (В) – Асташиха, сл. 98А/15)

Г – тонко-микрозернистый кальцит с редкими интракластами и створкой остракоды, Недуброво, сл. 133/4, шл. 133/4-2а, николи || (залегание слоя см. рис. 20, фото 3).

Линейка: Г – 0,1 мм.

В отличие от вышеописанных известняков породы данного литотипа представлены слаболитифицированным землеподобным, мелоподобным, мукоподобным микропористым кальцитом, активно поглощающим воду; легко разламывается пальцами при естественном увлажнении и в сухом состоянии. Известняки формируют тонкие линзы мощностью до 3 см, залегающие в терригенных отложениях: в песках, глинах, на контакте песков и перекрывающих глин, повторяя неровности палеорельфа бассейна (рис. 42, А). Ассоциируются с литотипами

ленточно-слоистых алевропелитов, углеродистых слоистых алевропелитов, горизонтально-слоистых песков. Могут включать редкие интракласты кварца, хлоритизированный биотит, створки остракод, обогащаться глиной (рис. 42, Г). Распространены в узком стратиграфическом интервале. Появляются в комарицкой пачке под кровлей саларёвской свиты (рис. 42, Аристово, сл. 42F/9, 42F/10), между тем наиболее широко представлены в первом циклите вохминской свиты (обн. Недуброво, Асташиха, Прудовка, рис. 20, 22, 23), для которого выступают литостратиграфическим маркером.

5.2. Парагенетические ассоциации литотипов пород и их генезис

Описанные литотипы формируют пять парагенетических ассоциаций, под которыми подразумевается устойчивая, многократно повторяющаяся совокупность пород (литотипов) с индивидуальным набором характеристик, связанная общностью условий образования (Страхов, 1960, 1962). Одновременно парагенетические ассоциации, рассмотренные в настоящей работе, характеризуются более узкой степенью обобщений в отличие от работ Н.М. Страхова (1960, 1962), где таковые комплексы пород отражают различные ландшафтно-тектонические условия и связаны с осадочными формациями, характерными для различных типов литогенеза. В настоящей работе парагенетические ассоциации отвечают четырем типам континентальных отложений – русловому, пойменному, озерному, плайевому, самостоятельно рассматривается педогенный тип постседиментационной трансформации алеврито-глинистого пойменного осадка. При генетической интерпретации литотипов рассматривались не только особенности отложений на уровне порода – слой, а также выделялись надпородные – надслоевые естественные единицы разреза – геологические тела более высокого ранга (Маслов, 2005). Тем самым осуществлялся шаг в сторону структурно-генетического анализа отложений, позволяющего уточнять генезис пород, имеющих идентичный состав, и одновременно относить к одному генетическому типу осадки разного состава (Шишлов, 2010, 2024), что представляется важным при изучении сложных геологических объектов, какими являются континентальные отложения.

5.2.1. Русловой тип континентальных отложений

Гравийно-галечные конгломераты и косослоистые пески формируют крупные преимущественно песчаные тела (рис. 43), которые считаются важной особенностью пермо-триасовых отложений МС и традиционно в русскоязычной литературе называются линзами (Татарские отложения…, 2001; Верзилин и др., 1993 и др.), хотя не всегда являются таковыми. Все песчаные линзы и изученные фрагменты пластовых песчаных тел имеют эрозионные контакты с вмещающими отложениями. В полдарсской и саларёвской свитах песчаные линзы V-образные или U-образные в разрезе, достигают 19 м по мощности (при размытой кровле) и 700 м по простиранию. Для наименее протяженных линз характерна вогнутая подошва, симметричные борта с углами наклона до 20° (рис. 43, Г, Д, линзы Соколки, Климово-1), вертикальное

приращение осадка. Отношение протяженности к мощности L/H в них – показатель применяется при описании речных систем и удобен при описании древних русел (Miall, 2006), порядка 5–20.

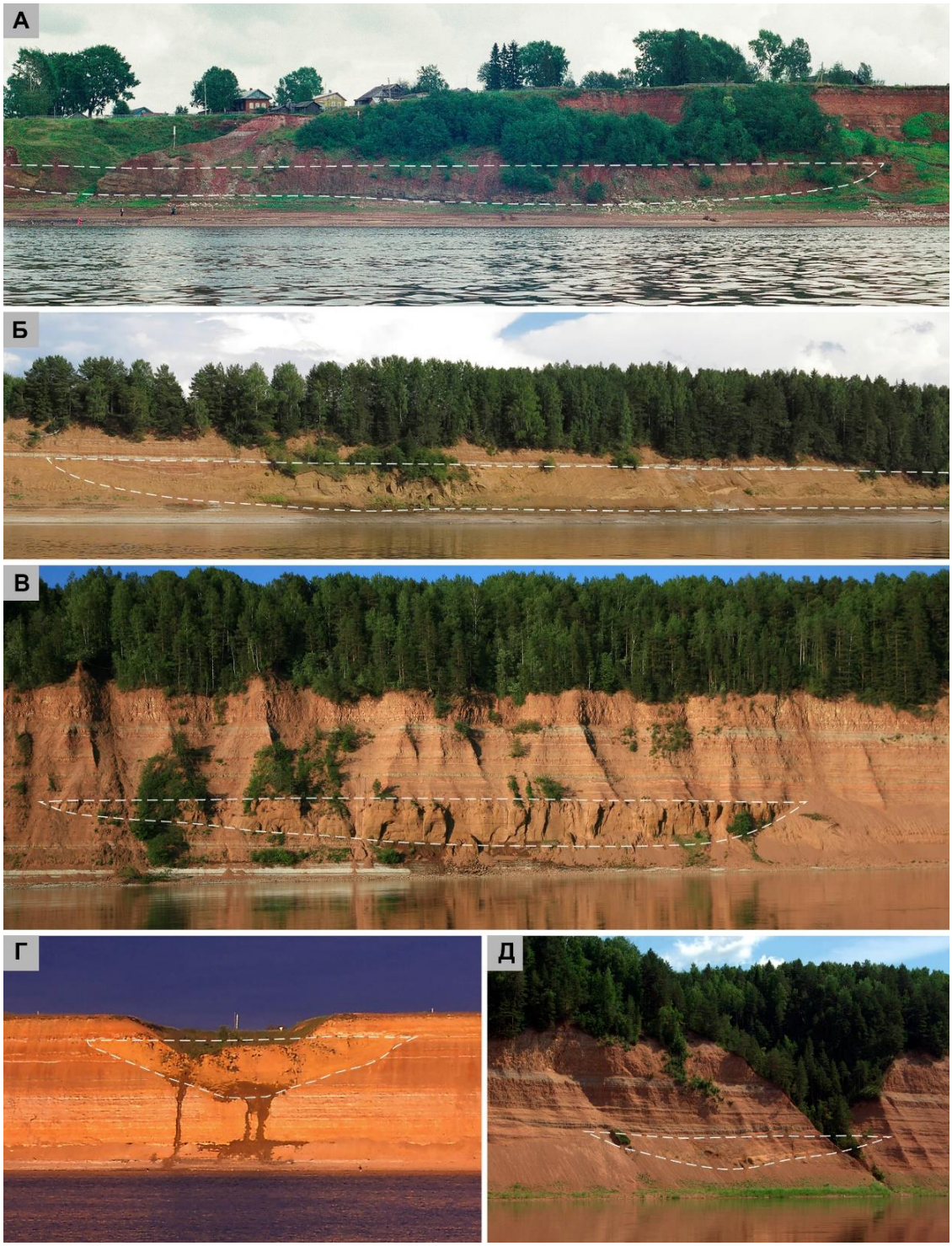


Рис. 43. Крупные песчаные линзы саларёвской свиты.

А – линза Аристово, P_3vt_2, полная протяженность 200 м, мощность 7,5 м, фото 1993 г.

Б – линза Савватий, P_3vt_2, видимая протяженность 250 м, мощность 12 м, от левого (северного) борта отходит пластовый песчаник мощностью 3 м (см. рис. 33Е).

В – линза Климово-2, P_3vt_1, протяженность 200 м, мощность 12,5 м, фото В.В. Буланова.

Г – линза Соколки, P_3vt_2, протяженность 60 м, мощность 10,5 м, выемка в кровле – место многолетних раскопок В.П. Амалицкого.

Д – линза Климово-1, P_3vt_1, протяженность 70 м, мощность 8,5 м, фото Д.С. Копылова.

Более протяженные линзы с отношением L/H=20–60 отличаются субгоризонтальной, слабоволнистой подошвой, близкой к горизонтальному уровню, с одним более крутым, другим

более пологим бортом (углы наклона ~25° и ~5–10° соответственно, рис. 43, А, В, линзы Климово-2, Аристово). Наблюдается боковое приращение серий, наиболее отчетливо – в линзе Савватий (рис. 19; 43, Б), где 60% видимого объема линзы слагает крупная диагонально-слоистая серия.

Уровень вреза одновозрастных линз меняется не более чем на несколько первых метров по разрезу, что позволяет рассматривать их в рамках единой седиментационной модели. Общую систему формируют шесть линз ровдинской пачки саларёвской свиты (рис. 4, 17). В них наблюдается постепенный переход к вышележащим алеврито-глинистым породам, которые перекрывают пески и залегают согласно во вмещающих отложениях. Аналогичную седиментационную систему образуют линзы нижнего уровня саларёвской пачки – Соколки (Arefiev et al., 2015a), Савватий, Аристово (рис. 19) и др.

Пластовые конгломерато-песчаные отложения распространены в вохминской и красноборской свитах. В Северодвинской группе обнажений они достигают 1,5 км по протяженность (рис. 21, линза Фаустово), в долине р. Ветлуга – 4 км (рис. 25, р-н с. Спасское, сечение как минимум на протяжении 2,5 км в крест преобладающему направлению потока).

Мощность до 24 м (линза Пермогорье). Неполная обнаженность не позволяет установить морфологию индских пластовых песчаных тел, вместе с тем ясно, что отношение L/H в них достигает 75 (Вознесенье, р. Ветлуга) и даже 500 (рис. 25, район с. Спасское), что значительно превышает аналогичные показатели для линз северодвинского и вятского ярусов.

Характеристики крупных конгломерато-песчаных комплексов не вызывают сомнений в их русловом генезисе. Косослоистые диагональные, желобообразные песчаные серии, характерные для аллювиальных отложений (Allen, 1965; Рейнек, Сингх, 1981; Miall, 2006 и др.), преимущественно юго-западные румбы падения косых серий – показатель преобладающего стока, грубозернистые породы в основании эрозионных врезов – свидетельства заложения русел во время высокоэнергетических событий, показывают развитие речной системы. Профили крупных песчаных линз полдарсской и саларёвской свиты идентичны поперечным профилям русел рек, например, в современной дельте р. Волга (Геология дельты…, 1951).

Сравнение с современными обстановками позволяет диагностировать три типа пермо-триасовых русел.

1. Изолированные песчаные линзы полдарсской и саларёвской свит демонстрируют признаки современных русел пойменной многорукавности (anastomosing river). В случае низкого отношения L/H реконструируется их прямолинейный характер (линзы Соколки, Климово-1). Отчетливые границы русловых и пойменных отложений демонстрируют стабильные берега и низкоэнергетическую динамику потока. Заложение рукавов реконструируется при миграции русел путем отчуждения, когда прорывы прируслового вала при высоких паводках приводили к формированию нового ложа, выгодного для потока. Часть крупных линз при относительно высоком отношении L/H демонстрирует боковое приращение осадка в слабо извилистом русле (линза Савватий).

Модель разветвленной речной системы с пойменной многорукавностью объясняет важную особенность пермских линз, на которую не раз указывали исследователи, что они «вплетены» во вмещающие отложения (Молин и др., 1986), «подвешены» к перекрывающим породам (Верзилин и др., 1993), (рис. 44). Строение подобных линз отражает три фазы их формирования. 1). Образование эрозионного вреза и начало накопления линз реконструируется при относительно высокоэнергетическом паводке, когда размывались пойменные отложения и закладывалось новое русло. 2). Впоследствии часть пойменных отложений, вмещающих линзу, накопилась одновременно с песчаными породами русла. 3). После отмирания речного рукава песчаные отложения перекрывались тонкими пойменными осадками, которые закрывали предшествующие русловые и пойменные отложения единым слоем. В итоге пермские линзы отражают заложение, активную фазу и отмирание/захоронение русла многорукавной речной системы пойменного типа.

Углеродистые слоистые алевропелиты часто ассоциируются с разветвленными реками пойменной многорукавности – отражают эпизод отмирания рукавов, когда в нефункционирующих руслах возникали «старичные» озера и заполнялись тонким осадком. Кости рыб и тетрапод в темно-серых алевропелитах подтверждают стабильную водную среду (Arefiev et al., 2015a; Арефьев и др., 2016б). В итоге темно-серые слоистые алевропелиты отражают развитие «старичных» озер с плохо насыщенной кислородом придонной областью, где захоранивалась мортмасса.

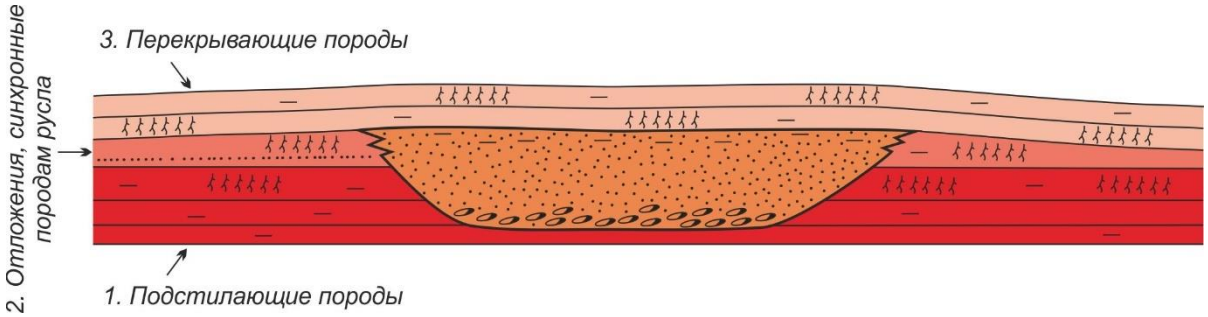


Рис. 44. Формирование песчаной линзы при заполнении русла разветвленной реки с пойменной многорукавностью (anastomosing channel), обобщенные данные для линз ровдинской пачки саларёвской свиты (см. рис. 17).

Низкий уклон современных рек с пойменным типом многорукавности сближает их с дельтовыми равнинами. Между тем в отличие от настоящих дельт реки данного типа могут развиваться на значительном удалении от устья и способны формировать сеть из отдельных русел, которые ниже по течению вновь сходятся вместе (Rust, 1981). Признаки подобных рек в разрезе не доказывают, что отложения накопились на дельтовой равнине в районе взаимодействия речных и прибрежных процессов и более достоверным указанием на дельтовый генезис многорукавных русел следует считать их промежуточное положение между синхронными отложениями бассейнового и континентального генезиса.

2. Аномальные характеристики пластовых конгломерато-песчаных комплексов – такие как значительная протяженность, повышенная мощность конгломератов, их замещение по разрезу

таблитчатыми диагонально-слоистыми сериями, многочисленные локальные размывы при подчиненном значении песчаных желобообразных косослоистых серий типичны для современных рек с осередковой многорукавностью (braided river, Miall, 2006) и указывают на развитие высокоэнергетических русел, транспортирующих крупный материал тягой.

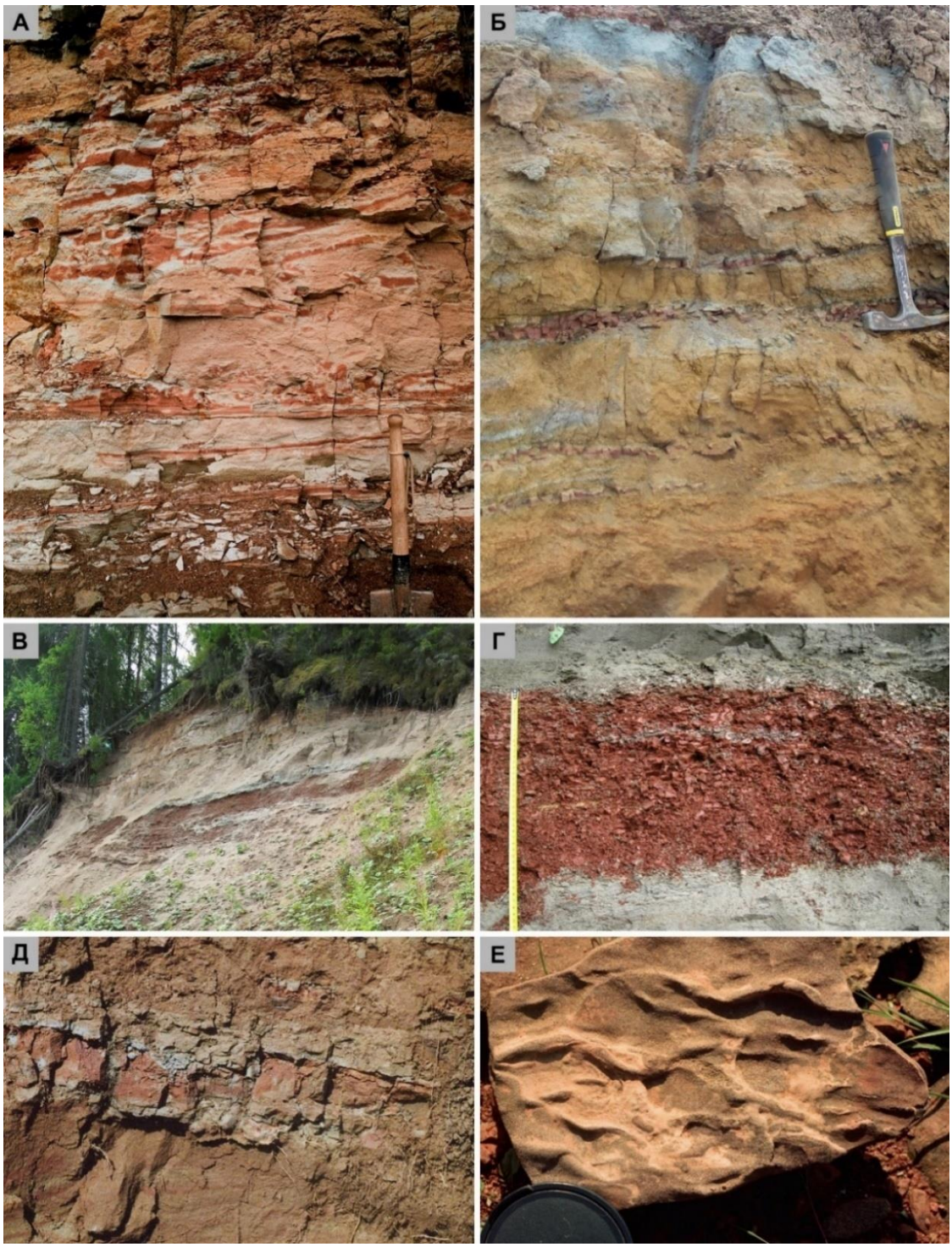


Рис. 45. Линзы глин в русловых песках.

А, Б – тонкие линзы глин в верхних частях крупных русловых врезов, заполненных гравийно-песчаными отложениями, саларёвская свита, P_3vt_2, А – Кузино сл. 154/10, Б – Аристово, Аристовская линза.

В, Г – наиболее мощные линзы красноцветных глин; В –вохминская свита, T_1in_1, Путятино – Ряби, мощность линзы 3 м; Г – T_1ol_1, слудкинская свита, Бол. Слудка, мощность линзы 0,35 м.

Д – линза красноцветной глины в песке мощностью 5 см и слепки борозд выпахивания в кровле аналогичной линзы (Е), вохминская свита, T_1in_2, Вознесенье, р. Ветлуга.

Для конгломерато-песчаных комплексов этого типа характерны линзы глин в среднем 0,05–0,3 м мощностью, залегающие в горизонтально-слоистых песках (рис. 45). Глины массивные или неотчетливо горизонтально-слоистые, с высоким содержанием алеврита, как правило некарбонатные в отличие от других глинистых пород. Содержат остатки конхострак и насекомых (рис. 21, Ананьно=Ёнтала). В кровле отмечены следы выпахивания алеврито-глинистого осадка (рис. 45, Е). Встречаются в саларёвской свите (рис. 45, А, Б), вместе с тем наиболее широко распространены в вохминской свите, достигая 3 м мощности (рис. 45, В). Часто разрушены трещинами усыхания, переходят в уровни с крупными окатышами такой же красноцветной глинистой породы (рис. 31, Д). Окатыши обогащают пески и конгломераты (рис. 28, В, Г, Фаустово, Пермогорье, Балебиха, Ряби).

Линзы глин в русловых песках интерпретируется как прослои заиления – результат обильного выпадения ила после снижения энергии потока в межпаводковые периоды, что характерно для современных рек семиаридных районов (Abdullatif et al., 1989; Твердохлебов, 2011; Ward, 1988). Осушение прирусловых отмелей приводило к развитию в глинистых прослоях трещин усыхания и их деструкции, тогда как возобновление флювиальных условий – к захоронению глин под новыми порциями песков или к переотложению продуктов разрушения в форме глинистых окатышей и щебня, как встречается в пластовых песчаных телах индского возраста.

3. Для преимущественно песчаных пластовых тел в случае достоверной латеральной миграции потока и разнонаправленных косослоистых серий реконструируются меандрирующие русла. В геологической летописи меандрирующие русла диагностируются по боковому приращению осадка, что отражается в последовательном сдвиге поверхностей напластования или крупных серий по латерали в общем направлении (Miall, 2006). Боковое приращение осадка происходит в ходе постоянного смещения меандр, в результате чего формируются пластовые песчаные тела, значительно превышающие в поперечном сечении ширину русла, как наблюдается в вохминской свите.

5.2.2. Пойменный тип континентальных отложений

Литотипы преимущественно алеврито-глинистого состава, ассоциирующие с песчаными линзами или песчаными пластовыми телами – то есть накопившиеся вблизи речных русел, интерпретируются как пойменные отложения. К ним относится основная часть ленточно-слоистых алевропелитов – осадки сезонно-затопляемой поймы. Относительно маломощные пески в среднем 0,3–1,5 м, которые отходят в виде «крыльев» от крупных песчаных линз – покровные пески, также ассоциируются с породами пойменного генезиса, рассматриваются как накопившиеся во время прорывов прирусловой вала (Makaske, 2001.

Массивные глины, обогащенные Fe(III), также часто ассоциированы с русловыми песчаными комплексами – подстилают или перекрывает их, и первоначальное накопление породы также

реконструируется в зонах паводкового разлива. Вместе с тем литотип демонстрирует трансформацию в аэральных- и субаэральных обстановках, как показывают пятна оглеения, связанные с инситными корнями, и педогенные карбонатные нодули, характерные для зрелых палеопочв (Иноземцев, Таргульян, 2010). Зоны оглеения, не связанные с корнями, указывают на локальные восстановительные условия, возникавшие при разложении захороненного органического материала (Retallack, 1997), например, в осадках пойменных озер или в болотах. Дугообразные знаки ударов на кварце, зерна с раковистым изломом указывают на эоловый перенос (Vos et al., 2014). Комплекс данных показывает полигенетическое происхождение массивных красноцветных глин при накоплении их основного объема в зоне паводкового разлива. Первоначальное накопление материала могло происходить из взвеси на временно-затопляемых участках или в пойменных озерах, в том числе во время интенсивных (катастрофических) паводков, характерных для аридных и семиаридных районов (Твердохлебов, 2011). В последующем наступала экспозиция в суб-аэральных обстановках и был возможен значительный привнос эоловой пыли – важной составляющей при накоплении красноцветной пермо-триасовой формации ВЕП (Твердохлебов, Шминке, 1990; Tverdokhlebov et al., 2002; Newell et al., 2010; Муравьев и др., 2016).

Рис. 46. Гидрогенные карбонатные конкреции (P_3vt, саларёвская свита).

А, Б – крупные карбонатные конкреции, в том числе субвертикальной ориентации; А – P_3vt_2, Савватий, сл. 46/8; Б – P_3vt_1, Верхнее Федосово, стратиграфический аналог сл. 41/6 в обн. Яйково.

В – мозаика микрита и микроспарита включает плавающие корродированные зерна, указывающие на сегрегацию карбоната во фреатической зоне, P_3vt_2, Верхнее Кузино, сл. и шл. 158/10, николи +.

Линейка: В – 0,5 мм.

Стоит отметить, что преимущественно с пойменными отложениями ассоциированы карбонатные конкреции, встречающиеся наиболее часто в саларёвской свите (рис. 46). Они

залегают в породах как преобразованных педогенезом, сохраняя их окраску и отпечатки инситных корней, так и в алеврито-глинистых осадках, песках без следов педогенной трансформации, то есть не демонстрируют обязательной приуроченности к почвенным профилям. В обнажении формируют выдержанные уровни, где достигают максимальных размеров (рис. 46, А, Б). Сохраняют резкие границы по отношению к вмещающим породам. В сложно-составных конкрециях присутствуют зоны микрита, микроспарита, спарита, реликтовые остатки почвенной глинистой плазмы, в том числе с железистыми и карбонатными нодулями, включают многочисленные кристаллокласты, которые отражают состав и распределение песчаной и алевритовой фракции во вмещающих отложениях (рис. 46, Ж). Комплекс признаков указывает на сегрегацию кальцита во фреатической зоне под давлением, запрещавшим вытеснение лито- и кристаллокластов из зоны сегрегации кальцита.

Карбонатные конкреции интерпретируются как гидрогенные карбонаты, не имеющие отношения к времени осадконакопления и сформированные после седиментации за счет привноса ионов кальция, карбонат- и бикарбонта-ионов капиллярным током из грунтовых вод (Mack et al., 2000; Alonso-Zarza, 2003; Hanneman, Wideman, 2010; Голубцов, 2017). Между тем в случае их сегрегации в вятском веке причиной их широкого развития можно предполагать высокое положение грунтовых вод.

5.2.3. Озерный тип континентальных отложений с карбонатной и терригенной седиментацией

Массивные, слоистые, онколитовые известняки и связанные с ними взаимными переходами мергели и глины, обедненные Fe(III), отражают озерные среды с карбонатной седиментацией, распространенные на рубеже аквальных и субаэральных обстановок. Предельно мелководные условия их накопления ярко иллюстрируют массивные ризоидные известняки с корнями in situ и следовыми дрожками тетрапод. Массивные известняки соединяют в себе черты, как унаследованные от озерного материнского материала – первичную седиментационную слоистость, содержат раковины остракод, так и признаки, связанные с его педогенной трансформацией в субаэральных условиях – корневые каналы, следы дробления и брекчированность, что указывает на разрушение литифицированной породы во время педогенеза (Freytet, 1973; Platt, 1989; Platt, Wright, 1992; Alonso-Zarza, 2003; Tanner, 2010). Наиболее близким современным седиментационным аналогом среды формирования массивных известняков служат сезонно-обводненные / сезонно-пересыхающие водно-болотные угодья маршевого типа в национальном парке Эверглейдс (Everglades) во Флориде (Platt, Wright, 1992). Аналогичную карбонатную породу с корнями in situ, встречающуюся в геологической летописи, вслед за Н.Г. Платтом и В.П. Райтом принято называть болотными (палюстринными) известняками (palustrine, Platt, Wright, 1992; Alonso-Zarza, 2003; Tanner, 2010). Вместе с тем садка карбонатного ила, ставшего материнским материалом для них в позднепермское время, происходила в водной среде,

его дальнейшая эволюция в субаэральных условиях зависела от амплитуды температурных колебаний и продолжительности сухого сезона (Platt, Wright, 1992; Freytet, Verrecchia, 2002). Первоначальный генезис массивных ризоидных известняков реконструируется в мелководных озерных обстановках.

Слоистые известняки интерпретируются как отложения мелководных в различной степени солоноватоводных озер, подверженных влиянию флювиального стока. Образование псевдоморфоз аллохтонных корней, характерных для данного литотипа, предлагается рассматривать по аналогии с формированием иллювиальных карбонатно-глинистых кутан в пермских камбисолях (Иноземцев, Таргульян, 2010), поскольку характеристики тех и других показывают общность процессов, которые привели к их появлению. Корневые псевдоморфозы в слоистых известняках интерпретируются как результат: 1) выхода озерного ила с остатками корней на аэральную поверхность, 2) его литификации, 3) заполнения пор от корней натечным глинистым материалом из вышележащих терригенных отложений, подверженных палеопедогенной трансформации.

Литотипы озерных карбонатных пород ассоциированы с тонкослоистыми алевропелитами, широко распространенными в полдарсской свите. Формирование исходных для них осадков происходило в мелководных озерах. Часть ленточно-слоистых алевропелитов и кварцевые покровные пески полдарсской свиты тоже интерпретируются как озерные отложения.

С комплексом озерных отложений связаны черные глины, получившие распространение в верхней половине саларёвской свиты. В отличие от известняков черные глины не демонстрируют признаков осушения, исходные для них осадки формировались в стабильных озерных обстановках, достаточных, чтобы в них развивалась богатая экосистема и не окислялся органический материал, что указывает на наиболее гумидные условия при их накоплении.

В целом при доминирующем значении в вятских разрезах красноцветных пород предельно мелководные озерные отложения прослеживаются в них на расстояние до 60 км, что наглядно иллюстрирует масштабы соответствующих седиментационных обстановок.

5.2.4. Плайевый тип континентальных отложений

Алеврито-глинистых брекчии с глинистыми кутанами, единичными корнями, их ассоциация с тонкослоистыми алевропелитами, испытавшими деструкцию исходной горизонтальной слоистости, указывают на субаэральную трансформацию осадка без глубокого почвообразования в обстановках засушливых равнин. В контексте континентальной красноцветной формации генетически к подобным породам наиболее близки плайевые отложения, то есть отложения бессточных внутриматериковых котловин аридной зоны, остающихся сухими основную часть года (Briere, 2000; The Regolith Glossary…, 2001), а также плайевых озер – внутриконтинентальных бессточных водоемов, обводненных большую часть года, занимающих центральные части плайевых котловин (Briere, 2000). Отдельные текстуры, демонстрирующие ломаную горизонтальную слоистость (рис. 34, В; рис. 30, Б), могут интерпретироваться как свидетельства

соленых илистых отмелей, типичных для плайевых обстановок, которые характеризуются многоактным выпадением эвапоритов и их растворение при следующих паводках с нарушением исходной слоистости (Tunbridge, 1984; Porter, Gallois, 2008; Legler et al., 2011; Simplicio et al., 2016).

В целом свидетельства предельной мелководности озерных карбонатных отложений – трещины усыхания, корни in situ, онколиты по раковинам бивальвий, следовые дорожки тетрапод на карбонатном иле – логично сочетаются с распространением плай. При изменении климата в современной геосфере в сторону аридизации озера, питающиеся метеорной водой, становятся пересыхающими, их котловины заполняются только в сезон паводков/дождей и седиментационные системы плайевое озеро – плайя превращаются в плайи, характерные для аридных – семиаридных обстановок.

5.2.5. Педогенный тип трансформации пойменного алеврито-глинистого осадка

Почвенные профили, сформированные на алеврито-глинистой материнской породе, представлены последовательностью горизонтов от А, обогащенного $C_{орг}$ (47, А) через ряд переходных элювиальных глеевых (Egk, BEwgk) и иллювиальных (Bwgt, BCk) горизонтов до неизмененной материнской породы С. Дифференциация материала демонстрирует закономерные изменения сверху вниз согласно вертикально-ориентированным морфологическим элементам. Наиболее ярко наблюдается уменьшение густоты корневой системы и степени оглеения от 100% до минимальной. Обильные бледно-голубоватые зоны оглеения часто субвертикальные, образуют вертикальные прикорневые трубки вокруг инситных корней (рис. 47, В, Г).

Верхний оглееный горизонт может демонстрировать волнистое залегание, повторяющее рельеф палеоместности (рис. 47, Д; 50, Д). Полностью или частично оглееные горизонты характеризуются многочисленными внутриагрегатными порами (рис. 48, Г, Д; рис. 51, Б, В). Наиболее крупные из них – отпечатки инситных корней, окаймлены оглееной плазмой (рис. 48, Г; рис. 51, В) с микрочешуйчатым строением (рис. 48, А, Б). Иллювиальные железисто-глинистые кутаны диагностируются по характерной светимости и погасанию в скрещенных николях (рис. 48, Е, З). Железисто-глинистая плазма включает железистые стяжения (рис. 48, Д, Ж; рис. 51, Б).

Педогенные карбонаты распространены в переходных и иллювиально-карбонатных горизонтах (рис. 49; 51, Г–З). Карбонатные нодули сложены микритом, иногда микроспаритом, характеризуются как резкими, так и постепенными границами, как включают, так и не включают алевритовые зерна пылеватого скелета почвы даже если вмещающая глинистая плазма обогащена такими, наиболее однородные достигают первых см в диаметре.

Пестроцветные камбисоли, идентичные описанным в Климовском и Саларёвском педокомплексах, широко распространены в полдарсской, саларёвской и вохминской свитах. Формируют педокомплексы, представленные профилями разной степени зрелости, залегающими друг над другом. В вохминской свите слагают полные интервалы между русловыми песчаными отложениями и достигают суммарной мощности 19 м (рис. 25).

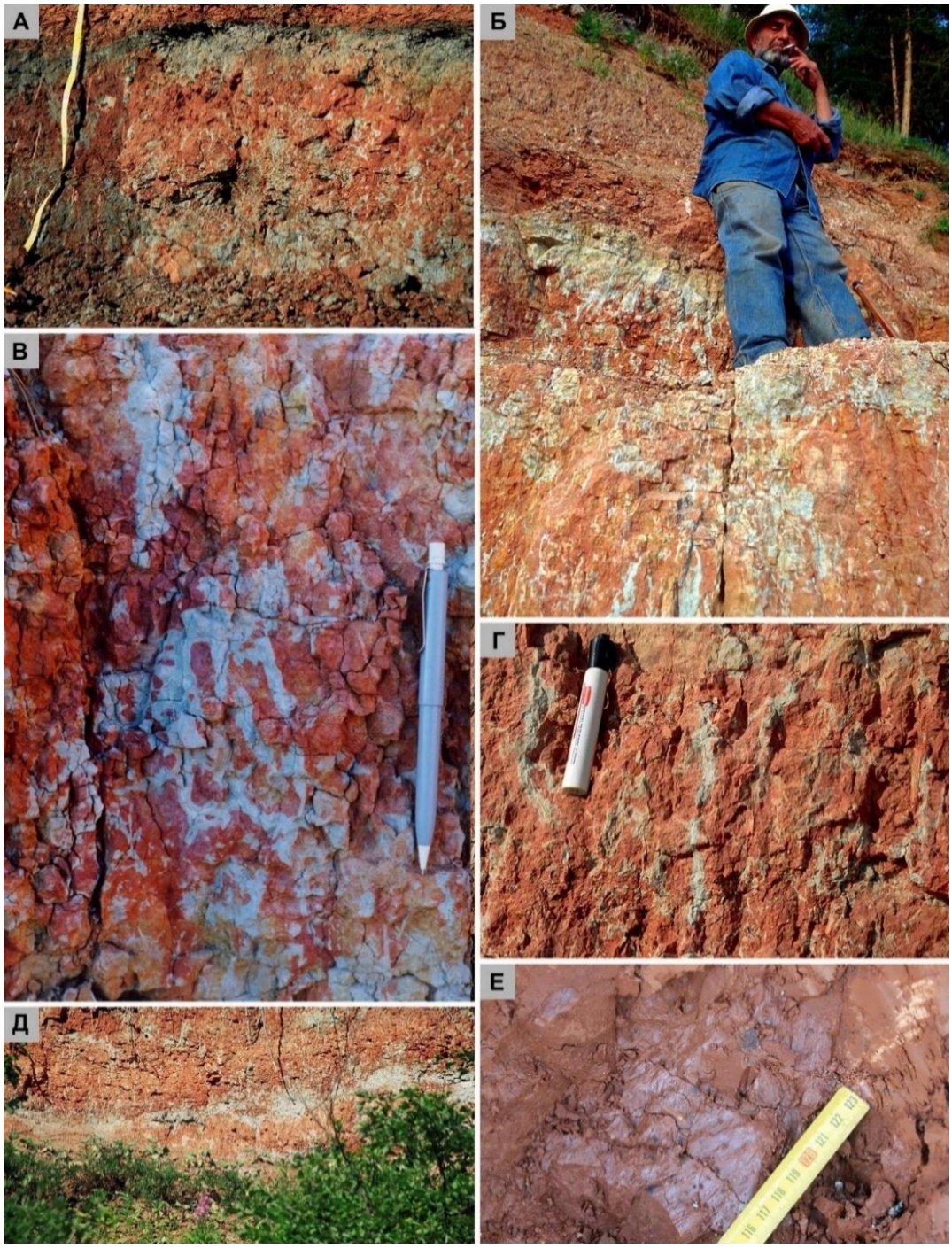


Рис. 47. Макроморфология пермских камбисолей, саларёвская свита, P_3vt, Северодвинская группа обнажений.

А – камбисоль К5 Климовского педокомплекса, в верхней части залегает аккумулятивно-элювиальный горизонт AEg, обогащенный $C_{орг}$, сл. 37/56 – 37/58, длина рулетки 50 см.

Б – В.О. Таргульян стоит на кальциевой камбисоли К3 Климовского педокомплекса, хорошо читается профиль К3 (внизу) и К4 (в центре снимка), см. полностью оглеенный верхний элювиальный горизонт Egk профиля К4, вертикальные глеевые трубки вокруг инситных корней элювиально-иллювиально-глеевого горизонта EBwgk профиля К3; сл. 37/52 – 37/55.

В – глеевые трубки элювиально-иллювиально-глеевого горизонта EBwgk вокруг инситных корней, профиль К3 Климовского педокомплекса, сл. 37/52, карандаш 12 см.

Г – глеевые трубки иллювиально-глеевого горизонта Bwgk повторяют субвертикальную ориентацию инситных корней, маркер длиной 10 см.

Д – волнообразный глеевый горизонт отражает впадину палеорельефа около 10 м в диаметре, Саларёво, Саларёвский педокомплекс.

Е – сликенсайды в горизонте Bwk, Волчий Ручей (р-н с. Пермогорье).

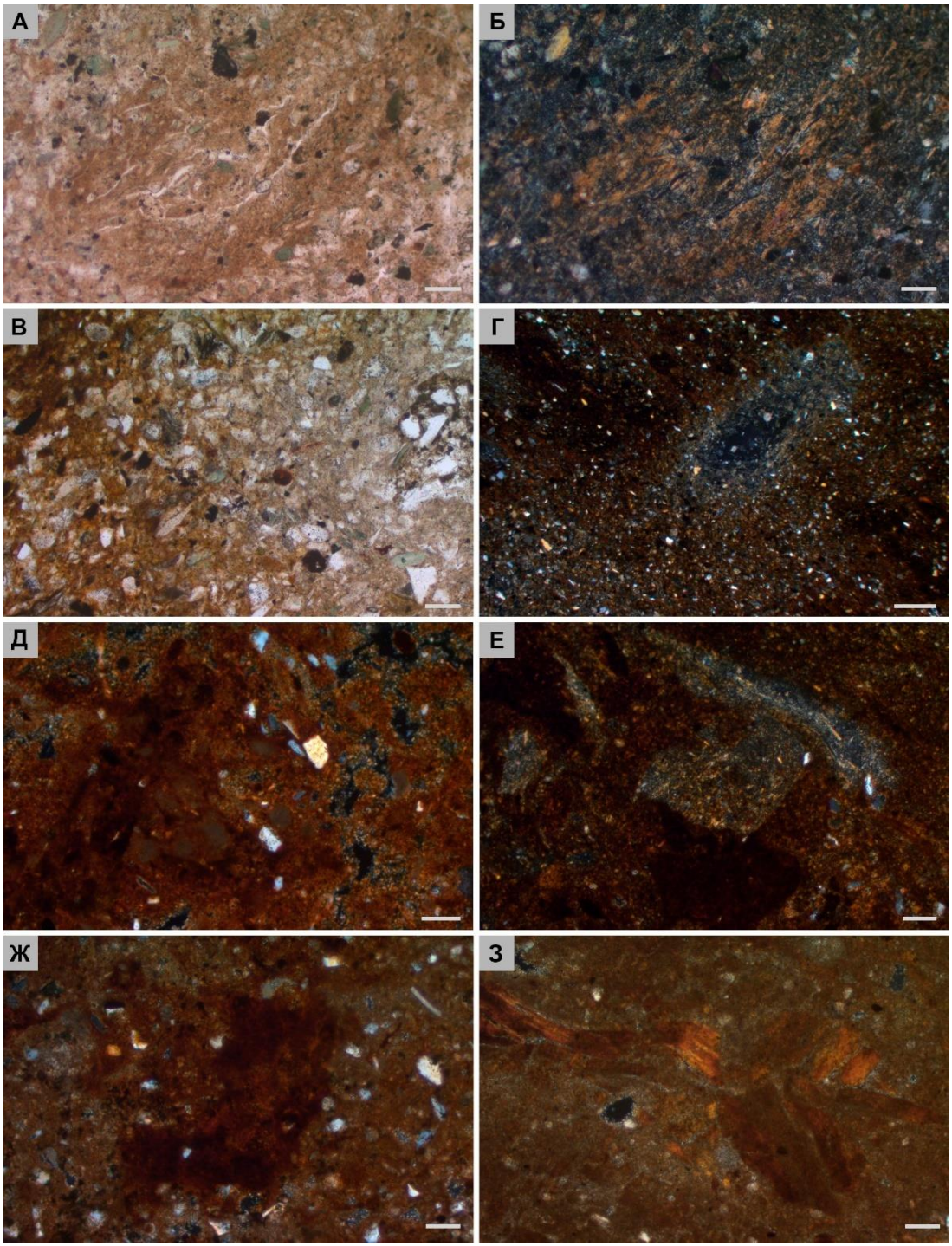


Рис. 48. Микроморфология камбисолей, Северодвинская группа обнажений.

А, Б – оглеенная глинистая плазма, вохминская свита, P_3vt_2, Недуброво, сл. и шл. 133/11.5, А – николи ||, Б – николи +.

В, Г – Климовский педокомплекс, профиль К2, сл. и шл. 37/51; В – переход от железисто-глинистой почвенной массы к глеевой прикорневой трубке, николи ||; Г – горизонтальное сечение корневого канала, выделяется оглеенная плазма, см. железистые стяжения, николи +.

Д – красноцветная почвенная масса с внутри-агрегатными порами, Климовский педокомплекс, профиль К7, сл. и шл. 37/61-1, николи +.

Е – глинистая волокнистая кутана и глеевые пятна с микрочешуйчатым строением оглеенной плазмы, саларёвская свита, Климово, сл. и шл. 37/68, николи +.

Ж – железистое стяжение в почвенной массе, саларёвская свита, P_3vt_1, Яйково, сл. и шл. 41/10-2, николи +.

З – иллювиальная железисто-глинистая кутана, саларёвская свита, Балебиха, P_3vt_2, сл. и шл. 151/6.2-1, николи +.

Линейка – 0,1 мм, Г – 0,5 мм.

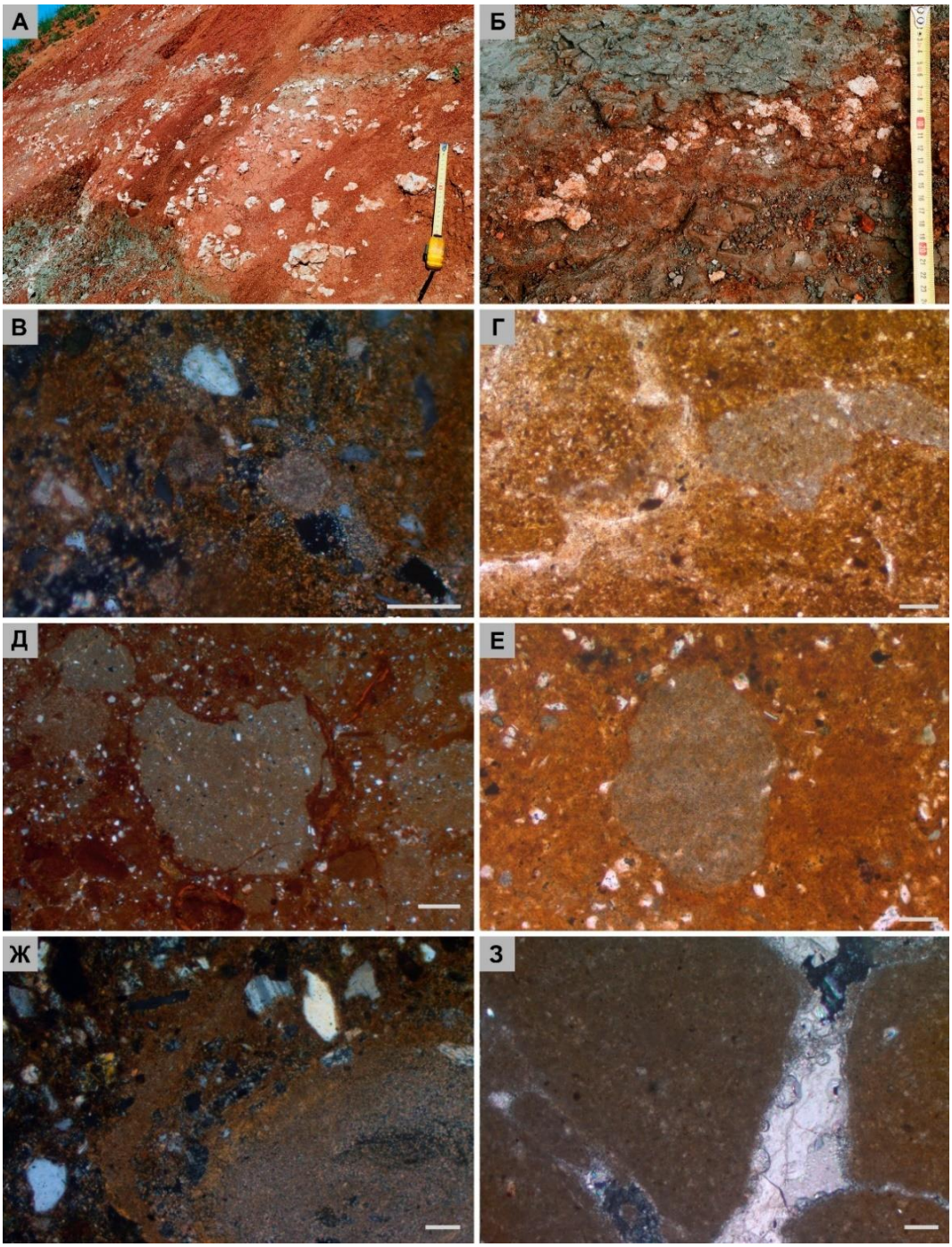


Рис. 49. Педогенные формы карбонатов пермских камбисолей, Северодвинская (А–Д, Ж, З) и Ветлужская (Е) группы обнажений.

А, Б – педогенные карбонатные нодули горизонтов EBgk, саларёвская свита, P_3vt_2; А – Аристово, сл. 42А/8, рулетка выдвинута на 20 см; Б – Кузино, сл. 154/2, вверху — глеевый горизонт Eg.

В – изометричные карбонатные нодули в пористой железисто-глинистой почвенной массе, саларёвская сита, P_3vt_1, Яйково, сл. 41/10, шл.41/10-2, николи +.

Г, Д – кабонатные нодули в почвенной массе с пылеватым скелетом, саларёвская свита; Г – P_3vt_1, Климово, сл. 37/66, шл. 37/66-2, николи ||; Д –см. иллювиальные железо-глинистые кутаны вокруг нодулей, P_3vt_2, Балебиха, сл. 151/8, шл. 151/8-1, николи +.

Е – карбонатный нодуль, вятская свита, P_3vt_2, Богородское, сл. и шл. 95/1, николи ||.

Ж – сегрегация педогенного карбоната в железисто-глинистой плазме, саларёвская свита, P_3vt_1, Яйково, сл. 41/3, шл. 41(2016)/3-2, николи +.

З – карбонатные нодули объединены спаритом в конкрецию, саларёвская свита, P_3vt_1, Климово, сл. 37/52, шл. 37/52-2, николи +.

Линейка – 0,1 мм, Д – 0,5 мм.

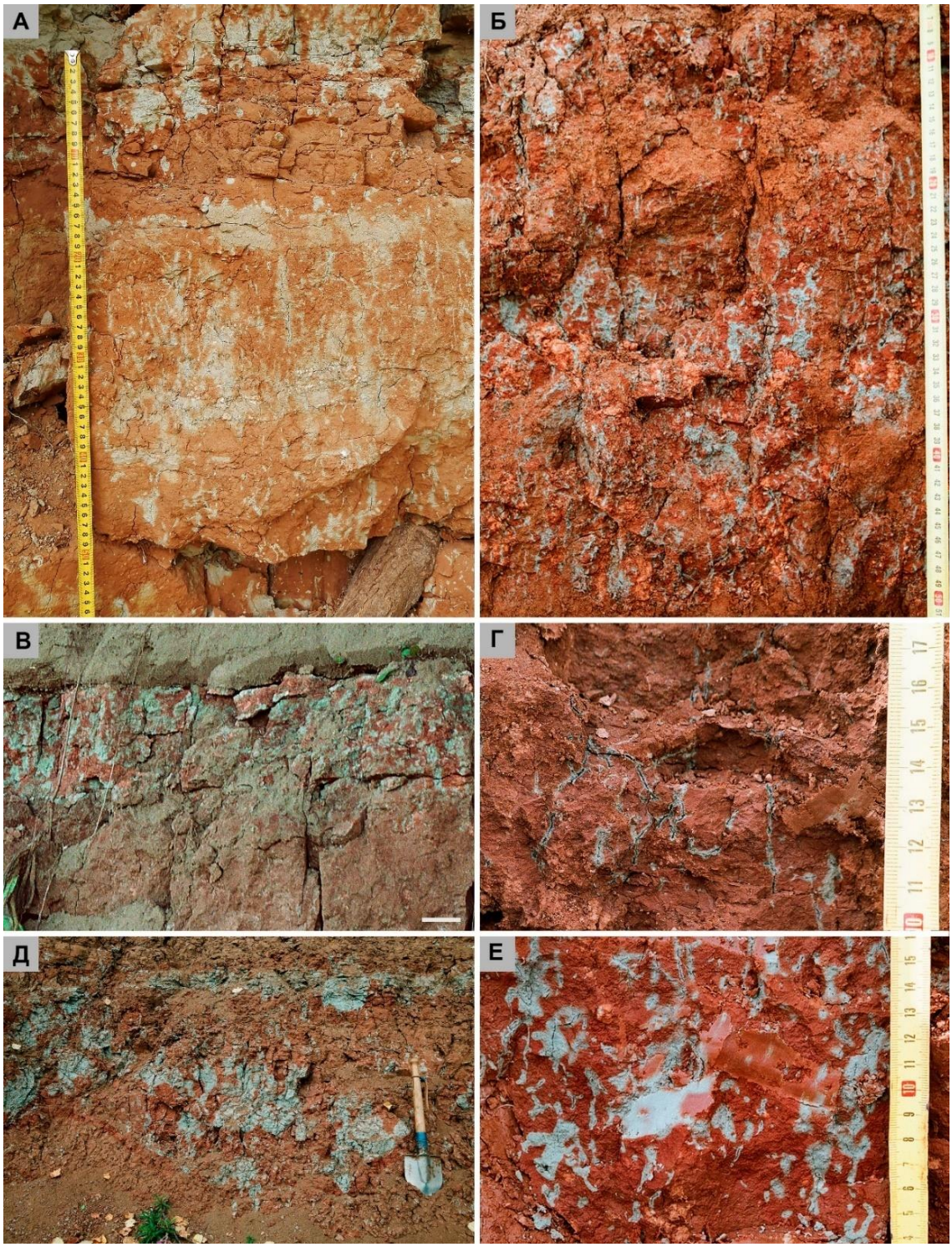


Рис. 50. Макроморфология индских камбисолей, вохминская свита, T_1in, Ветлужская группа обнажений.

А – глеевые горизонты двух кальциевых камбисолей разделены горизонтом Bwgt верхнего профиля с минимальным оглеением, Андреево, сл. 72В/27.

Б – элювиально-иллювиально-глеевый горизонт EBwgk зрелого профиля, глеевые трубки повторяют субвертикальную ориентацию корней in situ, Сарафаниха, сл. 167/4.

В – элювиально-иллювиальный-глеевый горизонта EBg маломощной почвы, развившейся по песчано-глинистой породе в верхней части песчаной пласта, Дмитриево, линейка 5 см.

Г – маломощный иллювиально-глеевый горизонт Bwg начальных стадий педогенеза, Афанасиха, сл. 166/8.

Д – волнистое залегание элювиально-глеевого горизонта Egk, Андреево, сл. 72В/27, длина лопатки – 0,5 м.

Е – иллювиально-элювиально-глеевый горизонт BEwgk, Афанасиха, сл. 166/6.

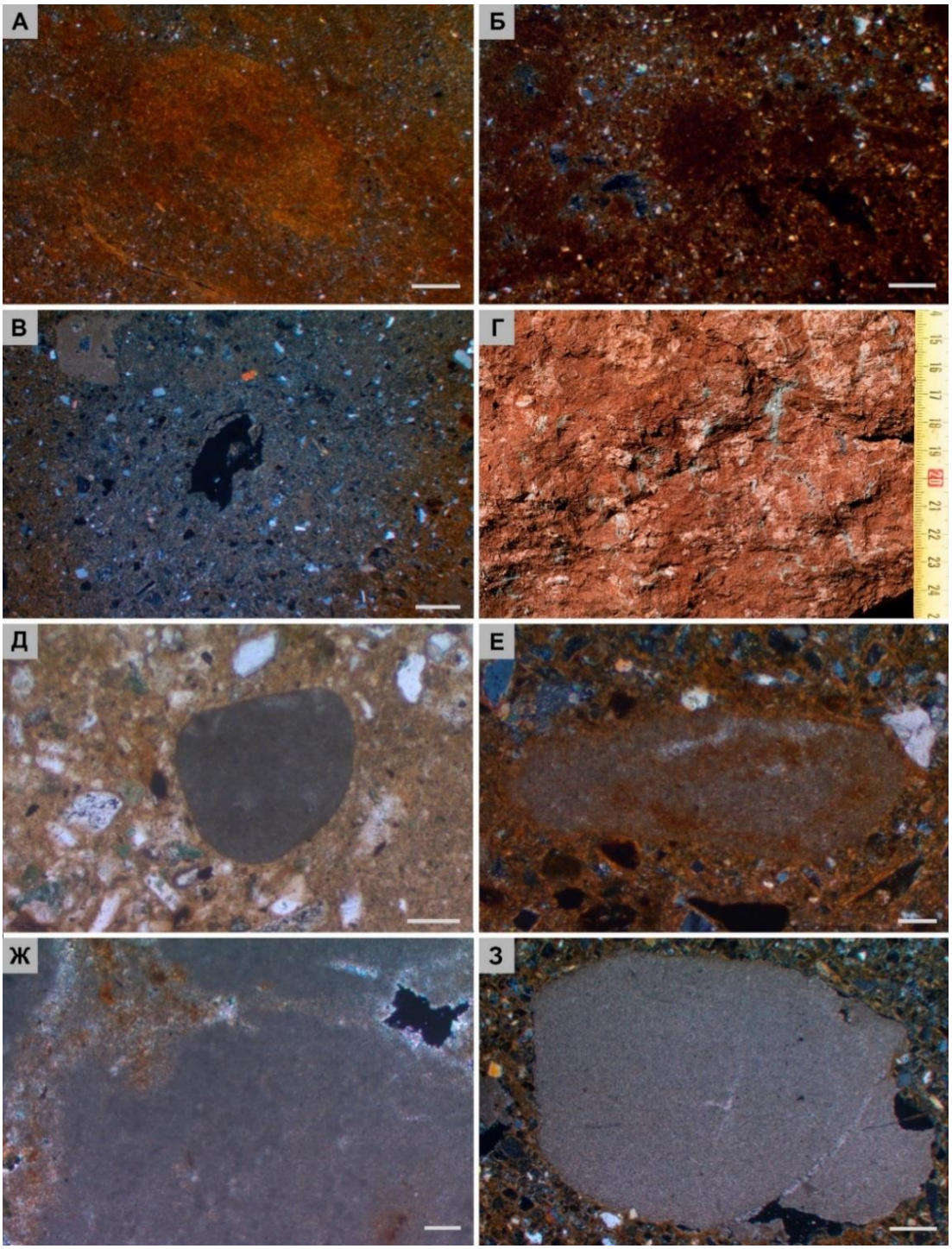


Рис. 51. Микроморфология и карбонатные нодули индских почв, вохминская свита, Ветлужская группа обнажений.

А, Б – железистые стяжения в красноцветной почвенной массе; А – Спасское, сл. 66С/59, шл. 66/59, николи +; Б – Анисимово, сл. и шл. 70/16, николи +.

В – пора от инситного корня и глеевая трубка вокруг нее, вверху слева карбонатный нодуль, Спасское, сл. 66В/1, шл. ОМ САП 4321/103, николи +.

Г – педогенные нодули горизонта EBgk, обн. Афанасиха, сл. 166/16.

Д – педогенный нодуль с резкими границами, Анисимово, сл. 70/19, шл. 70/19(2), николи ||.

Е – педогенный нодуль с постепенными границами, Сарафаниха, сл. и шл. 167/26, николи +.

Ж – составной глинисто-карбонатные нодуль, поры частично заполнены глинисто-карбонатной массой, Сарафаниха, сл. 166/40, шл. 166/40(1), николи +.

З – педогенный нодуль в железисто-глинистой почвенной массе, Спасское, сл. 66С/29, шл. 66/29, николи +.

Линейка: А, Б, В, З – 0,5 мм, Д, Е, Ж – 0,1 мм

Генетические выводы, полученные при исследовании камбисолей Климовского и Стреленского педокомплексов (Иноземцев, Таргульян, 2010), при схожих макро- и микроморфологических характеристиках почвенных профилей позволяют предполагать сходные условия педогенеза и для прочих аналогичных пермо-триасовых почв. Их формирование реконструируется в сезонно-контрастном режиме, при значительном обводнении – в первую очередь верхних горизонтов, во влажные сезоны, при дальнейшем пересыхании в сухие. Отмечается реализация быстрых педогенных процессов, таких как структурообразование, слитизация (развитие зеркал скольжения) и оглеение. Так же, как формирование камбисолей Климовского и Стреленского педокомплексов, генезис схожих с ними палеопочв отразил общий семиаридный – семигудный фон времени педогенеза.

Вместе с тем положение в разрезе палеопочв, сформировавшихся на алеврито-глинистых осадках, показывает в большинстве случаев их формирование в пойменных обстановках, когда накопление материнской породы реконструируется во время периодически-интенсивных паводков. Приуроченность к зонам паводкового разлива заставляет говорить об интрозональности этих палеопочв, когда педогенез отражал скорее локальные особенности местности, чем региональный климат в конкретное время. При активном речном стоке из гумидных районов сходные почвы могли формироваться в разных климатических зонах. Например, клиновидные агрегаты, слагающие в случае интенсивной слитизации горизонт *vertic* (World Reference..., 2022), волнистые формы палеорельефа и сопутствующие им вертикальные трещины в палеопочвах могут указывать на развитие гильгай в пермо-триасовом ландшафте (рис. 47, Д; рис. 50, Д).

5.3. Седиментационная цикличность

5.3.1. Критерии выделения цикличности

В пермской системе в Северодвинском и Ветлужском сводных разрезах ритмично чередуются красноцветные терригенные отложения, в том числе с песками, и светло-серые – белые карбонатные породы, формирующие пачки мощностью до 5,3 м. Ритмичное чередование терригенных и карбонатных отложений указывает на цикличность осадконакопления. Описанные литотипы позволили обосновать критерии выделения циклитов в соответствии с методическими подходами, аналогичными принципам секвенс-стратиграфии, разработанным для терригенных (в том числе континентальных) отложений (Posamentier, Allen, 1999).

Границы между циклитами проводились по поверхностям эрозии в терригенных осадках. Наиболее отчетливые эрозионные поверхности отмечены в основании крупных конгломерато-песчаных комплексов, заполняющих аллювиальные врезы. Соответственно, в наиболее ярко-выраженных случаях в подошвах циклитов залегают грубозернистые галечно-гравийные отложения в согласии с традиционными принципами выделения циклов осадконакопления в континентальных и паралических толщах (Ботвинкина, 1952; Ботвинкина, Алексеев, 1991; Shanley, McCabe, 1994). Менее отчетливо длительная аэральная экспозиция фиксируется в кровле

палеопочв, которые в случае отсутствия русловых отложений также предлагается рассматривать как индикатор границ циклитов в континентальных сериях (Marriott, Wright, 1993; Wright, Marriott, 1993). В озерах показателем падения уровня воды выступают плайевые отложения и песчаные прослои, они рассматривались в качестве критерия выделения цикличности в отложениях, переходных к озерным толщам (Bohacs, Suter, 1997; Carroll, Bohacs, 1999). Таким образом, совокупность седиментационных признаков позволила выделить реперные эрозионные поверхности и синхронные им стратиграфические уровни в различных отложениях. При этом в момент осадконакопления они могли маркировать изохронную поверхность в пределах единого ландшафта. Эти комплексные признаки рассматривались в качестве критериев, по которым выделялась цикличность в различных отложениях.

В итоге границы циклитов проведены: 1) в подошве крупных песчаных тел с грубообломочными породами или по уровню их вреза, если таковые данные можно реконструировать в разрезе, 2) в кровле палеопочв, 3) в кровле алеврито-глинистых брекчий. В случае многократного повторения в узком стратиграфическом интервале однотипных пород, например, алеврито-глинистых брекчий или палеопочв, границы между циклитами проводились по кровле комплексов брекчий или палеопочв. При этом в относительно узком стратиграфическом интервале могли наблюдаться различные типы эрозионных поверхностей и при выделении циклитов понадобилось установить их приоритет друг перед другом в зависимости от степени эрозии и длительности аэральной экспозиции. В наиболее очевидных случаях границы циклитов проводились по подошве русловых конгломератов, песчаников или по уровню руслового вреза. В случае отсутствия подобных пород граница между циклитами проводились по кровле палеопочв или педокомплексов. При отсутствии палепочв граница проводились по кровле алеврито-глинистых брекчий или их комплексов. Если в разрезе присутствовали только озерные отложения, границы проводились по подошве пластовых песков, которые указывали на обмеление бассейна и усиление терригенного сноса с суши. Расчленение уточнялось по данным из соседних обнажений, где педокомплексы или русловые врезы более представительные. Каждая из перечисленных характеристик указывала на максимальную эрозию ландшафта будь то русловые, пойменные или плайевые обстановки, сменяющие друг друга по латерали, что позволило унифицировать критерии выделения цикличности.

В результате в северодвинском ярусе в Северодвинской группе обнажений выделено 12 полных циклитов компенсированного прогиба высшего порядка (Arefiev et al., 2015б), из которых циклиты Sn10, Sn11, Sn12 (S – северодвинский ярус, n – Северодвинская группа обнажений) присутствуют в обнажении Мутовино (рис. 15). В вятском ярусе в Северодвинской группе обнажений выделено 8 циклитов от Vn1 до Vn8 (рис. 15–20; V – вятский ярус, n – Северодвинская группа обнажений). В Ветлужском сводном разрезе выделено четыре циклита в вятском ярусе Vw1 – Vw4 (рис. 21–23; V – вятский ярус, w – Ветлужская группа обнажений), но их последовательность не совпадает с порядковым номером вятских циклитов в Северодвинском сводном разрезе,

поскольку в долине р. Ветлуга отложения вскрываются не от подошвы вятского яруса, а только начиная с его середины. Формально выделенные седиментационные циклиты могут рассматриваться как трансгрессивно-регрессивные.

Аналогичный принцип применен при анализе индских отложений, где нет карбонатных озерных отложений. В индском ярусе Северодвинской группы обнажений выделены 2 первых циклита, в вышележащих отложениях циклиты не выделялись в силу плохой обнаженности. В одновозрастных индских отложениях в Ветлужской группе обнажений, изученных гораздо лучше, выделено 4 циклита Iw1 – Iw4 (рис. 22–27; I – индский ярус, w – Ветлужская группа обнажений). Завершает изученный интервал первый циклит оленекского яруса Ow1.

5.3.2. Архитектура конседиментационного циклита компенсированного прогиба

Унифицированные критерии выделения цикличности подводят к выделению циклитов по общему принципу и разрешают рассмотреть цикличность пермских и триасовых отложений в едином ключе (рис. 52).

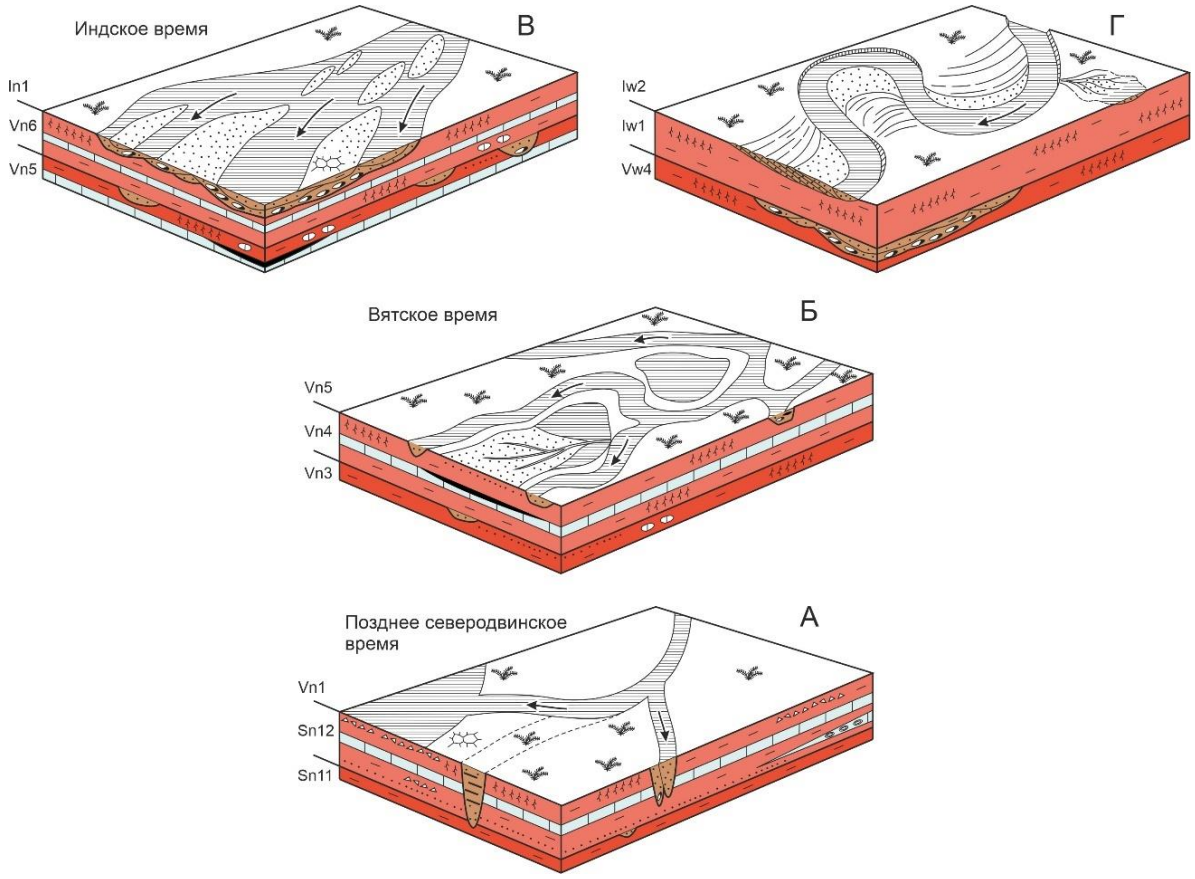


Рис. 52. Верхнесеверодвинские – индские циклиты восточной части Московской синеклизы и их седиментационные модели. Снизу-вверх – омоложение отложений.

А – блок-диаграмма циклита Sn12 (Северодвинская группа обнажений) плайево-озерно-аллювиальной типа, аэральная поверхность отражает начало накопления циклита Vn1 на рубеже позднего северодвинского и раннего вятского времени, по данным обнажений Мутовино, Марьюшкина Слуда, Мыс Бык (см. рис. 14–16).

Б – блок-диаграмма циклита Vn4 (Северодвинская группа обнажений) и модель низкоэнергетической многорукавной речной системы с разветвлением пойменного типа, аэральная поверхность отражает начало накопление циклита Vn5 в позднее вятское время, по данным разрезов Аристово – Кузино – Саватий (см. рис.19).

← К рис. 52 (продолжение)

В – блок-диаграмма циклита Vn6 (Северодвинская группа обнажений) и модель многорукавной речной системы с разветвлением осередкового типа, аэральная поверхность отражает начало накопление циклита In1 в раннее индское время, по данным разрезов Аристово – Балебиха, Фаустово – Пермогорье (см. рис.19, 21).

Г – блок-диаграмма циклита Iw1 (Ветлужская группа обнажений) и модель меандрирующей речной системы, аэральная поверхность отвечает началу накопления циклита Iw2 в позднее индское время, по данным разрезов Асташиха, Прудовка, Афанасиха, Спасское (см. рис.22–25).

Черные линзы в циклитах Vn4, Vn5 – углеродистые глины, обогащенные $C_{орг}$.

Такой подход позволяет рассмотреть циклиты как флювиальные циклотемы, отражающие эволюцию речной системы на востоке МС на рубеже перми и триаса, а также проследить их временную последовательность при переходе к инду.

Для верхнего северодвинского подъяруса бассейна Сухоны и Северной Двины характерен циклит плайево-озерно-аллювиального типа с широко представленными плайевыми и карбонатными озерными отложениями (рис. 52, А).

Озерно-аллювиальный циклит верхнего вятского подъяруса отражает развитие низкоэнергетической речной системы с пойменной многорукавностью (anastomosing river) и обширными областями паводкового разлива (рис. 52, Б). Он включает маломощные озерные карбонатные отложения.

Первый циклит индского яруса бассейнов рек Юг и Сев. Двина залегает на пермских отложениях с видимым глубоким размывом (рис. 52, В). Начало его формирования фиксирует реорганизацию речной системы на границе перми и триаса и развитие высокоэнергетических многорусловых рек с разветвлением осередкового типа (braided river), что сопровождалось накопление наиболее мощных грубообломочных отложений. В индских циклитах нет выдержанных карбонатных пород и терригенные озерные отложения – даже в том случае, если они формировались, несут следы педогенной трансформации.

Циклит верхнего индского подъяруса бассейнов рек Юг и Ветлуга отражает активное развитие меандрирующих русел и формирование протяженных пластовых песчаных тел (рис. 52, Г).

Выводы по 5 главе

Литотипы пород пограничных пермо-триасовых отложений восточной части МС отражают как разнообразие обстановок осадконакопления, так и эволюцию седиментогенеза на рубеже перми и триаса.

В полдарсской свите (верхний северодвинский – основание нижнего вятского подъяруса) наряду с терригенными русловыми отложениями и палеопочвами, сформированными на алеврито-глинистой материнской породе, широко распространены «сверхмелководные» (термин по (Маслов, 1989)) озерные карбонатные отложения с регулярными признаками субаэральной трансформации, такими, как крупные корни in situ *Radicites sukhonensis* Arefiev et Naugolnykh, следовые дорожки

тетрапод *Sukhonopus primus* Gubin et Bulanov, трещины усыхания, брекчированность палюстринных известняков, образовавшихся при литификации карбонатного ила, формирование карбонатно-глинистых кутан – псевдоморфоз по аллохтонным корням. Литотипы карбонатных озерных пород ассоциированы с тонкослостыми алевропелитами предельной мелководности, переходящими в алеврито-глинистые плайевые брекчии – отложения бессточных внутриматериковых котловин аридной зоны, остающихся сухими основную часть года. Ломаная микрослоистость служит указанием на высокую минерализацию плайевых озер, эпизодически возникавшую при смещении общего семиаридного климатического фона в сторону аридизации.

Саларёвская и вятская свиты (основной интервал вятского яруса) сложены преимущественно русловыми и терригенными пойменными отложениями при резко подчиненном значении озерных карбонатных пород. Изолированные русловые линз в Северодвинской группе обнажений, вертикальное или слабо-выраженное латеральное приращение осадка, песчаные «крылья», отходящие от песчаных линз, алеврито-глинистые «пробки» в их кровле, отсутствие таблитчатых диагонально-слоистых серий в гравийно-галечных конгломератах и песках демонстрируют низко-энергетическую речную систему пойменного типа многорукавности с прямыми или слабоизвилистыми руслами. Камбисоли указывают на сезонный гидрологически-контрастный климат, значительное обводнение аэральных пойменных равнин во влажные сезоны и развитие засушливых обстановок в сухие. Наряду с сокращением литотипов карбонатных озерных пород в саларёвской свите широкое развитие получили постседиментационные гидрогенные карбонаты. Время их формирования неопределенное, тем не менее в случае сегрегации в вятском веке их широкое развитие может указывать на высокое положение грунтовых вод. Верхнюю половину саларёвской свиты характеризуют черные озерные глины, которые ассоциируются со стабильными многолетними обстановками, достаточными, чтобы в них развивалась богатая экосистема. Если при переходе от северодвинского времени к раннему вятскому отмечается устойчивый семиаридный климат, то в верхнем вятском подъярусе углеродистые глины выступают свидетельством смещения климатического фона в позднее вятское время в сторону семигумидного.

Смена литотипов пород и их структурно-генетических ассоциаций при переходе к вохминской свите (преимущественно индский ярус) происходит при резком сокращении карбонатных озерных отложений до их полного исчезновения. Отложения представлены наиболее мощными гравийно-галечными конгломератами с кремнями и песчаными породами, которые чередуются с алеврито-глинистыми. Регулярная последовательность: «таблитчатые диагонально-слоистые конгломераты – таблитчатые диагонально-слоистые пески – горизонтально-слоистые пески», линзы глин в русловых песчаниках и продукты их разрушения – признаки импульсивной седиментации и периодического осушения русла, свидетельствуют о высокоэнергетических многорусловых реках с разветвлением осередкового типа. Реконструируются меандрирующие речные системы. Алеврито-глинистые породы представлены в основном пойменными

отложениями, переработанными палеопедогенезом. По макроморфологическим характеристикам индские палеопочвы аналогичны камбисолям нижнего вятского подъяруса, изученным в Северодвинской группе обнажений, соответственно, также указывают на гидрологически-контрастный сезонный климат. Вместе с тем в индском ярусе нет углеродистых глин, в Ветлужской группе обнажений нет углеродистых алевропелитов, отмечены плайевые алеврито-глинистые брекчии. Наряду с высокоэнергетической речной системой общая смена литотипов пород при переходе к триасу не демонстрирует усиление гумидности и свидетельствует о смещении климата в сторону аридизации.

Выделенные литотипы позволяют рассмотреть унифицированные критерии диагностики цикличности, подводят к выделению циклитов по общему принципу и к их анализу в едином ключе, трактуя как флювиальные циклотемы, которые отражают эволюцию речной системы на рубеже перми и триаса. Для верхнего северодвинского подъяруса бассейна р. Сухона характерен циклит плайево-озерно-аллювиального типа с высоким участием плайевых и карбонатных озерных отложений. Озерно-аллювиальный циклит верхнего вятского подъяруса отражает развитие низкоэнергетической речной системы с пойменной многорукавностью и обширными областями паводкового разлива. Он включает озерные карбонатные отложения с углеродистыми глинами. Первый циклит индского яруса фиксирует развитие высокоэнергетических многорусловых рек с разветвлением осередкового типа.

ГЛАВА 6. КЛЮЧЕВЫЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОД И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ АНАЛИТИЧЕСКИХ ДАННЫХ

6.1. Ключевые минералогические и геохимические характеристики

6.1.1. Глинистые и ассоциирующие минералы пелитовой фракции

Глинистые минералы пермо-триасового интервала МС исследовались неоднократно (Лозовский и др., 1968; Блом, 1970; Верзилин и др., 1993; Калмыкова, Назарова, 1994; Кринари и др., 1999). Тем не менее, их систематическое изучение с определением состава ассоциаций, особенностей распределения в разрезах и по площади, с оценкой фациальных изменений, выяснением происхождения основных компонентов и условий их накопления на фоне крупных палеогеографических событий, происходивших на рубеже перми и триаса, не проводилось.

Изученный материал отобран в Северодвинской и Ветлужской группах обнажений. В большинстве образцов, судя по распределению интенсивности рефлексов на дифрактограммах, основная фаза представлена смектитом или смешанослойным иллит-смектитом (рис. 53, 54). В значительно меньших количествах присутствует хлорит, постоянно отмечается слюда (иллит), редко – следы каолинита, в триасе – почти всегда палыгорскит. Вариации этих компонентов отражают распространение глинистых ассоциаций МС на рубеже перми и триаса.

Для позднего северодвинского подъяруса в целом характерна иллит-смектитовая ассоциация. В вятском ярусе распространяется хлорит и ассоциация становится хлорит-смектитовая с низким содержанием слюд (рис. 53, Б, В; 54, В, Г).

Существенные изменения наблюдаются при переходе к индским отложениям вохминской свиты. Здесь растет содержание хлорита, судя по характерному увеличению интенсивности его базальных рефлексов на дифрактограммах. Повышение концентрации хлорита в индском ярусе наблюдается отчетливо как в Северодвинской, так и в Ветлужской группах обнажений.

При сохранении доминирования смектита (иллит-смектита) в пермской части вохминской свиты в составе ассоциации появляется палыгорскит, который фиксируется в следовых количествах. Выше, в индской части вохминской свиты палыгорскит распространен очень широко и, судя по высокой интенсивности его рефлексов, становится одним из основных минералов ассоциации, уступая в количественном отношении только смектиту или иллит-смектиту (рис. 53, А; 54, А). В Северодвинских и Ветлужских обнажениях палыгорскит присутствует во всех красноцветных алеврито-глинистых индских породах и обнаружен в песках (рис. 53, А; обр. 151/9). Таким образом, палыгорскит является типичным компонентом глинистой фракции индского яруса, широко распространенным в восточной части МС. В залегающей над индским ярусом шилихинской свите палыгорскит встречается не в каждом проанализированном образце и можно говорить об уменьшении его концентрации в основании оленекского яруса.

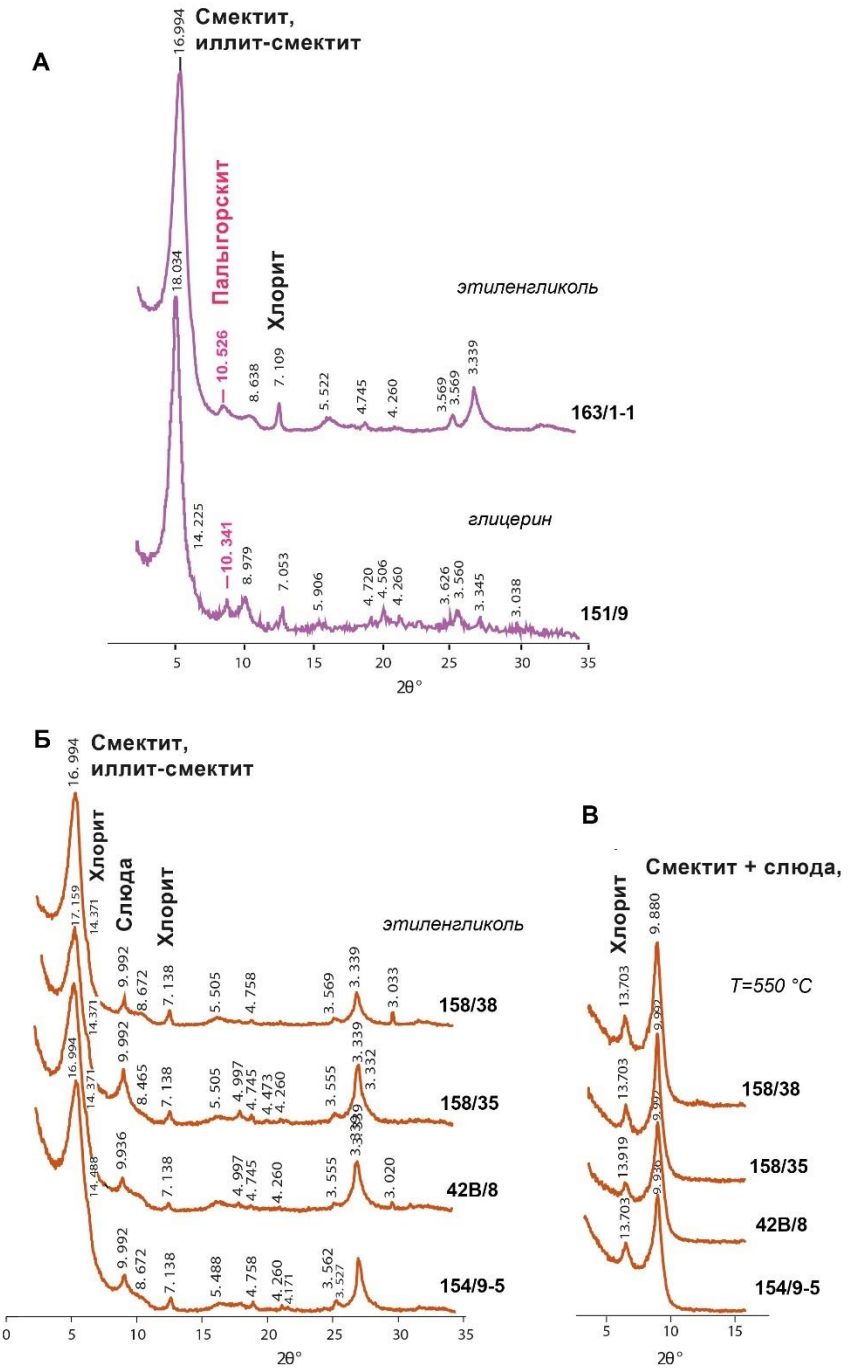


Рис. 53. Различия в ассоциациях глинистых минералов континентальных отложений нижнего триаса (А) и верхней перми (Б, В) на типичных дифрактограммах образцов Северодвинской группы обнажений: А, Б – насыщенных этиленгликолем для лучшего разрешения диагностических рефлексов минералов группы смектита; В – прокаленных для уточнения диагностики хлорита.

В обогащенных палыгорскитом индских отложениях на дифрактограммах глинистой фракции рядом с типичным базальным рефлексом хлорита (~7.1 Å) часто присутствует рефлекс с заметно большим межплоскостным расстоянием (7.284 Å), который сохраняется после прокаливания препарата до 550–600°C (рис. 54, А, Б). Рефлекс соответствует серпентину и/или высокомагнезиальному хлориту и исчезает после обработки препарата 10% HCl (кипячение в течение 1 ч), в которой растворяются оба эти минерала.

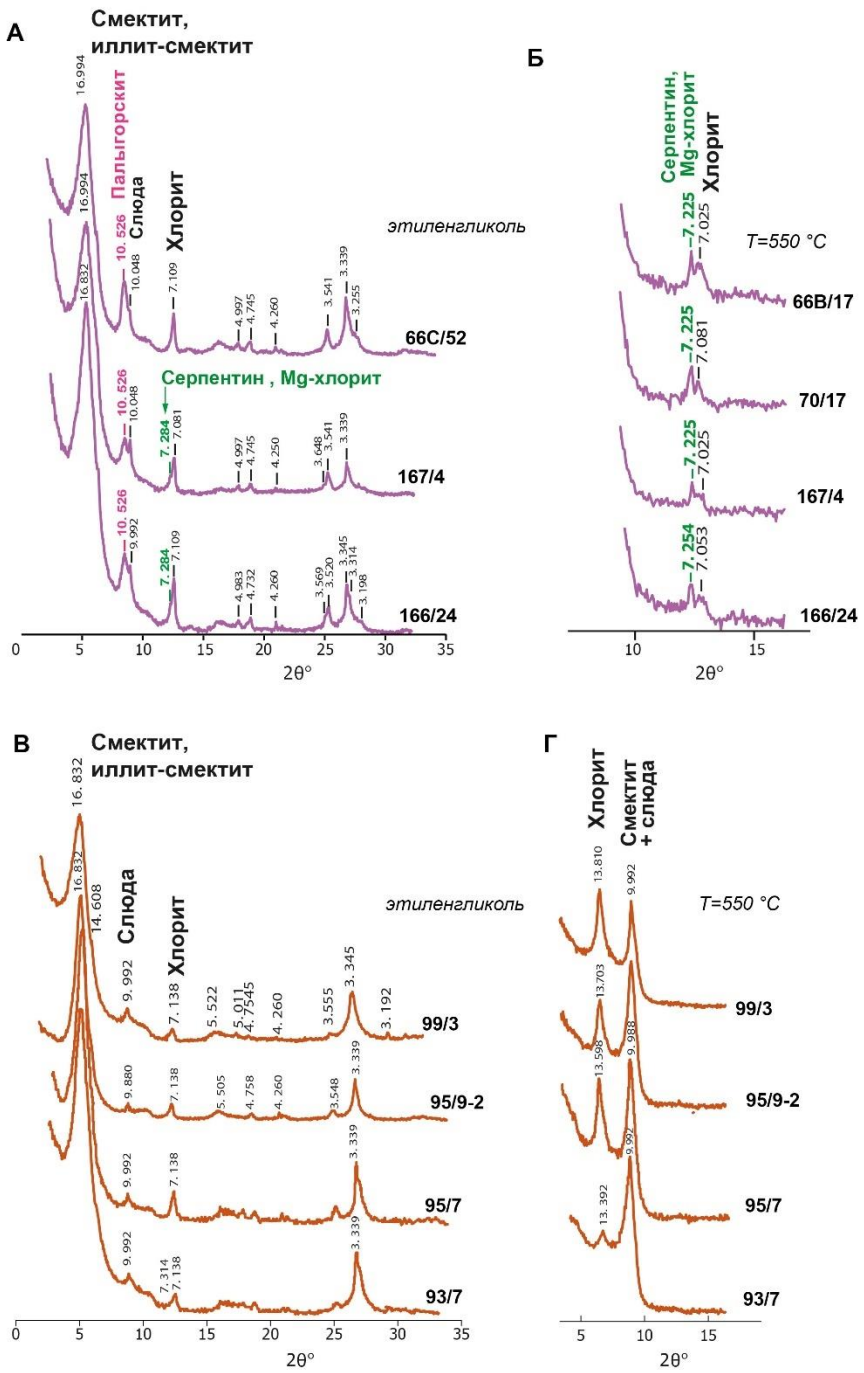


Рис. 54. Различия в ассоциациях глинистых минералов континентальных отложений нижнего триаса (А, Б) и верхней перми (В, Г) на типичных дифрактограммах образцов из Ветлужской группы обнажений: А, В – насыщенных органическими жидкостями для лучшего разрешения диагностических рефлексов минералов группы смектита; Б, Г – прокаленных для уточнения диагностики хлоритов и серпентина.

Наблюдения в СЭМ показали, что сколы алеврито-глинистых пород (почвенной массы) инкрустированы спутанно-волокнистыми агрегатами удлиненных волокон палыгорскита (рис. 55), которые развиваются в виде базального цемента вокруг кристаллокластов мелкой алевритовой размерности, иногда проникают в них, с частичным или почти полным замещением. Микрозондовый анализ, выполненный в участках максимальной концентрации волокон, позволяет диагностировать палыгорскит (табл. 1, спектры 3, 11, 20, 21), который заполняет почвенные поры (рис. 55, А), инкрустирует поверхность педов (рис. 55, Б) и стенки пор, тесно ассоциируя с зернами

обломочных минералов, обогащенных Mg (рис. 55, В, Г). Особенности морфологии агрегатов и характер взаимоотношений с обломочными компонентами, а также селективная ассоциативная связь с первичными Mg-минералами указывает на аутигенное происхождение палыгорскита в нижнетриасовых отложениях, затронутых древним почвообразованием. Вывод подтверждает высокая интенсивность рефлексов этого минерала на дифрактограммах образцов, отобранных из палеопочвенных профилей. Палыгорскит присутствует в нижнетриасовых карбонатных почвенных нодулях, которые также были изучены в СЭМ. Палыгорскитовая минерализация, очевидно, формировалась с замещением смектитов, так как присутствие реликтов последних диагностируется по спектрам палыгорскитовых агрегатов с волокнистой текстурой.

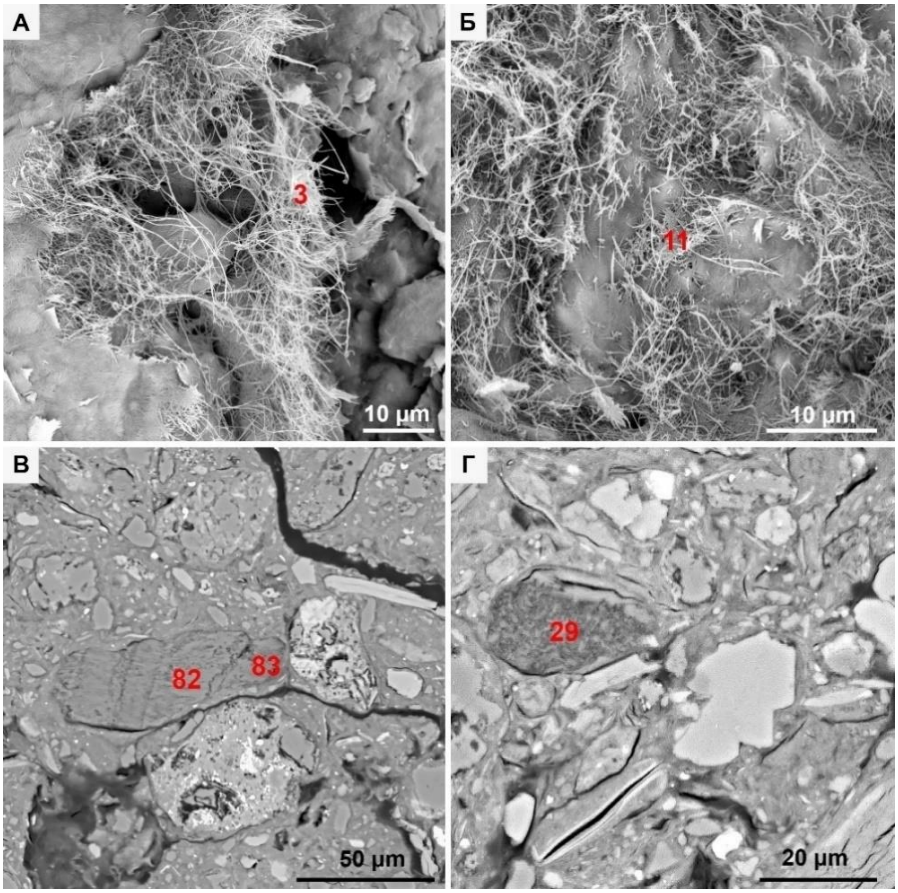


Рис. 55. Палыгорскит и ассоциирующие высокомагнезиальные минералы обломочной фракции индских отложений (юго-восток МС, разрезы долины р. Ветлуга).

А–Б – спутанно-волокнистые агрегаты палыгорскита (А – заполнение почвенных пор, Б – инкрустации поверхности педа), рябинская пачка вохминской свиты, Афанасиха, сл. 166/22; В–Г – обломки серпентинизированных ультрамафитов, вохминская подсвита, Спасское, сл. 66В/17. Цифрами обозначены точки анализа (табл. 1).

Электронно-зондовый микроанализ обломочных зерен в составе палеопочв с палыгорскитом, отобранных с различных уровней индского разреза, позволил диагностировать среди них высокомагнезиальные минералы, точное определение которых затруднено их тончайшими взаимными прорастаниями, а также существованием смешанослойных образований. Вместе с тем с учётом стехиометрии и ряда других информативных особенностей состава, групповая принадлежность проанализированных минералов была диагностирована.

Таблица 1. Состав магнезиальных минералов и минеральных образований индского яруса долины р. Ветлуга.

Образец	Точка анализа	Оксиды, %										Минералы и минеральные образования
		Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	Всего	
166/22	3	7.62	17.01	67.75	1.05	1.13	–	–	1.05	4.4	100	палыгорскит
166/22	11	5.84	17.02	67.75	1.6	1.37	–	–	–	6.43	100	палыгорскит
166/22	20	4.45	11.38	48.22	1.42	1.04	1.04	–	–	4.97	72.12	палыгорскит
166/22	21	4.44	13.86	51	1.57	1.17	1.17	–	–	6.82	79.85	палыгорскит
166/22	25	15.23	15.03	28.05	0.12	0.9	–	–	0.42	22.09	81.76	Mg-хлорит
166/22	26	14.4	17.19	29.31	0.19	0.56	–	–	0.58	19.12	81.08	Mg-хлорит
166/22	27	18.12	16.38	32.35	0.2	0.62	–	–	–	17.24	84.91	Mg-хлорит
166/22	29	27.32	–	38.89	–	0.23	–	–	–	1.19	67.63	серпентин
66В/17	79	19.09	4.83	46.99	0.54	0.47	0.4	0.33	–	4.98	77.64	смешанно-слойный хлорит-сапонит или Cr-тальк-хлорит
66В/17	80	16.31	2.85	35.67	0.35	0.36	0.18	0.34	–	5.19	61.25	смешанно-слойный хлорит-сапонит или тальк-хлорит
66В/17	82	38.76	–	48.85	–	0.17	–	–	–	3.88	91.66	серпентин
66В/17	83	35.59	–	47.37	–	0.21	–	–	–	3.4	86.57	серпентин

Примечание. Положение точек анализа см. рис. 55. Прочерк – элемент не обнаружен.

Наиболее богатые кремнием силикаты Mg и Al, содержащие незначительную примесь K и Ca (табл. 1, спектры 20, 21), при расчёте методом зарядов на 42, хорошо укладываются в стехиометрию палыгорскита. Фазы, практически не содержащие Al, с суммой внететраэдрических катионов, близкой к трем (табл. 1, спектры 29, 82, 83), после нормирования на два атома Si, были отнесены к группе серпентина. Некоторые из проанализированных зерен при пересчёте по зарядам не укладывались в общую формулу серпентинов и хлоритов (Дриц, Коссовская, 1991; Годовиков, 1983), поскольку количество Si в них существенно превышало 4 атома на формулу. Такие фазы относились к продуктам гидролиза серпентина типа корренситов, принадлежащих к смешаннослойным образованиям ряда хлорит-сапонит (Beaufort et al., 1997). Возможно, что обогащённые кремнием слоистые силикаты (табл. 1, спектры 79, 80) относятся к дефектным хлоритам (Дриц, Коссовская, 1991) или к смешаннослойным образованиям тальк-хлорит (Годовиков, 1983). Примечательны заметно обогащённые хромом представители ряда хлорит-сапонит (табл. 1, спектры 79, 80). Среди минералов группы хлорита преобладают высокомагнезиальные разновидности (табл. 1, спектры 25, 26, 27).

Диагностированные фазы являются типичными минералами метаультрабазитов (кроме палыгорскита) или относятся к продуктам их выветривания (Илалова и др., 2020; Manuella et al., 2012; Nahon et al., 1982; Yalçın, Bozkaya, 2011). Вероятно, что на их распространение в индских отложениях МС повлияла транспортировка речными водами терригенного материала, диспергированного при разрушении ближайшего источника ультраосновных пород – с Урала.

6.1.2. Обломочные компоненты песчаной и алевритовой фракции

Обломочные компоненты песков и алеврито-глинистых отложений также демонстрируют закономерные изменения по разрезу.

В полдарсской свите кварцевые песчаники (до 95% кварца, рис. 56, В; рис. 33, В, Г) залегают в виде покровных песчаников и в нескольких русловых линзах – Устье Стрельны, Марьюшкина Слуда-В и др. Вместе с тем в свите распространены кварцевые, полевошпат-кварцевые и собственно граувакки, включающие продукты разрушения вмещающих алеврито-глинистых и карбонатных пород, обломки девитрифицированных кислых и основных эффузивов, метаморфических пород и преимущественно кремни (рис. 57, А, Б).

Песчаники саларёвской свиты грауваковые. Наиболее высокое содержание кварца и полевых шпатов отмечено в основании саларёвской свиты в русловых линзах ровдинской пачки (суммарно до 40%, рис. 56, Г; 32, Б). Псаммиты отвечают кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, высокую долю составляют кремни и лимонитизированные выветрелые зерна.

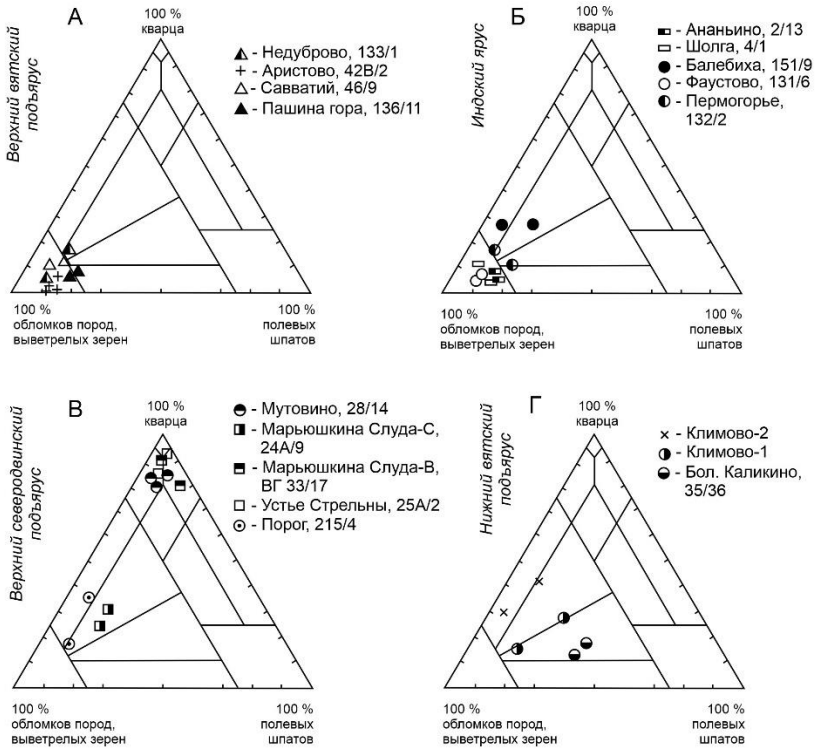


Рис. 56. Породообразующие компоненты русловых песков в Северодвинской группе обнажений. Снизу–вверх и слева–направо – омоложение пород.

В верхней половине саларёвской свиты распространены собственно граувакки с высоким содержанием кремней (рис. 56, А). Близкие характеристики сохраняются в вохминской и красноборской свитах (рис. 60, Б). Среди литокластов преобладают кремни, в подчиненном количестве – кислые эффузивы с микрофельзитовой структурой (до 10%). Распространение микрофельзита возможно шире, но поскольку радиально-волокнистые сферолиты (рис. 57, Д, Е) могут диагностироваться и как органические остатки в кремнях – не только как вулканическое

стекло (Дьяконов и др., 2017), интерпретация фельзита однозначна при наличии микрофенокристаллов (рис. 57, В).

В Ветлужской группе обнажений песчаники преимущественно грауваковые (рис. 58), кремневые. Тем не менее, в вохминской свите, особенно в асташихинской пачке под кровлей вятского яруса отмечается повышенное содержание кварца, собственно граувакки сменяются кварцевыми грауваками.

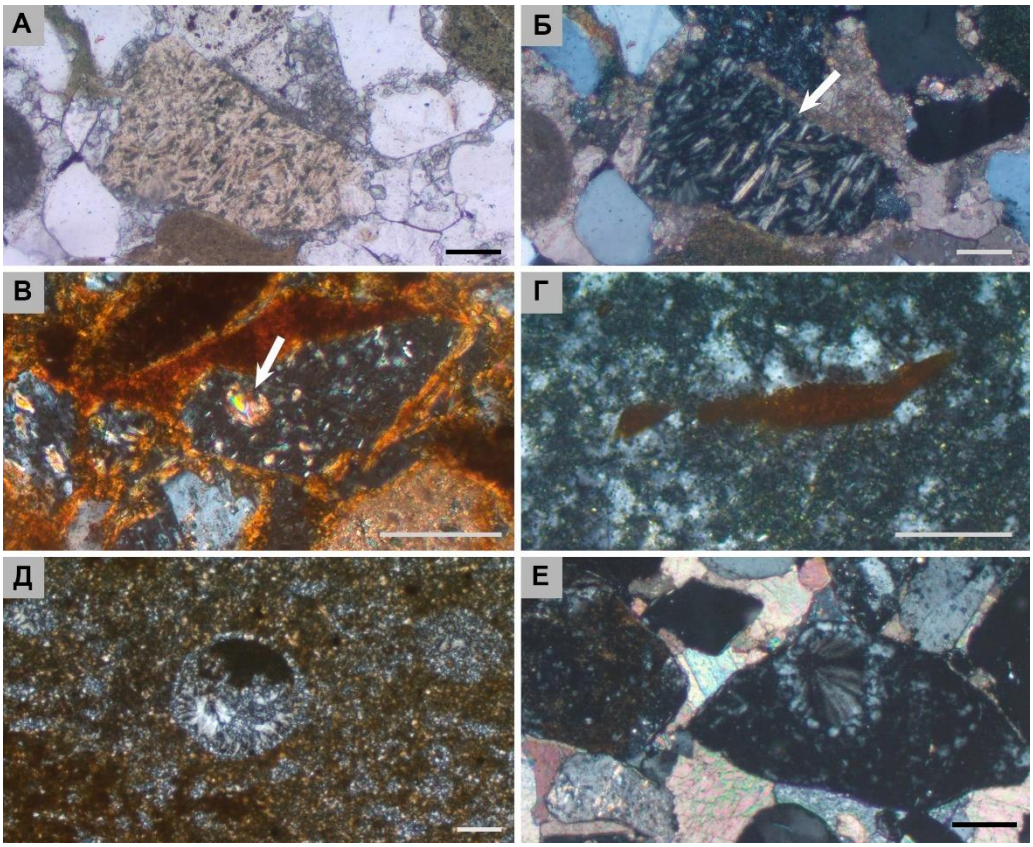


Рис. 57. Структурные компоненты граувакк северодвинского – индского ярусов Северодвинской и Ветлужской групп обнажений.

А, Б – в центре обломок базальта, лейсты пироксена залегают в частично хлоритизированной стекловатой массе, полдарсская свита, P_3sv_2, Мутовинская линза, сл. 28/14, шл. 28/14-1, николи || (А) и + (Б).

В – в центре фельзит с микрофенокристаллом на фоне основной криптокристаллической массы, вохминская свита, T_1in, Спасское, сл. 66А/2, шл. ОМ САП 4321/105, николи +.

Г, Д – крупногалечные кремни с конодонтовым элементом (Г) и радиолярией (Д), красноборская свита, T_1in, Фаустовская линза, сл. 131/2, Г – шл. 131А/02(2), Д – шл. 131А/02(1), николи везде +.

Е – в центре кремень с радиально-лучистым сферолитом, вятский интервал вохминской свиты, P_3vt_2, Асташиха, сл. 98А/14, шл. 98А(2019)/14(2), николи +.

Линейка – 0,1 мм, В – 0,05 мм

Алевритовая фракция полдарсской свиты также в основном кварцевая (до 90% от общего объема алеврита) с калиевыми полевыми шпатами (до 10%) и плагиоклазами (до 5%). Близкие показатели характеризуют массивные глины и тонкослоистые алевропелиты. Высокая доля кварца (до 25% площади шлифа) наблюдается в карбонатных породах. В саларёвской свите сохраняется высокая доля кварца по сравнению с песками, вместе с тем в интервалах, ассоциированных с русловыми линзами, распространяются кремни, в комарицкой пачке существенно увеличивается

содержание хлорита. Хлорит и в различной степени хлоритизированный биотит (до 15% площади шлифа) распространяется в вохминской свите, где значительно сокращается доля кварца, вместе с тем присутствуют игольчатые, щепковидные, с серповидным изломом зерна.

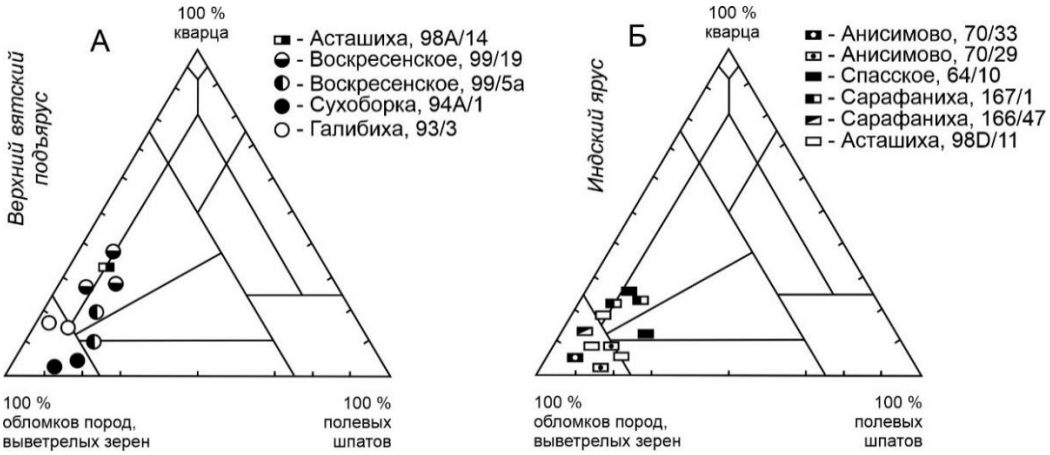


Рис. 58. Породообразующие компоненты русловых песков в Ветлужской группе обнажений.

В вятской свите Ветлужской группы обнажений алевритовая фракция кремнево-кварцевая с долей кремней до 30%. Также, как в Северодвинской группе обнажений, при переходе к вохминской свите наряду с гипергенно-измененным биотитом распространяются свежий хлорит, относительно свежие пакеты биотита-хлорита (до 20% площади шлифа), отмечены хлоритизированные веретенообразные витрокласты и витрокласты с пузырчатый структурой. Встречается оскольчатой кварц с пикообразными, режущими краями, с газожидкими включениями и минеральными примесями.

6.1.3. Акцессорные минералы

Среди прозрачных тяжелых минералов диагностированы в порядке убывания эпидот-клиноцоизит, пиральспитовые гранаты (в подавляющем большинстве альмандин), циркон, апатит и фторапатит, минералы надгруппы турмалина, рутил, амфиболы, кианит (часто совместно со ставролитом), темные слюды совместно с хлоритами, не более 2% – титанит, монацит, силлиманит, ортит (алланит) (рис. 59, табл. 2).

Минералы ряда эпидот-клиноцоизит и амфиболы характеризуются вторичными изменениями. Амфиболы частично хлоритизированы. Свежие зерна призматических очертаний. Эпидот – даже относительно свежий, как правило заключён в кальцитовую «рубашку», часто розоватого оттенка за счёт примеси марганца. Наиболее карбонатизированные зёрна эпидота сглаженные, округлённые, изометричные, свежие – пинакоидально-короткопризматические. Гранат, турмалин, титанит, ставролит и кианит хорошо окатаны, особенно в северодвинской ярусе (рис. 59, фиг. 1–4).

Среди непрозрачных тяжелых минералов (рис. 60) доминируют рудные оксиды (магнетит и Ti-магнетит, ильменит, лейкоксен), выветрелые лимонитовые зерна. Отмечены аутигенные

сульфаты (барит, рассматривался вместе с непрозрачными минералами) и редкие аутигенные пирит, марказит.

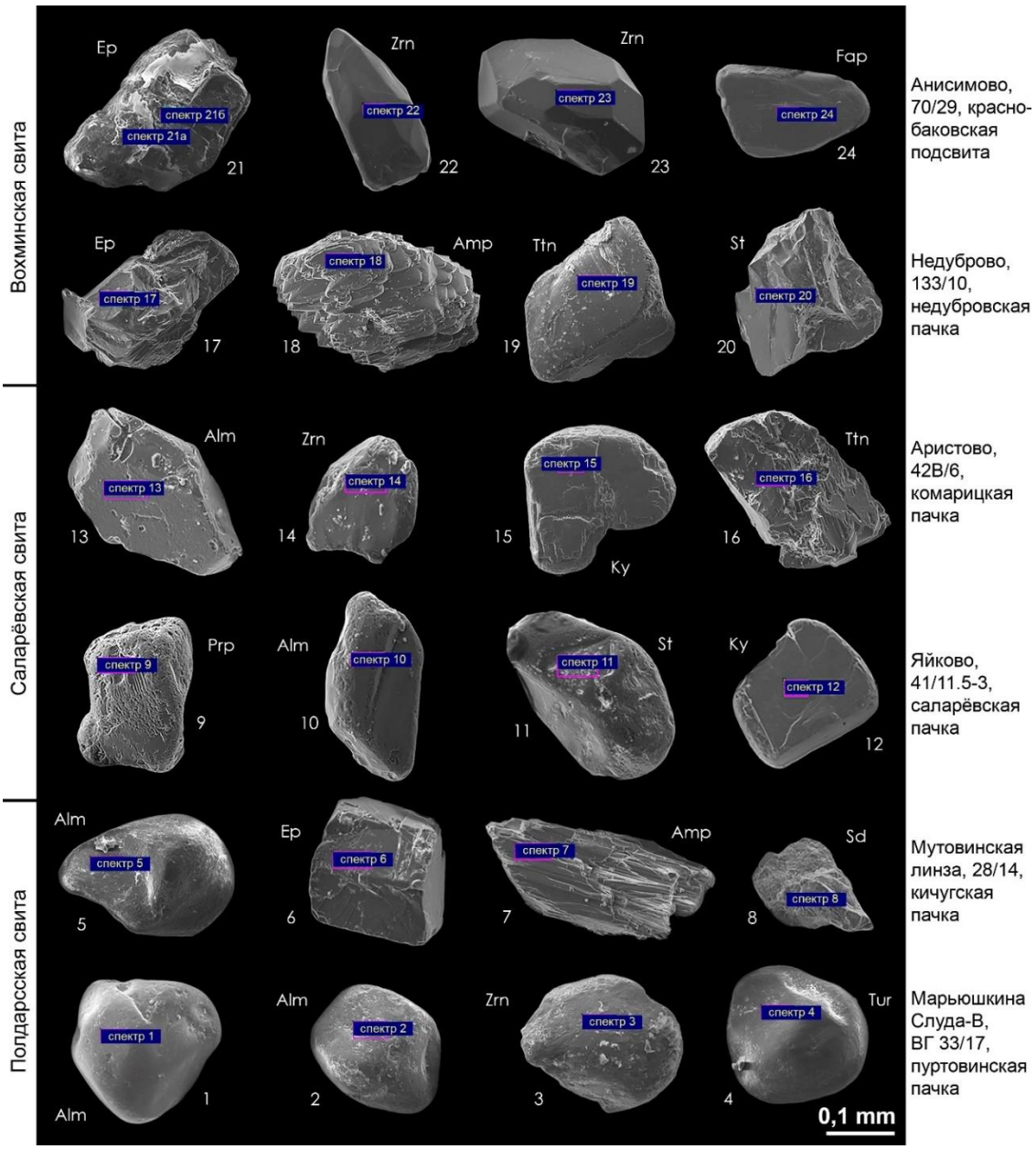


Рис. 59. Прозрачные минералы тяжелой фракции северодвинского – индского ярусов бассейнов рек Сев. Двина (1–20) и Ветлуга (21–24). Горизонтальный ряд – одна проба. Снизу-вверх – омоложение пород. Спектры минералов см. в табл. 2. Обр. ВГ 33/17 – аналог слоя 1350/36b в обн. Мутовино

По аналогии с предыдущими исследованиями (Строк, Трофимова, 1976; Верхнепермские и нижнетриасовые…, 1984) при подсчете прозрачных минералов выделялись ассоциации альмандина-циркона (вместе с кианитом и ставролитом) и эпидота-клиноцоизита как наиболее показательных для диагностики источника сноса. Распределение ассоциаций показано в табл. 3, 4 и на рис. 61, 62.

→

Таблица 2. Состав тяжелых минералов северодвинского – индского ярусов бассейнов рек Сев. Двина (спектры 1–20) и Ветлуга (спектры 21а–24), снизу-вверх – омоложение пород.

Образец	Точка анализа	Элементы, %																Минералы и минеральные образования
		C	O	F	Na	Mg	Al	Si	P	Cl	K	Ca	Ti	Mn	Zr	Fe	Всего	
Анисимово, 70/29	24	–	49.13	7.31	–	–	–	0.42	17.49	0.60	–	25.06	–	–	–	–	100	фторапатит
	23	–	41.43	–	–	–	–	12.25	–	–	–	–	–	–	46.32	–	100	циркон
	22	–	36.69	–	–	–	–	12.92	–	–	–	–	–	–	50.39	–	100	циркон
	21б	–	57.28	–	–	–	10.60	15.34	–	–	–	10.75	–	–	–	6.02	100	эпидот
	21а	10.05	53.89	–	–	–	8.95	12.77	–	–	–	9.17	–	–	–	5.18	100	эпидот
Недуброво-II, 133/10	20	14.11	57.92	–	–	0.81	16.66	7.33	–	–	–	–	–	–	–	3.17	100	ставролит
	19	–	63.21	–	–	–	1.02	11.94	–	–	–	11.16	12.05	–	–	0.62	100	титанит
	18	–	55.10	–	1.33	7.16	5.83	18.22	–	–	0.55	5.16	0.64	0.27	–	5.75	100	амфибол ряда актинолит-горнблендит
	17	–	62.74	–	–	–	10.55	14.42	–	–	–	8.51	–	–	–	3.79	100	эпидот
Аристово, 46В/6	16	–	58.50	–	–	–	1.11	12.76	–	–	–	12.41	14.11	–	–	1.11	100	титанит
	15	–	55.39	–	–	–	29.47	15.14	–	–	–	–	–	–	–	–	100	кианит
	14	–	46.68	–	–	–	–	11.00	–	–	–	0.53	–	–	41.79	–	100	циркон
	13	–	55.34	–	–	2.34	10.41	16.46	–	–	–	3.58	–	–	–	11.86	100	гранат Alm>Prp
Яйково, 41/11.5-3	12	5.30	56.75	–	–	–	25.11	12.85	–	–	–	–	–	–	–			кианит
	11	–	57.92	–	–	1.45	24.01	11.18	–	–	–	–	0.50	–	–	4.93	100	ставролит
	10	–	49.12	–	–	1.07	12.27	17.55	–	–	–	3.16	–	4.22	–	12.61	100	гранат Alm>Prp
	9	–	57.97	–	–	6.16	10.72	15.83	–	–	–	0.56	–	–	–	8.76	100	гранат Alm>Prp
Линза Мутовино 28/14	8	19.47	58.78	–	–	–	–	–	–	–	–	0.98	–	1.30	–	19.53	100	Mn сидерит по эпидоту
	7	–	52.92	–	1.32	7.19	5.37	19.20	–	–	0.54	5.98	0.69	–	–	6.79	100	Амфибол актинолитового ряда
	6	11.68	48.23	–	–	0.62	0.73	0.76	–	–	–	37.98	–	–	–	–	100	кальцитовая «рубашка» на эпидоте
	5	–	56.32	–	–	4.21	11.08	17.33	–	–	0.28	0.92	–	–	–	9.86	100	гранат Alm>Prp
Линза Марьюшкина Слуда-В, ВГ 33/17	4	–	63.39	–	1.54	3.36	14.95	13.77	–	–	–	0.40	0.29	–	–	2.29	100	минерал надгруппы турмалина в системе шерл-дравит-увит
	3	–	50.04	–	–	–	0.32	10.42	–	–	–	–	–	–	38.44	0.78	–	циркон
	2	–	56.80	–	–	1.21	10.98	17.50	–	–	0.42	2.28	–	1.97	–	8.83	100	гранат Alm>Prp
	1	–	57.60	–	–	1.13	10.42	16.15	–	–	–	1.66	–	8.22	–	4.83	100	гранат Alm>Prp

Примечание. Номера точек анализов соответствуют номерам зерен на рис. 59, положение точек анализа см. там же. Прочерк – элемент не обнаружен. В спектрах 6, 8, 12, 20, 21а сохранено содержание С, в том числе добавленного при углеродном напылении, в остальных случаях значения по С отменены.

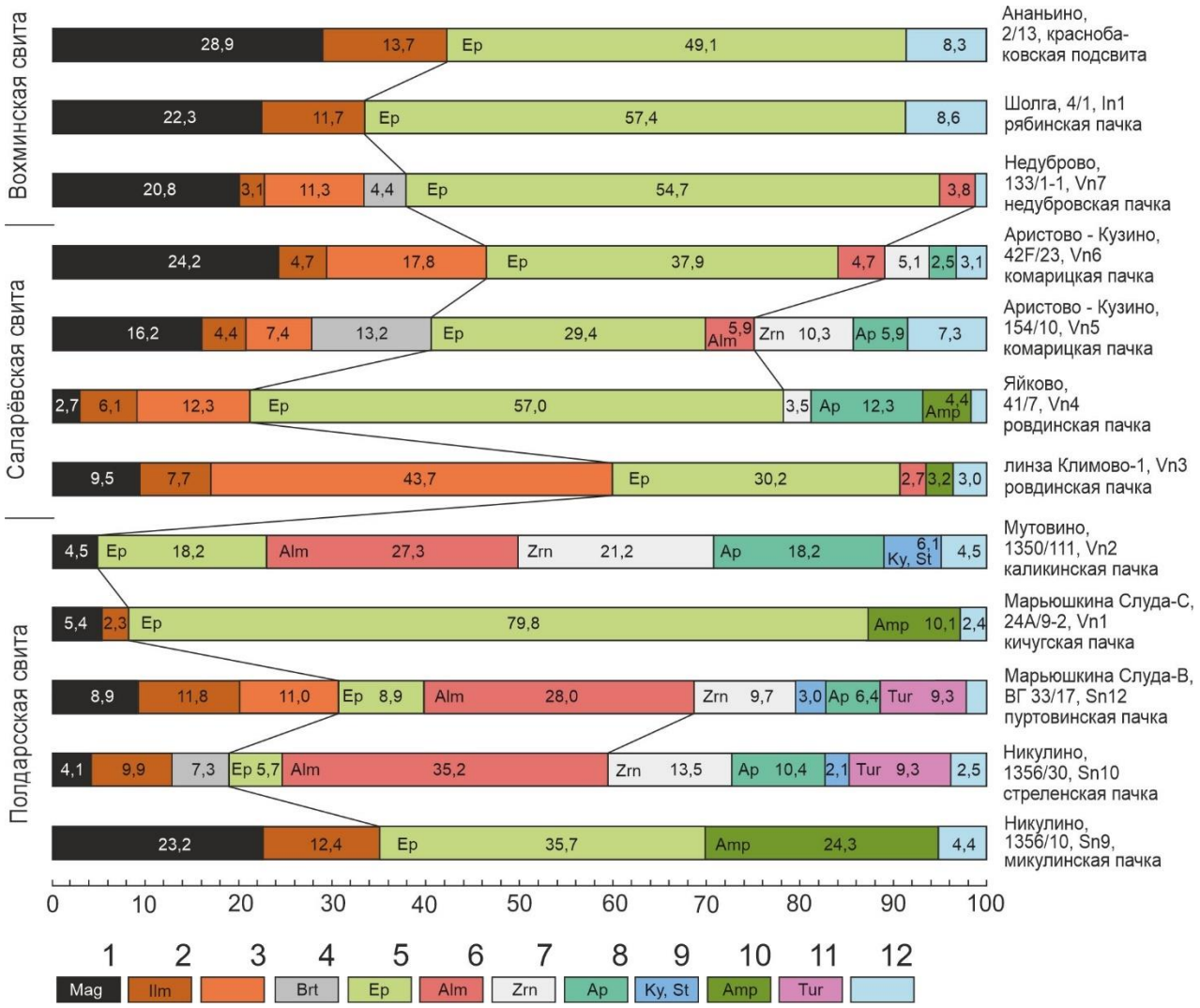


Рис. 60. Примеры состава тяжелой фракции в песках Северодвинской группы обнажений.
1 – магнетит, Ti-магнетит, 2 – ильменит, лейкоксен, 3 – лимонит, 4 – барит, 5 – эпидот-клиноцоизит, в том числе карбонатизированный, 6 – альмандин, 7 – циркон, 8 – апатит, фторапатит, 9 – кианит, ставролит, 10 – амфибол, 11 – турмалин, 12 – минералы < 2%.

Полдарсская и саларёвская свиты продемонстрировали широкую вариабельность тяжелых минералов (табл. 3, рис. 61). Альмандин-циркон-кианит-ставролитовая ассоциация в обеих свитах преобладает на отдельных уровнях, чередуясь с высокой долей эпидота-клиноцоизита в аллювиальных песчаниках и синхронных с ними алеврито-глинистых породах. В нижней части полдарсской свиты в линзе Устье Стрельны (сл. 25А/2) и в подстилающих покровных песках (сл. 20/27 – 25/6) стреленской пачки содержание альмандина-циркона-кианита-ставролита достигает 65–70%. Вместе с тем в одновозрастной линзе Порог (обн. 215, расстояние до линзы Устье Стрельны 3 км) доминирует эпидот-клиноцоизит (> 65%).

В верхней половине полдарсской свиты на фоне общего доминирования альмандина-циркона-кианита-ставролита (до 70%) наблюдаются «всплески» эпидота-клиноцоизита (45%, линза Марьюшкина Слуда-А). При этом в двух линзах, уровень вреза которых фиксирует подошву циклита Vn1 (кичугская пачка) доминируют разные минеральные ассоциации: в линзе

Марьюшкина Слуда-С – эпидота-клиноцоизита (85%), и в синхронной Мутовинской линзе – альмандина-циркона-кианита-ставролита (>70%).

Нестабильное соотношение доминирующих минеральных ассоциаций, сменяющих со значительными колебаниями одна другую, сохраняется до кровли комарицкой пачки саларёвской свиты. Содержание каждой из двух ассоциаций варьирует в широких пределах от 5 до 90%. В середине комарицкой пачки доля эпидота-клиноцоизита интегрально составляет не менее 60–65%, но на отдельных уровнях по-прежнему преобладает альмандин-циркон-кианит-ставролитовая ассоциация (до 80%). Высокий процент эпидота-клиноцоизита фиксируется в русловых и покровных песках, тогда как содержание альмандина-циркона-кианита-ставролита увеличивается в алеврито-глинистых отложениях на уровнях, которые ассоциируются с карбонатными озерными пачками. Подобная системная закономерность проявляется в полдарсской свите и сохраняется в саларёвской.

Принципиальные изменения в составе тяжелой фракции наблюдаются в вохминской свите, где во всех породах доминирует эпидот-клиноцоизит. В недубровской пачке вятского яруса ассоциация альмандина-циркона-кианита-ставролита достигает в последний раз 25%, начиная с подошвы индского интервала вохминской свиты высокое содержание эпидота-клиноцоизита (до 90%) сохраняется вплоть до раннеоленекской шилихинской свиты.

В Ветлужском сводном разрезе доминирует эпидот-клиноцоизит (табл. 4, рис. 62). Содержание альмандина-циркона-кианита-ставролита в вятской свите не превышает 25%, тогда как содержание эпидота-клиноцоизита колеблется в пределах 65–90%. В асташихинской пачке вохминской свиты под кровлей вятского яруса доля альмандина-циркона-кианита-ставролита увеличивается до 33%, эпидота-клиноцоизита снижается почти до 60% в песках и почти до 50% в алеврито-глинистых породах. В индском интервале вохминской свиты доля эпидота-клиноцоизита увеличивается до 95% и сохраняется такой же высокой в раннеоленекской шилихинской свите.

Таким образом, максимально высокое содержание альмандин-циркон-кианит-ставролитовой ассоциации выявлено в полдарсской свите несмотря на то, что в ней эпизодически распространяются пески с высоким содержанием эпидота-клиноцоизита. В саларёвской свите наблюдается ритмичное чередование интервалов, обогащенных альмандин-циркон-кианит-ставролитовой или эпидот-клиноцоизитой ассоциациями. Наиболее высокое содержание эпидота-клиноцоизита как в Северодвинской, так и в Ветлужской группах обнажений во всех породах установлено в индском интервале вохминской свиты.

Состав аллотигенных минералов псаммитов коррелирует с составом легкой фракции. Наиболее высокое содержание альмандина-циркона-кианита-ставролита установлено в кварцевых песках в бассейне р. Сухона (см. состав легкой и тяжелой фракции в образцах, показанных на рис. 60 и 66). Тогда как абсолютное доминирование эпидота-клиноцоизита типично для граувакк Северодвинского (см. состав легкой и тяжелой фракции в образцах на рис. 56 и 61) и Ветлужского сводных разрезов (рис. 58 и 62).

Полученные данные позволили построить системную картину распределения тяжелой фракции по разрезу и, с учетом закономерного увеличения эпидота-клиноцоизита на территории МС в восточном направлении (Строк, Трофимова, 1976), подтвердили значительное усиление восточного сноса при переходе к триасу (с Урала).

Таблица 3. Средний состав прозрачных тяжелых минералов Северодвинской группы обнажений, %.

1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Свита, пачка, циклит			Эпидот-клиноцоизит	Амфибол	Хлорит, биотит	Альмандин	Циркон	Кианит	Ставролит	Силлиманит	Апатит, фторапатит	Титанит	Турмалин	Рутил	Монацит	Ортит	Доля прозрачных минералов в тяжелой фракции
Шилихинская		глины	86,3	0,5	0,9	5,0	1,8	–	–	0,5	2,3	2,0	–	1,0	–	–	33.6
		граув.	92,6	–	–	2,0	4,8	0,6	–	–	–	–	–	–	–	–	45.9
Вохминская	Красноба-ковская	глины	84,7	0,4	0,5	4,3	2,1	–	–	–	4,1	2,9	–	0,9	–	–	15,2
		граув.	89,7	1,25	–	2,6	2,6	–	–	–	2,3	1,4	–	–	–	–	50,8
	Рябинс-кая, In1	глины	82,0	6,2	–	2,5	1,13	–	–	–	3,8	3,3	0,7	–	–	–	63,8
		граув.	86,0	5,5	0,7	1,6	1,8	0,4	0,2	–	1,6	1,4	0,4	0,8	0,1	–	64,7
	Недубро-вская, Vn8	глины	66,0	–	6,2	2,1	13,4	–	–	–	9,81	1,0	–	2,1	–	–	23,5
		граув.	67,6	0,9	4,7	14,0	8,2	–	–	–	2,6	0,4	0,4	1,3	–	–	48,0
	Недубро-вская, Vn7	глины	77,1	2,2	5,0	2,8	7,1	0,2	–	–	3,7	1,5	–	0,5	–	–	75,4
		граув.	83,7	0,4	3,1	4,7	3,2	–	–	–	4,1	–	–	0,8	–	–	43,7
Скляревская	Комариц-кая, Vn6	карб. пачка	28,8	2,5	–	12,6	40,4	2,7	–	–	4,8	1,3	–	6,7	–	–	64,3
		глины	51,4	3,2	0,7	6,7	24,5	5,2	0,4	–	3,4	0,5	0,2	3,6	–	–	39,6
		граув.	85,3	–	0,8	4,1	4,6	0,8	1,4	–	1,6	1,1	–	0,3	–	–	34,4
	Комариц-кая, Vn5	карб. пачка	3.1	–	–	–	38,8	18,6	–	–	2,3	2,3	–	13,9	1,6	–	59,9
		глины	50,1	1,9	1,1	8,3	25,4	3,6	0,1	–	4,8	0,2	1,0	3,3	–	0,1	49,3
		граув.	56,5	2,1	3,0	12,3	15,5	1,25	–	–	6,5	2,5	–	–	–	–	44,3
	Комариц-кая, Vn4	глины	30,0	0,2	–	12,2	43,9	1,6	0,3	–	6,40	0,8	0,82	3,7	–	–	56,1
	Нижнефе-досовск., Vn4	карб. пачка	5,9	–	–	1,2	51,9	22,0	–	–	1,2	0,6	0,6	16,7	–	–	58,1
	Саларёв-ская, Vn4	глины	8,9	0,1	–	13,6	52,9	7,6	0,6	–	4,0	0,9	1,1	10,1	–	–	54,5
	Ровдин-ская, Vn4	граув.	72,2	5,5	–	–	4,4	–	–	–	15,6	–	–	2,2	–	–	78,9
	Ровдин-ская, Vn3	карб. пачка	26,7	–	–	6,7	55	–	–	–	5,0	–	1,7	5,0	–	–	87,0
		глины	27,1	1,3	1,4	27,8	24,4	0,7	0,4	–	9,8	1,2	0,1	5,2	0,3	0,3	57,1
		граув.	67,0	4,6	2,8	8,6	11,9	–	–	–	3,3	0,5	0,9	0,5	–	0,2	40,7
	Ровдин-ская, Vn2	карб. пачка	24,3	5,4	2,7	40,5	27,0	–	–	–	–	–	–	–	–	–	85,4
		глины	57,4	1,0	4,0	22,7	6,9	–	–	–	7,9	–	–	–	–	–	89,4
Полдарсская	Ерогод-ская, Vn2	Qz пески.	19,4	–	–	29,0	22,6	6,5	–	–	19,4	1,6	1,6	–	–	–	94,0
	Ерогод-ская, Vn1	карб. пачка	6,7	0,5	–	42,6	18,2	7,6	0,2	–	14,0	0,7	0,7	8,9	–	–	60,0
	Ерогод-ская и каликинс кая, Vn1	глины	10,1	0,5	–	43,0	19,3	5,4	0,2	–	15,3	0,2	1,3	4,8	–	–	69,9

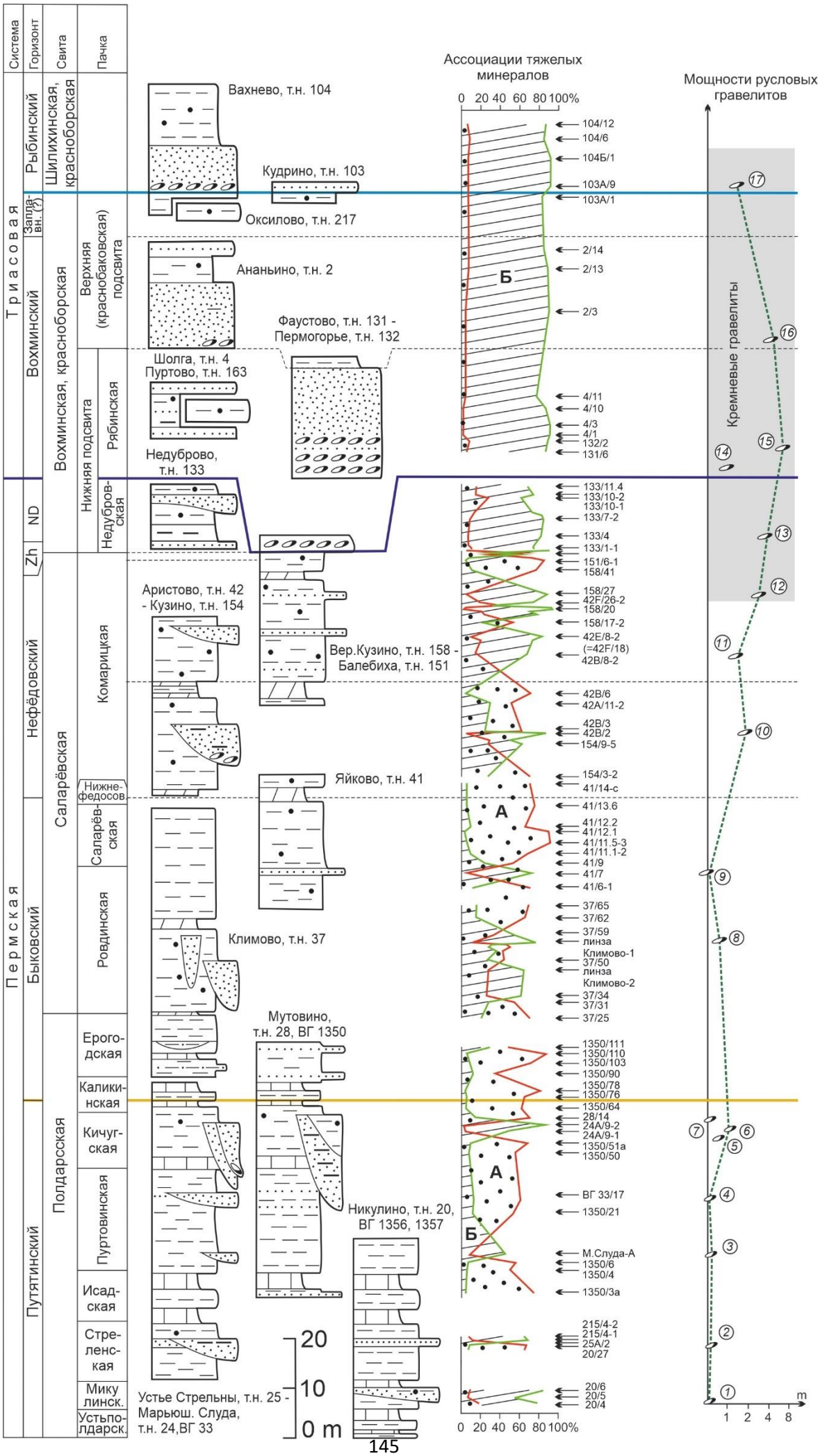
	Каликинская и кичугская, Vn1	карб. пачки	3,6	1,0	–	31,1	24,1	5,3	–	–	23,0	0,7	0,23	10,9	–	–	71,4
	Кичугская, Vn1	граув.	67,7	28,7	0,4	–	2,4	–	–	0,8	–	–	–	–	–	–	94,3
		Qz пески.	16,4	4,0	4,9	62,3	4,9	1,6	2,5	–	–	–	3,3	–	–	–	87,1
	Кичугская, Sn12	карб. пачка	7,1	–	–	39,0	10,6	2,8	–		28,3	1,4	1,4	8,5	–	–	99,23
		глина	9,0	–	–	42,9	20,5	2,6	0,6		14,7	0,6	1,3	7,7	–	–	76,8
	Пуртовинская, Sn12	Qz пески	13,0	1,2	0,6	41,0	14,3	1,9	2,5	0,6	9,3	1,9	13,7	–	–	–	68,2
	Пуртовинская, Sn11	карб. пачка	4,8	–	–	24,2	24,2	–	–	–	37,7	1,1	–	8,1	–	–	65,0
		глина	9,2	0,5	–	23,8	25,1	3,2	0,5	–	25,6	3,5	0,5	8,2	–	–	62,4
		граув.	45,5	41,3	1,7	2,5	4,1	–	–	–	–	3,3	–	1,7	–	–	84,0
	Исадская, Sn10	карб. пачка	3,4	–	–	31,5	42,0	–	0,7	–	14,2	–	–	8,5	–	–	59,5
	Стреленская, Sn10	граув.	66,4	23,6	–	3,4	5,7	–	–	–	–	0,9	–	–	–	–	83,7
		Qz пески	8,2	1,7	–	45,5	16,8	–	3,8	–	9,5	2,7	10,1	0,4	1,4	–	73,7
	Микулинская, Sn9	глины	81,7	–	–	0,5	12,3	–	–	–	5,2	–	–	–	–	–	46,7
		граув.	56,4	38,5	–	1,7	2,6	–	–	–	–	0,9	–	–	–	–	63,2

Примечание. Сумма прозрачных минералов принималась за 100%. Снизу–вверх – омоложение пород. Прочерк – минерал не обнаружен. Цветом акцентированы циклиты согласно разработанным принципам выделения цикличности. Коричневый – пермская система, синий – триасовая система. Подошва индского яруса рассматривается в подошве рябинской пачки вохминской свиты. Граув. – граувакки, Qz – кварцевые пески, карб. – карбонатная.

Таблица 4. Средний состав прозрачных тяжелых минералов Ветлужской группы обнажений, %.

1			2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Свита, пачка, циклит			Эпидот-клиноцоизит	Амфибол	Хлорит, биотит	Альмандин	Циркон	Кианит	Ставролит	Силлиманит	Апатит, фторапатит	Титанит	Турмалин	Рутил	Монацит	Ортит	Доля прозрачных минералов в тяжелой фракции
Шилихинская		глины	89,5	–	3,72	1,1	1,1	–	–	–	3,3	0,7	–	0,5	–	–	17,5
		граув.	96,1	0,3	0,4	1,4	1,8	–	–	–	–	–	–	–	–	–	64,9
Вохминская	Краснобаковская, Iw4	глины	91,3	–	–	1,0	2,9	–	–	–	2,9	0,9	–	0,9	–	–	51,0
		граув.	89,5	0,8	1,2	1,2	3,3	0,4	–	–	2,8	0,8	–	–	–	–	54,3
	Краснобаковская, Iw3	глины	95,2	0,7	1,9	0,5	1,25	–	–	–	–	0,5	–	–	–	–	60,1
		граув.	91,4	1,8	0,7	1,8	0,7	–	–	–	1,8	0,7	0,3	0,35	–	–	67,3
	Краснобаковская, Iw2	глины	90,0	0,1	0,4	3,4	1,8	–	–	0,2	2,6	0,1	0,1	0,2	–	0,1	59,7
		граув.	83,1	9,0	1,8	1,9	1,2	–	–	1,2	1,6	1,0	–	0,1	–	–	74,7
	Рябинская, Iw1	глины	83,0	–	0,2	4,1	7,0	2,4	–	0,2	1,4	0,3	–	0,9	0,9	–	48,4
		граув.	83,1	1,1	2,0	5,1	4,1	0,5	–	–	2,2	1,1	0,6	0,3	–	–	64,3
	Асташихинская, Vw4	глины	70,1	0,3	0,2	7,3	12,0	0,4	–	–	5,6	1,0	0,9	2,1	–	–	42,4
		граув.	72,0	0,5	0,7	7,9	8,6	0,9	–	0,3	6,5	0,6	0,2	1,6	–	0,3	59,4
Вятская	Моломская, Vw3	глины	71,7	0,2	0,2	8,3	9,9	0,4	0,5	0,2	6,0	0,9	1,3	0,2	–	–	50,8
		граув.	81,1		0,8	5,7	2,7	0,3	–	–	8,0	0,6	–	0,9	–	–	59,0
	Луптюгская, Vw2	глины	82,0	0,2	0,7	1,3	4,8	2,1	–	0,29	3,9	2,5	0,6	0,6	–	–	56,3
		граув.	81,9	0,69	0,5	6,4	5,4	0	0	0,2	0,5	1,7	0,5	0,2	0,21	1,8	59,4

Примечание см. к табл. 3.


Система
Горизонт
Свита
Пачка
Триасовая
Пермская
Рыбинский
Вохминский
ND
Zh
Нефёдовский
Быковский
Путятинский
Шилихинская, красноборская
Вохминская, красноборская
Саларёвская
Полдарская
Заплавн. (?)
Верхняя (краснобаковская) подсвита
Нижняя подсвита
Рябинская
Недуброво-ская
Комарицкая
Нижне-федосов
Саларёв-ская
Ровдинская
Ерого-дская
Калики-нская
Кичуг-ская
Пуртовинская
Исад-ская
Стре-ленс-кая
Мику линск.
Устьпо-лдарск.
Вахнево, т.н. 104
Кудрино, т.н. 103
Оксилово, т.н. 217
Ананьино, т.н. 2
Фаустово, т.н. 131 - Пермогорье, т.н. 132
Шолга, т.н. 4
Пуртово, т.н. 163
Недуброво, т.н. 133
Аристово, т.н. 42 - Кузино, т.н. 154
Вер.Кузино, т.н. 158 - Балебиха, т.н. 151
Яйково, т.н. 41
Климово, т.н. 37
Мутовино, т.н. 28, ВГ 1350
Никулино, т.н. 20, ВГ 1356, 1357
Устье Стрельны, т.н. 25 - Марьюш. Слуда, т.н. 24,ВГ 33
20
10
0 m
Ассоциации тяжелых минералов
0 20 40 60 80 100%
Б
А
Мощности русловых гравелитов
Кремневые гравелиты
m
1 2 4 8

←

Рис. 61. Динамика изменения ассоциаций тяжелых минералов и характеристик русловых отложений в Северодвинской группе обнажений.

На графике распределения ассоциаций тяжелых минералов: А – альмандин-циркон-кианит-ставролит, Б – эпидот-клиноцоизит.

Конгломерато-песчаные комплексы (линзы и пластовые тела): 1 – Никулино, 2 – Устье Стрельны, 3 – Марьюшкина Слуда-А, 4 – Марьюшкина Слуда-В, 5 – Марьюшкина Слуда-С, первый врез, 6 – Марьюшкина Слуда-С, второй врез, 7 – Мутовинская линза, 8 – Бол. Каликино, 9 – Яйково (стратиграфический аналог Саларёво), 10 – Аристово, 11 – Клыково (Таис, устье р. Луза), 12 – Пашина гора (устье р. Луза), 13 – Балебиха, 14 – Кузьмино (р. Кичменга), 15 – Фаустово, 16 – Слуда, 17– Вахнево (р. Шарженга).

Мощность гравелитов см. табл. 5, на графике показана в логарифмической шкале.

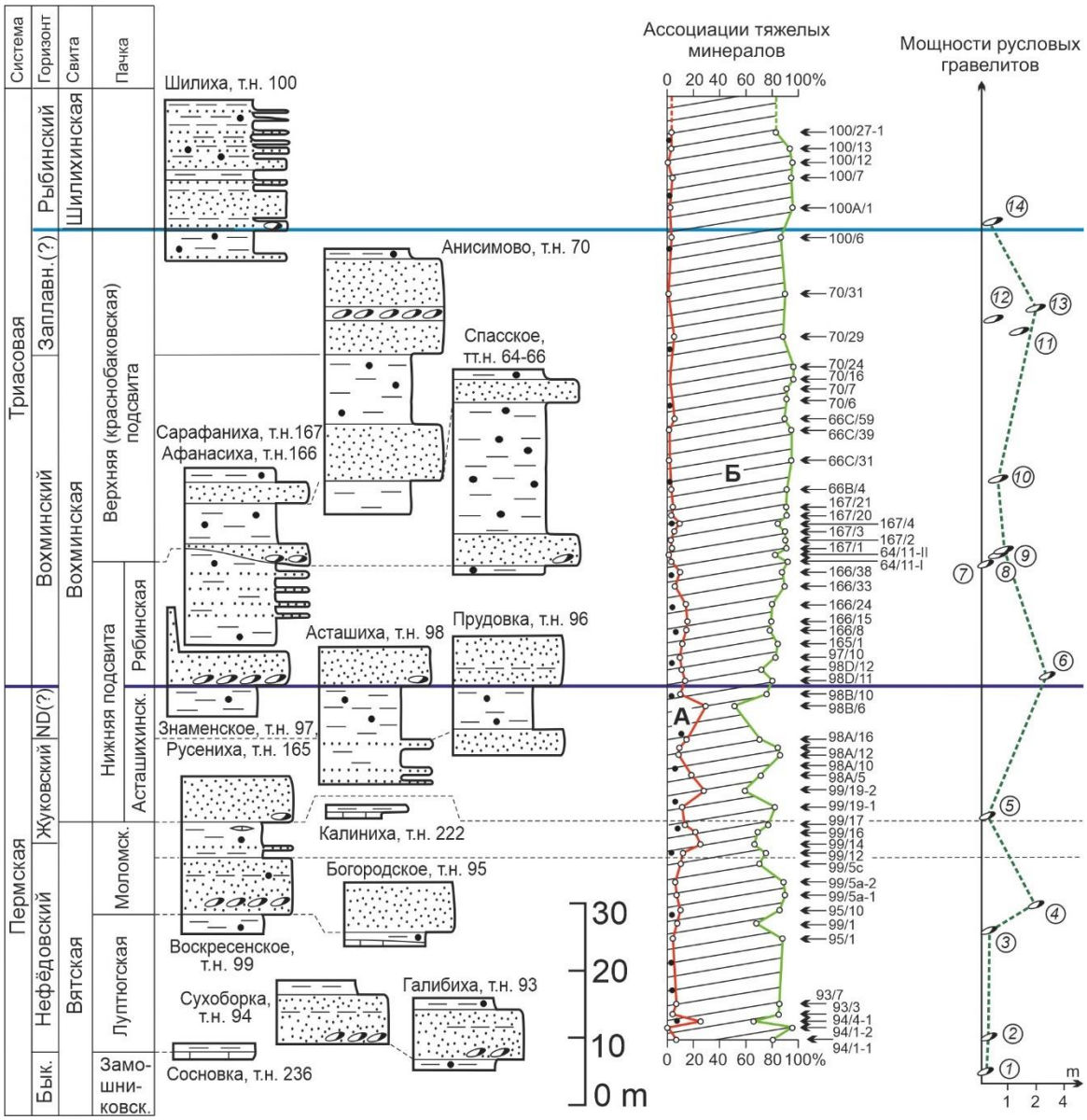


Рис. 62. Динамика изменения ассоциаций тяжелых минералов и характеристик русловых отложений в Ветлужской группе обнажений.

На графике распределения ассоциаций тяжелых минералов: А – альмандин-циркон-кианит-ставролит, Б – эпидот-клиноцоизит.

Конгломерато-песчаные комплексы (линзы и пластовые тела): 1 – Галибиха, 2 – Сухоборка, 3 – Богородское, 4 – Воскресенское, нижний врез, 5 – Воскресенское, верхний врез, 6 – Знаменское, 7 – Афанасиха, 8 – Ильинское, 9 – Спасское на Ветлуге, нижний врез, 10 – Дмитриево, 11 – Андреево, 12 – Вознесенье, 13 – Анисимово, верхний врез, 14 – Шилиха.

Мощность гравелитов см. табл. 5, на графике показана в логарифмической шкале.

6.1.4. Литохимия терригенных отложений

Минералогические характеристики коррелируют с распределением содержаний ряда микроэлементов (Приложение 1, 2; рис. 63, 64).

Как установили Дж. Гарвер с соавторами (Garver et al., 1996), вероятное присутствие среди источников сноса ультраосновных пород реконструируется по повышенному содержанию в тонкозернистых осадочных породах т.н. экзотических микроэлементов Cr (>150 г/т) и Ni (>100 г/т), характерным величинам отношения их концентраций Cr/Ni (~1,3–1,5) и высокой положительной корреляции между содержанием Cr и Ni (≥0.9).

В саларёвской свите Северодвинского разреза содержание Cr примерно в половине исследованных образцов алеврито-глинистых пород меньше 150 г/т (рис. 63). Минимальные концентрации коррелируют с карбонатными пачками или с терригенными породами, обогащенными карбонатным материалом, которые подстилают или перекрывают озерные отложения. Содержания Cr >150 г/т отмечены на уровнях, которые ассоциируются с русловыми песчаными линзами и, к слову, охарактеризованы максимальными концентрациями эпидота-клиноцоизита в прозрачной части тяжелой фракции (рис. 61, рис. 19). Содержание Ni колеблется в пределах 26–170, редко превышая 100 г/т. Причем максимальные концентрации элемента вновь отмечаются на уровнях, где широко представлены русловые песчаные линзы. Значения Cr/Ni редко отвечают области 1,3–1,5, не достигая, либо превышая ее. Отношения Cr/Ni = 1,3–1,5 отмечены на уровне песчаных линз.

При переходе к терминальной пачке пермской системы – недубровской в вохминской свите, содержание Cr всегда превышает 150 г/т при норме 92–126 г/т для тонкозернистых осадочных пород (Taylor, MacLennan, 1985; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003 и др.), а Ni – варьирует в пределах 122–166 г/т при норме 47–55 г/т (Taylor, MacLennan, 1985; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003 и др.). Значения Cr/Ni концентрируются внутри или вблизи области 1,3–1,5. Аналогичная ситуация сохраняется в базальной рябинской пачке индского яруса и выше, что тоже указывает на усиление влияния ультраосновного источника обломочного материала уральского происхождения в индское время.

Для реконструкции питающей провинции информативны содержания Th/Sc, выступающие показателем размыва кислых массивов (Bhatia, Crook, 1986; Маслов и др., 2015). Крупные катионы (K, Rb, Pb), высокозарядные катионы (Th, U, Zr, Nb) и лёгкие редкоземельные элементы (La, Ce, Nd) имеют положительную корреляцию с Si и индексом минералогической зрелости, который представляет собой соотношение кварца к сумме кварц + полевые шпаты + обломки пород. Эта особенность указывает, что перечисленные элементы связаны с кварцевым компонентом и в значительной степени контролируются исходной породой (Bhatia, Crook, 1986), то есть в первую очередь кислыми массивами и в контексте пермо-триасовой седиментологии МС – кристаллическими комплексами Фенноскандии. Напротив, большинство переходных металлов и изоморфных с ними элементов (Al, Fe, Ti, Mg, V, Co, Zn, Ga), а также Sc связаны с вулканическим

материалом в виде лититовых зерен, пироксена, эпидота (Bhatia, Crook, 1986) и в контексте пермо-триасовых отложений МС должны ассоциироваться с основными-ультраосновными источниками уральского сноса.

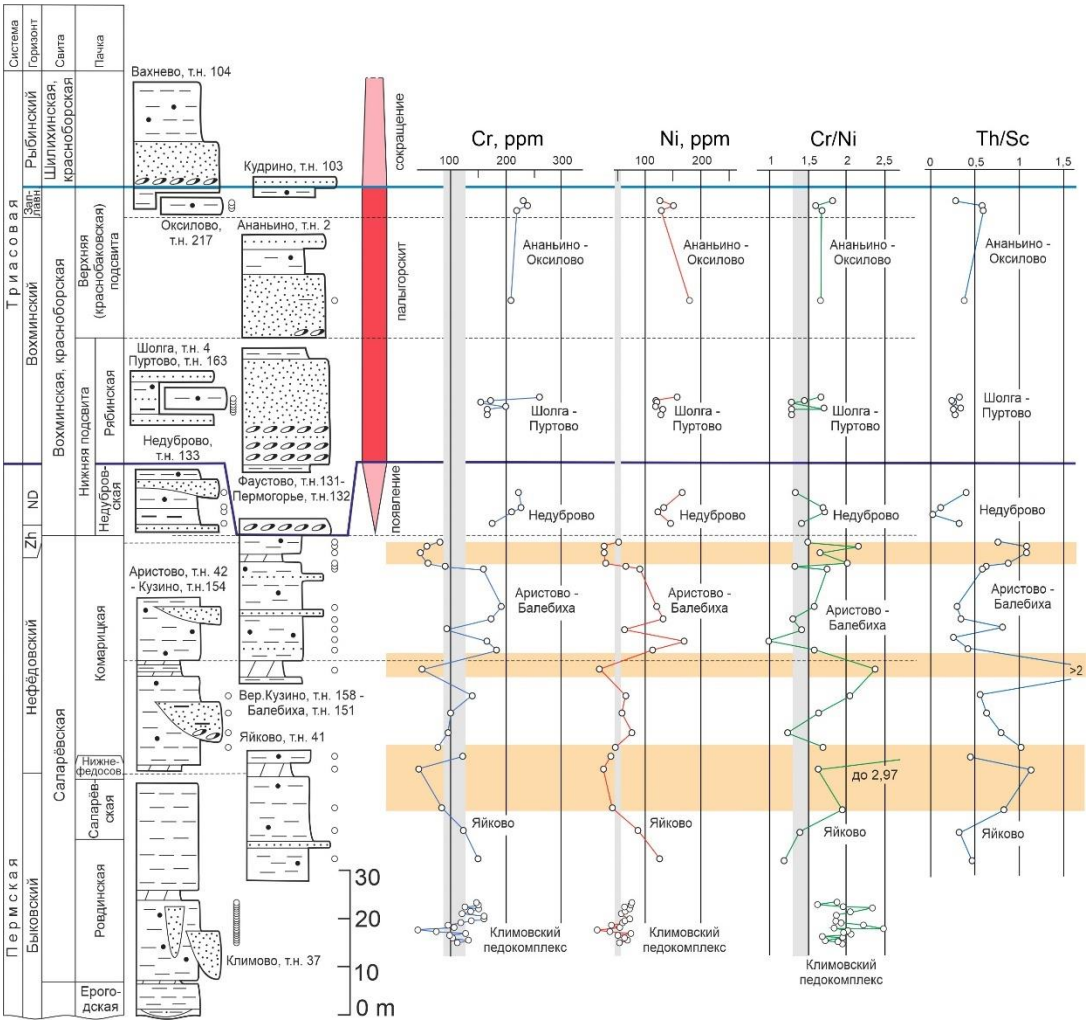


Рис. 63. Содержание Cr, Ni и распределение величин отношения Cr/Ni, Th/Cd в верхнепермских – нижнетриасовых отложениях Северодвинской группы обнажений.

Уровни отбора образцов показаны кружками справа от колонок. Серое поле – среднее содержание Cr и Ni в тонкозернистых осадочных породах (по Taylor, MacLennan, 1985; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003 и др.), на графике отношения Cr/Ni – область значений 1,3–1,5. Светло-коричневое поле – интервалы с карбонатными озерными отложениями. Красное и розовое поле – распространение палыгорскита. Данные по Климовскому педокомплексу по монографии (Иноземцев, Таргульян, 2010).

Наиболее высокие значения отношения Th/Sc в терригенных отложениях в Северодвинской группе обнажений встречаются в карбонатных глинах, присутствующих в карбонатных озерных пачках саларёвской свиты вятского возраста – около 1 (рис. 63). На уровне крупных русловых линз отношение Th/Sc снижается до 0,5 и ниже, отражая рост Sc, что указывает на участие основных–ультраосновных источников. Наиболее высокие величины отношения Th/Sc наблюдаются в антифазе с максимальными содержаниями Cr и Ni, показывая в это время минимальный вклад ультраосновного уральского материала и максимальный – кислых магматических и метаморфических пород, охарактеризованных высоким содержанием Th, наиболее вероятно, фенноскандинавского происхождения.

Самые низкие величины Th/Sc фиксируются в недубровской пачке вохминской свиты – в аномальных случаях <0,06. В индских отложениях вохминской свиты значения Th/Sc сохраняются как правило в пределах 0,25–0,4, редко превышая порог 0,5.

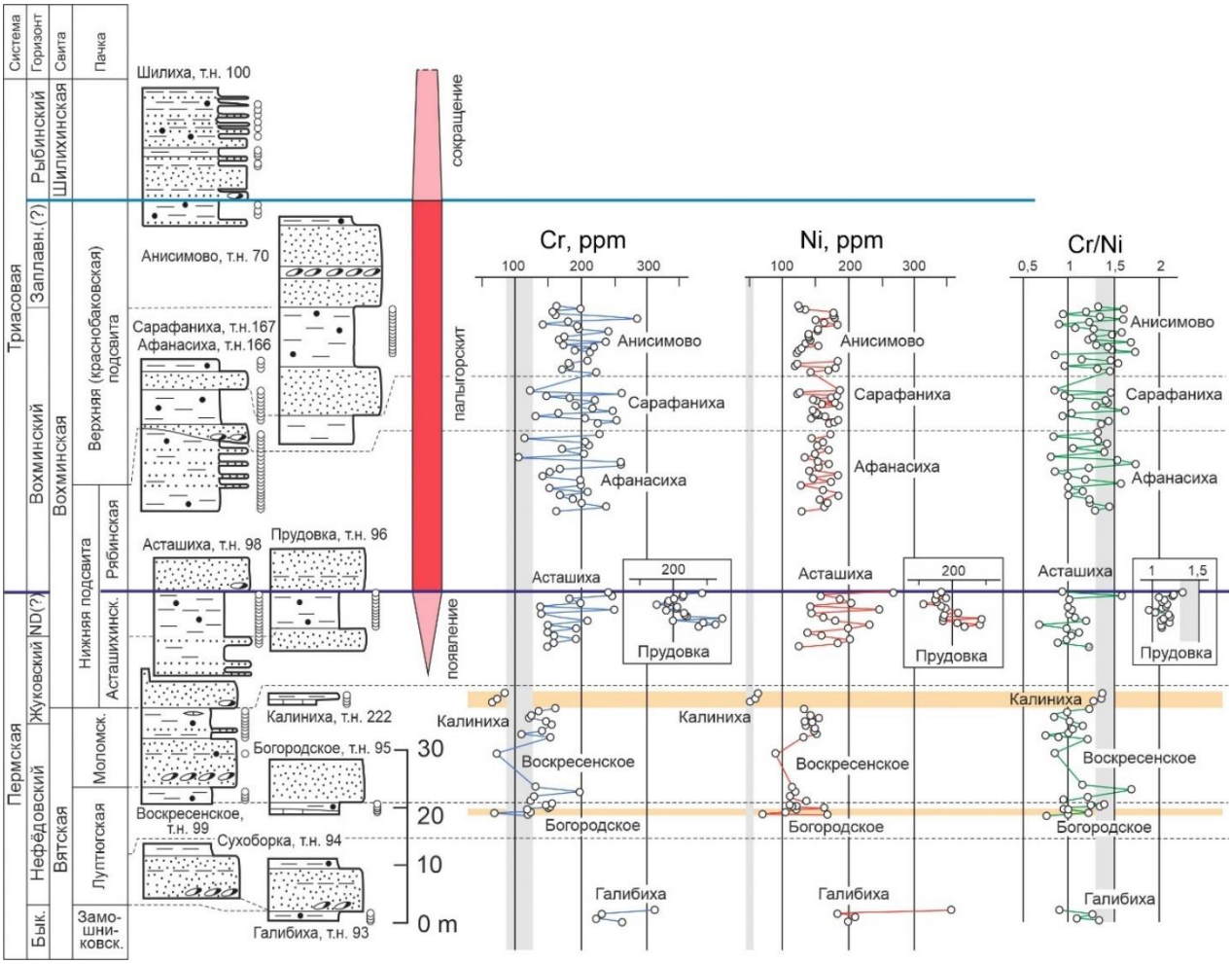


Рис. 64. Содержание Cr, Ni и распределение величин отношения Cr/Ni в верхнепермских – нижнетриасовых отложениях Ветлужской группы обнажений. Серое поле – среднее содержание Cr и Ni в тонкозернистых осадочных породах (по Taylor, MacLennan, 1985; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003 и др.), на графике отношения Cr/Ni – область значений 1,3–1,5. Светло-коричневое поле – интервалы с карбонатными озерными отложениями. Красное и розовое поле – распространение палыгорскита.

В долине р. Ветлуга показатели размыва ультрабазитовых комплексов (Cr>150 г/т, Ni>100 г/т, отношение Cr/Ni ~1,3–1,5 и высокая положительная корреляция между ними ≥0.9) тоже характерны преимущественно для индской части вохминской свиты (рис. 64). В подстилающих верхнепермских отложениях вятской свиты содержание Cr примерно в половине исследованных образцов меньше 150 г/т. Содержание Ni колеблется в пределах 69–212 г/т. Значения отношения Cr/Ni в единичных случаях достигают 1,3. Наоборот, в индских отложениях содержание Cr регулярно превышает 150 г/т при норме 92–126 г/т (Taylor, MacLennan, 1985; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003 и др.), а Ni – варьирует в пределах 133–270 г/т при норме 47–55 г/т (Taylor, MacLennan, 1985; Wedepohl, 1995; Rudnick, Gao, 2003 и др.). Значения Cr/Ni около 1,3–1,5 наблюдается постоянно, что также указывает на усиление влияния ультраосновного источника обломочного материала, очевидно, уральского происхождения.

Ряд литохимических индексов – показателей интенсивности выветривания, иллюстрирует климатические флуктуации.

Отношение суммарной концентрации оксидов щелочей и щелочноземельных элементов к алюминию, или индекс Σbases/Al = (Na_2O + MgO + K_2O + CaO)/Al_2O_3, рассчитывается с использованием молярных долей оксидов элементов и широко используется как палеоклиматический индикатор, в том числе при исследовании палеопочв (обзор см. Sheldon, Tabor, 2009). Его расчет выполнен автором для верхнепермских и нижнетриасовых терригенных пород, в разной степени затронутых палео-педогенной трансформацией. При расчете были исключены карбонатные породы и обогащенные непедогенным карбонатным материалом терригенные отложения.

В Северодвинской группе обнажений в саларёвской свите отношения Σbases/Al демонстрируют высокую вариабельность (рис. 65) от значений, близких к 1, до 5,2, при этом стоит учитывать, что максимальные величины характерны для образцов, обогащенных $C_{орг}$, которые способны адсорбировать мобильные элементы и влиять на значение индекса. В ровдинской и саларёвской пачках (циклиты Vn3, Vn4) индекс варьирует от 1,4 до 4,2 при среднем 3,1. В верхней части комарицкой пачки саларёвской свиты (циклиты Vn5, Vn6) – от 1,1 до 2,1 при средних 1,4. В вохминской свите Σbases/Al заметно увеличивается в сравнении с комарицкой пачкой и колеблется от 1,3 до 3,4 при средних 2,3, что свидетельствует об ослабление миграционной способности (мобилизации) щелочных и щелочноземельных элементов в более аридных обстановках. Выше в индском интервале вохминской свиты Σbases/Al меняется от 1,2 до 1,6 при среднем 1,5, также позволяя говорить в целом о более засушливых условиях, чем во время накопления терригенных отложений комарицкой пачки саларёвской свиты.

Индекс выветривания CALMAG = Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + MgO)×100 (Nordt, Driese, 2010), используется как индикатор влажности климата (рис. 65). В саларёвской свите его значения также демонстрируют высокую вариабельность в терригенных и карбонатных отложениях и при сравнении алеврито-глинистых пород, отобранных с разных уровней разреза. Для прослоев глин, присутствующих в озерных карбонатных пачках, и пород, обогащенных $C_{орг}$, характерны низкие значения, варьирующие преимущественно в интервале от 20 до 30. В красноцветных терригенных отложениях отмечается последовательный рост значений CALMAG. В алеврито-глинистых породах ровдинской, саларёвской и нижней части комарицкой пачек (циклиты Vn3, Vn4) индекс варьируют от 35 до 63 при среднем 45,6, в средней части комарицкой пачки (циклит Vn5) – от 53 до 74 при среднем 66,9, в верхней части комарицкой пачки (циклит Vn6) – от 65 до 74 при среднем 69,5. Максимальные значения коррелируют с уровнями эрозионного вреза русловых линз. Из приведенных контрастных величин индекса CALMAG следует вывод, что вятский век поздней перми в масштабах геологического времени (сотни тысяч лет) характеризовался в целом гидрологически контрастным климатом с преобладанием обстановок с относительно высоким индексом гумидности.

В недубровской пачке верхнепермского возраста CALMAG снижается до среднего 53, отражая наиболее аридные обстановки. В индской части вохминской свиты средняя величина индекса составила 64,3.

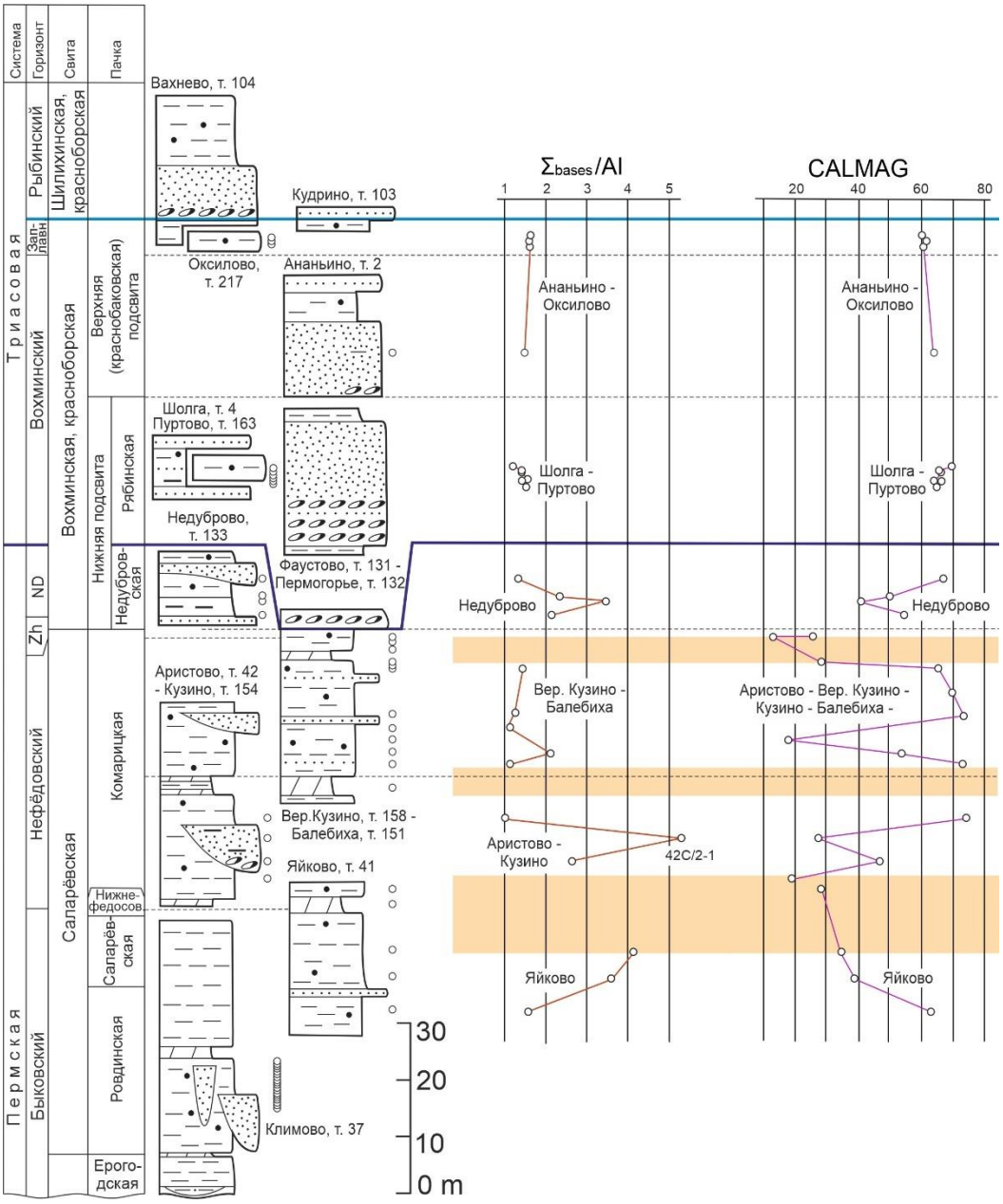


Рис. 65. Распределение величин литохимических индексов Σbases/Al и CALMAG в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях Северодвинской группы разрезов. При расчете Σbases/Al исключены карбонатные породы и обогащенные непедогенным карбонатным материалом терригенные отложения, при расчте CALMAG исключены карбонатные породы.

Светло-коричневое поле – интервалы с карбонатными озерными отложениями.

В Ветлужской группе обнажений при переходе от верхнепермской вятской свиты к асташихинской пачке вохминской свиты индекс Σbases/Al увеличивается: от минимальных значений (близких к 1) до 2,7 (рис. 66) и также указывает на ослабление миграционной способности (мобилизации) щелочных и щелочноземельных элементов в засушливых условиях. В индских отложениях величина индекса колеблется преимущественно в пределах 1,5–2,5, но регулярно превышает указанное верхнее значения, достигая максимальных 3,9, что свидетельствует о более аридных обстановках.

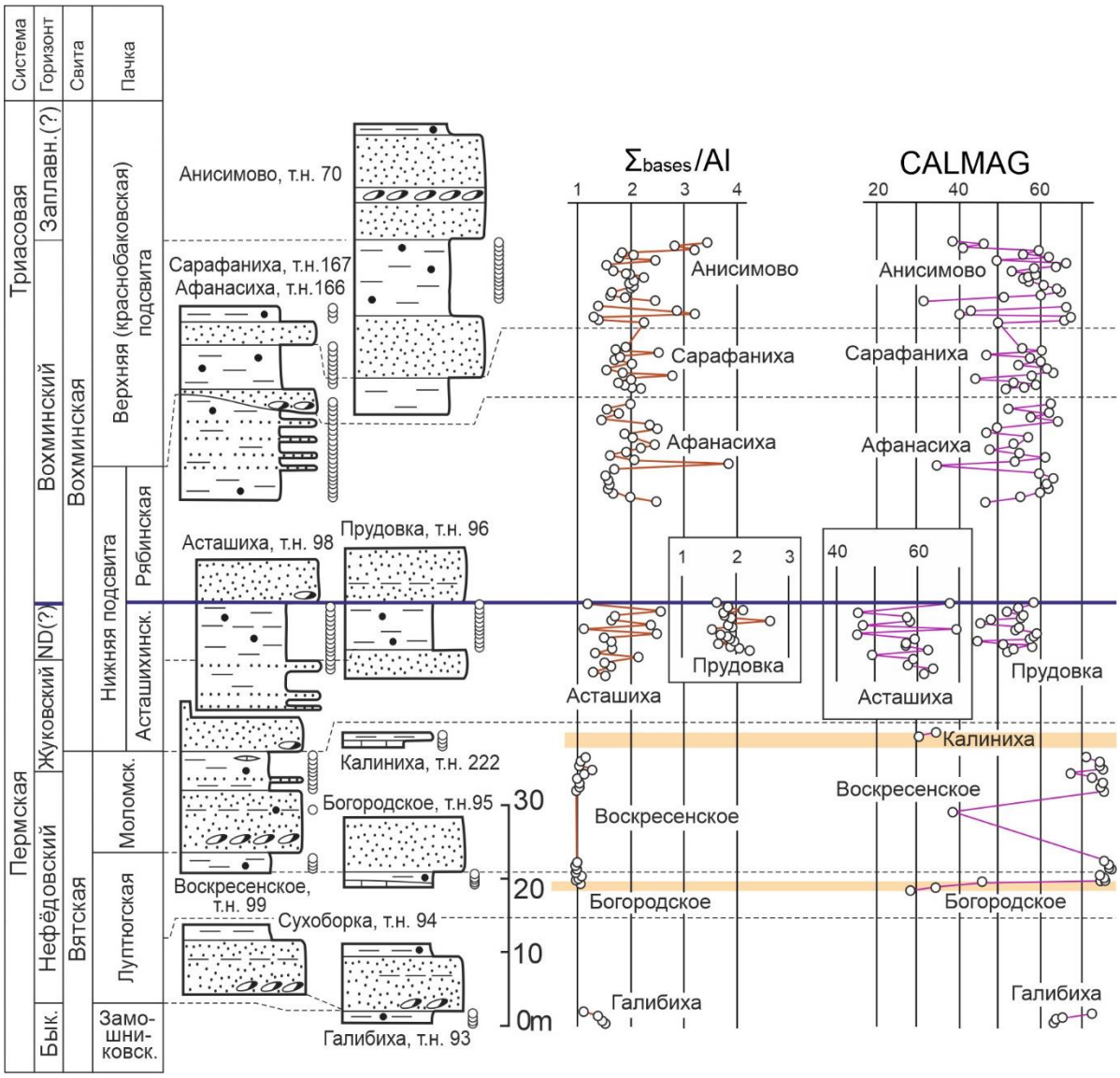


Рис. 66. Распределение величин литохимических индексов Σbases/Al и CALMAG в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях Ветлужской группы обнажений. При расчете Σbases/Al исключены карбонатные породы и обогащенные непедогенным карбонатным материалом терригенные отложения, при расчете CALMAG исключены карбонатные породы.

Светло-коричневое поле – интервалы с карбонатными озерными отложениями.

Значения индекса CALMAG в вятской свите верхнепермского возраста вновь демонстрируют высокую вариабельность (рис. 66). Низкие величины (в пределах 25–35) характерны для прослоев глин, присутствующих в озерных карбонатных пачках, которые указывают на засушливые обстановки, установленные в узких стратиграфических интервалах. Низкие величины сменяются очень высокими в красноцветных алеврито-глинистых отложениях, которые свидетельствуют о высокой степени выветривания пород питающей провинции и в палеопочвах. В целом вновь наблюдается увеличение индекса по мере омоложения циклитов. Среднее значение для замошниковской пачки (циклит Vw1) составило 66,8, для луптюгской (циклит Vw2) – 75,4, для моломской (циклит Vw3) – 73,9. Из приведенных контрастных величин также следует, что вятский век в масштабах геологического времени (сотни тысяч лет) как и при накоплении отложений, вскрытых в Северодвинской группе обнажений, характеризовался гидрологически контрастным климатом с преобладанием обстановок с относительно высоким

индексом гумидности.

В верхнепермских отложениях вохминской свиты величина индекса CALMAG уменьшается и колеблется в основном в пределах 50–60, отражая переход к более засушливым условиям. В индских отложениях вохминской свиты индекс CALMAG колеблется от 32 до 67 при среднем значении 55,6.

6.1.5. Изотопный состав углерода и кислорода озерных и педогенных карбонатов

Изотопный состав озерных и педогенных карбонатов приведен в таблицах и на рисунках (Приложение 3, 4; рис. 67–73). Значения $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ демонстрируют ритмичные подчас высокоамплитудные колебания, особенно по кислороду (рис. 67, 68, 69, 71, 72). Наиболее масштабные флуктуации фиксируются в озерных карбонатах в Северодвинской группе обнажений – в полдарсской свите значения $\delta^{18}O$ меняются от 25,5 до 34,1‰. В саларёвской свите наиболее широкие колебания отмечены в нижнефедосовской пачке (циклит Vn4, рис. 68, Е) на границе нижнего и вятского подъярусов – от 24,0 до 29,1‰. Выше наблюдается снижение значений $\delta^{18}O$ в озерных карбонатах (от 23,2 до 26,6‰ в циклите Vn5, от 23,1 до 26,5 ‰ в циклите Vn6 (рис. 68, Ж, З).

В саларёвской свите установлены высокоамплитудные колебания $\delta^{18}O$ в педогенных карбонатах, например, в комарицкой пачке – от 20,8 до 27,8‰ (циклиты Vn5, Vn6, рис. 68, Ж, З). Изотопный состав кислорода гидрогенных карбонатов часто отвечает области современных нормально-морских карбонатов (до 30,3‰ в саларёвской свите; до 30,7‰ в вятской свите в Ветлужском разрезе, рис. 68, Д; 71, Б), что сближает их с одновозрастными озерными карбонатными отложениями, но не пересекается с областью педогенных карбонатов, отобранных из тех же циклитов.

Вариации величин $\delta^{13}C$ часто демонстрируют ковариацию – синхронность с флуктуациями $\delta^{18}O$, особенно в озерных отложениях, нередко с близкой амплитудой, что характерно для континентальных водоемов, представляющих закрытые бессточные системы (Talbot, 1990). В педогенных карбонатах ковариация $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ не такая отчетливая, тем не менее проявляется от верхнего северодвинского подъяруса до кровли индского яруса.

В переходном интервале от перми к триасу изотопные данные по углероду и кислороду демонстрируют закономерные изменения как в Северодвинской, так и в Ветлужской группах обнажений.

В основании вохминской свиты фиксируются минимальные значения $\delta^{13}C$. Снижение отмечено в Северодвинском и Ветлужском сводных разрезах как в озерных известняках (рис. 20; 68, И – Недуброво, -8,8‰; рис. 20; 71, В – Прудовка, -11,0‰), так и в педогенных карбонатных нодулях (рис. 20;. 68, И – Недуброво, -6,5‰; рис. 22; 71, В – Асташиха, -9,8‰). По сравнению с подстилающими отложениями амплитуда негативного экскурса в недубровской и асташихинской пачках оценивается до 8,5‰ в озерных карбонатах и до 7,5‰ в педогенных (рис. 70, 73). В индском

интервале вохминской свиты наблюдается экскурс величин $\delta^{13}C$ в положительную стороны, выраженный особенно отчетливо в Ветлужской группе обнажений.

Изотопный состав кислорода в озерных карбонатах характеризуется обеднением тяжелым изотопом ^{18}O при переходе к триасу (рис. 69). В недубровской пачке значения $\delta^{18}O$ в них снижается до 21,1‰ (рис. 20; 68, И; 70), в асташихинской – до 21,5% (рис. 23; 71, В; 73). Это минимальные величины для озерных карбонатов в обоих сводных разрезах. В педогенных карбонатах величины $\delta^{18}O$ снижаются в недубровской пачке до минимальных 20,6‰ для Северодвинской группы обнажений, в асташихинской – до минимальных 21,0‰ для Ветлужского разреза.

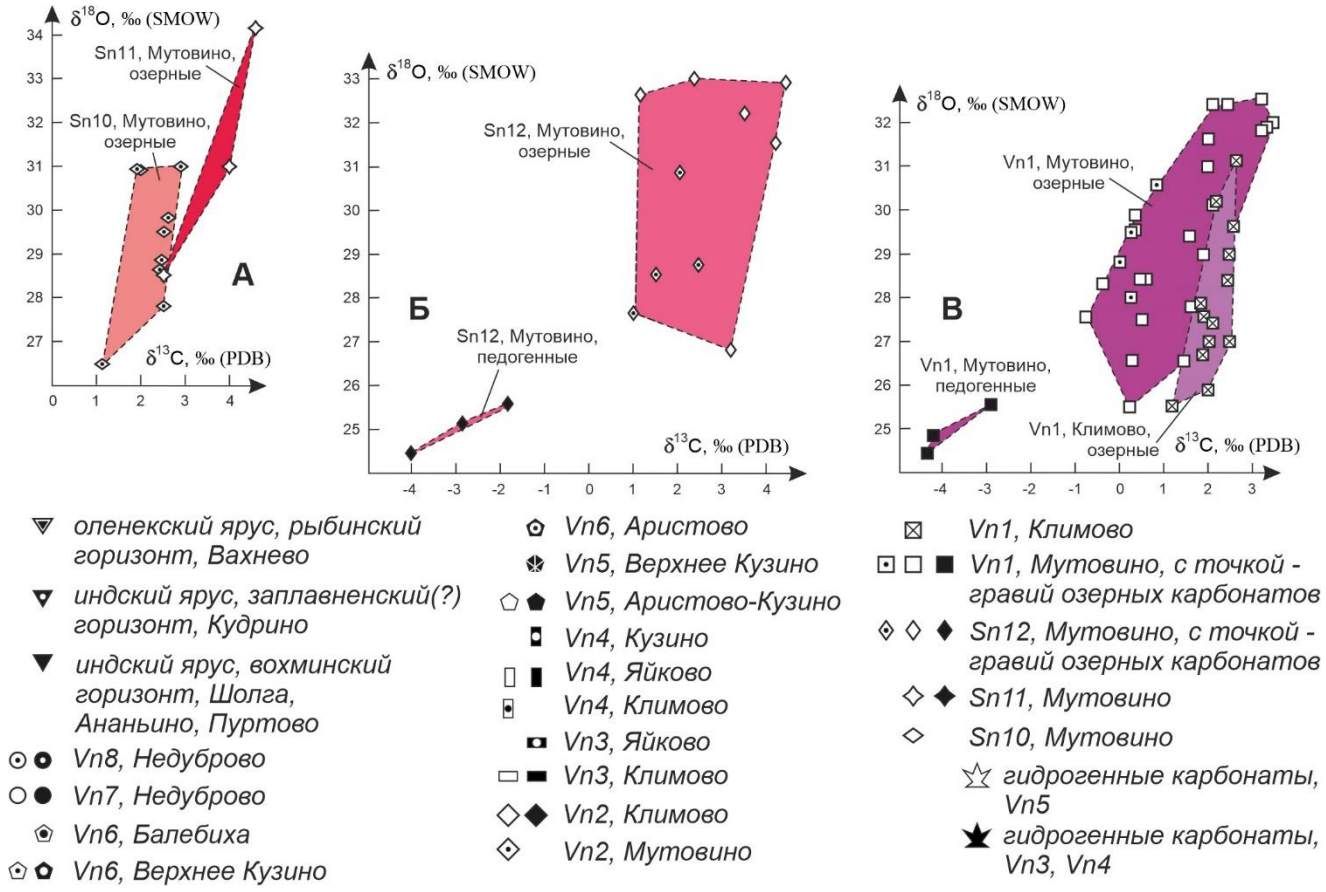


Рис. 67. Изотопно-геохимическая характеристика ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) озерных и педогенных карбонатов Северодвинской группы обнажений по циклитам. А, Б – верхний северодвинскй подъярус, В – нижний вятский подъярус.

Условные обозначения: левые колонки (светлые) – озерные карбонаты, правые колонки (черные) – педогенные карбонаты.

В индском интервале вохминской свиты педогенные карбонаты демонстрируют менее широкие колебания величин $\delta^{18}O$, чем в пермских отложениях. Если в саларёвской свите и недубровской пачке $\delta^{18}O$ в педогенных карбонатах меняются от 20,6 до 27,8‰, то в индском ярусе Северодвинской группы обнажений – от 21,1 до 24,4‰. В вятской свите и асташихинской пачке в бассейне р. Ветлуга величины $\delta^{18}O$ в педогенных карбонатах колеблются от 21,0 до 26,2 ‰, тогда как в вышележащих индских отложениях – от 21,4 до 25,3‰ (рис. 68, К; 70; 71, Г–Е; 73).

6.2. Интерпретация аналитических данных

6.2.1. Источник сноса

Распределение ассоциаций тяжелых минералов по площади (Строк, Трофимова, 1976) и характеристики кристаллических массивов, ближайших к МС, вызывают мало сомнений в интерпретации источников сноса. Как показывают исследования восточных районов европейской России, снос эпидота-клиноцоизита вместе с ильменитом происходил/происходит при эрозии пород Уральского орогена (Андреичева, 2022; Андреичева и др., 2024; Гроссгейм и др., 1984). В эрозионном срезе домезозойских пород Урала офиолитовые комплексы, представленные породами от метабазитов с участием палеотипных базальтоидов и интрузивных габброидов до метаультрабазитов, слагают центральный домен, составляющий от 20 до 30% площади орогена (Пучков, 2010). Содержание эпидота в типичных габбро по отношению к таковому в гранитах составляет при этом (г/т) 258,5 к 147,9 (Ляхович, 1979) и в начальной стадии герцинского орогенеза Урала доля подобных пород, эродированных впоследствии, должна была быть значительно выше (Пучков, 2010).

Вклад относительно немногочисленных интрузивных гранитоидов в петрофонд Уральского орогена позднепермского – раннетриасового времени вряд ли превышал среднюю долю интрузивных гранитоидов в восточной части Балтийского щита, где они распространены очень широко и занимают до 50% дочетвертичного эрозионного среза (Геология Карелии, 1987; Ранний докембрий..., 2005).

Распространение альмандин-циркон-кианит-ставролитовой ассоциации связывается в первую очередь с Фенноскандией – районом широкого распространения гранитоидов, сланцев и гнейсов, отвечающих кислому – среднему составу, и метабазитов и метапелитов высокой ступени метаморфизма – гранулитов. Средние концентрации граната в гранулитах Кольского полуострова достигают 104 кг/т – минерал является породообразующим, тогда как эпидот не содержится в них вовсе (Ляхович, 1979). Содержание граната и циркона в типичных габбро по отношению к таковому в гранитах составляет (г/т) (2,3+35,2) к (65,2+115,6) соответственно (Ляхович, 1979). Надежным индикатором фенноскандинавского сноса выступают ставролит и кианит – диагностические минералы высокобарических субфаций метаморфизма метапелитов, происхождение которых наиболее вероятно связать с Беломорским подвижным поясом или Кейвским блоком (Ранний докембрий…, 2005; Гроссгейм, 1972). Перечисленные породы при бедности эпидотом обогащены альмандином, цирконом, ставролитом, кианитом, которые в контексте Балтийского щита часто выступают в парагенезе и прослеживаются в высоких концентрациях в осадочных породах его юго-восточного обрамления (Гроссгейм, 1972, Калмыкова, 1986). В итоге их ассоциация указывает на снос обломочного материала со стороны Фенноскандинавской питающей провинции. Потенциальный снос циркона с Урала не давал весомого вклада в состав популяции ксеногенных минералов тяжелой фракции, в пробах с

высоким содержанием эпидота-клиноцоизита его содержание обычно не превышает первых процентов.

Таким образом, при интерпретации двух минеральных ассоциаций как показателей основных источников вещества в Северодвинской и Ветлужской группах обнажений читается снос из двух питающих провинций – Уральской и Фенноскандинавской. Динамика изменений доминирующих ассоциаций показывает их высокую конкуренцию за область разгрузки своих рек в северо-восточном секторе МС. Активный снос исходно фенноскандинавского материала наблюдался вплоть до его полного доминирования в татарскую эпоху, тогда как уральский материал окончательно стал преобладать в обоих разрезах в инде.

С этой моделью согласуется высокое содержание Cr, Ni и величина отношения их концентраций Cr/Ni (~1.3–1.5) – показатель присутствия среди источников сноса ультраосновных пород, в первую очередь в индском интервале вохминской свиты.

Вероятно, что на распространение в индских отложениях минералов метаультрабазитов или продуктов их выветривания, а также палыгорскита также повлияла транспортировка речными водами терригенного материала, образованного при разрушении ультраосновных пород Урала. Это обеспечило высокую концентрацию Mg в поровых почвенных водах индского ландшафта, достаточную для синтеза палыгорскита. Источником ионов Mg^{2+} преимущественно служили эродируемые породы офиолитового пояса Уральского орогена.

Таблица 5. Характеристики наиболее крупных конгломерато-песчаных русловых комплексов восточной части Московской синеклизы и прилегающих районов.

Линза или пластовое тело	Мощность, м	Протяжен-ность, м	Мощность гравелитов-конгломератов в основании вреза, м	Доминирующая ассоциация акцессорных минералов
СЕВЕРОДВИНСКАЯ ГРУППА ОБНАЖЕНИЙ				
Рыбинский горизонт				
Вахнево	> 10	достоверно 300	Отдельные прослои до 0,5 (Лозовский, 1965), суммарно до 1,5, с кремнями	Эпидот-клиноцоизит
Вохминский горизонт, краснобаковский уровень				
Слуда (Блом, 1968)	вид. 15,2	-	4,2-5,1, с кремнями	-
Вохминский горизонт, рябинский уровень				
Фаустово	вид. 19	вид. 1500	суммарно 7, с кремнями	Эпидот-клиноцоизит
Пермогорье	24	вид. 450	0,3 с кремнями	Эпидот-клиноцоизит
Подсараица	вид. 13	вид. 200	2,5 с кремнями	-
Кузьмино, р. Кичменга	вид. 8	вид. 50	0,8–1 с кремнями	Эпидот-клиноцоизит
Нефёдовский горизонт				
Пашина гора	вид. около 19	вид. 750	2,8 с кремнями	Эпидот-клиноцоизит
Клыково-1	вид. 13	вид. 300	1,5 с кремнями	Эпидот-клиноцоизит
Савватий	12	вид. 250	1,4	Эпидот-клиноцоизит
Аристово	7,5	около 200	1,8	Эпидот-клиноцоизит
Быковский горизонт				
Яйково	1,5	вид. 50	0	Эпидот-клиноцоизит

Климово-2	12,5	200	0,25	Эпидот-клиноцоизит
Бол. Каликино	13	700	0,7	Эпидот-клиноцоизит
Путятинский горизонт				
Мутовинская линза	17,5	300	0,01	Альмандин-циркон-кианит-ставролит
Марьюшкина Слуда-С	10,5	вид. 200	0,5 в первом врезе, 1,1 во втором	Эпидот-клиноцоизит
Марьюшкина Слуда-В	4	около 100	0	Альмандин-циркон-кианит-ставролит
Марьюшкина Слуда-А	1,9	первые десятки	0	Эпидот-клиноцоизит
Порог	1,2	вид. 600		Эпидот-клиноцоизит
Устье Стрельны	до 4	вид. 300	0	Альмандин-циркон-кианит-ставролит
Никулино	2,6	вид. 100	0	Эпидот- клиноцоизит
ВЕТЛУЖСКАЯ ГРУППА ОБНАЖЕНИЙ				
Рыбинский горизонт				
Шилиха	до 15	вид. 100	0,3	Эпидот-клиноцоизит
Заплавненский(?) горизонт				
Анисимово, верхний врез	14	вид. 100	2	Эпидот-клиноцоизит
Вознесенье	вид. 6	вид. 450	0,15	Эпидот-клиноцоизит
Андреево	10	250	1,5	Эпидот-клиноцоизит
Вохминский горизонт, краснобаковский уровень				
Дмитриево	9	вид. 250	0,3	-
Спасское (на Ветлуге), нижний врез	до 11	вид. 4000	0,7	Эпидот-клиноцоизит
Ильинское	11	вид. 150	0,5	-
Афанасиха (Блом, 1974)	2,75	вид. 200	0,35	Эпидот-клиноцоизит
Вохминский горизонт, рябинский уровень				
Знаменское	вид. 8,5	вид. 250	суммарная 2,3	Эпидот-клиноцоизит
Жуковский горизонт				
Воскресенское, верхний врез	вид. 6,5	вид. 50	0,05	Эпидот-клиноцоизит
Нефёдовский горизонт				
Воскресенское, нижний врез	8,5	вид. 500	суммарно 2	Эпидот-клиноцоизит
Богородское	вид. 8	вид. 250	0,05	Эпидот-клиноцоизит
Сухоборка	вид. 7,5	вид. 500	0,2	Эпидот-клиноцоизит
Галибиха	10,5	вид. 300	0,1 x n	Эпидот-клиноцоизит

6.2.2. Генеральная динамика климатических изменений

Индекс CALMAG показывает, что наиболее влажные обстановки, благоприятные для максимальной миграции (мобилизации) щелочных и щелочноземельных элементов, реконструируются в конце нефёдовского времени в Северодвинской и в Ветлужской группах обнажений. Литохимические данные, полученные для алеврито-глинистых отложений, иллюстрируют к моменту окончания нефёдовского времени последовательное усиление гумидности.

Эти выводы подтверждаются изотопным составом карбонатов. Поскольку в континентальных обстановках похолодание вызывает обеднение атмосферных вод и, соответственно, континентальных карбонатов тяжелым изотопом ^{18}O (Leng, Marshal, 2004; Ферронский, Поляков, 2009), то снижение величин $\delta^{18}O$ в них в позднее северодвинское – вятское

время тоже может интерпретироваться как похолодание, которое отражалось на усилении гумидности (рис. 70).

Необходимо учитывать, что в континентальных обстановках изотопный состав озерных и педогенных карбонатов зависит не только от температуры седиментации, а также от изотопного состава поступающей воды, которая в пермо-триасовое время в восточной части МС представляла собой смесь автохтонных метеорных осадков и аллохтонного речного стока. Показательно, что в верхнем вятском подъярусе (рис. 19, саларёвская свита) низкие значения $\delta^{18}O$ педогенных карбонатов коррелируют с высоким содержанием эпидота-клиноцоизита, тогда как высокие величины $\delta^{18}O$ в педогенных и озерных карбонатах – с преобладающей альмандин-циркон-кианит-ставролитовой ассоциацией. Эта закономерность показывает изотопно-легкий состав воды во время уральского стока и изотопно-тяжелый – во время фенноскандинавского. Происхождение изотопно-легкой уральской воды объясняется стоком со стороны наиболее высокоширотных и, видимо, гипсометрически наиболее высоких районов Урала, в результате чего питавшиеся здесь реки характеризовались наиболее изтопно-легкой по кислороду водой.

Корреляция низких значений $\delta^{18}O$ в педогенных карбонатах с доминирующей ролью эпидота-клиноцоизита в тяжелой фракции и высоких величин $\delta^{18}O$ в озерных карбонатах с доминирующей ассоциацией альмандина-циркона-граната-ставролита при их ритмичном чередовании в разрезе друг с другом находит удовлетворительное объяснение в модели речной системы (аллювиального веера), питавшейся из разных источников. Наиболее вероятно, что в плювиальные эпизоды изотопный состав кислорода педогенных карбонатов отражал легкий изотопный состав уральской воды, что объясняется не только понижением температуры, а также активным стоком со стороны северных территорий, охарактеризованных более низкими величинами $\delta^{18}O$ метеорной воды, в это время отлагались граувакковые русловые отложения. В термальные эпизоды накапливались озерные карбонатные отложения и преобладал не столь активный, тем не менее тоже интенсивный фенноскандинавский сток, достаточный, чтобы их изотопный состав по кислороду отражал влияние соответствующих рек.

Наиболее объективные выводы о климатических изменениях предоставляют изотопные данные, полученные для отложений, накопившихся в зоне влияния одной питающей провинции. В позднее северодвинское – вятское время такие сведения предоставляют озерные карбонаты по циклитам. Их изотопный состав в Северодвинской группе обнажений (рис. 69) показывает последовательное снижение $\delta^{18}O$ от максимальных 28,5–34,1‰ (циклит Sn11, верхний северодвинский подъярус) до минимальных 23,1–26,5‰ (циклит Vn6, верхний вятский подъярус). Озерные отложения в этом интервале накопились в зоне влияния Фенноскандинавской питающей провинции. Значительное обеднение тяжелым изотопом ^{18}O вверх по разрезу указывает на сокращение интенсивности эвапоритизации и существенное опреснение обстановок, что объясняется поступлением более изотопно-легких метеорных вод. На фоне ритмичной смены плювиальных и термальных эпизодов в течение позднего северодвинского – позднего вятского

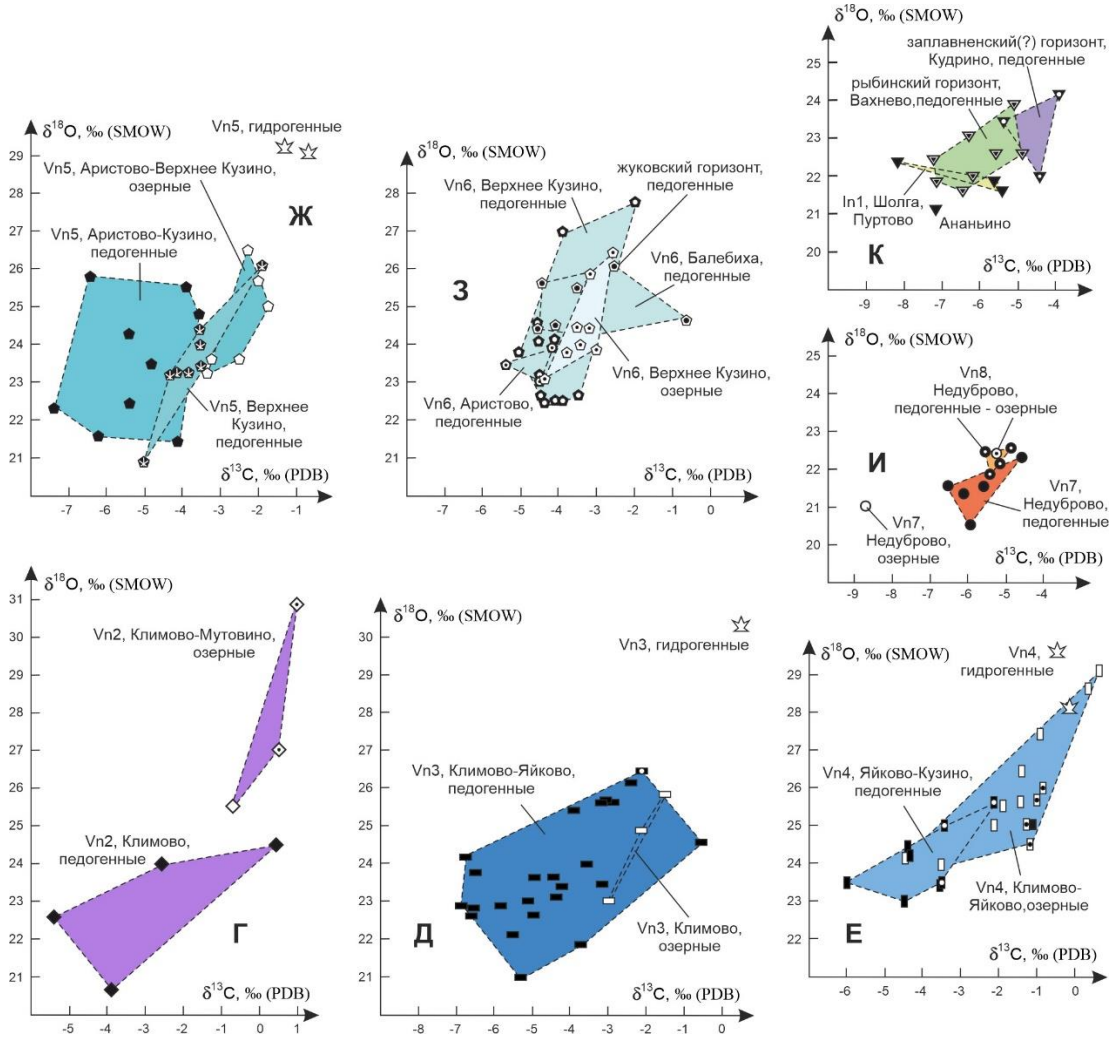


Рис. 68. Изотопно-геохимическая характеристика ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) озерных и педогенных карбонатов Северодвинской группы обнажений по циклитам (продолжение, начло см. рис. 67). Г–И – вятский ярус, К – индский ярус. Снизу-вверх – справа-налево – омоложение циклитов.

Условные обозначения см. рис. 67.

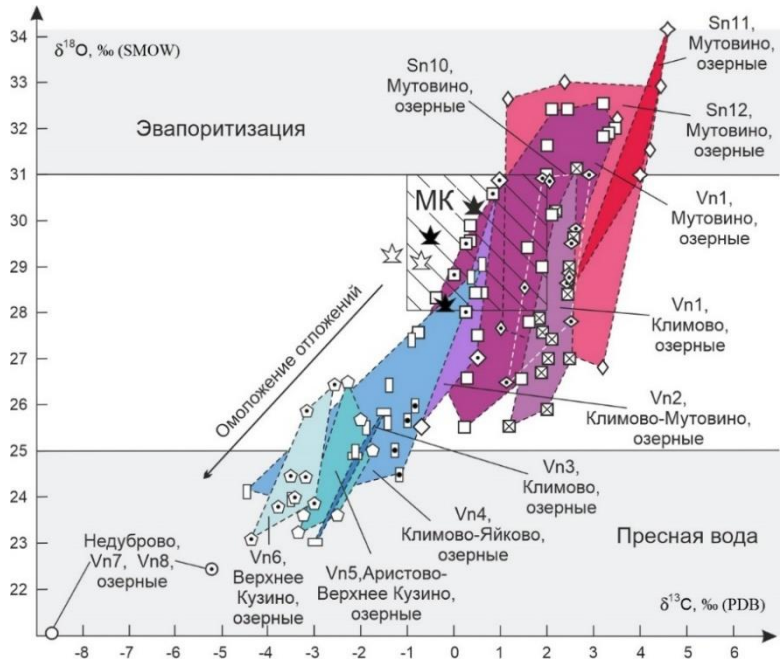


Рис. 69. Изотопно-геохимическая характеристика ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) озерных и гидрогенных карбонатов в циклитах Северодвинской группы обнажений.

Условные обозначения см. рис. 67. Цвета соответствуют циклитам на рис. 67, 68. МК – область современных нормально-морских карбонатов.

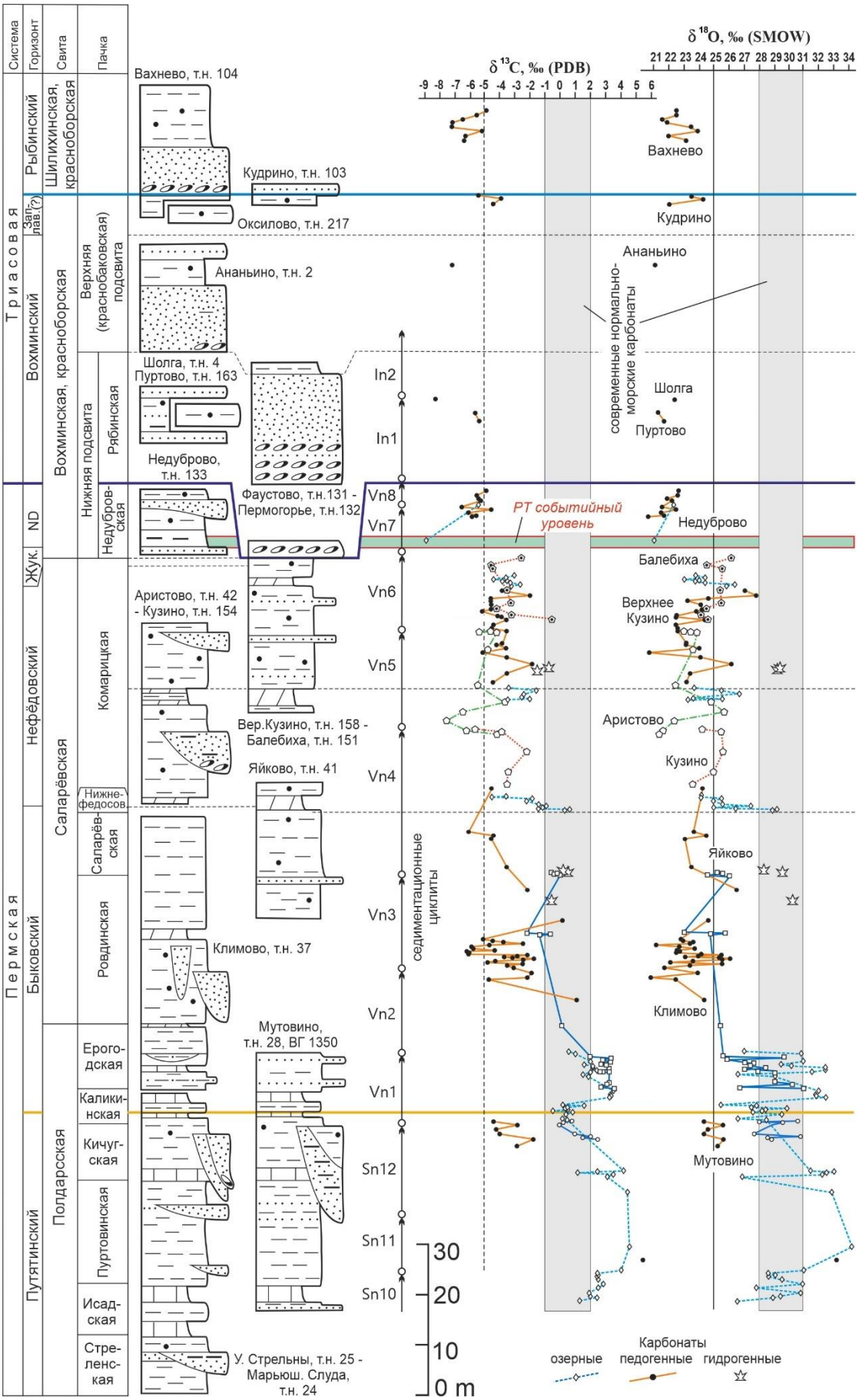


Рис. 70. Флуктуации значений $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ озерных и педогенных карбонатов Северодвинской группы обнажений. ND – слои с недубровской биотой, Жук. – жуковский горизонт.

Зеленое поле – уровень позднепермского вымирания по изотопным данным.

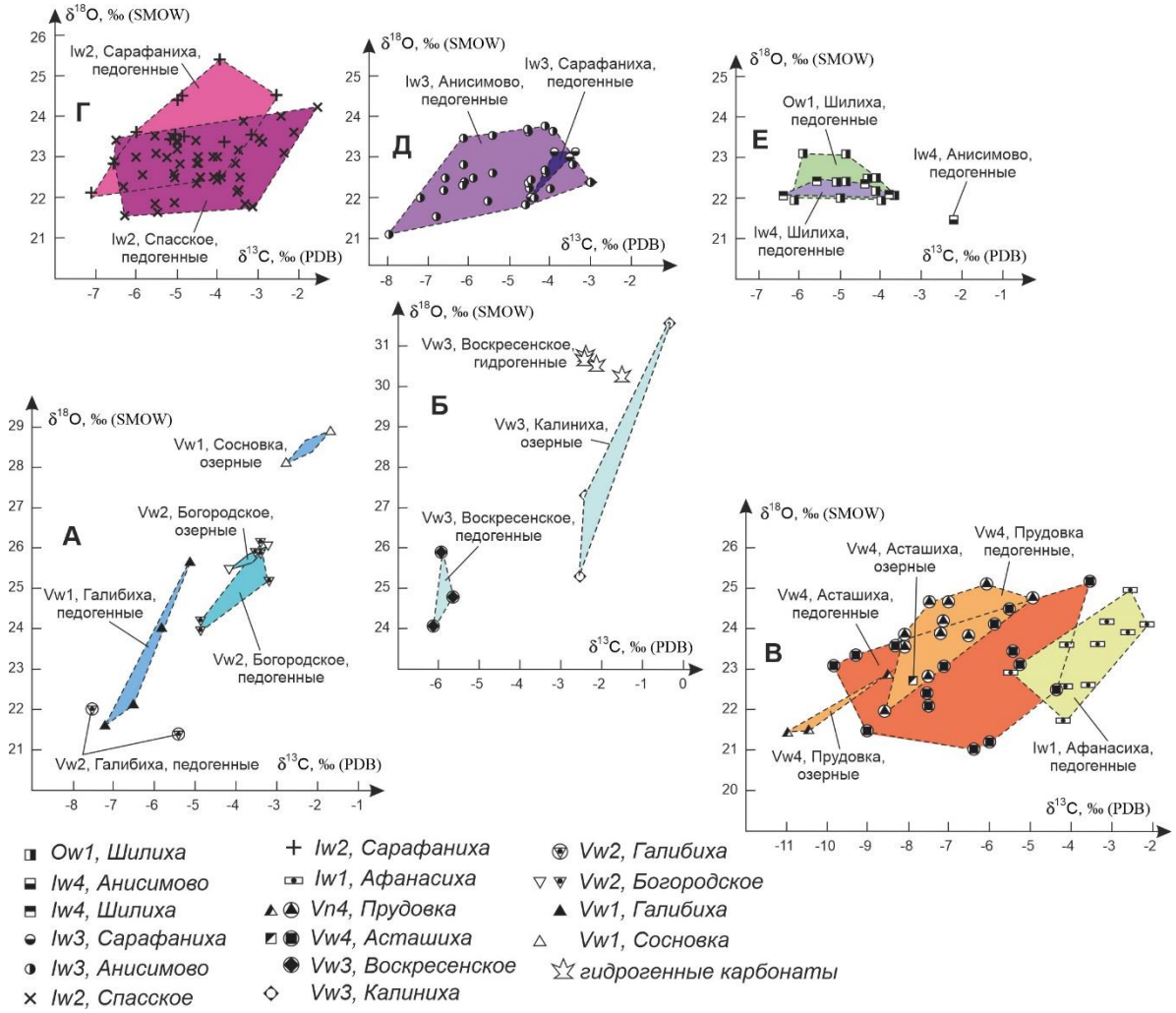


Рис. 71. Изотопно-геохимическая характеристика ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) озерных и педогенных карбонатов Ветлужской группы обнажений по циклитам. А–Б – вятский ярус, В – последний циклит вятского и первый циклит индского яруса, Г–Е – индский и оленекский ярус. Снизу-вверх – справа-налево – омоложение отложений.

Условные обозначения: левая колонка– озерные карбонаты, правая колонка – педогенные карбонаты.

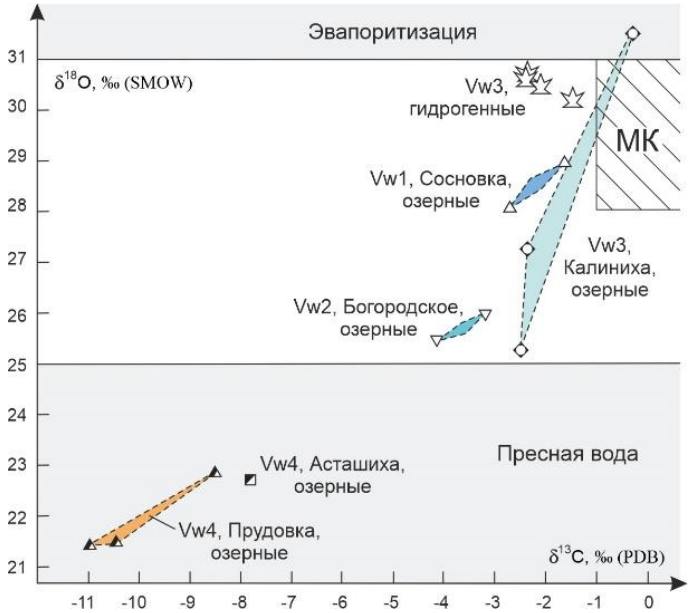


Рис. 72. Изотопно-геохимическая характеристика ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) озерных и гидрогенных карбонатов в циклитах Ветлужской группы обнажений.

Условные обозначения см. рис. 71. Цвета соответствуют циклитам на рис. 71.

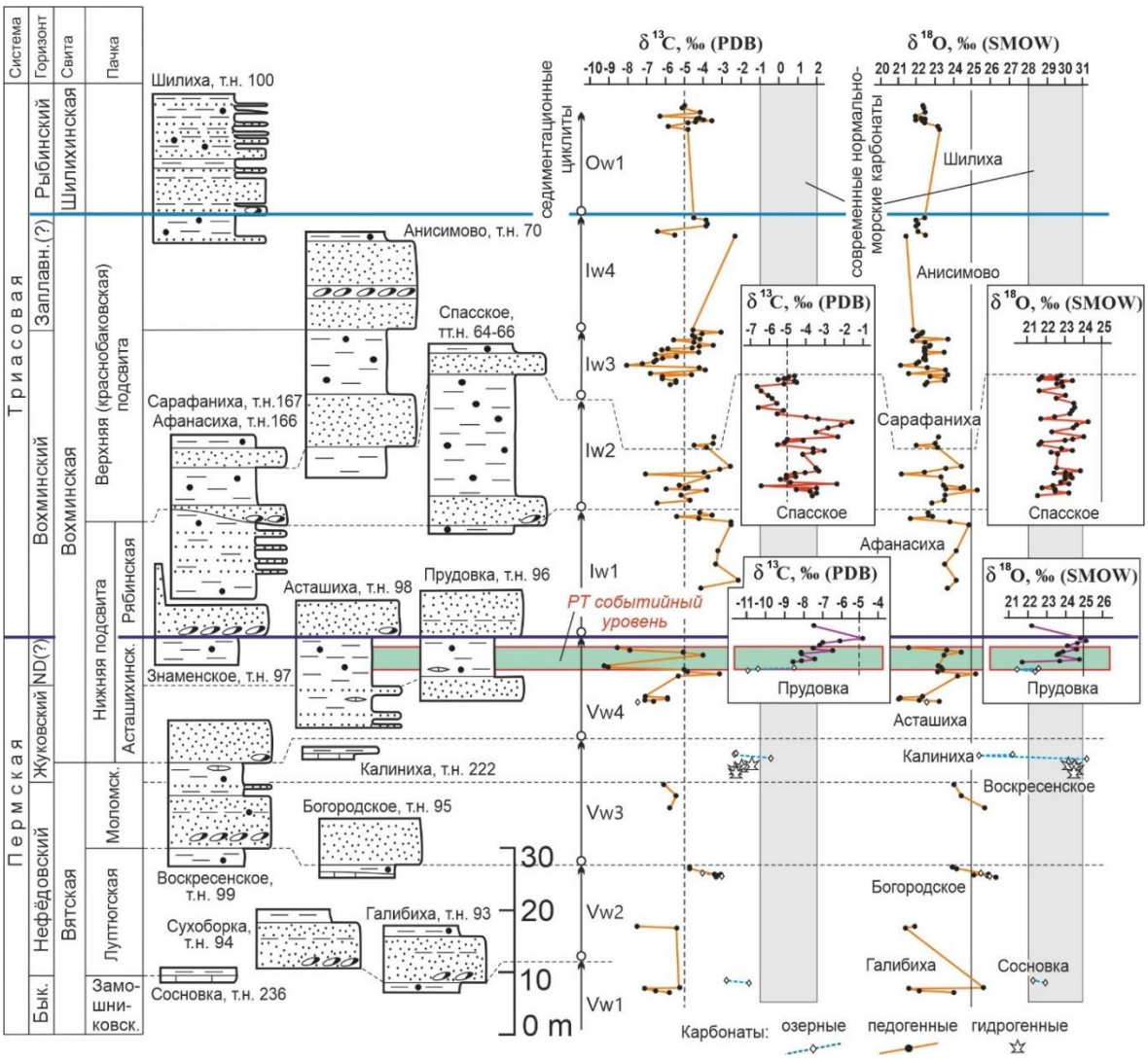


Рис. 73. Флуктуации значений $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ озерных и педогенных карбонатов Ветлужской группы обнажений.

Зеленое поле – уровень позднепермского вымирания по изотопным данным.

времени происходило длительное прогрессирующее похолодание. Близкий тренд установлен в вятских отложениях в Ветлужской группе обнажений, хотя менее отчетливый (рис. 72). Но, скорее всего, что незначительное несоответствие стало результатом неполноты данных, когда в Ветлужском разрезе в силу слабой обнаженности было получено минимальное количество анализов карбонатных пород и не учитывались озерные алеврито-глинистые отложения, обогащенные непедогенным карбонатом.

Таким образом, в позднее северодвинское – вятское время реконструируется длительный переход от семиаридных обстановок к семигумидным. Семиаридные условия развивались преимущественно в позднем северодвинском – раннем вятском интервале, когда накопление озерных карбонатных пачек происходило в наиболее теплых условиях. Семигумидные коррелируют с пиком позднепермского похолодания, выявленным в конце нефёдовского времени (циклиты Vn5, Vn6). В это время в плювиальные эпизоды максимально широко распространилась уральская речная система и развивались обширные пойменные обстановки с активным педогенезом, в термальные эпизоды происходило развитие многолетних озер, в них отлагались

углеродистые глины. Климатическая ритмичность в геологическом масштабе времени (сотни тысяч лет) характеризовалась высокой контрастностью, когда в плювиальные эпизоды преобладали обстановки с наиболее высоким индексом гумидности, в термальные – активная эвапоритизация в озерных бассейнах.

Окончательная смена питающих провинций, произошедшая при переходе к триасу, накладывает методические ограничения на сравнение изотопных данных, полученных для саларёвской, вятской свит с одной стороны и перекрывающей их вохминской свиты с другой. Между тем диагностика потепления при переходе от вятского века к индскому не вызывает сомнений. Его начало фиксируется по первым свидетельствам синтеза педогенного палыгорскита, почти полному, кроме северо-восточных локаций, прекращению накопления углеродистых отложений и по литохимическим индексам, указывающим на снижение миграционной способности щелочных и щелочноземельных элементов. Начало потепления коррелирует с уровнем позднепермского вымирания, установленным под кровлей пермской системы.

Максимум потепления фиксируется в первом циклите краснобаковской подсвиты (циклит Iw2) в Ветлужской группе обнажений, где выявлены самые высокие значения $\delta^{18}O$ для индских педогенных карбонатов 25,3‰. Синхронно максимально широко распространился синтез палыгорскита. Mg-хлорит также может быть отчасти аутигенным – указывающим на наиболее аридные условия, так как часто образуется в эвапоритовых обстановках в умеренно-аридных (еще не «солевых») условиях. Частичное упаривание поровых вод в таких обстановках, иммобилизующее и концентрирующее Mg, может привести к образованию не только палыгорскита, но и аутигенного Mg-хлорита, который развивается за счет серпентина и других обломочных минералов метаультрабазитов (Дриц, Коссовская, 1991).

6.2.3. Корреляция региональных и глобальных климатических трендов

Минимальные значения $\delta^{13}C$, выявленные в недубровской и асташихинской пачках в подошве вохминской свиты в переходном интервале от пермских отложений к триасовым (см. § 6.1.5), коррелируют с негативным экскурсом $\delta^{13}C$, установленном вблизи границы перми и триаса в морских разрезах (Takahashi et al., 2010; Shen et al., 2019, см. § 4.2.2). Соответственно, интервалы с наиболее легким изотопным составом углерода, во-первых, коррелируют друг с другом и могут рассматриваться как максимально близкие к событийному уровню позднепермского вымирания (рис. 74). Во-вторых, выявленные стратиграфические маркеры – минимальные значения $\delta^{13}C$ под кровлей пермской системы (251,941 млн лет, Shen et al., 2019) и датированный вулканический пепел (253,95±0,06 млн лет, см. раздел 4.2.2) – позволяют коррелировать континентальные пермские отложения МС и морские разрезы, следовательно, сопоставить синхронные климатические тренды, установленные на территории МС и в Мировом океане.

В настоящее время наиболее объективные сведения о температурных колебаниях на рубеже перми и триаса в морских обстановках предоставляет изотопный состав кислорода апатита

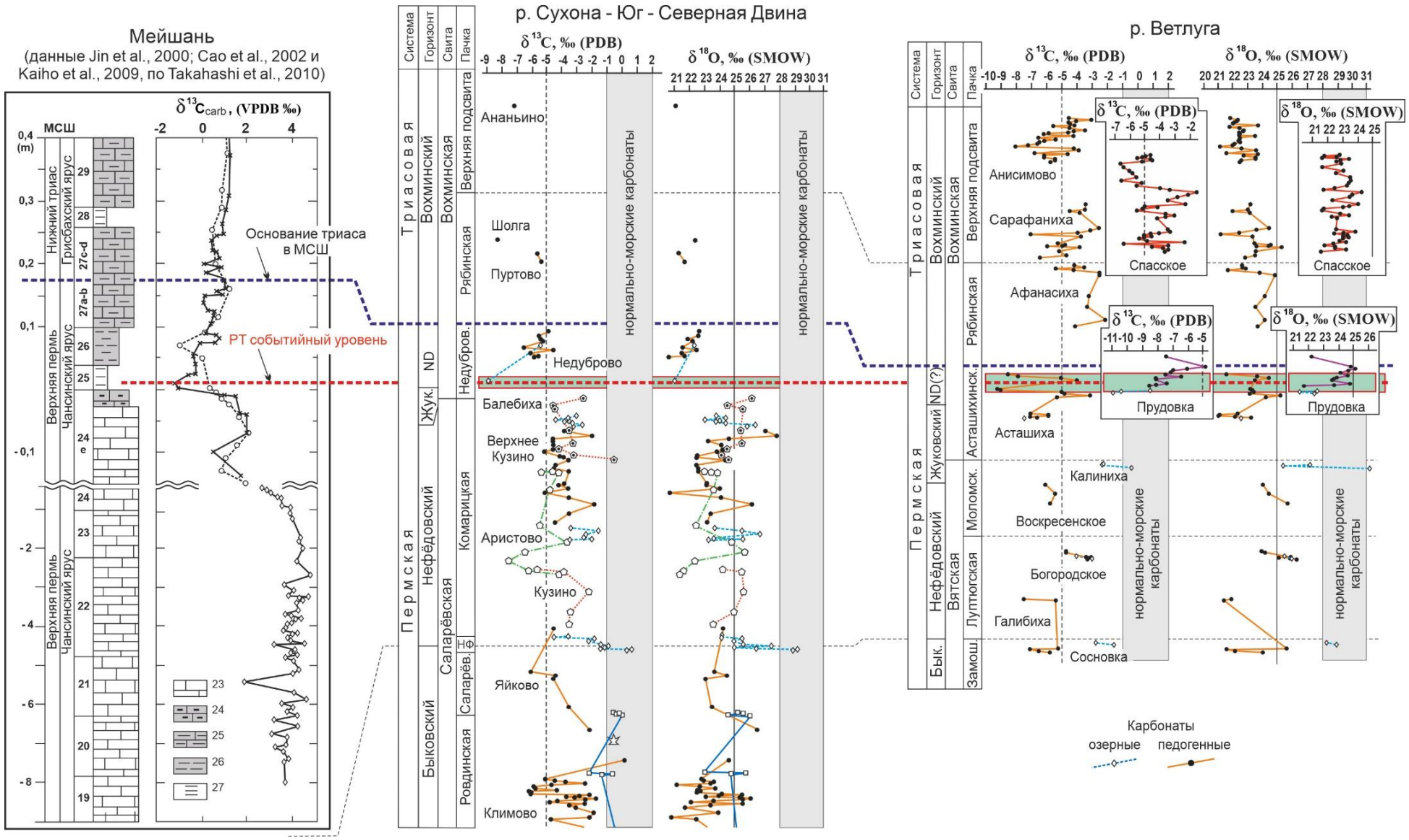


Рис. 74. Корреляция пограничных отложений перми и триаса Московской синеклизы и GSSP триасовой системы в разрезе Мейшань по изотопным данным. 1 – белый известняк, 2 – темноцветный известняк с черными обломками, 3 – темноцветный мергель, 4 – темноцветный аргиллит, 5 – глина (пепловый горизонт). ND – слои с недубровской биотой, Жук. – жуковской горизонт, НФ – нижнефедосовская пачка, Бык. – быковский горизонт.

конодонтовых элементов (Chen et al., 2013; Sun et al., 2012; Joachimski et al., 2012). По результатам исследования конодонтов из стратотипических и опорных разрезов, пересекающих границу перми триаса, накопившихся в приэкваториальной зоне – Мейшань, Шанси (Южный Китай), после снижения в нижнем вучапинском ярусе величин $\delta^{18}O$ до минимальных значений 19,5‰ VSMOW следует заметный рост в чансинском ярусе до 22,0‰ (Chen et al., 2013). Длительное прогрессирующее утяжеление отразило последовательное похолодание приповерхностных вод океана примерно на 10°C, которое закончилось незадолго до окончания чансиния.

Под кровлей чансинского яруса (в терминальной части зоны *Clarkina changxingensis*, рис. 1) величины $\delta^{18}O$ фосфата конодонтов в разрезах Мейшань, Шанси снижаются начиная с 22,0 и достигают в индском ярусе 19,0‰ VSMOW, в отдельных образцах снижаясь ниже, чем 18,5‰ (Sun et al., 2012; Joachimski et al., 2012). Резкое снижение $\delta^{18}O$ в морских обстановках указывает на быстрое потепление в конце перми – начале триаса, с которым совпадает негативный экскурс $\delta^{13}C$ под кровлей пермской системы, то есть событийный уровень второй фазы позднепермского вымирания. Расчет температур морской воды по значениям $\delta^{18}O$ показал потепление от 21 до 36°C. Пик потепления зафиксирован в первой половине индского яруса в кровле зоны *Isarcicella isarcica*. Между тем высокие температуры при их незначительном понижении реконструируются до кровли индского яруса и отмечены в оленекском.

Описанные температурные тренды – длительное похолодание в вучапинском-чансинском (северодвинском – вятском на территории ВЕП) веке и резкое потепление на границе чансинского – индского (вятского – индского на территории ВЕП) повторяют общую последовательность синхронных температурных флуктуаций в восточной части МС.

Выводы по 6 главе

Таким образом, минералогические и литохимические характеристики продемонстрировали питание флювиальной системы МС в позднепермское время за счет уральского и фенноскандинавского стока, которые конкурировали друг с другом за область разгрузки своих рек. При развитии низкоэнергетических русел пойменного типа многорукавности речные системы двух питающих провинций могли сливаться друг с другом, как наблюдается в современной геосфере. Например, зоны паводкового разлива рек Тигр и Ефрат объединяются в нижнем течении (Jawad, 2021), реки Рейн и Маас формируют общую дельту (Weerts, Bierkens, 1993), реки Амударья и Сырдарья формировали общую дельту в прошлом (Вайнберг и др., 1997).

При переходе к инду произошла резкая активизация уральской речной системы вплоть до ее полного преобладания, как показали помимо минералогических и литохимических характеристик изменения морфологии конгломерато-песчаных русловых тел и характеристик конгломератов в основании эрозионных врезов. Эволюция параметров русловых тел отразила динамику максимальной энергии процессов, приводивших к заложению крупных эрозионных врезов. Очевидно, что мощности конгломератов в основании русловых отложений при переходе от перми

к триасу пропорционально отразили увеличение энергии паводковых потоков и могут выступать критерием их интенсивности (рис. 61, 62, табл. 5). Наиболее мощные гравийно-галечных конгломераты с кремнями фиксируются в первой половине индского яруса в Северодвинской группе обнажений, выше отмечено снижение их мощностей. Соответственно, максимальная энергия пермо-триасовых рек реконструируется в первой половине индского века.

Развитие речной системы сопровождалось ритмичными и поступательными изменениями климата, которые удается реконструировать по комплексу признаков.

Изотопные данные по кислороду, полученные для карбонатных озерных отложений, накопившихся в схожих условиях в зоне влияния одной – Фенноскандинавской, питающей провинции, демонстрируют последовательное снижение значений $\delta^{18}O$, которое в континентальных обстановках интерпретируется как указание на похолодание и, очевидно, связанную с ним гумидизацию. Последовательное похолодание реконструируется в интервале от позднего северодвинского (с путятинского времени) до позднего вятского века (до конца нефёдовского времени) и согласуется с закономерной сменой литофаций.

Из контрастных величин индекса CALMAG вытекает, что вятский век – в масштабах геологического времени (сотни тысяч лет), характеризовался гидрологически контрастным климатом с преобладанием обстановок с относительно высоким индексом гумидности, когда усиливалась терригенная седиментация.

Сумма минералогических и литохимических данных (геохимические индексы CALMAG, Σbases/Al) указывает на более аридные обстановки в индских отложениях в сравнении с основным интервалом вятского яруса. Засушливые условия в индское время привели к ослаблению процессов химического выветривания в палеопочвах, невысокой степени обводнения почвенной массы и росту концентрации магния в поровых почвенных водах, что стало необходимым условием для синтеза палыгорскита. Широкое распространение палыгорскита, а также появление магнезиального хлорита, который часто образуется в эвапоритовых обстановках в умеренно-аридных (еще не «солевых») условиях (Дриц, Коссовская, 1991), стало региональным отражением глобального потепления во время заключительной фазы экологического кризиса на рубеже перми и триаса.

Совокупность данных, приведенных в §§ 4.1, 5.1, 6.1.4, 6.1.5, положена в основу первого защищаемого положения.

Совокупность данных, приведенных в §§ 6.1.1, 6.1.4, 6.2.2, положена в основу второго защищаемого положения.

Совокупность данных, приведенных в §§ 6.1.1, 6.1.2, 6.1.3, 6.1.4, 6.2.2, положена в основу третьего защищаемого положения.

Совокупность данных, приведенных в §§ 4.2.3, 6.1.5, 6.2.3, 4.2.1, 4.2.3, положена в основу четвертого защищаемого положения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

> Я вижу, что... ни почва пограничной Аравии, ни Ливии, ни Сирии… не похожа на египетскую. Египетская почва – черная, рыхлая, именно потому, что она состоит из ила, перенесенного Нилом из Эфиопии. Почва же Ливии, как известно, каменистая и довольно песчаная, тогда как аравийская и сирийская – более глинистая и несколько каменистая.
>
> *Геродот (484 – 425 г. до н.э.). История. М.: Наука. 1972. II. 12. С. 83.*

В результате проведенных исследований установлены ключевые седиментологические и климатические изменения в восточной части МС, произошедшие на рубеже перми и триаса – во время крупнейшей перестройки геосферы в истории фанерозоя.

Вариативность породообразующих компонентов терригенных отложений закономерно меняется по разрезу и демонстрирует смену источников сноса на рубеже перми и триаса. Снос граувакковых песков уральского происхождения начинает проявляться с середины северодвинского яруса. В полдарсской свите кварцевые пески феноскандинавского источника и уральские граувакки чередуются в разрезе на коротких интервалах мощностей.

Значимым рубежом в эволюции флювиальной системы МС стал переходный интервал от перми к триасу. Если в поздний северодвинский и вятский век развивались низкоэнергетические флювиальные системы, питавшиеся в районе Урала и Фенноскандии – распространялись русла с пойменной многорукавностью при слабом уклоне равнины, то с началом накопления вохминской свиты Урал повсеместно выступил главным источником вещества в регионе. В вохминской свите фиксируется самая высокая доля грауваккового материала, как в Северодвинской, так и в Ветлужской группах обнажений. В индское время седиментогенез ознаменовался резким увеличением пиковой энергии уральских рек, распространением относительно мощных грубообломочных пород, развитием рек с осередковой многорукавностью и меандрирующих русел в условиях импульсивного речного стока. Транспортировка речными водами терригенного материала, диспергированного при разрушении ультраосновных пород Уральского орогена, обеспечила высокую концентрацию Mg в поровых почвенных водах индского ландшафта, достаточную для синтеза палыгорскита.

В течение позднего северодвинского – вятского века установлена последовательная трансформация климата от семиаридного до семигумидного, которая коррелирует с вучапинско-чансинским похолоданием в морских разрезах. Пик похолодания и гумидизации фиксируется в конце нефёдовского времени. Вместе с тем поздний северодвинский – вятский век до конца нефёдовского времени характеризовался контрастными климатическими колебаниями в геологическом масштабе времени (сотни тысяч лет), когда при длительном накоплении терригенных отложений преобладали обстановки с наиболее высоким индексом гумидности; во

время краткосрочных периодов формирования карбонатных отложений развивалась активная эвапоритизация в озерных бассейнах.

Региональное потепление и климатическая трансформация в сторону аридизации при переходе от вятского времени к индскому не вызывают сомнений. Начало потепления фиксируется с жуковского горизонта терминальной перми, его пик – в первом циклите верхней (краснобаковской) подсвиты вохминской свиты в середине инда. Одновременно, поскольку диапазон колебаний величин $\delta^{18}O$ педогенных карбонатов в индском ярусе более узкий, чем в основном интервале татарского отдела, в геологическом масштабе времени (сотни тысяч лет) климатическая ритмичность в инде не была такой контрастной, как в позднепермскую эпоху, хотя в целом характеризовалась наиболее низким индексом гумидности в изученном интервале.

Для пермо-триасового интервала ОСШ установлены два региональных стратиграфических маркера – вулканический пепел с изотопным (CA-ID-TIMS) возрастом 253,95±0,06 млн лет в основании нефёдовского горизонта и максимально легкий изотопный состав углерода в озерных и педогенных карбонатах под кровлей пермской системы, близкий к событийному уровню позднепермского вымирания в морских разрезах (251,941±0,037 млн лет). Минимальные величины $\delta^{13}C$ в разрезах МС могут служить изотопно-геохимическим критерием при корреляции асташихинской и недубровской пачек вохминской свиты друг с другом и с терминальными отложениями чансинского яруса МСШ. Тогда как совместно с датированным вулканическим пеплом они противоречат традиционному мнению о крупном региональном перерыве в осадконакоплении на рубеже перми и триаса. Пограничные пермо-триасовые отложения в восточной части МС характеризуются лишь относительно короткими внутриформационными перерывами, неизбежными в континентальных обстановках.

Седиментология и геохимия красноцветных пермо-триасовых отложений МС демонстрируют развития ее речных систем (аллювиальных вееров) на фоне меняющегося климата, иллюстрируя эволюцию среды, в которой местная континентальная биота переживала череду кризисов и расцветов.

При переходе от перми к триасу на ВЕП существенно менее разнообразными стали тетраподы – падение их разнообразия произошло с 18 семейств в преджуковское вятское время до 8 в первой половине инда (Сенников, Голубев, 2017). Наиболее распространенные брахиопоидные лабиринтодонты *Tupilakosaurus sp.* (Блом, 1968; Ивахненко и др., 1997) использовали жаберное дыхание по аналогии с родственными Dvinosauridae (Шишкин, 1973) и сезонное обезвоживание экотопов пережидали, можно предполагать, зарываясь в ил. Получили распространение двоякодышащие, адаптированные переносить сухие сезоны с помощью «легочного» дыхания (М. Миних, 1977). Одновременно, начиная с терминальной перми, распространились гибодонтные акулы (А. Миних, 1985) и хрящевые ганоиды *Saurichtys sp.* (Граница перми…, 1998; А. Миних, 1981, 1982). Находки в континентальных обстановках гибодонтид и заурихтисов, остатки которых известны в морских разрезах, позволяют предположить развитие анадромной миграции

проходных рыб в пресные водоемы (в современной биоте известны акулы, способные жить долгое время в пресных водах, Gausmann, 2021), что вновь наводит на мысли о значительной, но временной обводненности триасовых ландшафтов. Разнообразие неморских остракод сократилось примерно с 30 видов в нефёдовское время до 20 непосредственно на границе перми и триаса (Наумчева, Голубев, 2019; Naumcheva, Golubev 2020). Рост разнообразия показали конхостраки (Блом, 1968; Новожилов, 1966, 1970; Scholze et al., 2015, 2019) – представители эфемерной фауны временных водоемов, в современной биосфере способные проводить 98% жизненного цикла в стадии яиц (Webb, 1979; Spandl, 1925). Полностью исчезли двустворчатые моллюски. Остается отметить, что для вымирания малоподвижных бивальвий достаточно одной экстремальной засухи, чтобы полностью высохли водоемы. В энтомофауне получили распространение водные жуки (Пономаренко, 2016). В индских палиноспектрах появились *Densoisporites nejburgii* Balme (Ярошенко, Лозовский, 2004) – споры гидрофитных плауновидных *Pleuromeia rossica* Neuburg, распространившихся в раннее оленекское время более широко.

Позднепермский экологический кризис проявился на Русской равнине в неожиданной форме – при сочетании признаков, которые можно интерпретировать как следствие аридизации и гумидизации одновременно. Наряду с исчезновением водных беспозвоночных, не адаптированных к засухам (Bivalvia), отличительной чертой экосистемы стало развитие аквальных групп, адаптированных к длительным сухим периодам (Conchostraca, Dipnoi). Одновременно распространились водных элементы, стратегия которых в условиях дефицита воды сводилась к миграции при сезонном разливе рек или во время их пересыхания (*Saurichtys sp.,* Hybodontidae, Coleoptera), и гидрофитов, образующих монодоминантные пионерные сообщества по берегам водоемов (*Pleuromeia rossica*, Нейбург, 1960). Синхронное развитие групп столь различных адаптаций при отсутствии малоподвижных моллюсков согласуется с контрастными гидрологическими условиями, установившимися на фоне глобального потепления при переходе к инду, при том, что общий индекс гумидности сместился в сторону аридизации.

Наиболее значимым итогом пермо-триасового экологического кризиса в континентальных обстановках стала «смена доминирующих групп тетрапод – зверообразных рептилий на архозавров, в первую очередь в качестве консументов высших порядков, стоявших на вершине пищевой пирамиды» (Сенников, Голубев, 2017, с. 217). Эта смена привела к кардинальной перестройке структуры наземного позвоночного сообщества. Если в жуковское (вязниковское) время поздней перми в блоке аквальных тетрапод не произошло существенных изменений по сравнению с предыдущим вятским временем (когда развивался Соколковский комплекс тетрапод *Scutosaurus karpinskii*), то в наземном блоке произошла принципиальная смена доминирующих хищников горгонопий на древнейших архозавров – текодонтов протерозухид *Archosaurus rossicus*. В дальнейшем развитие триасовых сообществ протекало по структурному типу, сложившемуся в вязниковском комплексе тетрапод в жуковское время.

Остается уточнить, что смена структуры сообществ наземных тетрапод совпала с началом

потепления на рубеже перми и триаса и синхронной активизации аллювиального веера, питавшегося на Урале, это привело к распространению новых зон паводкового разлива – прибежищ биоты на пике экстремальных изменений. Иными словами, когда в жуковское время в континентальных экосистемах на Русской равнине появились протерозухиды, их распространение было тесно связано с освоением ими районов пойменного разлива, которые претерпели значительную перестройку на рубеже перми и триаса и стали ареной развития биоты с принципиально новой структурой. Так на Русской равнине впервые в геологической летописи появились текодонты – предковая группа динозавров. Когда протерозухиды позволили себе выйти на просторы аллювиального веера МС – его пойменных обстановок с наиболее плодородными почвами, они заняли доминирующее положение в наземных экосистемах и сохраняли его в течение раннего – среднего триаса. С конца перми эволюция сообществ тетрапод оказалась тесно связана с новыми доминантами, как в Восточной Европе, так и в мире.

При этом, как показали проведенные исследования, принципиальные биотические изменения произошли как в континентальных обстановках на территории ВЕП, так и в морских экосистемах после длительного позднепермского похолодания, сменившегося резким потеплением при переходе от перми к триасу.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеева Т.В.* Ризолиты в палеопочвах девона и раннего карбона и их палеоэкологическая интерпретация // *Почвоведение*. 2020. № 4. С. 398–413.
2. Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Гл. ред. Жемчужников Ю.А. М.: Изд-во АН СССР. 1954. 296 с. Тр. ИГН АН СССР. Вып. 151. Угольная сер. (№ 5).
3. *Амалицкий В.П.* Геологическая экскурсия на север России. IV. О новых палеонтологических находках в пермских мергелисто-песчаных породах Сухоны и Малой Сев. Двины // Протоколы заседаний и тр. Об-ва Естествоиспыт. при Императ. Варшав. ун-те. Год 7. 1897а. Отд. биологии. Протокол № 1. С. 1–7.
4. *Амалицкий В.П.* Геологическая экскурсия на север России. О новых палеонтологических находках в пермских мергелисто-песчаных породах Сухоны и Малой Сев. Двины // Тр. Императ. СПб Об-ва Естествоиспыт. 1897б. Т. 28. Вып. 1. Протоколы заседаний № 2. С. 77–82.
5. *Амалицкий В.П.* Геологическая экскурсия на север России. V. О глоссоптериевой флоре Малой Сев. Двины // Протоколы заседаний и тр. Об-ва Естествоиспыт. при Императ. Варшав. ун-те. Год 9. 1898а. Отд. биологии. Протокол № 4. С. 1–3.
6. *Амалицкий В.П.* Геологическая экскурсия на север России. VI. О новых позвоночных и растениях, найденных в глоссоптериевом типе пермских отложений Сухоны и Сев. Двины // Протоколы заседаний и тр. Об-ва Естествоиспыт. при Императ. Варшав. ун-те. Год 9. 1898б. Отд. биологии. Протокол № 6. С. 1–5.
7. *Амалицкий В.П.* О геологических наблюдениях, произведенных летом 1897 г. по реке Северной Двине // Тр. Императ. СПб Об-ва Естествоиспыт. 1898в. Т. 29. Вып. 1. Протоколы заседаний, № 2. С. 23–25.
8. *Амалицкий В.П.* Некоторые дополнения к докладу о геологических наблюдениях на севере России // Тр. Императ. СПб Об-ва Естествоиспыт. 1898г. Т. 29. Вып. 1. Протоколы заседаний, № 8. С. 274–275.
9. *Андреичева Л.Н.* Формирование минерального состава неоплейстоценовых основных морен в Субарктике европейской России // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 4. С. 399–414.
10. *Андреичева Л.Н., Исаков В.А., Марченко-Вагапова Т.И.* Новые данные о четвертичных отложениях Печоро-Вычегодско-Камского водораздела // Литосфера. 2024. Т. 24. № 6. С. 1014–1028.
11. *Арефьев М.П., Наугольных С.В.* Изолированные корни из татарского яруса бассейна рек Сухоны и Малой Северной Двины // Палеонтол. журн. 1998. № 1. С. 86–99.
12. *Арефьев М.П., Гоманьков А.В., Кухтинов Д.А.* Цикличность и палеонтологическая характеристика нюксеницких слоев сухонской свиты (верхняя пермь) восточного крыла Сухонского мегавала // Бюл. РМСК. 2012. Выпуск 5. М: РАЕН. С. 41–48.
13. *Арефьев М.П., Кулешов В.Н., Покровский Б.Г.* Изотопный состав углерода и кислорода в континентальных карбонатах поздней перми и раннего триаса Русской плиты: глобальный экологический кризис на фоне меняющегося климата // Докл. АН. 2015. Т. 460. № 2. С. 193–197.
14. *Арефьев М.П., Голубев В.К., Кулешов В.Н., Кухтинов Д.А., Миних А.В., Покровский Б.Г., Силантьев В.В., Урузаева М.Н., Шкурский Б.Б., Ярошенко О.П., Григорьева А.В., Наумчева М.А.* Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных (вязниковских) отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн М. Сев. Двины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2016а. Т. 91. Вып. 1. С. 24–49.
15. *Арефьев М.П., Голубев В.К., Карасев Е.В., Кулешов В.Н., Кухтинов Д.А., Покровский Б.Г., Шкурский Б.Б., Ярошенко О.П., Григорьева А.В.* 2016б. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных (вязниковских) отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 2. Нижнее течение р. Юг // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2016б. Т. 91. Вып. 2-3. С. 47–62.
16. *Арефьев М.П., Голубев В.К., Наумчева М.А.* Предварительная корреляция пограничных отложений перми и триаса бассейнов рек Юга и Ветлуги // Палеострат-2017. Годичное

собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 30 января – 1 января 2017 г. Тезисы докладов. Под ред. А.С. Алексеева. Москва. 2017. С. 6–7.

17. *Арефьев М.П., Щепетова Е.В., Покровская Е.В., Шкурский Б.Б., Нургалиева Н.Г., Баталин Г.А., Гареев Б.И.* Палыгорскитовая минерализация в индских отложениях Московской синеклизы – следствие региональной и глобальной палеогеографической перестройки на рубеже перми и триаса // Докл. АН. Науки о Земле. 2024. Т. 519. № 2. С. 97–109.
18. *Арефьев М.П., Шкурский Б.Б., Дедушенко С.К., Костишин В.Г., Мусаэлян Р.Э., Казанский А.Ю.* Потепление на Русской равнине на границе перми и триаса (вятский – индский век) по данным мессбауэровской спектроскопии терригенных осадков // Литология и полезные ископаемые. 2026. № 2. С. 135–156.
19. *Аристов Д.С.* Новые и малоизвестные Blattogryllidae (Insecta: Grylloblattida) из перми и триаса России, Казахстана и Кыргызстана // Палеонтол. журн. 2011. №1. С. 59–65.
20. *Аристов Д.С.* Новые Grylloblattida (Insecta) из верхней перми и нижнего триаса европейской части России и Казахстана // Палеонтол. журн. 2013а. Т. 47. № 1. С. 48–56.
21. *Аристов Д.С.* Новые и малоизвестные Eoblattida (Insecta) из палеозоя России // Палеонтол. журн. 2013б. Т. 47. № 3. С. 39–548.
22. *Бабкин В.И.* Водные ресурсы европейской территории России и их изменения в современный период // Общество. Среда. Развитие. 2015. № 2. С. 145–150.
23. *Барбот-де-Марни Н.* Геогностическое путешествие в северные губернии Европейской России // Зап. СПб Об-ва естествоиспыт. 1868. Сер. 2. Ч. 3. 80 с.
24. *Блом Г.И.* О маркирующих горизонтах и стратиграфии татарских отложений Горьковского Поволжья // Докл. АН СССР. 1952. Т. 86. № 2. С. 377–378.
25. *Блом Г.И.* Нижнетриасовые отложения Волго-Вятского междуречья // Тр. Всес. совещ. по уточн. унифиц. схемы стратигр. мезозойских отл. Русск. платф. М.: Гостоптехиздат. Т. 1. 1960. С. 70–75. (Тр. ВНИГРИ. Вып. XXIX. Т. 1.)
26. *Блом Г.И.* Триасовая система // Геология СССР. Т. 11. Поволжье и Прикамье. М.: Недра. 1967. С. 427–462.
27. *Блом Г.И.* Каталог местонахождений фаунистических остатков в нижнетриасовых отложениях Среднего Поволжья и Прикамья. Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 1968. 374 с.
28. *Блом Г.И.* Нижний триас востока Русской платформы. Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 1969. 242 с.
29. *Блом Г.И.* Погребенные палыгорскитовые почвы нижнетриасовых отложений Московской синеклизы // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 2. С. 395–398.
30. *Блом Г.И.* Фации и палеогеография Московской синеклизы и Волжско-Камской антеклизы в раннетриасовую эпоху. Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 1972. 368 с.
31. *Блом Г.И.* Стратотипы нижнего триаса Московской синеклизы и Волжско-Камской антеклизы. М.: Недра. 1974. 215 с.
32. *Блом Г.И., Игнатьев В.И.* Стратиграфическая схема нижнетриасовых отложений бассейна верхней Вятки // Уч. записки Казанск. ун-та. 1955. Т.115. Кн. 8. С. 33–38.
33. *Ботвинкина Л.Н.* О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1952. № 1. С. 63–74.
34. *Ботвинкина Л.Н.* Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР. 1962. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 59. 542 с.
35. *Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука. 1965. 259 с.
36. *Ботвинкина Л.Н. Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Уральск. ун-та. 1991. 336 с.
37. *Бродский А.И.* Химия изотопов. М.: Изд-во АН СССР. 1957. 595 м.
38. *Буслович А.Л.* Мезозойские трубки взрыва в Вологодской области // Вторые и третьи Тетяевские чтения по проблемам геологического строения и полезным ископаемым Вологодской области и сопредельных территорий. 13 – 14 апреля 2006 г. 17–18 апреля 2008 г. Вологда: ВоГТУ. 2008. С. 42–47.
39. *Быстров А.П., Ефремов И.А.* Bentosuchus sushkini Efr. — лабиринтодонт из эотриаса р. Шарженги. М.: Изд-во АН СССР. 1940. 152 с. Тр. ПИН АН СССР; Т. 10. Вып. 1.

40. *Бяков А.С.* Раннекептенское вымирания фауны на северо-востоке России и его вероятные причины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2024. Т. 99. Вып.2. С. 13.
41. *Бяков А.С., Силантьев В.В., Филимонова Т.В.* О положении границы гваделупского и лопинского отделов перми в морских разрезах // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 56–62.
42. *Вайнберг Б.И.* Экология Приаралья в древности и средневековье // Этнографическое обозрение. 1997. № 1. С. 23–41.
43. *Валяшко М.Г., Ветштейн В.Е., Жеребцова И.К., Малюк Г.А., Поливанова А.И.* Изменение изотопного состава водорода и кислорода морских рассолов в процессе галогенеза по экспериментальным данным // Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, Сибирское отд. 1977. С. 120–124.
44. *Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А.* Литолого-минералогическая характеристика пограничных слоев верхней перми – нижнего триаса, вскрытых р. Ветлугой // Вестн. СПБ ун-та. 1998. Сер. 7. Вып 4 (№ 28). С. 3–10.
45. *Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Суслов Г.А*. Крупные песчаные линзы в верхнепермских отложениях севера Московской синеклизы. СПб.: «Алга-Фонд». 1993. 112 с. Тр. СПб общ-ва естествоиспытат. Т. 83. Вып. 2.
46. *Верзилин Н.Н., Калмыкова Н.А., Гонтарев Е.А*. К проблеме палеогеографических изменений на рубеже перми и триаса на севере Московской синеклизы // Вестн. СПБ ун-та. 1995. Сер. 7. Вып 3 (№ 21). С. 48–56.
47. Верхнепермские и нижнетриасовые отложения Московской синеклизы. М.: Недра. 1984. 140 с.
48. *Гебрехивот А.А., Козлов Д.В.* Статистическая и пространственная изменчивость климатических данных в бассейне реки Мареб-Гаш в Эритрее // Вестник МГСУ. 2020. Т. 15. Вып. 1. С. 85–99.
49. Геологический словарь. Т. 2. 1978. М.: Недра. 1978. 455 с.
50. Геология дельты Волги. Ред. Кленова. Л.: Гидрометеоиздат. 1951. 395 с.
51. Геология Карелии. Отв. ред. В.А. Соколов. Л.: Наука. 1987. 231 с.
52. *Годовиков А.А.* Минералогия. М.: Недра, 1983. 647 с.
53. *Голубев В.К.* Стратиграфия татарского яруса Восточно-Европейской платформы по фауне наземных позвоночных // Бюл. МОИП. 1996. Отд. геологии. Т. 71. Вып. 3. С. 109.
54. *Голубев В.К.* Ревизия позднепермских хрониозухид (Amphibia, Anthracosauromorpha) Восточной Европы // Палеонтол. журн. 1998. № 4. С. 68–77.
55. *Голубев В.К.* Новая узкопанцирная хрониозухия (Amphibia, Anthracosauromorpha) из верхней перми Восточной Европы // Палеонтол. журн. 1999. № 2. С. 43–50.
56. *Голубев В.К.* Пермские и триасовые хрониозухии и биостратиграфия верхнетатарских отложений Восточной Европы по тетраподам. М.: Наука. 2000.174 с. Тр. ПИН РАН. Т. 276.
57. *Голубев В.К.* Границы верхнего отдела пермской системы на Восточно-Европейской платформе // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Материалы III Всероссийского совещания «Верхний палеозой России». Отв. ред. А.И. Жамойда. СПб: ВСЕГЕИ. 2012. С. 66–70.
58. *Голубев В.К., Миних А.В., Балабанов Ю.П., Кухтинов Д.А., Сенников А.Г., Миних М.Г.* Опорный разрез перми и триаса в Жуковом овраге у г. Гороховец, Владимирская область // Бюл. РМСК по центру и югу Русской платформы. Вып. 5. М.: РАЕН. 2012. С. 49–82.
59. *Голубев В.К., Арефьев М.П., Наумчева М.А., Бакаев А.С., Ульяхин А.В., Давыдов В.И., Силантьев В.В.* О возрасте пермских отложений нижнего течения р. Ветлуга, Нижегородская область // Палеострат-2019. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 28–30 января 2019 г. Тезисы докладов. Под ред. А.С. Алексеева. Москва. 2019. С. 21–22.
60. *Голубев В.К., Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Наумчева М.А.* Нижняя граница чансинского яруса (верхняя пермь) на Восточно-Европейской платформе // Палеострат-2023. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН (Москва, 30 января – 1 февраля 2023 г.). Ред. Голубев В.К., Назарова В.М. М.: ПИН РАН. 2023. С. 29–30.

61. *Голубцов В.А.* Карбонатные новообразования в почвах Байкальского региона: процессы формирования и значение для палеопочвенных исследований // Вестн. Томск. гос. ун-та. Биология. 2017. № 39. С. 6–28.
62. *Голубцов В.А., Черкашина А.А., Хохлова О.С.* Карбонатный профиль почв Байкальского региона: строение, возраст и условия формирования // Почвоведение. 2019. № 12. С. 1471–1491.
63. *Голубцов В.А., Черкашина А.А., Бронникова М.А.* Карбонатные новообразования в степных и лесостепных почвах Байкальского региона: генезис, условия и хронология формирования. Новосибирск: Ин-т географии им. В.Б. Сочавы. 2021. 222 с.
64. *Гоманьков А.В., Мейен С.В.* Татариновая флора (состав и распространение в поздней перми Евразии). М.: Наука. 1986. 174 с. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 401.
65. ГОСТ 26213–91. Почвы. Методы определения органического вещества. М.: Комитет стандартизации и метрологии СССР. 1992. 6 с.
66. Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. Лозовский В.Р., Есаулова Н.К. (отв. ред.). М.: ГЕОС. 1998. 246 с.
67. *Граувакки.* Отв. ред. В.Д. Шутов. М.: Наука. 1972. 344 с. Труды ГИН АН СССР. Вып. 238.
68. *Гроссгейм В.А.* Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР (в связи с поисками литологических залежей нефти и газа). Л.: Недра. 1972. 248 с. Тр. ВНИГРИ. Вып. 314.
69. *Гроссгейм В.А.*, *Бескровная О.В.*, *Геращенко И.Л.* и др. Методы палеогеографических реконструкций (при поисках залежей нефти и газа). Л.: Недра. 1984. 271 с.
70. *Губин Ю.М., Голубев В.К., Буланов В.В., Петухов С.В.* Следовые дорожки парейазавров из верхней перми Восточной Европы // Палеонтол. журн. 2003. № 5. С. 67–76.
71. *Гуцало Л.К.* О закономерностях и факторах, определяющих изменение изотопного состава рассолов в процессе испарения (в связи с критериями генезиса подземных рассолов) // Геохимия. 1980. № 11. С. 1734–1746.
72. *Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М.: Наука, 1991. 175 с. Тр. ГИН. Вып. 465.
73. *Дьяконов В.В., Япаскурт О.В., Котельников А.Е., Федосова К.И.* Структурно-текстурные особенности кислых вулканитов сарбайской свиты (Южный урал) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2017. № 4. С. 20–24.
74. *Едемский М.Б.* Район распространения песчаных линз в бассейне р. Сев. Двины // Тр. Геол. муз. 1928. Вып. IV. Л.: Изд-во АН СССР. С. 197–240.
75. *Ерощев-Шак В.А., Лозовский В.Р., Афонин С.А.* Пепловый материал в нижнем триасе Московской синеклизы, его генетическая природа и постэруптивные изменения // Изв. секции наук о Земле РАЕН. 2002. Вып. 9. С. 180–189.
76. *Ефремов И.А.* О стратиграфическом подразделении континентальных перми и триаса СССР по фауне наземных позвоночных // Докл. АН СССР. 1937. Т. 16. № 2. С. 125–132.
77. *Ефремов И.А.* Тафономия и геологическая летопись. Кн.1. Захоронение наземных фаун в палеозое. М.-Л.: АН СССР. 1950. 178 с. Тр. ПИН АН СССР. Т. 24.
78. *Жидовинов С.Н.* Триас Прикаспийского региона. М.: Изд-во ИГиРГИ. 1998. 311 с.
79. *Зенин А.А.* Гидрохимия Волги и ее водохранилищ. Л.: Гидрометеоиздат. 1965. 259 с.
80. *Зоричева А.И.* История геологического развития. Север Русской платформы // Геология СССР. Т. 2. Архангельская, Вологодская области и Коми АССР. М.: Гос. н.-т. изд-во литер. по геологии и охране недр. 1963б. С. 987–1002.
81. *Ивахненко М.Ф.* Пермские и триасовые проколофоны Русской платформы. М.: Наука. 1979. 80 с. Тр. ПИН РАН. Т. 164.
82. *Ивахненко М.Ф.* Тетраподы Восточно-Европейского плаката – позднепалеозойского территориально-природного комплекса. Пермь. 2001. 200 с. Тр. ПИН РАН. Т. 283.
83. *Ивахненко М.Ф.* Пермские Cynodontia (Theromorpha) Восточной Европы // Палеонтол. журн. 2012. № 2. С. 89–97.
84. *Ивахненко М.Ф., Голубев В.К., Губин Ю.М., Каландадзе Н.Н., Новиков И.В., Сенников А.Г, Раутиан А.С.* Пермские и триасовые тетраподы Восточной Европы // М.: ГЕОС. 1997. 216 с. Тр. ПИН РАН. Т. 268.
85. *Игнатьев В.И.* Отложения нижнего триаса бассейна реки Ветлуги // Докл. АН СССР. 1956а.

Т. 106. № 1. С. 110–113.
86. *Игнатьев В.И.* Стратиграфия татарского яруса бассейна Ветлуги // Уч. записки Казанск. ун-та. 1956б. Т.116. Кн. 14. С. 146–152.
87. *Игнатьев В.И.* Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. 1. Стратиграфия. Казань. КГУ. 1962. 334 с.
88. *Игнатьев В.И.* Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. 2. Фации и палеогеография. Казань. КГУ. 1963. 337 с.
89. *Игнатьев В.И.* Основные черты аридной красноцветной седиментации на примере Предуральского бассейна // Проблемы изучения континентальных красноцветных формаций. Новосибирск: Наука. 1980. С. 47-87.
90. *Игнатьев В.И.* Общие закономерности фациальной изменчивости верхнепермских отложений Урало-Поволжья // Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Казань: Экоцентр. 1996. С. 191–207.
91. *Илалова Р.К., Дурягина А.М., Агеев А.С.* Последовательность минералообразования и процессы, происходящие в коре выветривания гипербазитов Серовско-Маукского офиолитового пояса (Северный Урал) // Горный информационно-аналитический бюл. 2020. № 7. С. 13–26.
92. *Иноземцев С.А., Таргульян В.О.* Верхнепермские палеопочвы: свойства, процессы, условия формирования. М: ГЕОС. 2010. 188 с.
93. *Иноземцев С.А., Наугольных С.В., Якименко Е.Ю.* Верхнепермские палеопочвы на известняках: морфология и генезис (среднее течение р. Волга) // Почвоведение. 2011. № 6. С. 660–674.
94. *Каландадзе Н.Н.* Первая находка листрозавра на территории Европейской части СССР // Палеонтол. журн. 1975. № 4. С. 140–142.
95. *Калмыкова Н.А.* Характеристика минералов тяжелой фракции терригенных толщ палеозойского возраста юговосточного обрамления Балтийского щита // Вестн. ЛГУ. 1986. Сер. 7. Вып. 3. С. 3–10.
96. *Калмыкова Н.А.* Акцессорные минералы верхнепермских и нижнетриасовых отложений в районе бассейнов рек Юг. Ветлуга, Вятка. I. Минералы верхнепермских отложений // Вестн. СПБ ун-та. 1998а. Сер. 7. Вып 1 (№ 7). С. 14–21.
97. *Калмыкова Н.А.* Акцессорные минералы верхнепермских и нижнетриасовых отложений в районе бассейнов рек Юг. Ветлуга, Вятка. II. Минералы нижнетриасовых отложений // Вестн. СПБ ун-та. 1998б. Сер. 7. Вып 2 (№ 14). С. 3 – 10.
98. *Калмыкова Н.А. Назарова Т.Б.* К вопросу о цеолитоносности татарских отложений района реки Сухоны // Вестн. СПБ ун-та. 1993. Сер. 7. Вып 4 (№ 28). С. 113–115.
99. *Калмыкова Н.А. Назарова Т.Б.* Глинистые минералы верхнепермских и нижнетриасовых отложений бассейна р. Ветлуги // Вестн. СПБ ун-та. 1994. Сер. 7. Вып 3 (№ 21). С. 17–25.
100. *Карпинский А.П.* Замечания об осадочных образованиях Европейской России // Горный журн. 1880. Т. 4. С. 242–260.
101. *Кейзерлинг А.* Геогностические замечания по берегам р. Вага. Из письма Графа Кейзерлинга к Начальнику Штаба Корпуса Горных Инженеров // Горный журн. 1843. Кн. 3. № 9. С. 426–429.
102. Классификация и диагностика почв России. Авторы и составители Шишов Л.Л., В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена. 2004. 342 с.
103. *Ковда И.В.* Морфология и генезис гильгаев // Геоморфология. 2012. № 1. С. 36-45.
104. Корреляция разнофациальных разрезов верхней перми севера европейской части СССР. Л.: Наука. 1981. 160 с.
105. *Корчагин О.А., Цельмович В.А., Лозовский В.Р.* Высокоуглеродистые микросферы и сфероиды из пограничных отложений перми и триаса разреза Недуброво, центральная Россия // Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Матер. XI междунар. конф. М.-Борок, 3-6 октября 2010 г. 2010. Москва. С. 140-142.
106. *Котляков В.М., Гордиенко Ф.Г.* Изотопия и гляциохимическая гляциология. Л.: Гидрометеотиздат. 1982. 287 с.
107. *Крашенинников Г.Ф.* Учение о фациях. М.: Высшая школа. 1971. 368 с.
108. *Кринари Г.А., Ольнева Т.В., Седов С.Н.* Дисперсные силикаты в изолированных опресненных

бассейнах аридных зон и седиментационная цикличность // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 27–37.
109. *Кулешов В.Н., Арефьев М.П., Покровский Б.Г.* Изотопные особенности ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) континентальных карбонатов из отложений рубежа перми и триаса северо-востока Русской плиты: палеоклиматические и биотические причины, хемостратиграфия // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 6. С. 568–591.
110. *Куркин А.А.* Новые позднепалеозойские дицинодонты вязниковского комплекса наземных тетрапод Восточной Европы // Палеонтол. журн. 2001. № 1. С. 53–60.
111. *Леонов Г.П.* Основы стратиграфии. Т. 2. М.: МГУ. 1974. 485 с.
112. *Леонтьев О.К., Фотеева Н.И.* Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. М.: МГУ. 1965. 152 с.
113. *Лозовский В.Р.* Стратиграфия нижнетриасовых отложений бассейнов рек Унжи, Ветлуги и Юга // Сб. статей по геологи и гидрогеологии. Вып. 4. М.: Недра. 1965. С. 5–18.
114. *Лозовский В. Р.* Новые данные по стратиграфии нижнетриасовых отложений Московской синеклизы // Сборник статей по геологии и инженерной геологии. Вып. 6. М.: Недра. 1967. С. 121–128.
115. *Лозовский В.Р.* О возрасте слоев с Lystrosaurus в Московской синеклизе // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272. № 6. С. 1433–1437.
116. *Лозовский В.Р.* Пермо-триасовый кризис и его возможная причина // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2013. Т. 88. Вып.1. С. 49–58.
117. *Лозовский В.Р., Ерощев-Шак В.А., Уранова О.В.* Глинистые минералы нижнетриасовых континентальных образований осевой зоны Московской синеклизы // Литология и полезные ископаемые. 1968. № 1. С. 136–139.
118. *Лозовский В.Р., Красилов В.А., Афонин С.А., Пономаренко А.Г., Щербаков Д.Е., Аристов Д.С., Ярошенко О.П., Кухтинов Д.А., Буров Б.В., Буслович А.Л., Морковин И.В.* О выделении новой пачки в составе вохминской свиты нижнего триаса Московской синеклизы // Бюл. Региональной межведомств. страт. комиссии по Центру и Югу Русской платформы. 2001. Вып. 3. М.: Международн. акдемия наук о природе и обществе. С. 151–163.
119. *Лозовский В.Р., Балабанов Ю.П., Пономаренко А.Г. И.В. Новиков, А.Л. Буслович, Б.И. Морковин О.П., Ярошенко.* Стратиграфия, палеомагнетизм и петромагнетизм нижнего триаса Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн р. Юг // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2014. Т. 89. Вып. 2. С. 62–72.
120. *Лозовский В.Р., Балабанов Ю.П., Новиков И.В., Морковин Б.И., Ярошенко О.П.* Стратиграфия, палеомагнетизм и петромагнетизм нижнего триаса Московской синеклизы. Статья 2. Бассейн рек Ветлуги и Унжи // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2015. Т. 90. Вып. 3. С. 27–43.
121. *Лозовский, В.Р., Балабанов Ю.П., Карасев Е.В., Новиков И.В., Пономаренко А.Г., Ярошенко О.П.* Терминальная пермь Европейской России: вязниковский горизонт и недубровская пачка и граница перми и триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 4. С.38–54.
122. *Люткевич Е.М.* К стратиграфии татарского яруса района р. Сухоны // Изв. Глав. геол.-развед. упр. 1931. Т. 50. Вып. 2. С. 29–39.
123. *Люткевич Е.М.* Стратиграфия верхней перми запада Северного Края // Изв. Ленинградск. Г.Г.Г. Треста. 1935. № 4 (9). С. 6–16.
124. *Люткевич Е.М.* Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 70 (Тотьма, Кадников, Солигалич, Кологрив) // Тр. Сев. Геол. Упр. 1939. Вып. 1. Л.–Архангельск–М.: Ред. горно-топливн. и геолого-развед. лит. 116 с.
125. *Люткевич Е.М.* Phyllopoda пермских отложений европейской части СССР // Палеонтология СССР. 1941. Т. 5. Ч. 10. Вып.1. 44 с.
126. *Люткевич Е.М.* Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Л.: Гостоптехиздат. 1955. 238 с. Тр. ВНИГНИ. Нов. сер. Вып. 86.
127. *Ляхович В.В.* Акцессорные минералы горных пород. М.: Недра. 1979. 296 с.
128. *Мазарович А.Н.* О следах триаса в восточной части Русской равнины // Бюл. МОИП. Нов. сер. 1928. Т. XXXVI. Отд. геол. Т. VI (I). С. 37–60.
129. *Мазарович А.Н.* Стратиграфия континентальных пермских образований бассейна Волги и Вятки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. XII (I). С. 32–110.

130. *Мазарович А.Н.* Стратиграфия пестроцветных образований верхней перми и нижнего триаса Русской платформы // Бюл. МОИП. Нов. сер. 1939. Т. XLVII. Отд. геол. Т. XVII (I). С. 3–22 с.
131. *Маслов А.В.* «Сверхмелководные» осадочные комплексы в разрезах рифея Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1989. № 2. С. 28–42.
132. *Маслов А.В.* Осадочные породы-методы изучения и интерпретации полученных данных. Екатеринбург: Изд-во УГГУ. 2005. 289 с.
133. *Маслов А.В., Мизенс Г.А., Бадида Л.В., Крупенин М.Т., Вовна Г.М., Киселёв В.И., Ронкин Ю.Л.* Литогеохимия терригенных ассоциаций южных впадин Предуральского прогиба. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2015. 308 с.
134. Материалы метеорологических исследований. Изотопный состав метеорных осадков в Центральной и Восточной Европе. М.: ВИНИТИ. 1987. № 12. 88 с.
135. *Миних А.В.* Заурихтисы из триаса СССР // Палеонтол. журн. 1981. № 1. С. 105–113.
136. *Миних А.В.* Новые виды заурихтисов из раннего триаса Верхнего Поволжья // Ежегодн. Всесоюзн. палеонтол. общ-ва. Т. 25. Л.: «Наука». 1982. С. 205–213.
137. *Миних А.В.* Новые представители акуловых рода Hybodus из триаса востока Европейской части СССР // Палеонт. журн. 1985. № 3. С. 66–70.
138. *Миних А.В.* Новые представители лучеперых рыб (отряд Discordichthyida, ord. nov.) из верхней перми Восточно-Европейской платформы // Вопросы палеонтологии и стратиграфии. Нов. сер. 1998. Вып. 1. Саратов: Изд-во ГОС УНЦ «Колледж». С. 47–58.
139. *Миних А.В., Миних М.Г.* Ихтиофауна перми Европейской России. Саратов: Изд. центр – Наука. 2009. 244 с.
140. *Миних А.В., Голубев В.К., Кухтинов Д.А, Балабанов Ю.П., Миних М.Г., Сенников А.Г., Муравьев Ф.А., Воронкова Е.А.* К характеристике опорного разреза пограничных отложений перми и триаса в овраге Жуков (Владимирская обл., бассейн р. Клязьма) // Пермская система: стратиграфия палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы. Сб. мат-лов Междунар. науч. конф., посвященной 170-летию со дня открытия пермской системы. Пермь, 5–9 сентября 2011 г. Ред. Т.В. Карасева. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та. 2011. С. 133–138.
141. *Миних А.В., Миних М.Г., Андрущкевич С.О.* Ихтиофауна терминальной перми в окрестностях г. Вязники Владимирской области // Изв. Саратовск. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2014. Т. 14. Вып. 2. С. 91–96.
142. *Миних А.В., Арефьев М.П., Голубев В.К.* Новый вид рыбы рода Isadia (Actinopterygii, Eurynotoidiformes) из нового местонахождения на р. Малая Северная Двина (терминальная пермь, Вологодская область) // Палеонтол. журн. 2015. № 6. С. 54–63.
143. *Миних М.Г.* Триасовые двоякодышащие рыбы востока европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та. 1977. 96 с.
144. *Миних М.Г.* Описание красноборской свиты. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та. 1984. Деп. ВИНИТИ. № 6240–84.
145. *Минкина Т.М., Ендовицкий А.П., Калиниченко В.П., Федоров Ю.А.* Карбонатно-кальциевое равновесие в системе вода-почва. Ростов-на-Дону: Изд-во Южного Федерального ун-та. 2012. 376 с.
146. *Молин В.А., Буданов Г.Ф., Колода Н.А., Плотников М.А.* Пермские красноцветные формации севера Русской плиты. Л.: Наука. 1986. 112 с.
147. *Молостовская И.И.* Микрофаунистическое обоснование вятского горизонта центральных районов Московской синеклизы // Континентальные красноцветные отложения перми и триаса. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та. 1975. С. 86–87.
148. *Молостовский Э.А.* Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса востока Европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та. 1983. 168 с.
149. *Молостовский Э.А., Молостовская И.И., Миних А.В.* Стратиграфия татарского яруса бассейна р. Сухоны // Изв. ВУЗов. 1979. Геол. и разведка. № 6. С. 31–38.
150. *Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.И., Уразаева М.Н., Кропотова Т.В., Выборнова И.Б.* Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья // Уч. записки Казанск. ун-та. Сер. естеств. науки. 2016. Т. 158. Кн. 4. С. 548–568.

151. *Муравьев Ф.А., Кропотова Т.В., Гареев Б.И., Баталин Г.А.* Палеопочвы красноцветных отложений казанского яруса разреза Сентяк // Уч. записки Казанск. ун-та. Сер. естеств. науки. 2022. Т. 164. Кн. 4. С. 590–605.
152. *Муравьев Ф.А., Кропотова Т.В., Хасанова Н.М., Стаценко Е.О.* Ризоидные известняки среднепермских отложений Казанского Поволжья // Георесурсы. 2025. Т. 27 (4). С. 119–129.
153. *Наугольных С.В., Арефьев М.П.* Новое загадочное растение из верхней перми Субангариды // Докл. Международн. симпозиума «Верхнепермские стратотипы Поволжья» (28 июля – 3 августа 1998 г.). Ред. Б.В. Буров, Н.К. Есаулова, В.С. Губарев. М.: ГЕОС. 1999. С. 283–295.
154. Наумчева М.А. Остракоды и биостратиграфия пограничных отложений перми и триаса центральных районов Русской плиты: Автореф.…к.г.-м.н. М.: Изд-во Московск. ун-та. 2020. 24 с.
155. *Наумчева М.А., Голубев В.К.* Комплексы остракод пограничных отложений перми и триаса Московской синеклизы // Региональная геология и металлогения. 2019. № 80. С. 21–29.
156. *Нейбург М.Ф. Pleurometia* Corda из нижнетриасовых отложений Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 65–90. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 43.
157. *Нечаев А.В.* Казанский и уфимский ярусы пермской системы // Геол. вестн. 1915. № 1. С. 4–6.
158. *Никитин С.Н.* Геологический очерк Ветлужского края. СПб.: Типограф. Императ. АН. 1883. 48 с.
159. *Никитин С.Н.* Геологические наблюдения вдоль линии Самаро-Уфимской железной дороги. Цехштейн и татарский ярус // Изв. Геол. ком. 1887. Т. 6. № 6. С. 225–248.
160. *Новиков И.В.* Раннетриасовые амфибии Восточной Европы: эволюция доминантных групп и особенности смены сообществ. М.: РАН. 2018. 358 с. Тр. ПИН РАН. Т. 296.
161. *Новиков И.В., Твердохлебов В.П., Лозовский В.Р.* Заплавненский горизонт – новый стратон в нижнем триасе Восточно-Европейской платформы // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 2016. № 3. С. 12–18.
162. *Новожилов Н.И.* О геологическом возрасте Vertexia tauricornis Lutk. // Стратиграфия и палеонтология северо-востока европейской части СССР. М.: Наука. 1966. С. 74–82.
163. *Новожилов Н.И.* Вымершие лимнадиоидеи. М.: Наука. 1970. 237 с.
164. *Олферьев А.Г.* О корреляции стратотипических разрезов верхнетатарского подъяруса // Изв. АН СССР. 1974. Сер. геол. № 10. С. 123–132.
165. Опорный разрез татарского яруса реки Сухоны. Очев В.Г. (ред.). Саратов. Изд-во Саратовск. ун-та. 1981. 116 с.
166. *Пахтусова Н.А.* К стратиграфии верхнепермских отложений севера Русской платформы // Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-запада РСФСР. 1966. Вып. 5. С. 30-86.
167. *Пахтусова Н.А., Станковский А.Ф.* Геологическое строение Сухонского вала. Отчет. Центр. Геол. Фонды. 1967.
168. *Пахтусова Н.А., Шишкин М.А.* Новые материалы для установления границы перми и триаса в бассейне Северной Двины // Докл. АН СССР. 1962. Т. 143. № 1. С. 194–197.
169. *Персиянцев М.Н.* Добыча нефти в осложненных условиях. М.: «Недра-Бизнесцентр». 2000. 653 с.
170. *Плотников М.А.* О стратиграфии пестроцветных отложений в бассейне р. Сев. Двины // Советск. геол. 1948. № 33. С. 55–59.
171. *Плотников М.А.* К вопросу о единой стратиграфии верхнепермских (татарских) отложений севера Русской платформы // Тр. Коми филиала АН СССР. № 10. 1960. С. 59–64.
172. *Поливанова А.И.* Об изотопном составе подземных рассолов как показателе их происхождения // Геохимия. 1970. № 7. С. 829–837.
173. *Пономаренко А.Г.* Первая находка остатков жуков (Permosynidae, Coleoptera) в верхнетатарских отложениях Европейской части России // Палеонтол. журн. 2003. Т.37. №.2. С.65–68.
174. *Пономаренко А.Г.* Новые жесткокрылые (Insecta, Coleoptera) из местонахождения Недуброво, терминальная пермь или базальный триас Европейской России // Палеонтол. журн. 2015. № 1. С. 37–46.
175. *Пономаренко А.Г.* Новые жуки (Insecta, Coleoptera) из нижнего триаса европейской России //

Палеонтол. журн. 2016. № 3. С. 75–82.
176. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. 2006. Вып. 36. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ. С. 14–16, 22–30.
177. *Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
178. *Рабинович И.Б.* Влияние изотопии на физико-химические свойства жидкостей. М.: Наука. 1968. 308 с.
179. Ранний докембрий Балтийского щита. Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука. 2005. 711 с.
180. *Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б.* Остановки терригенного осадконакопления. М.: Недра. 1981. 439 с.
181. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы (Саратов, 1979). Л.: ВСЕГЕИ. 1982. 64 с. с прилож.
182. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Пермская система. Л.: ВСЕГЕИ. 1990. 48 с. с прилож.
183. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Гостоптехиздат. 1961. 779 с.
184. *Рысков Я.Г., Демкин В.А., Олейник С.А. Рыскова Е.А., Ковалевская И.С.* Динамика изотопного состава педогенных карбонатов и гумуса как индикатор условий почвообразования в голоцене // Почвоведение. 2000. № 6. С. 692–700.
185. *Рябинин А.Н.* Wetlugasaurus angustifrons nov. gen. nov. sp. из нижнего триаса Ветлужского края // Ежегодн. Русск. Палеонт. Общ. 1930. Т. VIII. С. 49–71.
186. *Савенко А.В.* Оценка степени насыщения вод устьевой области Волги по карбонату кальция // Мат. XVII Международн. научн. конф. (школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». Т. 3. 2007. М.: ГЕОС. С. 179–181.
187. *Селезнева А.А., Лозовский В.Р.* Первая находка Perleididae в нижнем триасе Восточно-Европейской платформы // Палеонтол. журн. 1986. № 2. С.113–116.
188. *Сенников А.Г.* Древнейшие триасовые архозавры Восточной Европы // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 5. С. 896–899.
189. *Сенников А.Г.* Глобальный биотический кризис на границе перми и триаса: его характер и последствия // Структура и статус Восточно-Европейской стратиграфической шкалы пермской системы, усовершенствование ярусного расчленения верхнего отдела пермской системы общей стратиграфической шкалы. Казань: КГУ. 2004. С. 60–63.
190. *Сенников А.Г., Голубев В.К.* Пограничные отложения перми и триаса района гг. Вязники и Гороховец (Владимирская область) // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии. Мат. V Междунар. конф. Москва. 22–23 ноября 2010 г. Ред. В.К. Голубев, А.Г. Сенников. М.: ПИН РАН. 2010а. С. 102–107.
191. *Сенников А.Г., Голубев В.К.* Граница перми и триаса в опорном разрезе Жукова оврага (Владимирская область) по тетраподам // Эволюция органического мира и биотические кризисы. Мат. LVI сессии Палеонтол. общ. при РАН. С.-Петербург, 5–9 апреля 2010 г. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010б.С. 131–134.
192. *Сенников А.Г., Голубев В.К.* Последовательность пермских фаун тетрапод Восточной Европы и пермо-триасовый экологический кризис // Палеонтол. журн. 2017. № 6. С. 30–41.
193. *Станковский А.Ф., Похиленко Н.П., Синицина А.Ф.* и др. Хромшпинелиды из нижнего триаса верховьев Северной Двины // Записки Всес. минерал. об-ва. 1987. Ч. 116. Вып. 3. С. 330 – 333.
194. Стратиграфический кодекс России. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ.2019. 96 с.
195. Стратотипы и опорные разрезы верхней перми Поволжья и Прикамья. Ред. Н.К. Есаулова, В.Р. Лозовский. Казань: Экоцентр, 1996. 539 с.
196. Стратотипический разрез баскунчакской серии нижнего триаса горы Большое Богдо. Ред. В.В. Меннер, В.В. Липатова. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та. 1972. 165 с.
197. Стратотипический разрез татарского яруса на реке Вятка. Отв. ред. А.В. Гоманьков. М.: ГЕОС. 2001. 140 с. Тр. ГИН РАН. Вып. 532.
198. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М.: Изд-во АН СССР. 1960. 212 с.
199. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 3. Закономерности состава и размещения

аридных отложений. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 550 с.
200. *Строк Н.И., Буслович А.Л.* Стратиграфия татарских отложений бассейна р. Сухоны // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1979. Т. 54. Вып. 6. С. 60–68.
201. *Строк Н.И., Трофимова И.С.* Влияние Уральской и Балтийской питающих провинций на формирование верхнепермских и нижнетриасовых отложений Московской синеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976. Т. 51. № 1. С. 100–110.
202. *Татаринов Л.П.* Триасовые пролацертилиии СССР // Палентол. журн. 1978. № 4. С. 88–100.
203. *Татаринов Л.П.* Новый горгонопс (Reptilia, Theriodontia) из верхней перми Вологодской области // Палеонтол. журн. 2000. № 1. С. 70–78
204. Татарские отложения реки Сухоны. Молостовский Э.А., Миних А.В. (ред.). Саратов: Научная книга. 2001. 180 с. XXIII табл.
205. *Твердохлебов В.П.* Генетические типы континентальных отложений аридных и семиаридных зон, классификация. Атлас текстур. Саратов: Изд. центр «Наука». 2011. 110 с.
206. *Твердохлебов В.П., Шминке Л.Н.* Эоловые образования татарского яруса в бассейне реки Вятки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 4. С. 934–936.
207. *Твердохлебова Г.И., Ивахненко М.Ф.* Новые тетраподы из татарского яруса Восточной Европы // Палеонтол. журн. 1994. № 2. С. 122–126.
208. Уточненная субрегиональная стратиграфическая схема триасовых отложений запада, центра и севера Восточно-Европейской платформы (Польско-Литовская, Московская и Мезенская синеклизы, Вятско-Камская впадина). М.: ПИН РАН. 2011. 32 с. С прилож.
209. *Хрусталев Ю.П.* Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ.1978. 208 с.
210. *Хрусталев Ю.П.* Закономерности осадконакопления во внутренних морях аридной зоны. Л.: Наука. 1989. 261 с.
211. *Ферронский В.И., Поляков В.А.* Изотопия гидросферы. М.: Наука. 1983. 277 с.
212. *Ферронский В.И., Поляков В.А.* Изотопия гидросферы Земли. М.: Научный мир. 2009. 632 с.
213. *Фетисова А.М., Балабанов Ю.П., Веселовский Р.В., Мамонтов Д.А.* Аномальная намагниченность красноцветов недубровской пачки пограничных пермо-триасовых отложений Русской плиты // Вест. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 4. С. 544–560.
214. *Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Арефьев М.П.* Новые данные по пермо-триасовым осадочным комплексам Московской синеклизы // Уч. записки Казанск. ун-та. Сер. естеств. науки. 2020. Т. 162. № 2. С. 228–243.
215. *Фетисова А.М., Голубев В.К., Веселовский Р.В., Балабанов Ю.П.* Палеомагнетизм и магнитостратиграфия опорных пермско-триасовых разрезов центральной части Русской плиты: Жуков овраг, Слукино и Окский съезд // Геология и геофизика. 2022. Т. 63, № 10. С. 1401–1419.
216. *Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Голубев В.К.* Новый 254 млн лет палеомагнитный полюс Восточно-Европейской платформы: Московская синеклиза, разрезы Сухоборка и Сосновка // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 220–226.
217. *Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Голубев В.К., Арефьев М.П.* Магнитостратиграфия границы перми и триаса нижнего течения р. Ветлуга (Восточно-Европейская платформа, Нижегородская область) // Физика Земли. 2024. № 3. С. 51–74.
218. *Форш Н.Н.* О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Тр. ВНИГРИ. Вып. 204. 1963. С. 175–211.
219. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3. М.: Изд-во МГУ. 1993. 352 с.
220. *Храмов А.Н.,* Палеомагнитное изучение разрезов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Тр. ВНИГРИ. Вып. 204. 1963. С. 145–174.
221. *Чалов Р.С.* Русловедение: теория, география, практика. Т.1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования речных русел. 2008. М.: URSS. 607 с.
222. *Чалов Р.С.* Русловедение: теория, география, практика. Т. 2.: Морфодинамика речных русел.

М.: «Красанд». 2011. 960 с.
223. *Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семёнова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М.* Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U–Pb-датирования обломочного циркона. // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28.
224. *Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Хубанов В.Б., Иванов А.В., Марфин А.Е., Брянский Н.В., Голубев В.К.* Реконструкция питающих провинций Московского бассейна в пермско-триасовое время по данным U-Pb LA-ICP-MS датирования и рамановской спектроскопии обломочного циркона // Геодинамика и тектонофизика. 2023. Т. 14. № 5. Ст. 0718.
225. *Чудинов П.К., Вьюшков Б.П.* Новые данные о мелких котилозаврах из перми и триаса СССР. // Докл. АН СССР. 1956. Т. 108. № 3. С. 547 – 550.
226. *Чумаков Н.М.* Климат и климатическая зональность перми и раннего триаса // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука. 2004. С. 230–258.
227. *Шанцер Е.В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: Изд-во АН СССР. 1951. 274 с. Тр. ИГН АН СССР. Вып. 135.
228. *Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И., Драгунов В.И., Патрунов Д.К., Кузнецов В.Г., Беленицкая Г.А.* и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. СПб.: Недра. 1998. 352 с.
229. *Шишкин М.А.* Новые данные о Tupilakosaurus // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 4. С. 938–941.
230. *Шишкин М.А.* Морфология древних земноводных и проблемы эволюции низших тетрапод. М.: Наука. 1973. 275 с. Тр. ПИН АН СССР. Т. 137.
231. *Шишкин М.А.* Новое семейство триасовых лабиринтодонтов Luzocephalidae // Палеонтол. журн. 1980. № 1. С. 104–119.
232. *Шишкин М.А., Новиков И.В.* Реликтовые антракозавры в раннем мезозое Восточной Европы // Докл. РАН. 1992. Т. 325. № 4. С. 829–832.
233. *Шишлов С.Б.* Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб: С.-Петерб. горн. ин-т. 2010. 276 с.
234. *Шишлов С.Б.* Атлас циклотем юры – нижнего мела Западной Сибири. СПб.: ЛЕМА. 2024. 191 с.
235. *Штукенберг А.А.* Верхний ярус пестрых мергелей и его отношения к другим образованиям пермской системы Евр. России // Тр. об-ва естествоиспытат. при Имп. Казанск. ун-те. 1882. Т. XI. Вып. 2. 20 с.
236. *Яблоков В.С.* Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки (в рифее-палеозое Русской платформы). М.: Наука. 1973. 223 с. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 248.
237. *Якименко Е.Ю., Таргульян В.О., Чумаков Н.М., Арефьев М.П., Иноземцев С.А.* Палеопочвы в верхнепермских отложениях, река Сухона (бассейн Северной Двины) // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 4. С. 376–390.
238. *Яковлев Н.Н.* Триасовая фауна позвоночных из пестроцветной толщи Вологодской и Костромской губерний // Геол. вестник. 1916. Т. 2. № 4. С. 157–165.
239. *Ярошенко О.П., Лозовский В.Р.* Изменения палинофлоры на границе перми и триаса Московской синеклизы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3, № 5. С. 43–57.
240. *Ярошенко О.П., Лозовский В.Р.* Палинокомплексы континентального нижнего триаса Восточной Европы и их межрегиональная корреляция. Статья 1. Палинокомплексы индского яруса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 3. С. 65–75.
241. *Abdullatif O.M.* Channel-fill and sheet-flood facies sequences in the ephemerial terminal river Gash, Kassala, Sudan // Sedim. Geology. 1989. V. 63. P. 171–184.
242. *Afonin, S.A.* A palynological assemblage from the transitional Permian-Triassic deposits of European Russia // Paleontological J. 2000. V. 34. Suppl. 1. P. S29–S34.
243. *Akoko E., Atekwana E.A., Cruse A.M., Molwalefhe L., Masamba W.R.L.* River-wetland interaction and carbon cycling in a semi-arid riverine system: the Okavango Delta, Botswana // Biogeochemistry. 2013. V. 114 (1-3). P. 359–380.
244. *Ali K.K., Al-Kubaisi Q.Y., Al-Paruany K.B.* Isotopic study of water resources in a semi-arid region, western Iraq // Environmental Earth Sciences. 2015. V. 74 (2). P. 1671–1686.

245. *Allen J.R.L.* The classifacation of cross-stratified units with notes on their origin // Sedimentology. 1963. № 2. P. 93–114.
246. *Allen J.R.L.* A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments // Sedimentology. 1965. V. 5. P. 89–191.
247. *Alonso-Zarza A.M.* Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record // Earth-Science Reviews. 2003. V. 60 (3-4). P. 261–298.
248. *Alonso-Zarza A.M., Wright V.P.* Calcretes // A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner (Eds.). Carbonates in Continental Settings. Developments in Sedimentology. V. 61. Netherlands: Elsevier. 2010. P. 225–267.
249. *Amundson R.G., Chadwick O.A., Somers J.M., Doner H.E.* Relationship between climate and vegetation to the stable carbon isotope chemistry of soils in the Eastern Mojave Desert, Nevada // Quaternary Research. 1988. V. 29. P. 245–254.
250. *Arche A., Lopez-Gomez J.* Sudden changes in fluvial style across the Permian_Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: Analysis of possible causes // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2005. V. 229. P. 104–126.
251. *Arefiev M.P., Golubev V.K., Balabanov Yu.P., Karasev E.V., Minikh A.V., Minikh M.G., Molostovskaya I.I., Yaroshenko O.P., Zhokina-Naumcheva M.A.* Type and reference sections of the Permian–Triassic continental sequences of the East European Platform: main isotope, magnetic, and biotic events (XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Sukhona and Severnaya Dvina Rivers field trip). Ed. A.S. Alekseev. Moscow. 2015a. 104 p.
252. *Arefiev M.P., Golubev V.K., Kuleshov V.N., Pokrovsky B.G.* Paleogeographical reorganization of the Moscow Syneclise during the Severodvinian (Capitanian–Wuchiapingian) time based on isotopic ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) and paleontological data, Permian Period, East European Platform // Paleontological J. 2015б. Vol. 49. No. 11. P. 1206–1227.
253. *Aristov D.S.* Grylloblattids of the Family Liomopteridae (Insecta: Grylloblattida) of the Upper Half of the Upper Permian // Paleontological J. 2004. Vol. 38. Suppl. 2: P. 150–157.
254. *Aristov D.S., Bashkuev, A.S., Golubev, V.K., Gorochov, A.V., Karasev, E.V., Kopylov, D.S., Ponomarenko, A.G., Rasnitsyn, A.P., Rasnitsyn, D.A., Sinitshenkova, N.D., Sukatsheva, I.D., Vassilenko, D.V.* Fossil insects of the Middle and Upper Permian of European Russia // Paleontological J. 2013. Vol. 47. No. 7. P. 641–832.
255. *Aylward G.H., Findlay T.J.V.* SI Chemical Data. Auflage 6. Milton: John Wiley & Sons. 2007. 224 p.
256. *Baresel B., Bucher H., Bagherpour B., Brosse M., Kuang G., Schaltegger U.* Timing of global regression and microbial bloom linked with the Permian-Triassic boundary mass extinction: implications for driving mechanisms // Science Reports. 2017. V. 7 (1). 43630. DOI: 10.1038/srep43630
257. *Bayat O., Karimi A, Khademi H.* Stable isotope geochemistry of pedogenic carbonates in loess-derived soils of northeastern Iran: Paleoenvironmental implications and correlation across Eurasia // Quaternary International. 2017. V. 429. Part B. P. 52–61.
258. *Bayat O., Karimi A., May J.-H., Fattahi M., Wiesenberg G.L.B., Egli M.* High-resolution record of stable isotopes in soil carbonates reveals environmental dynamics in an arid region (central Iran) during the last 32 ka // Front. Earth Sci. 2023. doi: 10.3389/feart.2023.1154544
259. *Beaufort D., Baaronnet A., Lanson B., Meunier A.* Corrensite: A single phase or a mixed-layer phyllosilicate in the saponite-to-chlorite conversion series? A case study of Sancerre-Couy deep drill hole (France) // American Miner. 1997. V. 62. P. 109-124.
260. *Becker L., Poreda R.J., Basu A.R. et al.* Bedout: a possible end-Permian impact crater offshore of northwestern Australia // Science. 2004. V. 304. P. 1469–1476.
261. *Benton M.J., Newell A.J.* Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 1308–1337.
262. *Berner R.A.* Examination of hypotheses for the Permo-Triassic boundary extinction by carbon cycle modeling // Proc. Natl. Acad. Sci. 2002. V. 99(7). P. 4172–4177.
263. *Berner R.A.* Carbon, sulfur and O_2 across the Permian-Triassic boundary // J. Geochem. Explor. 2006a. V. 88 (1–3). P. 416–418.
264. *Berner R.A.* GEOCARBSULF: a combined model for Phanerozoic atmospheric O_2 and CO_2 // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006б. V. 70. P. 5653–5664.

265. *Bhatia M. R., Crook K. A.W.* Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Miner. Petrol. 1986. V. 921. P. 181–193.
266. *Bhuiyan Sh.A., Jameel Y., Chartrand M.M.G. et al.* Spatial variations in tap water isotopes across Canada: Tracing water from precipitation to distribution and assess regional water resources // PLOS water. 2023. 2 (1). doi: 10.1371/journal.pwat.0000068
267. *Birkeland P.W*. Soils and Geomorphology. N.Y.: Oxford University Press. 1999. 430 p.
268. *Bjerager M., Seidler L., Stemmerik L., and Surlyk F.* Ammonoid stratigraphy and sedimentary evolution across the Permian-Triassic boundary in East Greenland // Geological Magazine. 2006. M. 143. P. 635–656.
269. *Blasius J.H.* Reise im europäischen Rußland in den Jahren 1840 und 1841. Braunschweig. 1844. 408 s.
270. *Bohacs K.M., Suter J.* Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks: fundamental controls and paralic examples // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1997. V. 81. P. 1612–1639.
271. *Bourquin S., Guillochen F., Peron S.* Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the Lower Triassic, western German Basin): recognition criteria and expression of stratigraphic cycles // Sedimentology. 2009. V. 56. P. 2235–2264.
272. *Bowring S.A., Erwin D.H., Jin Y.G. et al.* U/Pb zircon geochronology and tempo of the end-Permian mass extinction // Science. 1998. V. 280. P. 1039–1045.
273. *Breecker D.O., Sharp Z.D., McFadden L.D.* Seasonal bias in the formation and stable isotopic composition of pedogenic carbonate in modern soil from central New Mexico, USA // Geol. Soc. Am. Bul. 2009. V. 121. P. 630–640.
274. *Briere P.R.* Playa, playa lake, sabkha: proposed definitions for old terms // J. Arid Environments. 2000. V.45. Is. 1. P. 1-7.
275. *Brown R.M.* Distribution of hydrogen isotopes in Canada waters // Isotope Hydrology. Proc. Symp. IAEA. 1970. P. 3–21.
276. *Buck B.J., Monger H.C.* Stable isotopes and soil-geomorphology as indicators of Holocene climate change, northern Chihuahuan Desert // J. Arid Environments. 1999. V. 43. P. 357–373.
277. *Bulanov V.V.* Evolution and systematics of seymouriamorph parareptiles // Paleontological J. 2003. Vol. 37, Suppl. 1. P. S1–S105.
278. *Buol S.W., Southard R.J., Graham R.C., McDaniel P.A.* Vertisols: shrinking and swelling dark clay soils // Soil Genesis and Classification. Sixth ed. Wiley-Blackwell, Hoboken, New Jersey, USA. 2011. P. 385–396.
279. *Carroll A.R., Bohacs K.M.* Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls // Geology. 1999. V. 27 (2). P. 99–102.
280. *Chen B., Joachimski M.M., Shen Sh.-Zh. et al.* Permian ice volume and palaeoclimate history: Oxygen isotope proxies revisited // Gondwana Res. 2013. V. 24 (1). P. 77–89. doi: 10.1016/j.gr.2012.07.007
281. *Chen J., Shen S., Li X., Xu Y., Joachimski M.M., Bowring S.A., Erwin D.H., Yuan D., Chen B., Zhang H., Wang Y., Cao C., Zheng Q., Mu L.* High-resolution SIMS oxygen isotope analysis on conodont apatite from South China and implications for the end-Permian mass extinction // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016. V. 448. P. 26–38.
282. *Chen J., Lu B., Du L., Lin M., Shen Sh.-Zh. Montanez I.P., Feng Zh.* Regional postdeforestation weathering feedback drove diachronous C–S cycle perturbations during the end-Permian crisis // Proc. National Academy of Science. 2025. V. 122 (44). doi: 10.1073/pnas.250484112
283. *Cerling T.E.* The stable isotopic composition of modern soil carbonate and its relationship to climate // Earth and Planetary Science Letters. 1984. V. 71. P. 229–240.
284. *Cerling T.E., Quade J.* Stable carbon and oxygen isotopes in soil carbonates // Climate change in continental isotopic records. Geophysical Monograph Series. 1993. V. 78. P. 217–231.
285. *Cerling T.E.* Stable carbon isotopes in palaeosol carbonates // Thiry M., Simon-Coinc-on R. (Eds). Palaeoweathering, Palaeosurfaces and Related Continental Deposits. International Association of Sedimentologists, Special Publication. Oxford: Blackwell Science. 1999. V. 27. P. 43–60.
286. *Cerling T.E., Quade J.* Stable Carbon and Oxygen Isotopes in Soil Carbonates // Lohmann K.C., Mckenzie J., Savin S. (Eds.). Climate Change in Continental Isotopic Records. American Geophysical Union. 1993. V. 78. P. 217–231.
287. *Cerling T.E., Wang Y.* Stable carbon and oxygen isotopes in soil CO2 and soil carbonate: theory,

practice, and application to some prairie soils of the upper Midwestern North America // T.W. Boutton, S.I. Yamasaki (Eds.). Mass Spectrometry of Soils. New York: Marcel Dekker. 1996. P. 113–131.
288. *Coluccio K., Morgan L.K.* A review of methods for measuring groundwater–surface water exchange in braided rivers // Hydrology and Earth System Sciences. 2019. V. 23 (10). P. 4397–4417.
289. *Craig H., Gordon L.* Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere // E.V. Tongiorgi (Ed.). Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures. Spoletto, Italy. 1965. P. 9–130
290. *Cramer B.D., I. Jarvis.* Carbon Isotope Stratigraphy // F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg (Eds.). Geologic Time Scale. Amsterdam: Elsevier. V. 1. 2020. P. 309–343.
291. *Dansgaard W.* Stable isotope in precipitation // Tellus. 1964. V. 19. P. 435–463.
292. *Davydov V.I., Arefiev M.P., Golubev V.K., Karasev E.V., Naumcheva M.A., Schmitz M.D., Silantiev V.*V., Zharinova V.V. Radioisotopic and biostratigraphic constraints on the classical Middle–Upper Permian succession and tetrapod fauna of the Moscow syneclise, Russia // Geology. 2020. V. 48. № 7. P. 742–747.
293. *Davydov V.I., Karasev E.V.* The Influence of the Permian-Triassic Magmatism in the Tunguska Basin, Siberia on the Regional Floristic Biota of the Permian-Triassic Transition in the Region // Front. Earth Sci. 2021. V. 9:635179. doi: 10.3389/feart.2021.635179.
294. *Davydov V.I., Karasev E.V., Nurgalieva N.G., Schmitz M.D., Budnikov I.V., Biakov A.S. et al*. Climate and biotic evolution during the Permian-Triassic transition in the temperate Northern Hemisphere, Kuznetsk Basin, Siberia, Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2021. V. 573. 110432. doi:10.1016/j. palaeo.2021.110432
295. *Davydov V.I., Lucas S.G., Karasev E.V., Mamadzhanov Y., Schmitz M.D.* Late Paleozoic tetrapods in eastern Pangaea: when and how did they get there? // Earth-Science Reviews. 2026. V. 273. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2025.105344
296. *Deocampo D.M.* The geochemistry of continental carbonates // A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner (Eds.). Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications. Developments in Sedimentology. V. 62. Netherlands: Elsevier. 2010. P. 1–59.
297. *Diner C.* Über die stratigraphische Stellung der Otoceras beds des Himalaya // Centralblatt f. Mineralog., Geolog. u. Paläontolog. 1900. S. 1–5.
298. *Diener C.* The Trias of the Himalayas // Mem. Geol. Surv. India. 1912. V. 36. Pt. 3. P. 1–176.
299. *Doner H.E., Lynn W.C.* Carbonate, halide, sulfate, and sulfide minerals // Minerals in soil Environments. Madison, Wisconsin: Soil Sci. Soc. of Am. 1989. P. 279–330.
300. *Dunham R.J.* Classification of carbonate rocks according to depositional texture // W.E. Ham (Ed.). Classification of Carbonate Rocks. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 1962. V. 1. P. 108–121.
301. *Eberth D.A., Miall A.D.* Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosing fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico // Sedim. Geology. 1991. V. 72. P. 225–252.
302. *Efremov I.A.* Benthosaurus Sushkini, ein neuer Labyrinthodont der Permo-Triasischen Ablagerungen des Scharschenga - Flusses, Nord-Duna Gouvernement // Bull. Acad. Sci. USSR, cl. Math.-Natur. 1929. S. 757–770.
303. *Epstein S., Sharp R.P., Gow I.G.* Antarctic ice sheet: stable isotope analyses of Byrd Station cores and interhemispheric climatic implications // Science. 1970. V. 168. P. 1570–1572.
304. *Erwin D.H.* Extinction: How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago. Princeton, Oxford: Princeton University Press. 2006. 296 p.
305. *Erwin D.H., Bowring S.A., Jin Y.G.* End-Permian mass extinctions: a review // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 2002. V. 356. P. 363–383.
306. *Fetisova A., Arefiev M., Veselovskiy R.* Paleomagnetism and Magnetostratigraphy of Permian-Triassic Redbeds of the Balebikha Section (Russia, Severnaya Dvina River) // Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources. Proceedings Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2019. (Kazan, Russian Federation, 24–28 September 2019). Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. 2019. P. 90–93.
307. *Fetisova A.M., Veselovskiy R.V., Arefiev M.P., Golubev V.K.* Magnetostratigraphy of the Permian-Triassic red beds of Vetluga River (central part of the East European Platform) // Abstarct volume of Kazan Golovkinsky Young Scientists' Stratigraphic Meeting «Sedimentary Earth Systems:

Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources, Climate and Environmental changes» (October 17–19, 2022). Издательство: ООО КИД (Казань). 2022. С. 11.
308. *Foster C.B., Afonin S.A.* Abnormal pollen grains: an outcome of deteriorating atmospheric conditions around the Permian– Triassic boundary // J. Geol. Soc. (London). 2005. V. 162. P. 653–659.
309. *Freytet P.* Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France) // Sedim. Geology. 1973. V. 10. P. 25–60.
310. *Freytet P., Verrecchia E.P.* Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview // J. of Paleolimnology. 2002. V. 27. 221–237.
311. *Friedman I., Redfield A.C., Schoen B. et al.* The variation of the deuterium content of natural waters in the hydrologic cycle // Reviews of Geophysics. 1964. V. 2. P. 177–224.
312. *Fritz P., Fontes J.Ch.* (Eds.). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry // The terrestrial environment A. Amsterdam: Elsevier. 1980. V. 1. 612 p.
313. *Garcia-Gil S.* The fluvial architecture of the upper Buntsandstein in the Iberian Basin, central Spain // Sedimentology. 1993. V. 40. P. 125–143.
314. *Garrels R.M., Mackenzie F.T.* Origin of the chemical compositions of some springs and lakes // Gould R.F. (Ed.). Equilibrium concepts in natural water systems. American Chemical Society. Advances in chemistry series. V. 67. 1967. P. 222–242.
315. *Gastaldo R.A.* Ancient plants escaped the end-Permian mass extinction // Nature. 2019. V. 567 (7746). P. 38-39.
316. *Gastaldo R.A., Kamo S.L., Neveling J., Geissman J.W., Bamford M., Looy C.V.* Is the vertebrate-defined Permian-Triassic boundary in the Karoo Basin, South Africa, the terrestrial expression of the end-Permian marine event? // Geology. 2015. V. 43. P. 939–942.
317. *Gastaldo R.A., Kamo S.L., Neveling J., Geissman J.W., Looy C.V., Martini A.M.* The base of the Lystrosaurus Assemblage Zone, Karoo Basin, predates the end-Permian marine extinction // Nature Communications. 2020. V. 11. P. 1428. https://doi .org/10.1038/s41467-020-15243-7.
318. *Gat J.R.* Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigation // Water Resource Research. 1971. V. 7. P. 980.
319. *Gat J.R.* The stable isotope composition of Dead Sea waters // Earth Planet Sci Lett. 1984. V. 71. P. 361–376.
320. *Gat J.R., Bowser C.* The heavy isotope enrichment of water in coupled evaporative systems // Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. The Geochemical Society, Special Publication №. 3. H.P. Taylor, J.R. O'Neill, I.R. Kaplan (Eds.). 1991. P. 159–168.
321. *Gausmann P.* Synopsis of global fresh and brackish water occurrences of the Bull Shark *Carcharhinus leucas* Valenciennes, 1839 [Pisces: Carcharhinidae], with comments on distribution and habitat use. // Integrative Systematics. 2021. Published online 10.XII.2021. DOI: 10.18476/2021.423083
322. *Garver J.I., Royce P.R., Smick T.A.* Chromium and nickel in shale of the Taconic foreland: a case study for the provenance of fine-grained sediments with an ultramafic source // J. Sed. Res. 1996. V. 66. P. 100–106.
323. *Gibling M.R., Nanson G.C., Maroulis J.C.* Anastomosing river sedimentation in the Channel Country of central Australia // Sedimentology. 1998. V. 45. P. 595–619.
324. Gibling M.R., Tandon S.K., Sinha R., Jain M. Discontinuity bounded alluvial sequences of the southern Gangetic plains, India: aggradation and degradation in response to monsoonal strength // J. Sedim. Res. 2005. V. 75. P. 373–389.
325. *Gibson J.J., Sadek M.A., Stone D.J.M., E. Hughes C. et al.* Evaporative isotope enrichment as a constraint on reach water balance along a dryland river // Isotopes in Environmental and Health Studies. V. 44 (1). 2008. P. 83–98.
326. *Goudie A.S.* Calcrete. // Goudie A.S., Pye K. (Eds). Chemical Sediments and Geomorphology. New York: Academic Press. 1983. P. 93–131.
327. *Grayson R.B., Western A.W., Walker J.P. et al.* Controls on patterns of soil moisture in arid and semi-arid systems // D'Odorico P., Porporato A. (Eds). Dryland Ecohydrology. Springer, Dordrecht. 2006. P. 109–127.
328. *Griesbach C.L.* Paleontologacal notes on the Lower Trias of the Himalayas // Records Geol. Surv.

India. 1880. V. 13. Pt. 2. P. 94–113.
329. *Gruszka B., Zielinski T.* Evidence for a very low-energy fluvial system: a case study from the dinosaur-bearing Upper Triassic rocks of Southern Poland // Geological Quarterly. 2008. V. 52 (3). P. 239–252.
330. *Haq B.U., Schutter S.R.* A chronology of Paleozoic sea-level changes // Science. 2008. V. 322. P. 64–68.
331. *Hallam A., Wignall P.B*. Mass extinctions and sea-level changes // Earth-Sci. Rev. 1999. V. 48(4). P. 217–250.
332. *Hanneman D.L., Wideman Ch.J.* Continental Sequence Stratigraphy and Continental Carbonates // A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner (Eds.). Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications. Developments in Sedimentology. V. 62. Netherlands: Elsevier. 2010. P. 215–273.
333. *Hanson P.J., Edwards N.T., Garten C.T., Andrews J.A.* Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: a review of methods and observations // Biogeochemistry. 2000. V. 48. P. 115–146.
334. *Hayes J.M., Strauss H., Kaufman A.J.* The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma // Chemical Geology. 1999. V. 161. P. 103–125.
335. *Henderson C.M., Shen S.Z.* The Permian period // F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. (Eds.). Geologic Time Scale. Amsterdam: Elsevier. V. 2. 2020. P. 875–902.
336. *Hinga K.R., Arthur M.A., Pilson M.E.Q., Whitaker D.* Carbon isotope fractionation by marine phytoplankton in culture: the effects of CO2 concentration, pH, temperature and species // Global Biogeochemical Cycles. 1994. V. 8 (1). P. 91–102.
337. *Hoefs J.* Stable Isotope Geochemistry. 6th edition. Berlin – Heidelberg: Springer-Verlag. 2009. 285 p.
338. *Hough B.G., Fan M., Passey B.H.* Calibration of the clumped isotope geothermometer in soil carbonate in Wyoming and Nebraska, USA: Implications for paleoelevation and paleoclimate reconstruction // Earth Planet. Sci. Lett. 2014. V. 391. P. 110–120.
339. *Howari F.M., Banat K.M., Abu-Salha Y.A.* Depositional and diagenetic processes of Qa Khanna playa, North Jordan basaltic plateau, Jordan // J. Asian Earth Sciences. 2010. V. 39. P. 275–284.
340. *Huang Y., Chen Zh.-Q., Roopnarine P.D., Benton M.J., Zhao L., Feng X., Li Zh.* The stability and collapse of marine ecosystems during the Permian-Triassic mass extinction // Current Biology. 2023. V. 33. P. 1059–1070.
341. *Isozaki Y.* Permo–Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // Science. 1997. V. 276. P. 235–238.
342. *Ivakhnenko M.F.* Eotherapsids from the East European placket (Late Permian) // Paleontological J. 2003. V. 37. Suppl. 4. P. S339–S465.
343. *Ivanov A.O., Hearst J.M., Neste M.K.* Permian chondrichthyans from the Guadalupe Mountains National Park of West Texas (USA). // Paläontologische Zeitschrift. 2025. DOI: 10.1007/s12542-025-00760-x.
344. *Jawad L.A.* (Ed.). Southern Iraq's Marshes. Coastal Research Library. V. 36. Springer. 2021. 815 p. doi:10.1007/978-3-030-66238-7
345. *Jewuła K., Matysikb M., Paszkowskia M., Szulcc J.* The late Triassic development of playa, gilgai floodplain, and fluvial environments from Upper Silesia, southern Poland // Sedim. Geology. 2019. V. 379. P. 25–45.
346. *Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A.* Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian-Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2021. V. 564 (7–8). 110154. DOI: 10.1016/j.palaeo.2020.110154
347. *Joachimski M.M., Lai X., Shen Sh., Jiang H., Luo G., Chen B., Chen J., Sun Y.* Climatic warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction // Geology. 2012. V. 40. P. 195–198.
348. *Kaiho K.* Role of volcanism and impact heating in mass extinction climate shifts. // Scientific Reports. 2024. 14:9946 https://doi.org/10.1038/s41598-024-60467-y
349. *Karasev E.V.* A new species of Tatarina S. Meyen and the problem of differentiation between some Late Permian peltasperms on the basis of epidermal characters // Paleontol. J. 2007. V. 41. № 11.

P. 1103–1107
350. *Karasev E.V.* New genus Navipelta (Peltaspermales, Pteridospermae) from Permian-Triassic boundary of Moscow sineclise, Russia // Paleontol. J. 2009. V. 43. № 10. P. 1262–1271.
351. *Karasev E., Naumcheva M., Arefiev M., Golubev V.* The Late Permian (Lopingian) and Early Triassic flora of the Moscow Syneclise // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. 2018. P. 144–154.
352. *Karberg N.J., Pregitzer K.S., King J.S., Friend A.L., Wood J.R.* Soil carbon dioxide partial pressure and dissolved inorganic carbonate chemistry under elevated carbon dioxide and ozone // Global Change Ecology. 2005. V. 142. P. 296–306.
353. *Kearsey T., Twitchett R.J., Price G.D., Grimes S.T.* Isotope excursions and palaeotemperature estimates from the Permian/Triassic boundary in the Southern Alps (Italy) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. V. 279. P. 29–40.
354. *Kedzior A., Widera M., Zielinski T.* Ancient and modern anastomosing rivers: in sights from sedimentological and geomorphological case studies of the Triassic, Neogeneand Holocene of Poland // Geological Quarterly. 2021. V. 65 (4). DOI: 10.7306/gq.1623
355. *Kidder D.L., Worsley T.R.* Phanerozoic Large Igneous Provinces (LIPs), HEATT (Haline Euxinic Acidic Thermal Transgression) episodes, and mass extinctions // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. V. 295. P. 162–191.
356. *Kinabo B.D., Atekwana E.A., Hogan J.P., Modisi M.P., Wheaton D.D., Kampunzu A.B.* Early structural development of the Okavango rift zone, NW Botswana // J. African Earth Sciences. 2007. V. 48. P. 125–136.
357. *King W.A., Martini I.P.* Morphology and recent sediments of the lower anastomosing reaches of the Attawapiskat River, James Bay, Ontario, Canada // Sedim. Geology. 1984. V. 37. P. 295–320.
358. *Kirschbaum M.A., McCabe P.J.* Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota Formation of southern Utah // Sedimentology. 1992. V. 39. P. 581–598.
359. *Kishne A.Sz., Morgan C.L.S., Neely H.L.* How much surface water can gilgai microtopography capture? // J. Hydrology. 2014. V. 513. P. 256–261.
360. *Kogan I.* Remains of Saurichthys (Pisces, Actinopterygii) from the Early Triassic Wordie Creek Formation of East Greenland // Bull. of the Geological Society of Denmark. 2011. V. 59. P. 93–100.
361. *Korte C., Kozur H.W.* Carbon-isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary: a review // J. Asian Earth Science. 2010. V. 39. P. 215–235.
362. *Kovda I.V., Mora C.I., Wilding L.P.* Stable isotope compositions of pedogenic carbonates and soil organic matter in a temperate climate Vertisol with gilgai, southern Russia // Geoderma. 2006. V. 136. P. 423–435.
363. *Kovda I., Morgun E., Gongalsky K.* Stable isotopic composition of carbonate pedofeatures in soils along a transect in the southern part of European Russia // Catena. 2014. Vol. 112. P. 56–64.
364. *Krassilov V.A., Afonin S.A., Lozovsky V.R.* Floristic evidence of transitional Permian–Triassic deposits of the Volga–Dvina Region // Permophiles. 1999. № 34. P. 12–14.
365. *Kraus M.J.* Avulsion deposits in lower Eocene alluvial rocks, Bighorn Basin, Wyoming // J. Sedim. Res. 1996. V. 66 (2). P. 354–363.
366. *Krumbein W.Ch., Sloss L.L.* Stratigraphy and Sedimentation. S.-Francisco: W.H. Freeman. 1951. 497 p.
367. *Kump L.R., Arthur M.A.* Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter // Chemical Geology. 1999. V. 161. P. 181–198.
368. *Lamb A.L., Leng M.J., Lamb H.F, Telford R.J., Umer M.* Climatic and non-climatic effects on the $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ composition of lake Awassa, Ethiopia, during the last 6.5 ka // Quaternary Science Reviews. 2002. V. 21. P. 2199–2211.
369. *Last W.M.* Lacustrine dolomite – an overview of modern, Holocene and Pleistocene occurrences // Earth-Science Reviews. 1990. V. 27. P. 221–263.
370. *Lebedev O.A., A.G. Sennikov, V. K. Golubev, N. I. Krupina, Niedzwiedzki G., Sulej T.* The First Find of Permian Ceratodontids (Dipnoi, Osteichthyes) in Russia // Paleontological J. 2015. V. 49. No. 10. P. 1112–1124.

371. *Legler B., Schneider J.W., Gebhardt U., Merten D., Gaupp R.* Lake deposits of moderate salinity as sensitive indicators of lake level fluctuations: Example from the Upper Rotliegend saline lake (Middle–Late Permian, Northeast Germany) // Sedim. geology. 2011. V. 234. P. 56–69.
372. *Leng M.J., Marshall J.D.* Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives // Quaternary Science Reviews. 2004. V. 23 (7–8). P. 811–831.
373. *Liu B., Phillips F.M., Campbell A.R.* Stable carbon and oxygen isotopes of pedogenic carbonates, Ajo Mountains, southern Arizona: implications for paleoenvironmental change // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1996. V. 124. P. 233–246.
374. *Liu X.T., Wei F.* A new saurichthyid from the Upper Permia nof Zhejiang, China // Vertebrata Palasiatica. 1988. V. 26 (2). P. 77–89.
375. *Lu J., Zhang P., Yang M., Shao L., Hilton J.* Continental records of organic carbon isotopic composition ($\delta^{13}C_{org}$), weathering, paleoclimate and wildfire linked to the End-Permian Mass Extinction // Chemical Geology. 2020. V. 558 (15). DOI: 10.1016/j.chemgeo.2020.119764
376. *Mack G.H., Cole D.R., Treviño L.* The distribution and discrimination of shallow, authigenic carbonate in the Pliocene–Pleistocene Palomas Basin, southern Rio Grande rift // Geological Society of America Bulletin. 2000. V. 112 (5). P. 643–656.
377. *Macquaker J.H.S., Adams A.E.* Maximizing information from fine-grained sedimentary rocks: An inclusive nomenclature for mudstones // J. Sedim. Research. 2003. V. 73. P. 735–744.
378. *Mader D.* Evolution of paleoecology and paleoenvironment of Permian and Triassic fluvial basins in Europe. V. 1. Western and eastern Europe. Stuttgart – New York: G.F. Verlag. 1992. 738 p.
379. *Magaritz M., Kaufman A., Jaalon D.H.* Calcium carbonate nodules in soil: $^{13}C/^{12}C$ and $^{18}O/^{16}O$ ratios and ^{14}C contents // Geoderma. 1981. V. 25 (3–4). P. 157–172.
380. *Makaske B.* Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products // Earth-Science Reviews. 2001. V. 53. P. 149–196.
381. *Manuella F.C., Carbone S., Barreca G.* Origin of Saponite-Rich Clays in A Fossil Serpentinite-Hosted Hydrothermal System in The Crustal Basement of The Hyblean Plateau (Sicily, Italy) // Clays and Clay Minerals. 2012. V. 60. №. 1. P. 18–31.
382. *Marriott S.B., Wright V.P.* Palaeosols as indicators of geomorphic stability in two Old Red Sandstone alluvial suites, South Wales // J. Geol. Soc. 1993. V. 150 (6). P. 1109–1120.
383. *Maslin M.A., Thomas E.* Balancing the deglacial global carbon budget: the hydrate factor // Quaternary Science Reviews. 2003. V. 22. P. 1729–1736.
384. *McCarthy T.S., Ellery W.N., Ellery K.* Vegetation-induced, subsurface precipitation of carbonate as an aggradational process in the permanent swamps of the Okavango (delta) fan, Botswana // Chemical Geology. 1993. V. 107 (1–2). P. 111–131.
385. *McElwain J.C., Punyasena S.* Mass extinction events and the plant fossil record // Trends in Ecology and Evolution. 2007. V. 22. № 10. P. 548–557.
386. *McFadden, L.D., Tinsley J.C.* Rate and depth of pedogenic-carbonate accumulation in soils: formulation and testing of a compartment model // Weide D.L. (Ed.). Soil and quaternary geology of the southwestern United States. Geological Society of America. Special Paper. 1985. V. 203. P. 23–41.
387. *McLoughlin S., Lindström S., Drinnan, A.N.* Gondwanan floristic and sedimentological trends during the Permian–Triassic transition: new evidence from the Amery Group, northern Prince Charles Mountains, East Antarctica // Antarctic Science. 1997. V. 9. № 3. P. 281–298.
388. *Mehmood A., Singh S.A., Elsler A., Benton M.J.* The ecology and geography of temnospondyl recovery after the Permian–Triassic mass extinction // Roy. Soc. Open Sci. 2025. DOI: 10.1098/rsos.241200.
389. *Meier S.D., Atekwana E.A., Molwalefhe L., Atekwana E.A.* Processes that control water chemistry and stable isotopic composition during the refilling of Lake Ngami in semiarid northwest Botswana // J. Hydrology. 2015. V. 527. P. 420–432.
390. *Meyers P.A.* Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes // Organic Geochem. 1997. V. 27 (5). P. 213–250.
391. *Miall A.D.* The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer-Verlag. 2006. 586 p.
392. *Milzow Ch., Kgotlhang L., Bauer-Gottwein P., Meier Ph., Kinzelbach W.* Regional review: the hydrology of the Okavango Delta, Botswana – processes, data and modelling // Hydrogeology J.

2009. V. 17. P. 1297–1328.
393. *Molwalefhe L.N.* Geochemical and Isotopic Characterization of Shallow Basinal Brines from the Makgadikgadi Pans Complex, Northeastern Botswana: Determination of the Sources of Salinity. 2003. Doctor of Philosophy thesis. Western Michigan University, USA.
394. *Monger C.* Pedogenic carbonate links between biotic and abiotic $CaCO_3$. Presented at the 17th WCSS, Thailand. 2002.
395. *Monger H.C., Gallegos R.A.* Biotic and abiotic processes and rates of pedogenic carbonate accumulation in the southwestern United States – relationship to atmospheric CO_2 sequestration // Lal R., Kimble J.M., Eswaran H., Steward B.A. (Eds.). Global Climate Change and Pedogenic Carbonates. Florida: Lewis Publishers. 2000. P. 273–289.
396. *Mora G., Raich J.W.* Carbon-isotopic composition of soil-respired carbon dioxide in static closed chambers at equilibrium // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2007. V. 21. P. 1866–1870.
397. *Mouraviev F.A, Silantiev V.V., Arefiev M.P., N.G. Nurgalieva et al*. Type and reference sections of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama river regions. A field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Kazan, August, 16-20. 2015. D.K. Nurgaliev, V.V. Silantiev, S.V. Nikolaeva (Eds.). Kazan: Kazan University Press, 2015. 208 p.
398. *Mouraviev F.A., Arefiev M.P., Silantiev V.V., Eskin A.A., Kropotova T.V.* Paleosols and host rocks from the Middle–Upper Permian reference section of the Kazan Volga region, Russia: A case study // Paleoworld. 2020. V. 29. P. 405–425.
399. *Müller G., Wagner F.* Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man // A. Matter, M.E. Tucker (Eds). Modem and ancient lake sediments. Assoc. Sediment. Spec. Publ. 1978. V. 2. P. 57–81.
400. *Muñoz A., Ramos A., Sanchez-Moya Y., Sopena A.* Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsandstein, Triassic, central Spain // Sedim. Geology. 1992. V. 75 (3-4). P. 257–281.
401. *Murchison R.I., de Verneuil E., von Keyserling A.* The geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. V. 1. Geology. London. 1845. 700 p.
402. *Nahon D., Colin F., Tardy Y.* Formation and distribution of Mg, Fe, Mn-smectites in the first stages of the lateritic weathering of forsterite and tephroite // Clay minerals. 1982. P. 339–348.
403. *Naugolnykh, S.V,* A new fertile Neocalamites from the Upper Permian of Russia and equisetophyte evolution // Geobios. 2009. Vol. 42. No. 4. P. 513–523.
404. *Naugolnykh S.V.* Vetlugospermum and Vetlugospermaceae: A new genus and family of peltasperms from the Lower Triassic of Moscow syneclise (Russia) // Geobios. 2012. V. 45. № 5. P. 451–462.
405. *Naumcheva M.F., Golubev V.K.* Nonmarine ostracodes at the Permian–Triassic boundary of the central partof the East European Platform // Palaeoworld. 2020. V.29. P. 353–367.
406. *Newell A.J., Sennikov A.G., Benton M.J., Molostovskaya I.I., Golubev V.K., Minikh A.V., Minikh M.G.* Disruption of playa-lacustrine depositional systems at the Permo-Triassic boundary: evidence from Vyazniki and Gorokhovets on the Russian Platform // J. Geol. Soc. 2010. V. 167. № 4. P. 695–716.
407. *Newell N.D.* Periodicity in invertebrate paleontology // J. Paleontology. 1952. V. 26. P. 371–385.
408. *Nielsen E.* Tupilakosaurus heilmani nov. gen. et nov. sp., an interesting Batrachomorph from the Triassic of East Greenland // Medd. Grønland. 1954. Bd. 72. P. 1–33.
409. *Nijampurkar V.N., Bhandari N.* Oxygen isotopic ratios of some Himalayan glaciers // Tellus. 1984. V. 36B (4). P. 300–302.
410. *Nordt L.C., Driese S.D.* New weathering index improves paleorainfall estimates from мertisols // Geology. 2010. V. 38. № 5. P. 407–410.
411. *Nowak H., Schneebeli-Hermann Elk., Kustatscher E.* No mass extinction for land plants at the Permian–Triassic transition // Nature communications. 2019. https://doi.org/10.1038/s41467-018-07945-w
412. *Novokshonov V.G., Sukacheva I.D., Aristov D.S.* 2004. An Early Triassic Scorpionfly (Panorpida = Mecoptera) of the Vologda Region // Paleontol. J. V. 38. № 12. P. 214–215.
413. *Ogg J.G., Chen Z.-Q.* The Triassic Period // F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg. (Eds.). Geologic Time Scale. Amsterdam: Elsevier. V. 2. 2020. P. 903–953.
414. *Overeem I., Kroonenberg S.B., Veldkamp A., Groenesteijn K., Rusakov G.V., Svitoch A.A.* Small-

scale stratigraphy in a large ramp delta: recent and Holocene sedimentation in the Volga delta, Caspian Sea // Sedim. Geology. 2003. V. 159. P. 133–157.
415. *Parck R., Epstein S.* Carbon isotope fractionation during photosynthesis // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1960. V. 21. P. 110–126.
416. *Payne J.L., Clapham M E.* End-Permian Mass Extinction in the Oceans: An Ancient analog for the Twenty-First Century? // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2012. V. 40. P. 89–111.
417. *Payne J.L. Kump L.R.* Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 256. P. 264–277.
418. *Peng Y., Shi G.R.* Life crises on land across the Permian–Triassic boundary in South China // Global and Planetary Change. 2009. V. 65. P. 155–165.
419. *Peng S.* Fundamental characteristics of the anastomosing fluvial system on complex deltaic plain // Chinese Science Bull. 1990. V. 35 (10). P. 835–839.
420. *Peters N.A., Huntington K.W., Hoke G.D.* Hot or not? Impact of seasonally variable soil carbonate formation on paleotemperature and O-isotope records from clumped isotope thermometry // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 361. P. 208–218.
421. *Platt N.H.* Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain // Sedimentology. 1989. V. 36. P. 665–684.
422. *Platt N.H., Wright V.P.* Palustrine carbonates at the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment // J. Sedim. Petr. 1992. V. 62. P. 1058–1071.
423. *Poage M.A., Chamberlain C.P.* Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of paleoelevation change // Amer. J. Science. 2001. V. 301 (1). P. 1–15.
424. *Ponomarenko A.G.* Beetles (Insecta, Coleoptera) of the Late Permian and Early Triassic // Paleontol. J. 2004. Vol. 38. Suppl. 2. P. S185–S196.
425. *Porter R.J., Gallois R.W.* Identifying fluvio-lacustrine intervals in thick playa-lake successions: An integrated sedimentology and ichnology of arenaceous members in the mid–late Triassic Mercia Mudstone Group of south-west England, UK // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2008. V. 270. P. 381–398.
426. *Posamentier H.W., Allen G.P.* Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications. SEPM (Society for Sedimentary Geology). Concepts in Sedimentology and Paleontology. № 7. Tulsa. 1999. 210 p.
427. *Potter P.E., Maynard J.B., Depetris P.J.* Mud and Mudstones: Introduction and Overview. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2005. P. 297.
428. *Quade J., Cerling T.E., Bowman J. R.* Systematic variation in the carbon and oxygen isotopic composition of Holocene soil carbonate along elevation transects in the southern Great Basin, USA // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 464–475.
429. *Quade J., Jason A.R., Latorre C., Julio L.B., Erin G., Kalin M.T.K.* Soils at the hyperarid margin: The isotopic composition of soil carbonate from the Atacama Desert, Northern Chile // Geochimica et Cosmochimica Acta. V. 71 (15). 2007. № 15. P. 3772–3795.
430. *Quade J., Eiler J., Daëron M., Achyuthan H.* The clumped isotope geothermometer in soil and paleosol carbonate // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2013. V. 105. P. 92–107.
431. *Raup D.* Size of the Permo-Triassic bottleneck and its evolutionary implications // Science. 1979. V. 206. P. 217–218.
432. *Ravid D.C.G., Caracciolo L., Henares S., Janßen M., Stollofen H.* Drainage and environmental evolution across the Permo-Triassic boundary in the south-east Germanic Basin (north-east Bavaria) // Sedimentology. 2022. V. 69. P. 501–536.
433. *Reichow M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D.* The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: implications for the end-Permian environmental crisis // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 277. P. 9–20.
434. *Renne P.R., Black M.T., Zhang Z. et al.* Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism // Science. 1995. V. 269. P. 1413–1416.

435. *Retallack G.J.* Permian–Triassic life crisis on Land // Science. 1995. V. 267. P. 77–80.
436. *Retallack G.J.* A Colour Guide to Paleosols. Chichester: J. Wiley & Sons. 1997. 175 p.
437. *Retallack G.J.* Depth to pedogenic carbonate horizon as a paleoprecipitation indicator?; Comment and Reply. // Geology. 2000. V. 28 (6). P. 572–573.
438. *Retallack G.J.* Greenhouse crises of the past 300 million years // Geol. Soc. Am. Bull. 2009. V. 121 (9/10). P. 1441–1455.
439. *Retallack G.J.* Permian and Triassic greenhouse crises // Gondwana Res. 2013. V. 24. P. 90–103.
440. *Retallack G.J., Jahren A.H.* Methane release from igneous intrusion of coal during Late Permian extinction events // J. Geology. 2008. V. 116 (1). P. 1–20.
441. *Retallack G.J., Veevers J.J., Morante R.* Global coal gap between Permian–Triassic extinction and Middle Triassic recovery of peat-forming plants // Geol. Soc. Am. Bul. 1996. V. 108. № 2. P. 195–207.
442. *Retallack G.J., Jahren A.H., Sheldon N.D., Chakrabarti R.* et al. The Permian–Triassic boundary in Antarctica // Antarctic Science. 2005. V. 17 (2). P. 241–258.
443. *Reyleigh Lord Sec R.S.* Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes // Philosophical Magazine. 1896. V. 42. P. 493–498.
444. *Rightmire C.T., Hanshow B.B.* Relationship between the carbon isotope composition of soil CO_2 and dissolved carbonate species in groundwater // Water Resource Reseach. 1973. V. 9 (4). P. 958–967.
445. *Ringrose S., Harris Ch., Huntsman Ph. et al.* Origins of strandline duricrusts around the Makgadikgadi Pans (Botswana Kalahari) as deduced from their chemical and isotope composition // Sedim. Geology. 2009. V. 209. P. 262–279.
446. *Rosen M.R.* Sedimentologic and geochemical constraints on the evolution of Bristol Dry Lake Basin, California, USA // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1991. V. 84 (1-4). P. 229-257.
447. *Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust. Treatise on Geochemistry. V. 3: The Crust. H.D. Holland, K. K. Turekian (Eds.). Pergamon. 2003. P. 1–64.
448. *Rust B.R.* Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial systems: Cooper's Creek, central Australia // J. Sedim. Petrol. 1981. V. 51. P. 745–755.
449. Salomons W., Mook W.G. Isotope geochemistry of carbonate dissolution and reprecipitation in soils // Soil Science. 1976. V. 122 (1). P. 15–24.
450. *Saltzman M.R., Thomas E.* Carbon Isotope Stratigraphy // F.M. Gradstein (Ed.). The Geologic Time Scale. Elsevier. V. 1. 2012. P. 207–232.
451. *Sarma J.N., Acharjee Sh.* A Study on Variation in Channel Width and Braiding Intensity of the Brahmaputra River in Assam, India // Geosciences. 2018. V. 8 (9). P. 1–19.
452. *Schindewolf O.H.* Über die möglichen Ursachen der grossen erdgeschichtlichen Faunenschnitte // N. Jahrb. Geol. Palaeontol., Monatsh. V. 10. 1954. P. 457–465.
453. *Scholze F., Golubev V.K., Niedźwiedzki G., Sennikov A.G., Schneider J.W., Silantiev V.V.* // Early Triassic Conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) from the terrestrial Permian–Triassic boundary sections in the Moscow syncline // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2015. V. 429. P. 22–40.
454. *Scholze F., Golubev V.K., Niedźwiedzki G., Schneider J.W., Sennikov A.G.* Late Permian conchostracans (Crustacea, Branchiopoda) from continental deposits in the Moscow Syneclise, Russia // J. Paleontology. 2019. V. 93. № 1. P. 72–97.
455. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Reading H.G. (Ed.). 1996. Oxford: Blackwell Publishing Ltd. 688 p.
456. *Shanley K.W., McCabe P. J.* Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. V. 78. 1994. P. 544–568.
457. *Shaw P.A., Bryant R.G.* Pans, playas and salt lakes // D.G. Thomas (Ed.). Arid zone geomorphology: process, form and change in drylands. John Wiley & Sons. 2011. P. 373–401.
458. *Sheldon N.D., Tabor N.J.* Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols // Earth-Science Reviews. 2009. V. 95. P. 1–52.
459. *Shen S.-Z., Zhang H., Zhang Y.C., Yuan D.X., Chen B., He W.L. et al.* Permian integrative stratigraphy and timescale of China // Science China Earth Sciences. 2019. V. 62. P. 154–188.
460. *Simplicio F., Basilici G., Fernandes L.R.M., Sgarbi G.N.Ch.* Temporal evolution of a Playa Lake:

the sedimentary record of Quiricó and Tres Barras Formation (Sanfranciscana Basin, south-eastern Brazil) // Terræ. 2016. V.13. P. 3–13.
461. *Smith D.G.* Anostomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada // J.D. Collinson, J. Lewin (Eds.). Modern and ancient fluvial systems. 1983. Spec. Publ. № 6 Inter. Ass. Sedimentol. P. 155–158.
462. *Smith D.G.* Anastomosing river deposits, sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, northwestern Colombia, South America // Sedim. Geology. 1986. V. 46. P. 177–196.
463. *Smith D.G., Smith N.D.* Sedimentation in anostomosed river systems: examples from alluvial valleys near Baniff, Alberta // J. Sedim. Petrol. 1980. V. 50. P. 157–164.
464. *Smith N.D., Cross T.A., Dufficy T.P., Glough S.R.* Antomy of an avulsion // Sedimentology. 1989. V. 36 (1). P. 1–23.
465. *Smith R.M.H., Botha J.* The recovery of terrestrial vertebrate diversity in the South African Karoo Basin after the End-Permian extinction // Comptes Rendus Palevol. 2005. V. 4. № 6. 623–636.
466. *Spandl H.* Euphyllopoda // Schulze P. (Ed.). Biologie der Tiere Deutschlands. Teil 14. Berlin: Verlag von Gebrüder Borntraeger. 1925. P. 14.2–14.22.
467. *Srivastava P.* Paleoclimatic implications of pedogenic carbonates in Holocene soils of the Gangetic Plains, India // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2001. V. 172 (3-4). P. 207–222.
468. *Stanistreet I.G., McCarthy T.S.* Okavango Fan and the classification of subaerial fan system // Sedim. Geology. 1993. V.85. P.115–133.
469. *Stanistreet I.G., Cairncross B., McCarthy T.S.* Low sinuosity and meandering rivers of the Okavango Fan: channel confinement by vegetated levees without fine sediment // Sedim. Geology. 1993. V. 85. P. 135–156.
470. *Sun Y., Joachimski M.M., Wignall P.B. et al.* Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse // Science. 2012. V. 338. P. 366–370.
471. *Shen S.-Z., Crowley J.L., Wang Y. et al.* Calibrating the end-Permian mass extinction // Science. 2011. V. 334. P. 1367–72.
472. *Shen S.-Z., Zhang H., Zhang Y.C., Yuan D.X., Chen B., He W.L. et al.* Permian integrative stratigraphy and timescale of China // Science China Earth Sciences. 2019. V. 62. P. 154–188.
473. *Sundquist E.T., Visser K.* The geologic history of the carbon cycle // Treatise on Geochemistry. 2004. V. 8. P. 425–472.
474. *Svensen H., Planke S., Polozov A.G. et al.* Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 277. P. 490–500.
475. *Taipale S.J., Vuorio K., Brett M.T., Peltomaa E., Hiltunen M., Kankaala P.* Lake zooplankton C values are strongly correlated with the C values of distinct phytoplankton taxa // Ecosphere. 2016. V. 7 (8). DOI: 10.1002/ecs2.1392
476. *Takahashi S.*, *Kaiho K.*, *Oba M.*, *Kakegawa T.* A smooth negative shift of organic carbon isotope ratios at an end-Permian mass extinction horizon in central pelagic Panthalassa // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. Vol. 292. P. 532–539.
477. *Talbot M.R.* A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates // Chemical Geology (Isotope Geoscience Section). 1990. V. 80. P. 261–279.
478. *Talma A.S., Netterberg F.* Stable isotope abundances in calcretes // Geological Society London Special Publications.1983. V. 11 (1). P. 221–233.
479. *Tanner L.H.* Continental carbonates as indicators of paleoclimate // A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner (Eds.) Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications. Developments in Sedimentology. V. 62. Netherlands: Elsevier. 2010. P. 179–214.
480. *Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Composition and Evolution: an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
481. *Teller J.T., Rutter N., Lancaster. N.* Sedimentology and paleohydrology of late Quaternary lake deposits in the northern Namib Sand Sea, Namibia // Quat. Sci. Rev. 1990. V. 9. P. 343–364.
482. The Regolith Glossary – Surficial Geology, Soils and Landscapes // R.A. Eggleton (Ed.). Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration, Perth. 2001. 144 p.
483. *Tong J.N., Chu D.L., Liang L., Shu W.C., Song H.J., Song T. et al.* Triassic integrative stratigraphy

and timescale of China // Science China Earth Sciences. 2019. V. 62 (1). P. 189–222.
484. *Tunbridge, I.P.* Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex: the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. // Sedimentology. 1984. V. 31 (5). P. 697–715.
485. *Turner S.K., Ridgwell A.* Development of a novel empirical framework for interpreting geological carbon isotope excursions, with implications for the rate of carbon injection across the PETM // Earth and Planetary Science Letters. 2016. V. 435. P. 1–13.
486. *Tverdokhlebov V.P., Tverdokhlebova G.I., Surkov M.V., Benton M.J.* Tetrapod localities from the Triassic of the SE of European Russia // Earth-Science Reviews. 2002. V. 60. P. 1 –66.
487. *Tverdokhlebov V.P., Tverdokhlebova G.I., Minikh A.V., Surkov M.V., Benton M.J.* Upper Permian vertebrates and their sedimentological context in the South Urals, Russia // Earth-Science Reviews. 2005. V. 69. P. 27–77.
488. *Tyson P.D., Crimp S.* The climate of the Kalahari Transect // Transactions of the Royal Society of South Africa. 1998. V. 53 (2). P. 93–112.
489. *Van Hook W.A.* Condenced phase isotope affects // Isotopenpraxis. 1968. V. 5. P. 161–169.
490. *Verrecchia E.P., Trombino L.* A visual atlas for soil micromorphologists. Springer. 2021. 177 p.
491. *Vos K., Vandenberghe N., Elsen J.* Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // Earth-Sci. Rev. 2014. V. 128. P. 93–104.
492. *Ward J.D.* Eolian, fluvial and pan (playa) facies of the Tertiary Tsondab Sandstone Formation in the central Namib Desert, Namibia // Sedim. Geology. 1988. V. 55. P. 143–162.
493. *Warren J.K.* Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Berlin – Heidelberg – New York: Springer. 2006. 1035 p.
494. *Warren J.K., Kendall C.G.St.C.* Comparison of Sequences Formed in Marine Sabkha (Subaerial) and Salina (Subaqueous) Settings – Modern and Ancient // Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. 1985. V. 69. № .6. P 1013-1023.
495. *Webb J.A.* A Reappraisal of the Palaeoecology of Conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) // Neues Jahrb. Geolog. und Paläontolog. 1979. V. 158 (2). P. 259–275.
496. *Wedepohl K.H.* The composition of the continental crust // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59 (7). P. 1217–1232.
497. *Weerts H.J.T., Bierkens M.F.P.* Geostatistical analysis of overbank deposits of anastomosing and meandering fluvial systems, Rhine–Meuse delta, central Netherlands // Sedim. Geology. 1993. V. 85. P. 221–232.
498. *Wignall P.B., Sun Y., Bond D.P. et al.* Volcanism, mass extinction, and carbon isotope fluctuations in the Middle Permian of China // Science. 2009. V. 324. P. 1179–1182.
499. *Wilson A., Flint S., Payenberg T., Tohver E., Lanci L.* Architectural Styles and Sedimentology of the Fluvial Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa // J. Sedim. Res. 2014. V. 84. P. 326–348.
500. *Wing S.L.* Mass extinctions in plant evolution // Taylor P.D. (Ed.). Extinctions in the History of Life. Cambridge: Cambridge University Press. 2004. P. 61–97.
501. *World Reference Base for Soil Resources*. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. 4th edition. International Union of Soil Sciences (IUSS), Working Group WRB. Vienna. 2022. 236 p.
502. *Wright V.P., Marriott S B.* The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage // Sedim. Geology. 1993. V. 86 (3-4). P. 203–210.
503. *Xu J., Lyu H., Xu X., Li Y., Li Z., Lei S., Bi S., Mu M., Du C., Zeng S.* Dual stable isotope tracing the source and composition of POM during algae blooms in a large and shallow eutrophic lake: All contributions from algae? // Ecolog. Indicators. 2019. V. 102. P. 599-607.
504. *Yalçın H., Bozkaya O.* Sepiolite–Palygorskite Occurrences in Turkey // Developments in Clay Science. V. 3. Galan E., Singer A. (Eds.). Developments in palygorskite– sepiolite research. A new outlook on these nanomaterials. Amsterdam: Elsevier. 2011. P. 175–200.
505. *Yin H.*, *Kexin Z.*, *Jinnan T.*, *Zunyi Y.*, *Shunbao W.* The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary // Episodes. 2001. Vol. 24. No. 2. P. 102–114.
506. *Yin H.F.*, *Tong J.N.*, *Zhang K.X.* A review on the Global Stratotype Section and Point of the Permian–Triassic Boundary // Acta Geologica Sinica (English Edition). 2005. Vol. 79. No. 6. P.

715–728.
507. *Zachos J.C., McCarren H., Murphy B., Röhl U., Westerhold T.* Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: implications for the origin of hyperthermals // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 299. P. 242–249.
508. *Zamanian K., Pustovoytov K., Kuzyakov Y.* Pedogenic carbonates: forms and formation processes // Earth-Science Reviews. 2016. V. 157. P. 1–17.
509. *Zhang Y C, Wang Y.* Permian fusuline biostratigraphy // Lucas S.G., Shen S.Z. (Eds.). The Permian Timescale. London Geol. Soc. 2018. V. 450. P. 253–288.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи в рецензируемых журналах, индексируемых в базах данных WoS, Scopus

1. **Арефьев М.П.,** Наугольных С.В. Изолированные корни из татарского яруса бассейна рек Сухоны и Малой Северной Двины // Палеонтол. журн. 1998. № 1. С. 86–99.
2. Якименко Е.Ю., Таргульян В.О., Чумаков Н.М., **Арефьев М.П.,** Иноземцев С.А., 2000. Палеопочвы в верхнепермских отложениях, река Сухона (бассейн Северной Двины) // Литология и полезные ископаемые. № 4. С. 376–390.
3. **Арефьев М.П.,** Кулешов В.Н., Покровский Б.Г. Изотопный состав углерода и кислорода в континентальных карбонатах поздней перми и раннего триаса Русской плиты: глобальный экологический кризис на фоне меняющегося климата // Доклады АН. 2015. Т. 460. № 2. С. 193–197.
4. Миних А.В., **Арефьев М.П.,** Голубев В.К. Новый вид рыбы рода Isadia (Actinopterygii, Eurynotoidiformes) из нового местонахождения на р. Малая Северная Двина (терминальная пермь, Вологодская область) // Палеонтол. журн. 2015. № 6. С.54–63.
5. **Arefiev M.P.,** Golubev V.K., Kuleshov V.N., Pokrovsky B.G. Paleogeographical reorganization of the Moscow Syneclise during the Severodvinian (Capitanian–Wuchiapingian) time based on isotopic ($\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$) and paleontological data, Permian Period, East European Platform // Paleontological Journal. 2015. Vol. 49. No. 11. P. 1206–1227.
6. Mouraviev F.A., **Arefiev M.P.,** Silantiev V.V., Khasanova N.M., Nizamutdinov N.M., Trifonov A.A. Red Paleosols in the Key Sections of the Middle and Upper Permian of the Kazan Volga Region and Their Paleoclimatic Significance // Paleontological Journal. 2015. Vol. 49. No. 11. P. 1150–1159.
7. Муравьев Ф.А., **Арефьев М.П.,** Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.И., Уразаева М.Н., Кропотова Т.В., Выборнова И.Б. Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья // Ученые записки Казанского университета. Серия естественные науки. 2016. Т. 158. Кн. 4. С. 548–568
8. Кулешов В.Н., **Арефьев М.П.,** Покровский Б.Г. Изотопные особенности ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) континентальных карбонатов из отложений рубежа перми и триаса северо-востока Русской плиты: палеоклиматические и биотические причины, хемостратиграфия // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 6. С. 568–591.
9. Mouraviev F.A., **Arefiev M.P.,** Silantiev V.V., Eskin A.A., Kropotova T.V. Paleosols and host rocks from the Middle–Upper Permian reference section of the Kazan Volga region, Russia: A case study // Paleoworld. 2020. V. 29. P. 405–425.
10. Davydov V.I., **Arefiev M.P.,** Golubev V.K., Karasev E.V., Naumcheva M.A., Schmitz M.D., Silantiev V.V., Zharinova V.V. Radioisotopic and biostratigraphic constraints on the classical Middle–Upper Permian succession and tetrapod fauna of the Moscow syneclise, Russia // Geology. 2020. V. 48. № 7. P. 742–747.
11. Фетисова А.М., Веселовский Р.В., **Арефьев М.П.** Новые палеомагнитные данные по пермо-триасовым осадочным разрезам Московской синеклизы // Ученые записки Казанского университета. Серия естественные науки. 2020. Т. 162. Кн. 2. С. 228–243.
12. Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Голубев В.К., **Арефьев М.П.** Магнитостратиграфия границы перми и триаса нижнего течения р. Ветлуга (Восточно-Европейская платформа, Нижегородская область) // Физика Земли. 2024. № 3. С. 51–74.
13. **Арефьев М.П.,** Щепетова Е.В., Покровская Е.В., Шкурский Б.Б., Нургалиева Н.Г., Баталин Г.А., Гареев Б.И. Палыгорскитовая минерализация в индских отложениях Московской синеклизы – следствие региональной и глобальной палеогеографической перестройки на рубеже перми и триаса // Доклады АН. Науки о Земле. 2024. Т. 519. № 2. С. 97–109.
14. **Арефьев М.П.,** Шкурский Б.Б., Дедушенко С.К., Костишин В.Г., Мусаэлян Р.Э., Казанский А.Ю. Потепление на Русской равнине на границе перми и триаса (вятский – индский век) по данным мессбауэровской спектроскопии терригенных осадков // Литология и полезные ископаемые. 2026. № 2. С. 135–156.

Статьи в сборниках, проиндексированных WoS

1. **Arefiev M.**, Kuleshov V. Evidence for and Causes of the Induan Humidization of the Moscow Syneclise // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy,

Environments, Climate and Resources. Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. 2018. P. 265–273. WOS:000444842200035

2. **Arefiev M.**, Golubev V., Naumcheva M. Isotope ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) and Sedimentological Characteristics of the Middle Permian – Lower Triassic in the Northeastern Part of the Moscow Syneclise, East European Platform // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. 2018. P. 24–33. WOS:000444842200003
3. Mouraviev F., **Arefiev M.,** Balabanov Yu., Bulanov V., Bakaev A., Zharinova V. Stratotype of the Urzhumian Regional Stage in the Monastery Ravine, Kazan Volga Region, Russia // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. 2018. P. 188–196. WOS:000444842200024
4. Silantiev V., **Arefiev M.,** Mouraviev F., Bulanov V., Ivanov A., Urazaeva M., Bakaev A., Zharinova V. The Parastratotype of the Urzhumian Stage in the Vyatka-Kazan Region, East-European Platform // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. 2018. P. 206–215. WOS:000444842200027
5. Karasev E., Naumcheva M., **Arefiev M.,** Golubev V. The Late Permian (Lopingian) and Early Triassic flora of the Moscow Syneclise // Advances in Devonian, Carboniferous and Permian Research: Stratigraphy, Environments, Climate and Resources. Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. 2018. P. 144–154. WOS:000444842200018
6. Fetisova A., **Arefiev M.,** Veselovskiy R. Paleomagnetism and Magnetostratigraphy of Permian-Triassic Redbeds of the Balebikha Section (Russia, Severnaya Dvina River) // Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources. Proceedings Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting, 2019. (Kazan, Russian Federation, 24–28 September 2019). Filodiritto International Proceedings, Bologna, Italy. 2019. P. 90–93. DOI:10.26352/D924F5014

Коллективные монографии

1. Киселев Д.Н., Баранов В.Н., Муравин Е.С., Рогов М.А., Наугольных С.В., Дронов А.В., Ярошенко О.П., Раабен М.Е., Брагин Н.Ю., Новиков И.В., Сенников А.Г., Аристов Д.С., Пономаренко А.Г., Щербаков Д.Е., **Арефьев М.П.,** Тесакова Е.М., Силантьев В.В., Куркова С.В., Кухтинов Д.А., Миних А.В., Миних М.Г., Школин А.А. Объекты геологического наследия Ярославской области: стратиграфия, палеонтология и палеогеография. Рецензенты: В.А. Захаров, А.К. Воронцов. М.: ЗАО «Издательский Дом «Юстицинформ». 2012. 304 с. ISBN 978-5-7205-1176-0
2. **Arefiev M.P.,** Golubev V.K., Balabanov Yu.P., Karasev E.V., Minikh A.V., Minikh M.G., Molostovskaya I.I., Yaroshenko O.P., Zhokina-Naumcheva M.A. Type and reference sections of the Permian–Triassic continental sequences of the East European Platform: main isotope, magnetic, and biotic events (XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. Sukhona and Severnaya Dvina Rivers field trip). Ed. A.S. Alekseev. 2015. Moscow. 104 p. ISBN 978-5-903825-34-9
3. Mouraviev F.A, Silantiev V.V., **Arefiev M.P.,** N.G. Nurgalieva et al. Type and reference sections of the Middle and Upper Permian of the Volga and Kama river regions. A field Guidebook of XVIII International Congress on Carboniferous and Permian. D.K. Nurgaliev, V.V. Silantiev, S.V. Nikolaeva (Eds.). Kazan: Kazan University Press, 2015. 208 p. ISBN 978-5-00019-434-8

Статьи в прочих изданиях

1. **Арефьев М.П.**, Шелехова М.Н. Арефьев М.П., Шелехова М.Н. Палинологическое обоснование возраста паршинских слоёв нижнего триаса Московской синеклизы. // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66. Вып. 3. С. 73–77.
2. **Арефьев М.П.**, Гоманьков А.В., Кухтинов Д.А. Цикличность и палеонтологическая характеристика нюксеницких слоев сухонской свиты (верхняя пермь) восточного крыла Сухонского мегавала // Бюл. РМСК. Выпуск 5. М: РАЕН. 2012. С. 41–48.
3. **Арефьев М.П.,** Голубев В.К., Кулешов В.Н., Кухтинов Д.А., Миних А.В., Покровский Б.Г., Силантьев В.В., Урузаева М.Н., Шкурский Б.Б., Ярошенко О.П., Григорьева А.В., Наумчева М.А. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая

характеристика терминальных (вязниковских) отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 1. Бассейн М. Сев. Двины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 1. С. 24–49.

4. **Арефьев М.П.,** Голубев В.К., Карасев Е.В., Кулешов В.Н., Кухтинов Д.А., Покровский Б.Г., Шкурский Б.Б., Ярошенко О.П., Григорьева А.В. Комплексная палеонтологическая, седиментологическая и геохимическая характеристика терминальных (вязниковских) отложений пермской системы северо-восточного борта Московской синеклизы. Статья 2. Нижнее течение р. Юг // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2016. Т. 91. Вып. 2-3. С. 47–62.

Тезисы докладов

1. **Арефьев М.П.** Влияние позднегерцинского орогенеза Урала на развитие аллювиального веера Московской синеклизы // Актуальные вопросы литологии. Материалы 8-го Уральского литологического совещания. Отв. ред. А.В. Маслов. Екатеринбург. 2010. С. 23–25.
2. **Арефьев М.П.,** Кузнецова А.М. Развитие педогенеза Московской синеклизы на рубеже перми и триаса и о стабилизирующей роли почвенного покрова в пермотриасовой экологической перестройке // Биосферные функции почвенного покрова. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 40-летнему юбилею Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН. 2010. Пущино. С. 18–19.
3. **Арефьев М.П.,** Сим Л.А. Структурные предпосылки геоморфологической и биоценотической зональности Московской синеклизы в раннетриасовую эпоху // «Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты». VI Щукинские чтения. Труды. Отв. ред. Г.А. Сафьянов. М. МГУ. 2010. С. 392–394.
4. **Арефьев М.П.,** Шкурский Б.Б., Григорьева А.В. Влияние Балтийской и Уральской питающих провинций на осадконакопление на рубеже перми и триаса в северо-восточной части Московской синеклизы // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6 Всероссийского литологического совещания. Ред. О.В. Япаскурт, Р.Р. Хасанов, Р.Х. Сунгатуллин. 2011. Казань: Казанский университет. С. 63–67.
5. **Арефьев М.П.,** Кулешов В.Н. Корреляция пограничных пермо-триасовых отложений Восточно-Европейской платформы с разрезом Мейшань по изотопному составу углерода // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия. Материалы III Всероссийского совещания «Верхний палеозой России». Отв. ред. А.И. Жамойда. СПб: ВСЕГЕИ. 2012. С. 25–27.
6. **Арефьев М.П.,** Шкурский Б.Б. Высокотитанистые железные сферулы из пограничных пермо-триасовых отложений Московской синеклизы // Ленинградская школа литологии. Материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л.Б. Рухина (Санкт-Петербург, 25-29 сентября 2012 г.). Т. II. СПб: СПбГУ. 2012. С. 3–5.
7. **Арефьев М.П.,** Силантьев В.В. Седиментологические и геохимические критерии выделения цикличности в эталонном разрезе уржумского и северодвинского яруса «Монастырский овраг» (Казанское Поволжье) // Виртуальные и реальные литологические модели. Материалы 10 Уральского литологического совещания. Ред.: А.В. Маслов. Екатеринбург. 2014. С.18–20.
8. Mouraviev F.A., **Aref'ev M.P.,** Khasanova N. M., Nizamutdinov N. M., Trifonov A. A. Biogenic structures in carbonate nodules of Permian paleosols // Biogenic–abiogenic interactions in natural and anthropogenic systems. V International Symposium. Saint Petersburg. 2014. Saint Petersburg: VVM Publishing Lld. 2014. P. 82-83.
9. **Arefiev M.P.,** Kuleshov V.N. C- and O- isotope evidence of Late-Permian cooling in the continental deposits of the East-European Platform // XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian: Abstracts Volume. Kazan. 2015. P. 28.
10. Mouraviev F.A., **Arefiev M.P.** Loess-paleosol series in the reference sections of the Middle-Upper Permian of the Monastery Ravine (Kazan Volga Region, Russia) // XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian: Abstracts Volume. Kazan. 2015. P. 127.
11. **Арефьев М.П.,** Покровский Б.Г., Шкурский Б.Б. Ключевые седиментологические и изотопно-геохимические события рубежа перми и триаса Восточно-Европейской платформы // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Материалы VIII Всероссийского

литологического совещания (Москва, 27–30 октября 2015 г.). 2015. М.: РГУ нефти и газа им И.М. Губкина. Т. 1. С. 318–321.
12. **Арефьев М.П.** Идеальный циклит компенсированного прогиба и природа цикличности красноцветной пермо-триасовой формации Восточно-Европейской платформы // Осадочные комплексы Урала и прилежащих регионов и их минерагения. Материалы 11 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2016. С. 22–24.
13. **Арефьев М.П.** Изотопно-геохимическая характеристика ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) континентальных пермо-триасовых отложений Восточно-Европейской платформы: палеогеографическая перестройка в свете глобальных климатических трендов // Уникальные литологические объекты через призму их разнообразия. Материалы 2-й Всероссийской школы студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2016. С. 12-18.
14. **Арефьев М.П.,** Цельмович В.А. Признаки присутствия импактного материала в вятском ярусе Малой Северной Двины // Палеострат-2017. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 30 января – 1 января 2017 г. Тезисы докладов. Под ред. А.С. Алексеева. Москва. 2017. С. 7–8.
15. **Arefiev M.P.,** Kuleshov V.N. The Induan humidization within Moscow syneclise: evidence and possible causes // Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting – 2017 and Fourth All-Russian Conference «Upper Palaeozoic of Russia». Upper Palaeozoic Earth systems: high-precision biostratigraphy, geochronology and petroleum resources. Abstract volume. Kazan, September, 19–23, 2017. D.K. Nurgaliev, V.V. Silantiev (Eds.). Kazan: Kazan University Press. 2017. P.15.
16. **Арефьев М.П.,** Цельмович В.А. Новые данные о присутствия импактного материала в вятском ярусе р. Ветлуги // Палеострат-2018. Годичное собрание (научная конференция) секции палеонтологии МОИП и Московского отделения Палеонтологического общества при РАН. Москва, 29–31 января 2018 г. Тезисы докладов. Под ред. А.С. Алексеева. Москва. 2018. С. 9–10.
17. **Арефьев М.П.,** Нургалиева Н.Г., Баталин Г.А., Гареев Б.И. Геохимические исследования вятских – индских отложений Московской синеклизы, первые данные // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. Екатеринбург. 2018. С. 22–24.
18. **Арефьев М.П.,** Седаева К.М., Ульяхин А.В. Особенности криптопирокластики в пограничных отложениях перми и триаса Московской синеклизы // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. Екатеринбург. 2018. С. 25–28.
19. **Арефьев М.П.,** Цельмович В.А. Распространение космического материала на рубеже перми и триаса Восточно-Европейской платформы // Осадочная геология Урала и прилежащих регионов: сегодня и завтра. Материалы 12 Уральского литологического совещания. Екатеринбург. 2018. С. 29–31.
20. **Арефьев М.П.,** Седаева К.М., А.В. Ульяхин. Вулканический пепел в пограничных красноцветных отложениях перми и триаса Московской синеклизы // Проблемы геологии Беларуси и смежных территорий. Материалы международной научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения академика НАН Беларуси Александра Семёновича Махнача (Минск, 21–22 ноября 2018 г.). Институт природопользования НАН Беларуси. Ред. кол. А.А. Махнач и др. Минск: СтройМедиа Проект. 2018. С. 12–15.
21. **Arefiev M.P.** Key sedimentological and isotope events of the Permian-Triassic boundary of the East European Platform: evidence of global restructuring of the geosphere // Late Paleozoic Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources. Fifth All-Russian Conference «Upper Paleozoic of Russia», Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting. September 24–28, 2019, Kazan, Russia. Abstract Volume. Ed.-in-Chief: D.K. Nurgaliev. Kazan. P. 46–48.
22. **Арефьев М.П.** Важнейшие седиментологические и геохимические события рубежа перми и триаса Восточно-Европейской платформы: отражение перестройки геосферы в эпоху великого позднепермского вымирания // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей. Материалы IX Всероссийского литологического совещания (с международным участием). Казань, 30 сентября – 3 октября 2019 г. Отв. ред. Ю.О. Гаврилов, Р.Х. Сунгатуллин, Р.Р. Хасанов. Казань. 2019. С. 22–23.

23. **Арефьев М.П.** Изотопно-геохимическая цикличность ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) как показатель природы цикличности континентальных пермо-триасовых отложений Восточно-Европейской платформы // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29-31 октября 2019 г.). Расширенные тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. М.: Акварель. 2019. С. 26–33.
24. Буякайте М.И., Кулешов В.Н., **Арефьев М.П.** Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в пресноводных карбонатах переходных толщ перми и триаса Московской синеклизы как показатель источника сноса // XXII симпозиум по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (29–31 октября 2019 г.). Расширенные тезисы докладов. ГЕОХИ РАН. М.: Акварель. 2019. С. 79–85.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1.

Валовый состав глинистых и карбонатных отложений, Северодвинская группа обнажений

Свита	Пачка	Циклит	№ слоя	ППП, мас. %	Оксиды, мас. %										Элементы, ppm			
					SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr	Ni	Th	Sc
Вохминская	Верхняя (красноба-ковская) подсвита		217/4	14,10	54,80	0,71	12,07	7,34	0,42	3,58	4,44	0,21	1,95	0,19	232	127	5,2	18
			217/3	14,53	56,02	0,71	12,34	5,81	0,07	3,69	4,01	0,25	2,22	0,17	240	151	9,4	16
			217/2-1	14,00	54,62	0,73	12,16	7,67	0,30	3,78	4,18	0,27	1,93	0,18	217	129	10,8	18
			2/3	13,54	53,41	0,73	12,07	10,84	0,12	4,22	2,46	0,41	1,87	0,18	210	178	10,1	26
	Рябинская	In1	163/1-1	12,49	55,24	0,73	12,88	10,35	0,12	3,27	2,39	0,40	1,83	0,15	262	157	8,3	25
			4/11	11,62	56,10	0,72	12,43	9,57	0,11	3,50	2,84	0,93	1,87	0,17	173	120	6,1	25
			4/10	12,03	54,34	0,68	12,23	11,28	0,11	3,42	2,82	0,90	1,86	0,17	154	121	6,8	26
			4/8-2	11,02	57,54	0,73	12,50	7,66	0,10	3,69	3,40	1,23	1,79	0,16	199	117	7,3	21
			4/6	10,08	57,06	0,71	13,35	8,54	0,10	3,92	2,83	1,15	1,93	0,15	167	132	6,5	25
			4/2-3	11,27	56,46	0,71	12,88	8,20	0,09	3,85	3,12	1,19	1,91	0,18	165	128	6,0	22
	Недубров-ская	Vn7	133/9-7	12,39	55,46	0,74	12,40	9,96	0,12	3,78	2,33	0,51	2,01	0,15	224	166	9,7	24
			133/6-3	16,78	49,51	1,08	11,12	8,48	0,08	6,06	4,85	0,52	1,22	0,14	228	134	3,3	28
			133/4-3	16,93	46,54	1,08	9,84	10,00	0,07	9,46	4,70	0,44	0,64	0,12	212	123	<2.0	33
			133/3	15,25	49,22	0,87	11,09	11,92	0,10	6,11	3,13	0,57	1,44	0,14	173	122	10,0	31
Саларёвская	Комарицкая	Vn6	151/8-2	23,87	37,56	0,49	7,68	5,57	0,13	4,54	17,42	0,41	2,10	0,10	82	55	9,2	12
			151/7-1	25,06	32,30	0,40	5,06	2,52	0,11	3,17	29,41	0,26	1,49	0,11	59	27	6,9	6,4
			151/5-3	34,47	20,09	0,28	3,75	1,79	0,10	2,80	35,70	0,15	0,71	0,07	46	28	5,8	5,4
			158/38	31,75	25,35	0,35	5,11	2,19	0,11	2,26	31,68	0,20	0,83	0,07	60	30	6,1	6,9
			158/35	22,98	38,94	0,50	8,36	5,47	0,12	4,78	16,08	0,46	2,07	0,09	89	66	8,3	13
			158/30	12,55	56,61	0,74	12,73	7,14	0,06	3,05	3,82	0,82	2,19	0,10	160	91	9,6	17
			158/21	12,05	55,52	0,73	13,00	9,92	0,08	3,22	2,40	1,04	1,78	0,09	192	122	6,9	23
		Vn5	42F/20	9,99	56,96	0,79	13,41	10,54	0,09	3,42	1,39	1,10	2,00	0,12	173	133	9,5	27
			42F/15	24,17	35,97	0,40	6,18	4,16	0,35	7,41	20,27	0,46	1,37	0,09	92	65	8,8	10,9
			42F/10	13,99	51,02	0,70	11,75	9,09	0,15	3,96	6,28	1,08	1,70	0,12	166	170	5,7	23
			42F/3-5	10,23	58,84	0,75	13,26	8,40	0,08	2,89	2,04	1,14	2,09	0,13	182	115	8,3	20
			42B/6	33,85	18,98	0,27	3,49	1,38	0,14	1,46	39,36	0,18	0,68	0,09	48	20	9,9	<5.0

			154/15-3	13,41	57,78	0,77	13,08	7,61	0,03	2,41	2,08	0,96	1,62	0,08	138	67	10,4	19
			42C/2-1	28,04	34,46	0,53	8,42	3,45	0,21	1,89	20,42	0,43	1,60	0,21	99	59	6,9	10,9
		Vn4	154/9-5	16,69	48,20	0,67	11,09	6,91	0,10	4,01	8,51	0,69	2,80	0,14	94	77	13	16
			154/5-2	22,31	36,51	0,47	6,39	3,72	0,24	4,38	23,59	0,51	1,64	0,11	78	46	9,4	9,1
			41/14c	22,56	41,95	0,52	7,84	4,50	0,07	2,85	17,30	0,44	1,75	0,07	122	41	4,90	10,7
	Нижнефедо-совская		41/13-8	31,72	25,01	0,32	4,16	2,20	0,07	3,05	31,73	0,25	1,28	0,08	42	26	6,4	6,0
	Саларёвская		41/11-5	18,54	46,11	0,65	8,93	5,68	0,09	4,48	12,12	0,63	2,48	0,12	84	43	9,5	11
	Ровдинская		41/8	17,71	44,96	0,60	9,99	7,35	0,23	4,62	11,08	1,18	1,98	0,13	123	88	5,8	17
		Vn3	41/6-2	12,98	53,18	0,73	12,66	9,41	0,11	3,42	4,05	1,09	2,07	0,12	151	128	11	24

ПРИЛОЖЕНИЕ 2.

Валовый состав глинистых и карбонатных отложений, Ветлужская группа обнажений

Свита	Пачка	Циклит	№ слоя	ППП, мас. %	Оксиды, мас. %										Элементы, ppm	
					SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr	Ni
Вохминская	Верхняя (краснобаковская) подсвита	Iw3	70/28	18,73	43,89	0,57	11,08	5,94	0,16	3,97	13,62	0,39	1,39	0,17	162	125
			70/27	15,42	49,67	0,62	12,41	5,17	0,09	4,71	9,56	0,74	1,38	0,13	201	127
			70/26-2	17,70	44,042	0,61	12,20	5,88	0,12	4,32	12,87	0,69	1,34	0,15	158	135
			70/26-1	13,62	49,22	0,72	15,21	8,27	0,13	4,80	5,17	0,691	1,87	0,20	162	177
			70/25	14,25	48,63	0,72	14,52	7,67	0,14	4,93	6,42	0,62	1,756	0,19	235	178
			70/24	12,37	51,22	0,77	15,21	8,04	0,13	4,95	4,38	0,75	1,852	0,18	286	181
			70/23	15,60	47,81	0,66	13,91	5,59	0,15	5,09	8,67	0,73	1,53	0,15	181	151
			70/22	14,10	51,27	0,69	15,17	8,49	0,15	4,77	3,00	0,40	1,71	0,15	143	166
			70/21	13,14	51,06	0,74	15,67	7,61	0,15	5,44	3,47	0,55	1,89	0,17	192	186
			70/20-2	12,67	50,91	0,72	15,01	7,31	0,14	5,36	5,16	0,64	1,76	0,16	197	156
			70/20-1	14,30	50,31	0,69	13,18	6,61	0,78	4,77	6,93	0,56	1,61	0,15	242	155
			70/19	13,09	51,64	0,79	15,24	5,38	0,14	5,66	5,07	0,65	1,85	0,14	206	142

			70/18	14,15	49,54	0,73	14,70	6,72	0,13	5,38	6,12	0,35	1,94	0,13	175	140
			70/17	14,04	50,00	0,75	15,21	6,09	0,13	5,66	5,49	0,29	2,04	0,14	167	140
			70/16	13,71	50,05	0,79	15,05	7,20	1,04	5,22	4,42	0,35	1,86	0,15	238	143
			70/15	13,00	52,90	0,85	15,90	5,39	0,10	5,65	3,22	0,39	2,19	0,15	173	136
			70/14	12,06	51,27	0,82	16,00	7,94	0,13	5,16	3,51	0,53	2,26	0,18	219	156
			70/13	13,01	50,61	0,74	15,27	6,91	0,14	5,20	5,19	0,51	2,14	0,16	192	133
			70/12	15,13	48,14	0,66	13,91	6,28	0,13	5,71	7,58	0,46	1,74	0,11	215	126
			167/33	12,16	51,12	0,74	16,29	8,26	0,13	5,39	2,90	0,69	1,95	0,20	211	188
			167/32	16,76	45,84	0,59	12,29	5,81	0,11	4,13	12,00	0,76	1,42	0,15	182	126
			167/31	15,73	44,75	0,62	12,15	5,91	0,12	4,03	13,89	1,16	1,37	0,15	185	121
			167/29	12,34	50,62	0,69	16,42	8,53	0,51	5,18	2,75	0,63	2,04	0,17	171	183
			167/27	12,20	51,26	0,70	16,49	7,77	0,12	5,24	3,26	0,69	1,94	0,16	222	174
			167/26	13,73	48,20	0,58	14,20	6,34	0,11	4,90	9,06	0,89	1,72	0,14	206	145
		Iw2	167/22-3	15,37	46,51	0,62	15,15	7,55	0,12	5,41	6,76	0,51	1,70	0,17	123	152
			167/22-2	11,65	52,34	0,73	14,87	7,15	0,11	5,42	4,63	0,71	2,07	0,19	262	181
			167/22-1	16,26	44,48	0,64	13,53	6,91	0,12	4,59	10,86	0,73	1,61	0,14	148	159
			167/21	13,04	49,68	0,70	14,99	7,68	0,11	5,21	5,65	0,68	1,93	0,19	184	187
			167/20	11,45	52,32	0,70	15,14	7,07	0,10	5,23	4,98	0,87	1,88	0,15	221	159
			167/19	12,81	49,12	0,71	14,71	7,29	0,11	4,79	7,38	1,03	1,74	0,19	205	146
			167/17	12,39	50,08	0,71	15,79	7,84	0,27	5,04	4,80	0,83	1,91	0,17	191	150
			167/14	10,65	53,95	0,68	14,13	9,15	0,09	4,56	3,62	0,74	2,02	0,21	216	150
			167/13	12,12	50,46	0,74	14,80	7,22	0,45	5,18	5,83	0,89	1,96	0,17	248	154
			167/12	14,91	47,86	0,62	12,73	5,05	0,08	4,72	11,12	0,92	1,64	0,15	167	167
			167/11	14,32	46,54	0,66	14,85	8,14	0,11	5,05	7,42	0,73	1,82	0,17	131	143
			167/9	11,94	50,44	0,73	15,27	7,66	0,09	5,51	5,21	0,83	2,00	0,15	209	186
			167/7	12,92	49,12	0,71	15,08	7,35	0,11	5,33	6,28	0,83	1,93	0,21	254	180
			167/6	13,39	47,91	0,72	14,38	7,09	0,13	5,19	8,00	1,19	1,70	0,18	226	169
			166/49	12,19	50,49	0,75	15,76	8,13	0,31	4,89	4,45	0,83	1,83	0,18	228	175
	Рябинская	Iw1	166/46	15,54	47,55	0,68	13,86	7,29	0,31	4,22	8,01	0,64	1,56	0,15	115	144
			166/45	11,46	51,62	0,81	15,46	8,07	0,10	4,74	4,58	1,08	1,75	0,17	206	159
			166/44-1	13,19	48,85	0,82	15,18	7,97	0,14	4,96	6,08	0,83	1,66	0,17	213	152
			166/41	13,19	51,35	0,71	15,56	8,03	0,12	6,01	2,58	0,42	1,74	0,17	171	168

			166/39	15,21	46,58	0,63	13,88	6,62	0,12	5,17	9,23	0,61	1,68	0,14	204	148
			166/37	15,79	47,08	0,59	13,00	6,43	0,11	4,42	9,97	0,89	1,46	0,14	104	134
			166/36	10,57	53,51	0,68	14,24	6,98	0,10	4,83	5,86	1,25	1,66	0,16	261	173
			166/34	12,54	49,50	0,67	14,60	7,05	0,10	4,88	7,59	0,97	1,79	0,19	262	152
			166/32	13,60	49,81	0,57	13,25	6,02	0,10	5,35	8,91	0,68	1,46	0,11	170	141
			166/31	14,86	47,09	0,63	14,80	7,23	0,11	5,31	7,21	0,68	1,77	0,16	152	186
			166/30	12,98	50,13	0,71	15,72	7,57	0,13	5,26	4,59	0,72	1,87	0,19	141	146
			166/29	13,43	48,80	0,67	14,53	7,08	0,11	5,31	7,21	0,79	1,79	0,16	201	173
			166/28	18,83	40,96	0,53	11,16	5,22	0,10	4,13	16,59	0,75	1,42	0,17	200	128
			166/26	13,45	48,41	0,68	15,84	7,67	0,16	4,95	5,78	0,87	1,85	0,17	154	159
			166/22	11,61	51,39	0,72	15,94	7,75	0,12	5,23	3,98	0,85	2,08	0,17	212	185
			166/19	13,18	50,18	0,72	15,45	7,82	0,14	5,44	4,08	0,78	1,95	0,16	168	173
			166/18	12,61	50,77	0,70	15,68	7,67	0,12	5,40	4,09	0,77	1,90	0,14	188	156
			166/12	12,56	50,86	0,71	15,58	6,81	0,10	5,37	4,99	0,66	2,01	0,18	203	169
			166/11	12,77	49,49	0,68	14,92	7,18	0,12	5,12	6,78	0,81	1,86	0,15	239	166
			166/6	16,49	46,41	0,59	12,82	6,87	0,10	4,52	9,79	0,57	1,60	0,15	162	128
			98D/14	14,07	52,90	0,69	14,84	8,00	0,12	5,17	1,67	0,39	1,76	0,24	243	270
	Асташихинская	Vw4	96A/4h-03	13,34	49,79	0,72	14,61	8,35	0,14	5,29	5,05	0,60	1,83	0,15	247	186
			96A/4h-02	14,92	49,78	0,66	13,47	7,43	0,13	5,04	6,14	0,50	1,66	0,13	218	177
			96A/4h-01	15,20	48,49	0,60	13,23	7,32	0,14	5,29	7,08	0,72	1,62	0,15	219	178
			96A/4f	13,27	49,39	0,73	14,60	7,55	0,15	5,41	5,923	0,77	1,93	0,15	206	193
			96A/4d	15,01	47,63	0,67	14,56	7,44	0,32	5,38	6,24	0,54	1,88	0,17	197	175
			96A/4c	15,35	49,55	0,67	12,75	7,93	0,15	5,12	6,04	0,55	1,61	0,15	195	177
			96A/4a	16,70	44,78	0,70	12,10	8,77	0,18	4,90	9,51	0,51	1,59	0,13	179	156
			96A/3y	13,83	51,65	0,68	13,00	7,53	0,11	5,12	5,45	0,73	1,63	0,12	210	184
			96A/3u-2	14,63	50,78	0,67	13,00	7,17	0,10	5,36	5,68	0,67	1,65	0,12	209	190
			96A/3u	14,44	49,98	0,66	13,58	9,39	0,11	5,08	4,17	0,56	1,78	0,11	192	203
			96A/3q	14,05	48,97	0,68	13,96	9,80	0,11	5,29	4,47	0,63	1,80	0,11	219	210
			96A/3m	14,22	48,62	0,70	14,77	7,95	0,11	5,96	4,75	0,78	1,84	0,16	221	189
			96A/3h	14,92	48,54	0,60	12,30	5,36	0,14	5,60	9,70	1,03	1,52	0,11	223	187
			96A/3g	14,36	49,80	0,60	12,58	8,28	0,08	6,24	5,58	0,61	1,62	0,10	276	246
			96A/3c	13,96	48,73	0,68	14,33	9,03	0,08	5,62	4,64	0,80	1,82	0,15	203	187

			96A/3a	13,24	48,86	0,70	13,80	9,45	0,08	6,10	4,91	0,84	1,76	0,14	247	208
			96A/2b	11,73	52,51	0,70	13,16	7,67	0,09	6,95	4,25	0,88	1,73	0,12	268	245
			96A/2a	11,64	52,64	0,63	13,10	7,08	0,08	7,18	4,87	0,93	1,59	0,11	243	221
			98B/17	15,68	47,81	0,64	12,20	6,27	0,12	4,45	10,23	0,80	1,51	0,15	247	158
			98B/15	12,99	51,54	0,68	13,66	8,38	0,09	4,85	4,96	0,86	1,71	0,15	183	185
			98B/14	15,07	48,69	0,67	13,64	9,82	0,08	4,83	4,69	0,55	1,70	0,13	199	203
			98B/12	16,01	47,03	0,64	12,47	7,00	0,13	4,44	9,57	0,59	1,82	0,16	137	141
			98B/10-02	12,48	53,48	0,77	14,58	9,72	0,08	4,35	1,68	0,64	1,87	0,15	252	248
			98B/9-3	16,81	46,16	0,62	12,56	5,62	0,33	3,70	11,53	0,55	1,78	0,17	140	143
			98B/9-2	15,76	48,60	0,70	14,24	8,60	0,09	3,85	5,67	0,39	1,78	0,11	167	159
			98B/9-1	14,51	49,91	0,68	13,82	8,46	0,09	4,21	5,80	0,55	1,69	0,14	212	180
			98A/19	14,34	51,45	0,76	14,91	4,79	0,08	4,74	6,07	0,54	1,93	0,13	152	232
			98A/18	16,19	46,96	0,71	15,48	9,09	0,10	4,34	4,70	0,34	1,87	0,12	194	203
			98A/13-1	16,84	46,56	0,66	13,62	5,89	0,09	4,02	9,77	0,50	1,75	0,17	150	137
			98A/9-3	16,57	48,45	0,66	14,35	8,17	0,07	4,09	5,43	0,28	1,68	0,12	159	157
			98A/9-2	14,13	51,88	0,79	14,97	4,76	0,06	4,83	5,84	0,55	1,85	0,14	194	203
			98A/8	15,56	48,41	0,75	15,48	8,51	0,08	4,31	4,49	0,40	1,783	0,12	159	186
			98A/2	10,79	51,11	0,71	15,67	7,65	0,10	4,96	4,67	0,79	3,08	0,26	149	124
Вятская	Моломская	Vw3	222A/1-2	19,43	42,56	0,54	10,29	5,16	0,14	8,58	10,41	0,67	1,95	0,12	85	63
			222A/1-1	21,29	36,82	0,58	10,08	5,32	0,15	9,97	12,97	0,64	1,94	0,15	79	59
			222B/1-1	26,90	28,38	0,43	7,27	2,22	0,14	12,97	19,42	0,59	1,44	0,08	63	50
			99/15-3	11,75	52,39	0,75	16,11	8,64	0,32	4,54	2,06	0,81	2,32	0,16	163	134
			99/15-2	10,91	52,19	0,78	17,17	9,13	0,31	4,43	1,44	0,90	2,40	0,17	137	142
			99/15-1	11,29	52,57	0,76	16,82	9,18	0,19	4,21	1,42	0,82	2,45	0,14	128	157
			99/14-3	11,03	52,25	0,72	16,84	10,12	0,10	4,31	1,23	0,83	2,30	0,15	123	136
			99/14-2	11,96	51,56	0,76	16,36	8,06	0,10	5,01	2,64	0,77	2,47	0,15	147	146
			99/14-1	10,80	51,96	0,71	16,23	10,62	0,08	4,39	1,57	0,87	2,50	0,14	157	138
			99/9	10,23	54,37	0,76	16,98	8,54	0,24	4,19	1,17	0,94	2,27	0,15	150	148
			99/8e	10,32	56,85	0,81	17,16	5,51	0,06	4,55	1,14	0,88	2,43	0,12	142	145
			99/8c	10,39	57,77	0,75	16,79	5,18	0,06	4,39	1,17	0,86	2,36	0,10	110	152
			99/8b	10,44	54,25	0,62	16,48	9,49	0,07	4,12	1,18	0,64	2,43	0,13	156	132
			99/5b	22,56	36,56	0,54	12,20	6,27	0,17	7,77	11,42	0,76	1,55	0,08	75	90

	Луптюгская	Vw2	99/0-4	10,52	54,19	0,82	17,04	8,64	0,09	4,13	1,25	0,79	2,18	0,17	131	116
			99/0-3	9,544	53,39	0,86	17,47	9,58	0,11	4,23	1,14	1,13	2,15	0,24	199	119
			99/0-2	10,71	53,16	0,74	17,11	9,46	0,09	4,11	1,12	0,91	2,33	0,14	131	111
			99/0-1	10,90	53,13	0,77	17,69	8,58	0,07	4,14	1,20	0,90	2,34	0,12	126	138
			95/9-2	10,83	55,48	0,83	15,64	8,84	0,06	3,77	1,53	0,96	1,83	0,12	157	115
			95/9-1	10,49	54,63	0,85	16,30	9,28	0,06	3,80	1,38	1,04	1,91	0,12	148	122
			95/7	11,12	54,43	0,81	16,12	9,23	0,08	3,70	1,37	0,83	2,04	0,14	154	116
			95/6	11,96	53,45	0,73	16,54	8,53	0,06	3,95	1,57	0,84	2,10	0,14	152	165
			95/5	15,38	46,65	0,63	12,86	5,79	0,16	3,77	11,45	0,68	2,27	0,17	122	123
			95/3	18,36	40,98	0,57	11,02	5,28	0,20	3,22	17,23	0,82	1,907	0,18	126	104
			95/2	32,41	18,33	0,26	5,87	2,05	0,34	2,26	36,81	0,30	1,06	0,11	68	69
			95/1	23,93	31,23	0,48	10,61	6,06	0,18	3,40	21,56	0,41	1,81	0,15	124	170
			93/7	11,48	52,64	0,77	15,46	10,45	0,06	4,36	1,40	0,61	2,31	0,25	314	359
	Замош-ников-ская	Vw1	93/1-3	11,99	49,84	0,74	15,92	9,75	0,06	4,87	3,31	0,89	2,32	0,16	232	185
			93/1-2	11,99	49,84	0,75	15,87	9,20	0,08	4,78	3,99	0,92	2,25	0,16	225	211
			93/1-1	12,63	48,68	0,73	15,56	10,04	0,09	5,11	3,66	0,820	2,33	0,16	264	199

ПРИЛОЖЕНИЕ 3.

Изотопный состав углерода и кислорода педогенных и озерных карбонатов, Северодвинская группа обнажений

№ п/п	*Педогенные* *Озерные, гидрогенные*	*Характеристика*	$\delta^{13}C$, ‰ PDB ±0,1 ‰	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW ±0,2 ‰
Вахнево, т. 104, оленекский ярус, рыбинский горизонт				
1.	104/15	Педогенный нодуль из незрелой камбисоли	-4,9	22,6
2.	104/12	- /-	-5,7	22,6
3.	104/10	- /-	-6,5	21,6
4.	104/9	Педогенный нодуль из горизонта EBgk камбисоли	-7,2	21,9
5.	104/8	- / -	-7,3	22,4
6.	104/7	Педогенный нодуль из горизонта Bwk камбисоли	-5,1	23,9
7.	104/6	- / -	-6,2	22
8.	104/5	- / -	-6,3	23,1
Кудрино, т. 103, индский ярус, заплавненский(?) горизонт, нижняя половина краснобаковской подсвиты				
9.	103A/5	Педогенный нодуль из камбисоли	-5,3	23,3
10.	103A/3	- / -	-3,9	24,2
11.	103/1	- / -	-4,4	22,0
Ананьино, т. 2, индский ярус, вохминский горизонт, нижняя половина краснобаковской подсвиты				
12.	2/3	Педогенный нодуль из линзы красной глины в аллювиальных песчаниках	-7,2	21,1
Циклит In1 Шолга, т. 4, Пуртово,т. 163, индский ярус, вохминский горизонт				
13.	4/11	Педогенный нодуль из незрелой камбисоли	-8,1	22,3
14.	163/1-3	- / -	-5,7	21,9
15.	163/1-1	- / -	-5,3	21,7
Циклит Vn8 Недуброво, т. 133, вятский ярус, слои с недубровской биотой				
16.	133/11.6-3	Педогенный нодуль из горизонта Bwk незрелой камбисоли	-4,9	22,7
17.	133/11.4	- / -	-5,6	22,6
18.	133/11.2	- / -	-5,3	21,9
19.	133/11.1	- / -	-5,2	22,2
20.	133/10	Известняк тонко-микрозернистый	-5,3	22,4
Циклит Vn7 Недуброво, т. 133, вятский ярус, слои с недубровской биотой				
21.	133/9-9	Педогенный нодуль из горизонта Bwgk размытой камбисоли	-6,5	21,7
22.	133/9-7	- / -	-4,6	22,4
23.	133/9-4	- / -	-6,1	21,4
24.	133/9-1	Педогенная нодуль из горизонта Bwk размытой кабисоли	-5,7	21,7
25.	133/9-0	- / -	-5,9	20,6
26.	133/4-2	Известняк тонко-микрозернистый в углеродистых алевропелитах	-8,8	21,1
Циклит Vn6 Балебиха, т. 151, вятский ярус, жуковский горизонт				
27.	151/8-2	Педогенный нодуль из горизонта Bwk частично размытой камбисоли	-2,5	26,1
Циклит Vn6				

Балебиха, т. 151, вятский ярус, нефёдовский горизонт,				
28.	151/6.2	Педогенный нодуль из горизонта Bwk частично размытой камбисоли	-4,6	24,4
29.	151/6.1	- / -	-4,4	25,7
30.	151/3.11	Педогенный нодуль из горизонта EBgk частично размытой камбисоли	-3,5	25,5
31.	151/3.3	- /-	-3,2	25,7
32.	151/3.1	- / -	-4,1	24,5
33.	151/1-4	- / -	-3,2	24,2
34.	151/1-3	- / -	-0,7	24,6
Циклит Vn6 **Верхнее Кузино, т. 158, вятский ярус, нефёдовский горизонт**				
35.	158/43	Мергель светло-серый	-3,0	23,8
36.	158/42	- / -	-3,6	24,3
37.	158/41	- / -	-4,4	23,1
38.	158/40-3	- / -	-3,3	24,0
39.	158/40-2	- / -	-3,8	23,8
40.	158/40-1	- / -	-3,2	24,4
41.	158/39	Мергель, линза в массивной глине	-2,7	26,5
42.	158/38	- / -	-3,2	25,9
43.	158/36	Педогенный нодуль из горизонта EBgk (Bwgk) частично размытой камбисоли	-3,9	27,0
44.	158/35	- / -	-2,0	27,8
45.	158/34	- / -	-4,7	24,6
46.	158/33	- / -	-4,6	23,2
47.	158/31	- / -	-4,1	24,2
48.	158/29-2	- / -	-4,6	24,1
49.	158/29-1	- / -	-5,1	23,8
50.	158/26-3	- / -	-4,1	22,5
51.	158/26-1	- / -	-3,9	22,5
52.	158/25	- / -	-3,5	24,3
53.	158/23-2	- / -	-4,4	22,4
54.	158/22	- / -	-4,5	22,7
55.	158/21	- / -	-3,5	22,7
Циклит Vn5 **Верхнее Кузино, т. 158, вятский ярус, нефёдовский горизонт**				
56.	158/17-2	Педогенный нодуль из частично размытой камбисоли	-3,8	23,2
57.	158/17-1	- / -	-4,2	23,2
58.	158/16	- / -	-3,6	24,0
59.	158/15-4	- / -	-5,1	20,8
60.	158/14-2	- / -	-3,5	24,3
61.	158/13-1	- / -	-1,9	26,1
62.	158/12	Гидрогенная конкреция	-0,8	29,1
63.	158/10	- / -	-1,4	29,2
64.	158/9	Педогенный нодуль из частично размытой камбисоли	-3,5	23,3
65.	158/4	- / -	-4,3	23,1
66.	158/2.13	Мергель, линза масивной светло-серой глине	-3,3	23,7
67.	158/2.12	Мергель	-1,7	25,5
68.	158/2.10	Известняк, линза в глине	-2,3	26,6
69.	158/2.6	Известняк ризоидный с корнями *Radicites ex. gr. sukhonensis*	-2,6	23,7
70.	158/2.5	- / -	-2,0	25,6
71.	158/2.4	Известняк массивный	-3,4	23,2
Циклит Vn6 **Аристово, т. 42, вятский ярус, нефёдовский горизонт**				

72.	42F/26-3	Педогенный нодуль из частично размытой камбисоли	-4,6	23,0
73.	42F/26-1	- / -	-5,4	23,4
74.	42F/25	- / -	-4,1	23,9
Циклит Vn5 Аристово, т. 42, вятский ярус, нефёдовский горизонт				
75.	42E/10 (=42F/20)	Педогенный нодуль из частично размытой камбисоли	-4,8	23,5
76.	42F/3	- / -	-5,3	22,3
77.	42B/7	Педогенный нодуль из незрелой камбисоли	-3,7	24,8
78.	42A/11	Педогенный нодуль из частично размытой камбисоли	-6,5	25,8
79.	42A/9	- / -	-7,5	22,3
80.	42A/6	- / -	-6,2	21,6
81.	42B/3	- / -	-4,2	21,3
Циклит Vn5 Кузино, т. 154, вятский ярус, нефёдовский горизонт				
82.	154/14	Педогенный нодуль из горизонта Bgk камбисоли	-5,7	24,2
83.	154/13	Педогенный нодуль из горизонта Ck камбисоли	-3,8	25,7
Циклит Vn4 Кузино, т. 154, вятский ярус, нефёдовский горизонт				
84.	154/9	Педогенный нодуль из частично размытой камбисоли	-2,2	25,7
85.	154/5	Педогенный нодуль из камбисоли	-3,4	25,0
86.	154/1	- /-	-3,5	23,4
Циклит Vn4 Яйково, т. 41, вятский ярус, быковский – нефёдовский горизонты				
87.	41/14g	Педогенный нодуль из частично размытой камбисоли	-4,3	24,1
88.	41/13-15.2	Мергели, известняки ризоидные и слоистые карбонатной озерной пачки	-3,6	24,0
89.	41/13-15.1	- / -	-4,5	24,1
90.	41/13-13	- /-	-1,9	25,5
91.	41/13-11	- / -	-2,2	25,0
92.	41/13-8.2	- / -	-1,3	25,7
93.	41/13-6.1	- / -	-0,9	27,3
94.	41/13-5.1	- / -	-1,1	25,0
95.	41/13-4	- / -	-1,4	26,3
96.	41/13-3	- / -	0,7	29,1
97.	41/13-1	- / -	0,3	28,8
98.	41/12-1e	Педогенный нодуль из частично размытой камбисоли	-6,0	23,4
99.	41/12-1c	- / -	-4,3	24,4
100.	41/12-1b	- /-	-4,5	23,0
101.	41/9c	- / -	-3,6	23,4
102.	41/8c	Гидрогенная конкреция	0,2	28,2
103.	41/8b	Гидрогенная конкреция	0,5	29,6
Циклит Vn4 Климово, т. 37, вятский ярус, быковский горизонт				
104.	37/74-4	Глина массивная светло-серая, карбонатная, переходит в мергель и карбонатный алеврит	-1,3	25,0
105.	37/74-3	- / -	-1,0	25,7
106.	37/74-2	- / -	-1,2	24,5
107.	37/74-1	- / -	-0,9	26,0
Циклит Vn3 Яйково, т. 41, вятский ярус, быковский горизонт				
108.	41/6f	Педогенный нодуль из камбисоли	-2,1	26,4

109.	41/6c	Гидрогенная конкреция		0,4	30,3
Циклит Vn3 Климово, т. 37, вятский ярус, быковский горизонт					
110.	37/69	Педогенный нодуль из камбисоли		-0,6	24,8
111.	37/62-3	Мергель массивный		-3,0	23,0
112.	37/62-2	- / -		-1,5	25,8
113.	37/62-1	- / -		-2,1	24,9
114.	37/61	Педогенный нодуль из зрелой камбисоли	Камбисоль К-7 Климовского педокомплекса	-5,8	22,9
115.	37/60	Педогенный нодуль из зрелой камбисоли	Камбисоль К-6	-5,2	23,0
116.	37/59-2,5	- / -		-4,3	23,7
117.	37/59-2	- / -		-3,2	23,4
118.	37/59-1,5	- / -		-5,3	21,0
119.	37/59-1	- / -		-6,7	22,8
120.	37/59-0,5	- / -		-6,6	23,8
121.	37/59-0	- / -		-5,0	22,7
122.	37/57-2	Педогенный нодуль зрелой камбисоли	Камбисоль К-5	-6,9	22,9
123.	37/57-1	- / -		-6,7	22,6
124.	37/56	- /-		-6,8	24,2
125.	37/55	Педогенный нодуль зрелой камбисоли	Камбисоль К-4	-2,9	25,6
126.	37/54	- / -		-3,6	24,0
127.	37/53	Педогенный нодуль зрелой камбисоли	Камбисоль К-3	-4,3	23,1
128.	37/52-2	- / -		-3,9	25,4
129.	37/52-1	- / -		-2,4	26,1
130.	37/51	Педогенный нодуль зрелой камбисоли	Камбисоль К-2	-3,1	25,7
131.	37/50-2	- / -		-5,0	23,7
132.	37/50-1	- / -		-5,6	22,1
133.	37/49	Педогенный нодуль зрелой камбисоли	Камбисоль К-1	-3,2	25,7
134.	37/48	- / -		-4,2	23,3
135.	37/46	- / -		-3,8	21,8
Циклит Vn2 Климово, т. 37, вятский ярус, быковский горизонт					
136.	37/44-1	Педогенный нодуль зрелой камбисоли		-2,7	24,0
137.	37/39	- / -		-3,9	20,7
138.	37/37	- / -		-5,4	22,7
139.	37/28	- / -		0,4	24,45
140.	37/25	Мергель светло-серый, переходит в известняк и светло-серый карбонатный алеврит		-0,8	25,4
Циклит Vn1 Климово, т. 37, вятский ярус, быковский горизонт					
141.	37/18	Мергель слоистый		1,2	25,6
142.	37/15	Известняк слоистый		2,6	29,7
143.	37/13b	Известняк слоистый с аллохтонными корнями		2,0	25,9
144.	37/12	Известняк слоистый с аллохтонными корнями, линза		2,4	27,0
145.	37/10	Мергель слоистый с аллохтонными корнями		1,9	27,7
146.	37/7d	Известняк слоистый с аллохтонными корнями		2,2	27,3
147.	37/7c	Глина розовато-коричневая, карбонатная		2,4	28,3
148.	37/7b	Известняк ризоидный с корнями in situ		2,0	27,0
149.	37/7a	Известняк слоистый с аллохтонными корнями		1,8	27,9
150.	37/6	Глина светло-серая с аллохтонными корнями		2,4	29,0
151.	37/1c-2	Глина светло-серая, карбонатная		2,4	29,0

152.	37/1c-1	- / -	2,2	30,2
153.	37/1b	Известняк ризоидный с корнями in situ	1,9	26,8
154.	37/1a	Глина светло-серая с аллохтонными корнями	2,7	31,0
циклит Vn2 Мутовино, т. ВГ 1350, вятский ярус, быковский горизонт				
155.	1350/113	Мергель слоистый, с аллохтонными корнями	0,5	27,0
156.	1350/112	Мергель слоистый, с аллохтонными корнями, ходы вертикальной ориентации	1,0	30,9
Циклит Vn1 Мутовино, т. 28А, ВГ 1350, северодвинский ярус, путятинский горизонт – вятский ярус, быковский горизонт				
157.	1350/107	Мергель слоистый, с аллохтонными корнями	2,0	31,0
158.	1350/106a	Мергель, переходит в брекчию	1,6	29,4
159.	1350/105	Мергель слоистый с аллохтонными корнями	2,1	30,1
160.	1350/104	Глина массивная, карбонатная, с аллохтонными корнями	2,1	32,3
161.	1350/102	Мергель брекчированный	2,4	32,3
162.	1350/101	Глина массивная, карбонатная, переходит в мергель	2,0	31,6
163.	1350/100	Известняк ризоидный, с корнями in situ	1,4	26,6
164.	1350/99	Глина массивная, серая, карбонатная, переходит в мергель	1,9	29,0
165.	1350/91	Глина массивная, карбонатная	3,4	32,0
166.	1350/88	Известняк ризоидный с единичными корнями in situ	3,2	31,8
167.	1350/87	Мергель массивный	3,3	31,9
168.	1350/85	- / -	3,2	32,5
169.	1350/81c	Известняк ризоидный с единичными корнями in situ	0,2	25,5
170.	1350/81b	- / -	1,6	27,8
171.	1350/79	- / -	0,5	27,4
172.	1350/78	Глина массивная, карбонатная, переходит в мергель	0,3	29,9
173.	1350/77	Известняк ризоидный, с мелкими корнями in situ	0,6	28,4
174.	1350/76	Мергель массивный, с корнями in situ, переходит в слоистый аллохтонными корнями	-0,3	28,2
175.	1350/75	Известняк ризоидный	0,8	27,6
176.	1350/74	Мергель	0,3	29,5
177.	1350/72-2	Известняк ризоидный	0,2	26,6
178.	1350/72-1	- /-	0,5	28,4
179.	1350/71	Условно озерные	Гравий вмещающих карбонатных пород	0,8	30,7
180.	1350/70		- / -	0,2	28,0
181.	1350/69		- / -	0,2	29,5
182.	1350/68		- / -	0,0	28,9
183.	28А/8		Педогенный нодуль из горизонта EBwgk флювисоли	-4,3	24,3
184.	28А/7		Педогенный нодуль из горизонта Egk флювисоли	-2,9	25,6
185.	28А/6		Педогенный нодуль из элювиального горизонта Egk зрелой флювисоли	-4,2	24,8
Циклит Sn12 Мутовино, т. 28А, ВГ 1350, северодвинский ярус, путятинский горизонт				
186.	1350/64h	Условно озерные	Гравий вмещающих карбонатных пород	1,0	27,7
187.	1350/64f		- /-	2,0	30,8
188.	1350/64e		- /-	1,5	28,5
189.	1350/64d		- /-	2,4	28,8
190.	28А/4		Педогенный нодуль незрелой флювисоли	-4	24,4

191.	28A/2-1	Педогенный нодуль горизонта Bwgk флювисоли	-1,8	25,7
192.	28A/1-2	Карбонатная конкреция из массивной глины, возможно, педогенная	-2,9	25,2
193.	1350/50	Глина массивная, серая, карбонатная	4,2	31,5
194.	1350/48	Мергель с корнями in situ	2,4	33,0
195.	1350/47	Известняк ризоидный	1,1	32,6
196.	1350/46	Мергель светло-серый, частично брекчированный	3,5	32,2
197.	1350/45	Известняк ризоидный с корнями in situ	3,2	26,9
198.	1350/36e	Глина массивная, карбонатная, переходит в мергель, частично брекчированная	4,4	32,9
Циклит Sn11 Мутовино, т. 1350, северодвинский ярус, путятинский горизонт				
199.	1350/16	Мергель светло-бежевый	4,6	34,1
200.	1350/14b	Карбонатный нодуль из размытой камбисоли	5,4	33,2
201.	1350/10	Известняк массивный	4,0	31,0
202.	1350/8	Алевролит светло-серый, карбонатный, переходит в мергель	2,5	28,5
Циклит Sn10, Мутовино, т. ВГ 1350, северодвинский ярус, путятинский горизонт				
203.	1350/7	Известняк ризоидный, битуминозный, с корнями in situ	2,6	29,0
204.	1350/5	Известняк слоистый	2,4	28,7
205.	1350/3h	Известняк ризоидный, с корнями in situ	2,5	29,4
206.	1350/3g-2	Мергель массивный, переходит в известняк	2, 9	31,0
207.	1350/3g-1	- / -	2,5	27,8
208.	1350/3e	Мергель массивный, брекчированный	1,9	30,9
209.	1350/3d	Мергель слоистый, брекчированный	2,0	29,4
210.	1350/3c	Мергель массивный, битуминозный	2,5	28,9
211.	1350/3a	Известняк ризоидный, с корнями in situ	1,2	26,4

ПРИЛОЖЕНИЕ 4.

Изотопный состав углерода и кислорода педогенных и озерных карбонатов, Ветлужская группа обнажений

№ п/п	***Педогенные*** ***Озерные, гидрогенные***	***Характеристика***	$\delta^{13}C$, ‰ PDB ±0,1 ‰	$\delta^{18}O$, ‰ SMOW ±0,2 ‰
Циклит Ow1 Шилиха, т. 100, оленекский ярус, рыбинский горизонт				
1.	100/38	Педогенный нодуль из камбисоли	-5,0	22,3
2.	100/36	- /-	-5,1	22,4
3.	100/34-2	- /-	-4,1	22,5
4.	100/34-1	- / -	-6,2	22,0
5.	100/33-2	- /-	-4,2	22,2
6.	100/33-1	- / -	-4,3	22,5
7.	100/32-3	- / -	-4,0	22,0
8.	100/32-2	- / -	-3,6	22,2
9.	100/32-1	- / -	-4,4	22,4
10.	100/31	- / -	-4,8	22,4
11.	100/29-2	- /-	-5,9	23,1
12.	100/29-1	- / -	-4,9	23,1

Циклит Iw4 Шилиха, т. 100, индский ярус, заплавненский (?) горизонт					
13.	100/6-2	Педогенный нодуль из камбисоли		-4,3	22,3
14.	100/6-1	- / -		-3,9	22,0
15.	100/5	- / -		-3,8	22,1
16.	100/4	- / -		-3,9	22,0
17.	100/2-2	- / -		-6,3	22,1
18.	100/2-1	- / -		-5,6	22,4
Циклит Iw4 Анисимово, т. 70, индский ярус, заплавненский (?) горизонт					
19.	70/32	Педогенный нодуль из бурого почвенного профиля с инситными корнями и слабо-выраженными глеевыми пятнами		-2,2	21,4
Циклит Iw3 Анисимово, т. 70, индский ярус, вохминский горизонт					
20.	70/28	Педогенный нодуль из камбисоли	Камбисоль А-10 Анисимовского педокомплекса	-4,6	21,8
21.	70/27-2	- / -	Камбисоль А-9	-3,0	22,3
22.	70/27-1	- / -		-4,0	22,2
23.	70/26-3	- / -		-4,5	22,2
24.	70/26-2	- / -		-4,3	22,0
25.	70/26-1	- / -		-4,1	23,8
26.	70/25	- / -	Камбисоль А-8	-5,7	21,9
27.	70/24-2	- / -		-4,4	22,3
28.	70/24-1	- / -		-3,4	22,8
29.	70/23	- / -	Камбисоль А-7	-4,1	22,7
30.	70/22-3	- / -		-4,6	22,3
31.	70/22-2	- / -		-5,9	22,5
32.	70/22-1	- / -		-6,2	22,3
33.	70/21	- / -	Камбисоль А-6	-4,6	23,7
34.	70/20-3	- / -		-6,7	22,5
35.	70/20-2	- / -		-5,4	22,3
36.	70/20-1	- / -		-6,1	22,3
37.	70/19-2	- / -	Камбисоль А-5	-6,6	22,5
38.	70/19-1	- / -		-6,7	22,2
39.	70/18-2	- / -		-7,2	22,0
40.	70/18-1	- / -		-8,0	21,1
41.	70/17	- / -	Камбисоль А-4	-4,1	22,6
42.	70/16-2	- / -		-3,9	23,6
43.	70/15	- / -	Камбисоль А-3	-6,8	21,7
44.	70/14	- / -		-4,7	23,7
45.	70/13	- / -	Камбисоль А-2	-6,1	22,8
46.	70/12-2	- / -		-6,1	23,4
47.	70/12-1	- / -		-5,4	23,5
48.	70/11-2	- / -		-5,4	22,6
49.	70/11-1	- / -		-5,8	22,4
Циклит Iw2 Спасское, т. 66, индский ярус, вохминский горизонт					
50.	66С/66	Педогенный нодуль из камбисоли	Камбисоль С-17 Спасского педокомплекса	-4,6	22,8
51.	66С/65	- / -		-4,9	22,2
52.	66С/63	- / -	Камбисоль С-16	-5,1	22,6
53.	66С/62	- / -		-5,5	21,6
54.	66С/61	- / -	Камбисоль С-15	-4,6	23,3
55.	66С/60-2	- / -		-4,5	22,8
56.	66С/60-1	- / -		-5,1	22,4
57.	66С/59	- / -	Камбисоль С-14	-6,7	22,9

58.	66C/57	- / -	Камбисоль С-13	-6,3	21,7
59.	66C/56	- / -	Камбисоль С-12	-6,0	23,0
60.	66C/55	- / -		-5,8	22,5
61.	66C/53	- / -	Камбисоль С-11	-5,6	23,5
62.	66C/52	- / -	Камбисоль С-10	-6,5	24,1
63.	66C/51	- / -		-5,1	23,3
64.	66C/50	- / -	Камбисоль С-9	-5,5	23,2
65.	66C/48	- / -	Камбисоль С-8	-4,0	22,4
66.	66C/47	- / -		-3,25	21,8
67.	66C/46	- / -		-1,6	24,2
68.	66C/45-2	- / -	Камбисоль С-7	-2,1	23,6
69.	66C/45-1	- / -		-2,9	23,3
70.	66C/43	- / -	Камбисоль С-6	-3,5	22,2
71.	66C/40	- / -	Камбисоль С-5	-2,3	24,0
72.	66C/39	- / -		-5,0	23,35
73.	66C/37	- / -	Камбисоль С-4	-4,1	23,0
74.	66C/36	- / -		-5,1	21,8
75.	66C/33	- / -	Камбисоль С-3	-5,6	21,75
76.	66C/30	- / -		-3,7	22,8
77.	66C/29	- / -	Камбисоль С-2	-3,0	23,4
78.	66C/27	- / -		-3,65	22,2
79.	66C/25	- / -	Камбисоль С-1	-4,2	22,6
80.	66B/21	- / -		-3,45	22,5
81.	66B/19-1	- / -		-3,3	23,85
82.	66B/18	- / -		-4,0	23,0
83.	66B/17	- / -		-4,6	22,3
84.	66B/16	- / -		-5,0	23,2
85.	66B/15	- / -		-4,5	23,0
86.	66B/14	- / -		-5,0	23,3
87.	66B/13	- / -		-5,3	23,0
88.	66B/10	- / -		-4,9	22,8
89.	66B/9	- / -		-2,3	23,15
90.	66B/7	- / -		-6,3	22,3
91.	66B/6	- / -		-3,3	21,8
92.	66B/5	- / -		-4,4	22,5
93.	66B/4	- / -		-3,8	22,5
94.	66B/3	- / -		-3,4	23,2
95.	66B/1	- / -		-3,7	21,4
Циклит Iw3 Сарафаниха, т. 167, индский ярус, вохминский горизонт					
96.	167/33	Педогенный нодуль из пестроцветной камбисоли		-3,3	23,2
97.	167/30	- /-		-3,6	23,0
98.	167/27	- /-		-4,5	22,0
99.	167/26	- /-		-3,8	23,2
Цикл Iw2 Сарафаниха, т. 167, индский ярус, вохминский горизонт					
100.	167/22-3	Педогенный нодуль из камбисоли		-2,7	24,5
101.	167/22-2	- /-		-3,2	23,6
102.	167/22-1	- /-		-3,9	22,5
103.	167/21	- /-		-7,1	22,1
104.	167/20	- /-		-3,8	23,3
105.	167/14	- /-		-5,2	23,4
106.	167/13	- /-		-4,9	24,5
107.	167/12	- /-		-5,0	24,3
108.	167/11-2	- /-		-6,0	23,7
109.	167/11-1	- /-		-3,9	25,3
110.	167/6	- /-		-5,1	23,6

111.	167/4	- /-	-4,8	23,5
112.	167/2	- /-	-6,5	22,9
Циклит Iw1 Афанасиха, т. 166, индский ярус, вохминский горизонт				
113.	166/46	Педогенный нодуль из камбисоли	-4,2	22,6
114.	166/44-2	- /-	-3,6	22,7
115.	166/44-1	- /-	-5,5	22,9
116.	166/43	- /-	-4,2	21,8
117.	166/41	- /-	-2,7	23,9
118.	166/40	- /-	-2,5	24,9
119.	166/31	- /-	-3,1	24,2
120.	166/21	- /-	-3,3	23,5
121.	166/10	- /-	-2,1	24,1
122.	166/2	- /-	-4,1	23,6
Циклит Vw4 – основание циклита Iw1 Прудовка, т. 96, вятский ярус, аналог слоев с недубровской биотой				
123.	96/22	Карбонатный нодуль из массивной красноцветной глины (линзы) в русловых песках	-7,5	22,2
124.	96/20	Педогенный нодуль из незрелой камбисоли	-4,9	24,8
125.	96/18	- /-	-6,1	25,1
126.	96/16	- /-	-7	24,7
127.	96/14	- /-	-7,2	24,1
128.	96/12	- /-	-7,5	24,7
129.	96/11	- /-	-6,5	23,8
130.	96/9	- /-	-8,2	23,7
131.	96/8	- /-	-8,1	23,6
132.	96/6	- /-	-7,3	23,9
133.	96/5-2	- /-	-8,1	23,8
134.	96/5-1	- /-	-8,6	21,9
135.	96A/3u	Известняк тонко-микрозернистый	-8,6	22,8
136.	96A/3m	- / -	-10,5	21,5
137.	96A/3h	- / -	-11,0	22,4
Циклит Vw4 Асташиха, т. 98, вятский ярус, аналог слоев с недубровской биотой				
138.	98B(2019)/15-2	Педогенный нодуль из незрелой камбисоли	-9,0	21,4
139.	98B(2019)/15-1	- / -	-8,3	23,6
140.	98B(2019)/14-2	- / -	-5,5	24,4
141.	98B(2019)/14-1	- / -	-4,3	22,5
142.	98B(2019)/9-2	- / -	-9,8	23,1
143.	98B(2019)/9-1	- / -	-9,3	23,3
144.	98B(2019)/8-2	- / -	-5,4	23,4
145.	98B(2019)/8-1	- / -	-5,2	23,1
146.	98B(2019)/7-2	- / -	-3,5	25,2
147.	98B(2019)/7-1	- / -	-5,9	24,1
148.	98A(2019)/19-2	- / -	-7,6	22,3
149.	98A(2019)/19-1	- / -	-6	21,2
150.	98A(2019)/18	- / -	-6,3	21,0
151.	98A(2019)/17-2	- / -	-7,7	22,1
152.	98A(2019)/17-1	- / -	-7,1	23,1
153.	98A(2019)/16	Известняк тонко-микрозернистый	-7,9	22,7
Циклит Vw3 Калиниха, т. 222, вятский ярус, жуковский(?) горизонт				
154.	222B/2-2	Известняк слоистый	-2,3	27,2
155.	222B/2-1	Известняк слоистый	-2,4	25,2
156.	222B/1-3	Глина светло-серая карбонатная	-0,6	31,3
Циклит Vw3				

Воскресенское, т. 99, вятский ярус, жуковский горизонт				
157.	99/17-3	Гидрогенная карбонатная конкреция	-1,5	30,2
158.	99/17-1	- / -	-2,1	30,4
159.	99/16-03	- / -	-2,3	30,7
160.	99/16-01	- / -	-2,4	30,6
Циклит Vw3 **Воскресенское, т. 99, вятский ярус, нефёдовский горизонт**				
161.	99/11	Педогенный нодуль из массивной красноцветной глины с начальными признаками педогенеза	-6,1	24,0
162.	99/7	- / -	-5,7	24,4
163.	99/5b	- / -	-5,9	25,8
Циклит Vw2 **Богородское, т. 95, вятский ярус, нефёдовский горизонт**				
164.	95/9-2	Педогенный нодуль из горизонта Bwgk камбисоли	-4,8	23,9
165.	95/9-1	- / -	-4,8	24,2
166.	95/4	Известняк серый, темно-серый, пятнистый	-4,2	25,4
167.	95/3-3	Педогенный нодуль из горизонта Bwgk камбисоли	-3,5	25,9
168.	95/3-2	- / -	-3,2	25,1
169.	95/3-1	- / -	-3,4	25,9
170.	95/2	Известняк слоистый	-3,2	26,0
171.	95/1	Карбонатный нодуль из горизонта Bwgk камбисоли	-3,4	26,2
Циклит Vw2 **Галибиха, т. 93, вятский ярус, нефёдовский горизонт**				
172.	93/7-2	Карбонатная конкреция из массивной красноцветной глины, перекрывающей русловую песчаную линзу (предполагается горизонт Bwk размытой камбисоли)	-7,6	22,0
173.	93/7-1	- / -	-5,3	21,3
Циклит Vw1 **Галибиха, т. 93, вятский ярус, быковский горизонт**				
174.	93/1-4	Педогенный нодуль из горизонта Bwk камбисоли	-5,2	25,6
175.	93/1-3	- / -	-7,1	21,6
176.	93/1-1	- / -	-6,7	22,2
177.	93/1-0	- / -	-5,8	24,0
Циклит Vw1 **Сосновка, т. 236, вятский ярус, быковский горизонт**				
178.	236A/3	Известняк ризоидный с корнями in situ *Radicites ex. gr. sukhonensis*	-2,8	28,2
179.	236A/2	- / -	-1,7	28,9