

СОДЕРЖАНИЕ

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ. КАМЕННЫЙ ВЕК

Карам

- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г.** Геологическое строение и стратиграфия верхнекайнозойских отложений в районе верхнепалеолитической стоянки Карам в верхнем течении долины реки Ануй (Северо-Западный Алтай) 2
- Ульянов В.А., Кулик Н.А.** Литолого-стратиграфические особенности отложений раннепалеолитической стоянки Карам 21
- Болиховская Н.С., Шуньков М.В.** Климатостратиграфическое расчленение древнейших отложений раннепалеолитической стоянки Карам 34
- Деревянко А.П., Шуньков М.В.** Раннепалеолитическая стоянка Карам на Алтае: первые результаты исследований 52

ДИСКУССИЯ

Проблема перехода от среднего к верхнему палеолиту

- Аникович М.В.** О хронологии палеолита Костенковско-Борщевского района 70
- Сарель Ж.** Переходные слои в пещере Ракефет (гора Кармел, Израиль): свидетельства культурной преемственности между средним и верхним палеолитом 87
- Деревянко А.П.** Переход от среднего к позднему палеолиту: взгляд из Северной Азии (вместо заключения) 101

ЭПОХА ПАЛЕОМЕТАЛЛА

- Каллахан Р.Т.** Контакты между Дальним Востоком и северо-западным побережьем Северной Америки в доколумбово время: компьютерное моделирование 109
- Кисель В.А.** Чудские древности из этнографических коллекций Кунсткамеры 120

ДИСКУССИЯ

Проблемы изучения первобытного искусства

- Швец И.Н.** Некоторые аспекты современного состояния изучения наскального искусства Центральной Азии 130

ЭТНОГРАФИЯ

- Баулю А.В., Федорова Н.В.** Фигура духа-покровителя казымских хантов 140
- Шелгина О.Н.** Адаптационные процессы в культуре жизнеобеспечения русского населения Сибири (XVIII – начало XX века) 151

- СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ** 160

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ. КАМЕННЫЙ ВЕК

КАРАМА

УДК 551.891(235.222)

В.С. Зыкин, В.С. Зыкина, К.А. Чиркин, Л.Г. Смолянинова

*Институт геологии СО РАН
пр. Академика В.А. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия
E-mail: zykin@uiggm.nsc.ru*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ КАРАМА В ВЕРХНЕМ ТЕЧЕНИИ ДОЛИНЫ РЕКИ АНУЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ)*

Введение

Многослойная стоянка Карамы, расположенная в долине верхнего течения р. Ануй, является одним из наиболее древних памятников палеолита Сибири [Деревянко, Шуньков, Зыкин, Маркин, 2002; Деревянко, Шуньков, Зыкин, Зыкина и др., 2003; Природная среда..., 2003]. Однако определить ее точный геологический возраст сложно. Несмотря на успехи в комплексном изучении палеолита верхнего течения долины Ануя [Деревянко, Лаухин, Куликов и др., 1992; Деревянко, Лаухин, Малаева и др., 1992; Деревянко, Лаухин, Шуньков, 1993; Деревянко, Ульянов, Шуньков, 1999; Деревянко, Шуньков, Зыкин и др., 2003; Барышников, Малолетко, 1997, 1998; Попова и др., 1995], многие закономерности строения и формирования верхнекайнозойских отложений древнее позднего неоплейстоцена на этой территории, их стратиграфическое расчленение и корреляция остаются недостаточно изученными. Это обусловлено в основном очень слабой обнаженностью кайнозойских отложений в долине Ануя и незначительным содержанием в них палеонтологических остатков. Материалы по геологическому строению, стратиграфии и составу верхнекайнозойских отложений, полученные в результате археологических раскопок раннепалеолитического памятника Карамы под руководством

А.П. Деревянко [Деревянко, Шуньков, Зыкин, Маркин, 2002; Деревянко, Шуньков, Зыкин, Зыкина и др., 2003; Деревянко, Шуньков, Болиховская и др., 2004], позволяют выявить условия осадконакопления в долине Ануя на участке, прилегающем к территории стоянки, и предложить возрастную модель его формирования.

Геологическое строение долины Ануя в районе стоянки Карамы

Долина Ануя в районе стоянки Карамы имеет асимметричный поперечный профиль, ее ширина превосходит 600 м. Ее правый борт крутой, сложенный силурийскими мраморизованными известняками и метаморфизованными песчаниками. Левый борт имеет ступенчатый поперечный профиль с рядом перегибов, совмещенных со швами эрозионных уровней. Положение и высоты последних деформированы склоновыми процессами. Ниже перегибов находятся слабовыраженные субгоризонтальные поверхности. В нижней части левый склон пологий, со средним уклоном 10–20°, и образован рыхлыми верхнекайнозойскими отложениями. В верхней части, начиная с высоты 270 м над современным уровнем реки, он крутой. Мелкими долинами левых притоков пологий склон расчленен на увалы шириной 100–800 м, вытянутые в северо-восточном направлении, с пологими склонами и уплощенными, наклоненными

* Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 04-05-64486), а также в рамках проекта МПГК 518.

вниз по склону вершинными поверхностями. Стоянка Карамы находится в нижней части пологого склона между долиной ручья Каменного и выположенной небольшой долиной, которая расположена в 550 м к северу от ручья. Шурфы и раскопы заложены в нижней части склона долины между высотами 30 и 70 м над уровнем Ануя, ок. 100 м западнее ручья Каменного.

В пологой нижней части склона на высоте 30–70 м над современным урезом воды в Ануе в сводном разрезе, составленном по раскопам 2, 3 и шурфам 2–4, сверху вниз вскрываются следующие слои (рис. 1, 2):

1. Современный чернозем горный луговой, его профиль представлен гумусовым горизонтом (А), переходным (АВ) и карбонатно-иллювиальным (B_{ca}). Мощность профиля 1,35 м. Горизонт А – суглинок черный, рыхлый, порошисто-комковатой структуры, некарбонатный. Нижняя граница неровная, в виде карманов и клинышков глубиной до 0,1–0,2 м. Мощность его 0,5–0,7 м. Горизонт АВ – суглинок неоднородно окрашенный из-за чередования черного суглинка с желтовато-коричневым, некарбонатный, комковатой структуры, мощностью 0,2 м. Горизонт B_{ca} – суглинок желтовато-коричневый, плотный, комковатый, карбонатный. Карбонатные новообразования присутствуют в виде псевдомицелия, количество которого увеличивается к основанию горизонта. Включения представлены мелким щебнем размером до 1,5 см, ближе к основанию – 5 см. В горизонте видны черные вертикальные полосы – червеходы, заполненные черным суглинком порошистой структуры, а также многочисленные норы землероев. Мощность горизонта 0,45 м.

2. Суглинок лессовидный, желтовато-коричневый, слабоуплотненный, пористый; в нем присутствует карбонатный псевдомицелий, отмечены корне- и червеходы, норы землероев диаметром от 0,05 до 0,1 м. В горизонте в рассеянном состоянии встречается щебень со следами поверхностного выветривания размером до 1 см. Мощность слоя ниже горизонта В современной почвы равна 0,40 м.

3. Слой состоит из фрагментов гумусовых горизонтов двух ископаемых почв, разделенных суглинком. Верхняя почва представлена суглинком в основном серого, иногда темно-серого цвета мощностью до 0,15 м, часто в виде языков, линз, горизонтальных полос, оконтурированных чаще всего карбонатными новообразованиями. В нем сконцентрирован щебень мелкого и среднего размера (до 4 см). В ненарушенном состоянии в темно-сером суглинке отмечаются поры, корнеходы, глиняный песок (песок, состоящий из зерен глины). Середина слоя представлена лессовидным суглинком серовато-желтого цвета, слабоуплотненным, карбонатным. Внутри него есть линзы суглинка оглеенного, очень карбонатного, с макси-

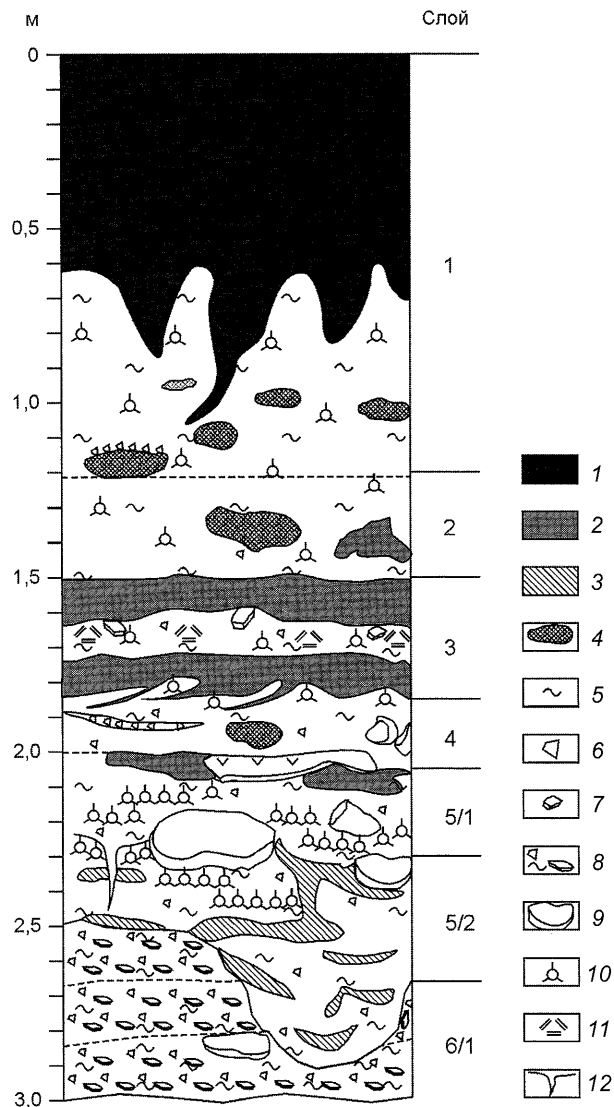


Рис. 1. Строение покровных отложений на археологической стоянке Карамы (шурф 4 – северная стенка).

1 – гумусовый горизонт (А1) современной почвы; 2 – гумусовый горизонт (А1) ископаемой почвы; 3 – фрагменты иллювиального горизонта (B_m) ископаемой почвы; 4 – норы землероев; 5 – суглинок; 6 – щебень мелкий; 7 – щебень среднего размера; 8 – древесина со щебнем и суглинком; 9 – крупные обломки и глыбы горных пород; 10 – карбонатные новообразования; 11 – оглеение; 12 – мерзлотные клинья.

мальным содержанием щебня, встречаются норы землероев, зачастую смятые и разорванные процессами солифлюкции. Мощность прослоя варьирует от 0,1 до 0,2 м. Нижняя почва – суглинок серого цвета, карбонатный, с включениями мелкого щебня со следами поверхностного выветривания – состоит из сообщающихся между собой и прерывистых прослоев, линз, языков. Местами он пористый, с корнеходами; в нем прослеживаются норы землероев. Остатки гумусовых горизонтов почв позволяют судить об актив-

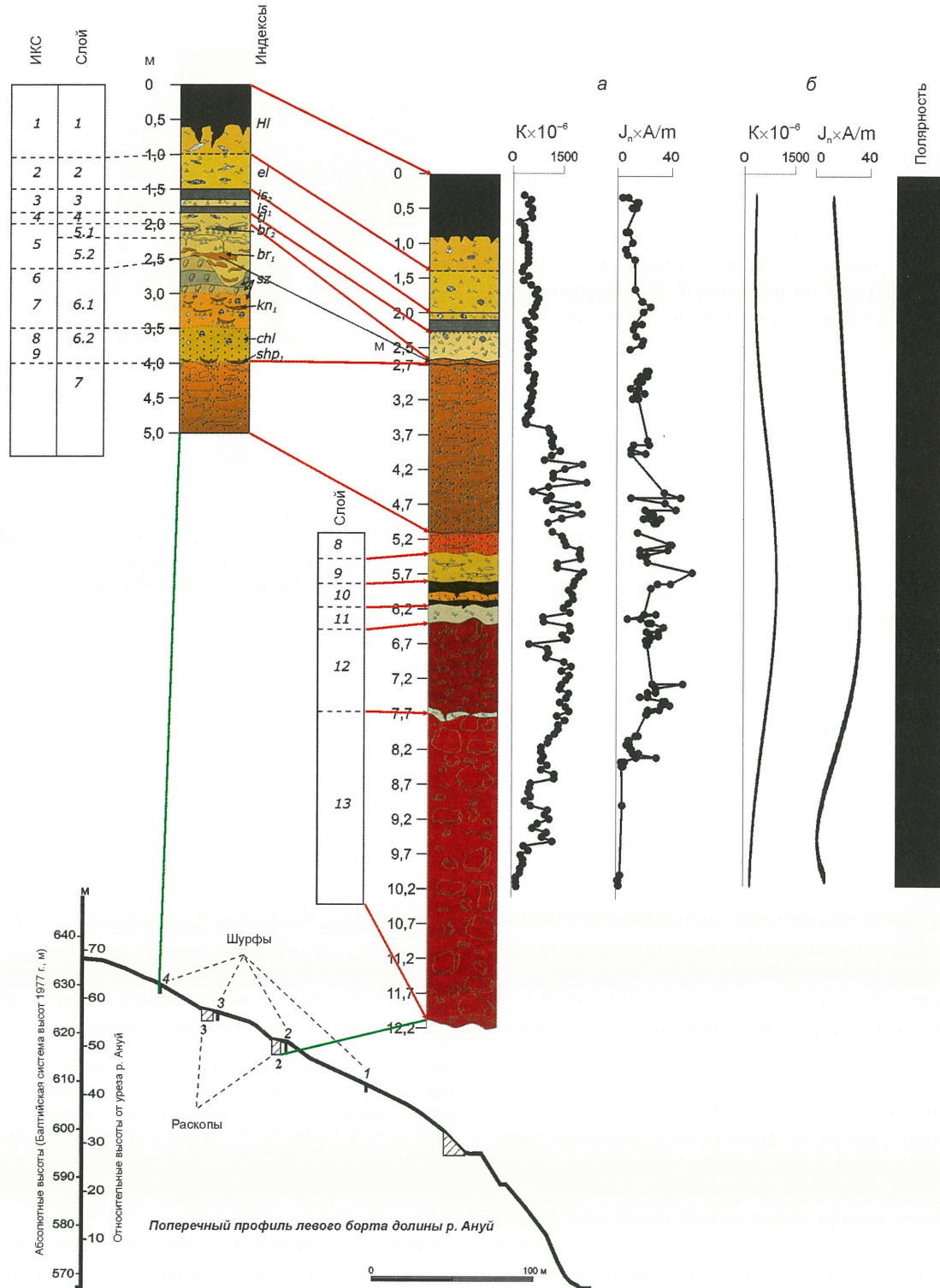


Рис. 2. Гипсометрический профиль левого склона долины Ануя и геологические разрезы покровной толщи и раскопа 2 стоянки Карамы.

ности процессов солифлюкции после их формирования. Под гумусовым горизонтом нижней почвы отмечен тонкий (0,03–0,04 м) прослой, сложенный

песком, мелкой щебенкой и дресвой, свидетельствующий о перерыве в осадконакоплении. Мощность слоя ок. 0,4–0,5 м.

4. Суглинок лессовидный, желтовато-серого цвета, карбонатный, пористый, с большим количеством глиняного песка, корнеходов, щебня различных горных пород размером до 5 см; в нем присутствуют норы землероев диаметром от 0,05 до 0,1 м, заполненные серым суглинком из гумусовых горизонтов вышележащих ископаемых почв, а также дресва разложившихся горных пород. В основании суглинка (раскоп по осевой части склона) имеется тонкий прослой, содержащий щебенку, дресву, песок охристо-коричневого цвета, пятна рыхлых карбонатов. Он указывает на перерыв в осадконакоплении. Переход заметный по цвету. Большинство обломков горных пород несет следы физического выветривания. Мощность достигает 0,3–0,4 м.

5.1. Суглинок охристого цвета, содержащий карбонатные новообразования в виде белесого карбонатного глиняного песка, оформленного в горизонтально вытянутые прослои. В верхней его части – крупные глыбы эффузивов и разложившегося до дресвы гранита размером до 0,20 м, обломки эффузивов, щебень среднего размера и песок. Среди крупных глыб эффузивов прослеживается суглинок серый, иногда темно-серый, со слабым коричневатым оттенком, пористый, включающий глиняный песок и в рассеянном состоянии мелкий щебень. Стенки некоторых пор и корнеходов суглинка с ненарушенной структурой инкрустированы мелкокристаллическим кальцитом или гидроксидами железа. Этот суглинок сохранился в виде полос, линз, пятен, представляющих собой фрагменты гумусового горизонта ископаемой почвы; мощность их колеблется от 0,1 м до 0,15 м. В слое встречаются норы землероев, заполненные темно-серым суглинком. Верхняя граница горизонта хорошо прослеживается по уровню глыбовника и щебня с пятнами темного суглинка. Нижняя граница проводится по основанию карбонатного слоя, с которым совпадает второй уровень глыбовника. От основания слоя вниз уходят тонкие клинья, рассекающие нижележащий слой до глубины 0,40 м. Мощность слоя колеблется от 0,3 до 0,55 м.

5.2. Слой, включающий линзы крупно- и среднезернистого песка охристого цвета, мелкие слойки суглинка темно-коричневого цвета, карбонатные новообразования белесого цвета в виде пудры, пятен и волнисто-горизонтальных полосок. В верхней части он содержит крупные глыбы эффузивов, единично разложившегося гранита, небольшое количество обломков эффузивов и песчаника. Суглинок темно-коричневого цвета, карбонатный, содержащий песок и мелкий щебень, представлен в виде кусков, линз, клинышков (фрагменты иллювиального горизонта ископаемой почвы). Присутствует много нор землероев, судя по хорошей сохранности и составу заполнившего их суглинка, более позднего возраста. Это

слой солифлюкции, который выклинивается вниз по склону. Верхняя и нижняя границы слоя четкие. Мощность 0,3–0,5 м.

6.1. Слой, сложенный неравномерно чередующимися линзами и прослоями дресвы серовато-охристого цвета хорошо разложившихся горных пород. Линзы и прослои полого наклонены вдоль склона. Промежутки между дресвой заполнены суглинком серовато-коричневого цвета, плотного, некарбонатного. В основании слоя вдоль по склону среди дресвы беспорядочно расположены горизонтально ориентированные линзы и волнистые прослои суглинка темно-коричневого цвета, плотного, некарбонатного, включающего песок, мелкие обломки дресвы и щебня. Иногда над линзами располагаются прослои светло-коричневого суглинка с дресвой. Очень редко присутствуют прослои карбонатной пропитки белесого цвета. Встречаются норы землероев диаметром 0,07–0,12 м, заполненные гумусированным суглинком. Содержится различно выветрелый щебень горных пород. Слой является горизонтом склоновой солифлюкции. Он включает переотложенные склоново-солифлюкционными процессами остатки органического горизонта ископаемой почвы. Мощность слоя составляет 0,4–0,5 м.

6.2. Дресва хорошо разложившаяся, уплотненная и неравномерно окрашенная в светло-коричневый и охристо-серовато-зеленоватый цвет, некарбонатная, с обломками разложившегося гранита. Вдоль основания слоя прослеживаются линзы суглинка темно-бурого цвета со щебнем и глиняным песком, без карбонатов. По-видимому, линзы представляют собой переотложенные остатки гумусового горизонта ископаемой почвы. Нижняя граница резкая, полого наклонена вдоль склона. Встречаются норы землероев диаметром до 0,01 м. Мощность ок. 0,4 м.

7. Песок коричневатый-красный, в верхней части светлый, плотный, разнозернистый, плохо сортированный, полимиктовый, преимущественно глиняный, с большим количеством различно окатанного гравия, глины, кварца, известняка, щебня и дресвы песчаника, алевролита, кварца, гранита и других палеозойских пород, валунов и глыб светло-серого гранита (преимущественно до 1 м в поперечнике), реже алевролита и песчаника. Редко встречается различно окатанная галька. В раскопе 3 в верхней части слоя имеются линзы неправильной формы до 1,4 м толщиной, выполаживающие руслообразные понижения. Они более обогащены галькой различных пород; в них встречаются редкие плоские линзочки коричневатого-серого глинистого песка. Плоские глыбы и валуны гранита расположены, как правило, субгоризонтально. Многие из них, особенно в верхней части слоя, очень сильно-выветрелые. Степень выветривания различная, небольшие плоские глыбы и валуны до 0,1–0,2 м

по длинной оси выветрены до кашеобразной массы, в которой сохранились зерна и мелкие агрегаты кварца и полевого шпата, мелкие глыбы гранита разложились до дресвы. Некоторые валуны алевролита расстрескались. Обломки и дресва как гранита, так и других пород, находятся на месте их дезинтеграции. На многих гальках и обломках горных пород присутствует железомарганцевая пленка. К основанию слоя количество валуно-галечного и щебнистого материала увеличивается, а размеры валунов сокращаются до 0,1–0,12 м. В нижней части слоя редко встречаются линзочки серого, разнозернистого, полимиктового, глинистого песка толщиной до 0,05 м и хорошо окатанная мелкая галька. В верхнем раскопе слой залегает на крупных, обработанных водой глыбах известняка. Нижняя граница резкая, неровная, слабо наклоненная вдоль склона. Мощность 2,55 м.

8.1. Гравий серый, с коричневатым оттенком, плотный, разнозернистый, плохо сортированный, состоящий из зерен кварца, полевого шпата, глины, реже других пород, с большим количеством глиняного песка; зерна гравия угловатые, редко слабоокруглые; встречается неравномерно расположенный щебень, среди которого преобладают обломки алевролита, песчаника, кварцита, гранита. На некоторых обломках наблюдается тонкая корочка выветривания. Слоистость неравномерно линзовидная; толщина линз от 0,01 до 0,3 м. Нижняя граница резкая, неровная. Слой вскрывается только в южной стенке раскопа 2, в западной и восточных стенках он вертикально срезается слоем 7. Мощность 0,4 м.

8.2. Гравий желтовато-коричневый, плотный, разнозернистый, плохо сортированный, глинистый, с мелким щебнем и редко мелкой галькой алевролита, песчаника, гранита. Обломочный материал имеет на поверхности марганцовистый налет. Встречаются обломки сильновыветрелых зеленых глинистых сланцев. Слоистость линзовидная, местами неотчетливая, неравномерная; толщина линз до 0,03 м. В нижней части присутствуют черные горизонтальные слойки грубозернистого песка толщиной до 0,01 м, пропитанного гидроокислами марганца. Последние иногда образуют рыхлые стяжения размером до 1 мм. Нижняя граница резкая, неровная. Мощность 0,1–0,5 м.

9. Песок серый, с зеленоватым оттенком, в нижней части желтовато-коричневый, грубозернистый, полимиктовый, плотный, с зернами глины, сильноглинистый, некарбонатный. Слоистость линзовидная, толщина линз до 0,05 м. В верхней части находятся черные, рыхлые, мелкие, округлые железомарганцевые стяжения, иногда образующие скопления. Прослежены желтовато-коричневые полоски толщиной до 0,01 м и пятна гидроокислов железа. Основание слоя резкое, волнистое, вдоль него встречаются мелкий щебень и галька, а также единичные слабоокатанные валуны. Мощность 0,45 м.

10. Педокомплекс, состоящий из двух почв. Верхняя почва представлена темной, серовато-коричневой, плотной, некарбонатной, песчанистой глиной с мелкими зеркалами скольжения, оскольчатой, неотчетливой вертикально-призматической структуры, с глянцевым блеском и редко тонкими желтовато-коричневыми пленками железа на плоскостях структурных отдельностей. Встречаются тонкие полые корнеходы (1–2 мм) и включения черной глины неправильной изометричной и удлинненной формы, а также округлые стяжения гидроокислов железа размером до 4 мм. Присутствуют равномерно распределенная дресва различных горных пород размером до 4 мм, редко слабоокатанные мелкие гальки (размер до 0,03 м) кварца, полевого шпата, алевролита, некоторые из них сильновыветрелые. Верхняя граница размытая, неровная, волнистая, иногда в виде клинышков с размытыми верхними краями. В основании горизонта видны клинышки и карманы. Нижняя граница постепенная, переход заметен по цвету. Мощность горизонта варьирует от 0,2 м до 0,45 м. Прослой, отделяющий верхнюю почву от нижней, неравномерный по мощности (0,05–0,1 м), состоит из серого, грубозернистого, преимущественно глиняного песка с большим количеством мелких обломков (размер до 3 мм) полевого шпата, реже кварца и тонких полых прикорневых конкреций гидроокислов железа. Последние также образуют тонкие пленки на плоскостях структурных отдельностей. Нижняя почва сложена темной, коричневатой-серой, плотной, оскольчатой, некарбонатной, песчанистой глиной. Желтовато-коричневые гидроокислы железа присутствуют в виде дробовин и тонких полых прикорневых конкреций до 1–2 мм в диаметре. В отличие от верхней почвы нижняя содержит больше мелкого щебня кварца, полевого шпата, алевролита, иногда достигающих 2 см в поперечнике. Верхняя граница горизонта неровная, в виде выступающих полусфер. Нижняя граница представлена клинышками и карманами, ныряющими между глыбами гранита и алевролита. Мощность составляет 0,2 м. Переход в глеевый горизонт постепенный. Горизонт представлен светло-серым, с зеленоватым оттенком глиняным песком мощностью до 0,2 м, включающим щебень размером от 0,5 до 5 см. В основании слоя в один ряд расположены различно выветрелые валуны до 0,3 м в поперечнике. Нижняя граница отчетливая. Общая мощность педокомплекса 0,9 м.

11. Песок коричневатый-серый, со слабым зеленоватым оттенком, полимиктовый, преимущественно глиняный, разнозернистый, сильноглинистый, с неотчетливой мелкой косою слоистостью и большим количеством тонких полых корнеходов и прикорневых конкреций гидроокислов железа и редкими включениями хорошо окатанной мелкой гальки палеозой-

ских пород. В нижней части присутствуют линзы (толщина 0,05–0,4 м) красновато-коричневого, плохо сортированного, глинистого, слабоокатанного гравия с большим количеством разнозернистого глиняного песка и различно окатанными галькой и валунами гранита и реже эффузивов до 10 см в поперечнике, а также щебня различных пород. В основании встречаются валуны, сложенные преимущественно гранитом, до 0,4 м в поперечнике. Нижняя граница резкая, неровная. Мощность 0,8–0,9 м.

12. Галечник серовато-коричневый, плотный, плохо сортированный, глинистый, сложенный преимущественно хорошо окатанной галькой различных палеозойских пород, с большим количеством глиняного песка и гравия и различно окатанных валунов. Содержит щебень различных горных пород. В кровле находятся линзы зеленовато-серого, плотного, полимиктового, глинистого, слабослоистого, мелко-, среднезернистого песка толщиной до 0,2 м и протяженностью до 1 м. Нижняя граница неотчетливая. Мощность 0,5 м.

13. Валунник красновато-коричневый, плотный, плохо сортированный, слабоглинистый, состоящий из различно окатанных валунов и реже глыб с большим количеством различно окатанной гальки гранита, алеврита, кварцита и других пород и очень редко известняка. Встречается щебень различных горных пород. Много красновато-коричневого разнозернистого глиняного песка и гравия. Слоистость неотчетливая, неравномерная, линзовидная. Мощность 3,9 м.

Верхнекайнозойские отложения отчетливо разделяются по литологическим признакам, строению и условиям залегания на три самостоятельные, разделенные резкими границами и значительными перерывами в осадконакоплении толщи: 1) субэдральных покровных и склоновых отложений и солифлюкционных образований (слои 1–6); 2) светлых красновато-коричневых склоновых отложений (слой 7); 3) преимущественно красновато-коричневых отложений древней речной долины Ануя, сформировавшихся в ее пойменных и русловых частях (слои 8–13). Верхняя толща вскрывается во всех раскопах и шурфах, заложенных на склоне. Средняя толща представлена в раскопах 2 и 3. Нижняя толща установлена только в раскопе 2. Литологические особенности и строение выделенных толщ свидетельствуют о их формировании в различных обстановках осадконакопления.

В толще субэдральных покровных отложений мощностью ок. 3 м в зависимости от строения и крутизны склона вдоль его профиля неравномерно располагаются разновозрастные фрагменты горизонтов лессовидных суглинков, ископаемых почв и солифлюкционных образований (см. рис. 1). Несмотря на различное соотношение стратиграфических горизонтов на разных участках склона, основные из них хорошо про-

слеживаются, сопоставляются друг с другом и позволяют установить отчетливую последовательность субэдрального осадконакопления. Вне зависимости от денудационных и склоновых процессов ископаемые почвы и лессы сохраняют основные закономерности строения и морфологические особенности, характерные для них в Западной Сибири, что дает возможность сопоставить покровные отложения стоянки Карамы с лессово-почвенной последовательностью Сибири [Добрецов и др., 2003; Zykina, 1999; Zykina, Zykin, 2003]. Характер строения покровной субэдральной части разреза позволяет рассмотреть следующий вариант климато-стратиграфического расчленения, основанный на характерных морфотипических признаках, свойствах и микростроении современной и ископаемых почв, изученных в разрезах Карамы.

Под современным горным луговым черноземом (слой 1; см. рис. 1) залегает лессовидный суглинок (слой 2), отнесенный к ельцовскому лессу Западной Сибири. Чернозем по механическому составу относится к глинистым крупнопылевато-иловатым почвам (табл. 1), в которых доминирует илистая фракция (< 0,001). Максимум ее аккумуляции наблюдается в основании гумусового горизонта – до 35,36 %. В ельцовском лессе (материнская порода – С) ее доля сокращается до 29,32 %. Распределение этой фракции по профилю почвы характерно для типа черноземных почв: наибольшее накопление в аккумулятивном горизонте (А) и несколько меньшее – в иллювиальном (В). В профиле почвы отмечается минимальная доля (0,04–0,44 %) песчаных фракций. Количество крупной пыли свидетельствует о значительном участии в осадконакоплении эоловых процессов. Валовой анализ не выявил существенных различий в распределении основных элементов по горизонтам почвы (табл. 2). Содержание окиси кремния (SiO_2) слабо варьирует по профилю, окиси железа (Fe_2O_3) практически стабильно и колеблется в пределах 5,29–5,69 %. Накопление силикатного кальция СаО отмечается непосредственно в иллювиальном горизонте. Содержание органического углерода в горизонте А составляет до 3,77 % и в горизонте В достигает 0,48 %. При распределении по профилю наблюдается его резкое падение в иллювиальной толще. В составе органического вещества преобладают гуминовые кислоты, причем фракция, связанная с кальцием (33,42 %). Отношение $C_{\text{гк}} : C_{\text{фк}}$ достигает 1,4.

Микростроение гумусового горизонта чернозема горного лугового характеризуется хорошей агрегированностью почвенной массы, высокой порозностью, губчатым строением, наличием немногочисленных обугленных и полуразложившихся растительных остатков, присутствием скоагулированного органического вещества, гумуса типа мулль (рис. 3, а). Иллювиальный горизонт довольно плотного сложения.

Таблица 1. Механический состав неоплейстоценовых субаэральных отложений палеолитической стоянки Карамы

Изотопно-кислородная стадия	Слой, индекс, горизонт	Глубина, м	Потеря от обработки HCl, %	Содержание, %						
				Размер частиц, мм						
				1,0–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001	< 0,01
1	1–H1, A1	0,25	0,91	0,31	0,5	26,92	15,88	26,24	29,24	71,36
1	1–H1, A1	0,65	13,69	0,04	0,35	27,24	10,12	13,2	35,36	58,68
1	1–H1–B	1,05	16,31	0,05	0,44	25,32	10,72	13,68	33,48	57,88
2	2 – el, лесс	1,3	12,77	0,23	0,52	22,04	12,6	22,52	29,32	64,44
3	3 – is ₂ , A1	1,75	10,9	0,75	0,29	22,36	12,32	18,86	34,52	65,7
3	3 – is ₂ , BC	1,8	14,44	0,59	0,53	22,36	9,88	19,48	32,72	62,08
3	3 – is ₁ , A1	1,95	10,67	1,31	2,02	22,24	13,24	17,44	33,08	63,76
4	4 – tl, лесс	2,25	27,18	2,15	1,95	18,52	7,68	12,88	29,64	50,2
5c	5.1 – br ₂ , A1	2,3	15,55	0,55	2,86	22,92	11,44	14,08	32,6	58,12
5e	5.2 – br ₁ , B _m	2,65	17,21	2,12	4,19	19,96	7,84	11,2	37,48	56,52
6	6.1 – дресва	3	11,13	7,56	17,1	17	6,8	12,24	28,16	47,2
7	6.1 – A1	3,1	7,93	13,36	15,1	19	7,2	12,2	25,24	44,74
9	6.2 – A1	3,6	14,78	3,77	10,8	18,36	9,64	13,12	29,56	52,32
	10 – верхняя почва	3,1	0,43	9,72	7,73	13,72	6,04	11,16	51,2	68,4
	10 – нижняя почва	3,35	0,6	11,84	10,2	12,36	7,94	12,36	44,68	64,98

Глинисто-карбонатная плазма включает много зерен минерального скелета. Агрегаты крупнее, чем в гумусовом горизонте, иногда остроугольные; поры различной конфигурации, среди них преобладают замкнутые округлые и удлиненные (рис. 3, б). Отмечается вокругскелетная и вокругагрегатная ориентировка глинистых частиц, свидетельствующая о некоторой подвижности глинистой плазмы. Зафиксированы мелкие углеподобные частицы и обугленные растительные остатки. Железистые новообразования представлены гумусо-железистыми пятнами округлой формы и плотными овальными нодулями. В плазме и порах встречаются скопления мелкозернистого кальцита, единично присутствуют кальцитовые нодули (рис. 3, в).

Ельцовский лесс представлен суглинком тяжелым, мелкопылевато-иловатым. В механическом составе доминирует илистая фракция, несколько в меньшем количестве (в равном соотношении) представлены фракции мелкой и крупной пыли. Песчаные фракции составляют менее 1 % (см. табл. 1).

Валовый состав отражает несколько меньшее содержание полуторных окислов железа и значительное количество окиси кальция, чем в верхне- и нижележащих осадках (см. табл. 2). Ельцовский лесс несколько светлее иллювиального горизонта современной почвы, достаточно плотный. Плазма глинисто-карбонатная, включает зерна минерального скелета. Агрегаты в основном округлой формы, но различных размеров. Поры круглой и удлиненной формы; в них иногда отмечается мелкокристаллический кальцит. Вокруг пор и в плазме много микрокристаллического кальцита (см. рис. 3, в), в этом горизонте его значительно больше, чем в вышележащем горизонте. Новообразования железа присутствуют в виде мелких округлых неплотных пятен. Лесс формировался, судя по радиоуглеродным датам, в интервале от 19–18 до 15–14 тыс. л.н. в условиях глубокой аридизации климата, максимум которой в умеренных поясах Северного и Южного полушарий приходится на 16 тыс. л.н. [Волков, 1976; Волков, Зыкина, 1993].

Слой 3 включает остатки двух ископаемых почв, разделенных слоем суглинка незначительной мощности. Гумусовые горизонты, судя по их сохранности и цвету, небольшой мощности, дифференцированности на генетические горизонты (А, ВС) профилю, соответствуют искимитскому педокомплексу. В результате активных склоновых и мерзлотно-солифлюкционных почв в условиях влажного и холодного климата при близком залегании мерзлоты, гумусовые горизонты обеих почв сохранились лишь фрагментарно. Это специфические мерзлотно-солифлюкционные структуры (полосы, линзы, пятна), характерные для почв искимитского комплекса Западной Сибири [Зыкина и др., 1981; Зыкин и др., 2000]. Вниз по склону сохраняются лишь верхняя почва, поскольку нижняя уничтожена склоновыми процессами, о чем свидетельствует наличие солифлюкционного прослоя в основании суглинка, разделяющего почвы педокомплекса. Детальное изучение физико-химических свойств, микростроения, характера органического вещества по фрагментам искимитских почв (is_2 – верхняя, is_1 – нижняя) позволило сделать выводы об условиях их образования.

Согласно данным механического состава, обе почвы относятся к крупнопылевато-иловатым, тяжело-суглинистым, причем в верхней почве несколько выше, чем в нижней, содержание илистой фракции в гумусовом горизонте (см. табл. 1). По сравнению с современной почвой горизонты содержат большее количество песчаной фракции. Основные компоненты валового состава искимитских почв не обнаруживают существенных различий (см. табл. 2). Величины отношений SiO_2/R_2O_3 в аккумулятивных горизонтах варьируют незначительно (4,9 – в верхней, 4,6 – в нижней). Количество CO_2 карбонатов несколько повышено в гумусовых горизонтах, что связано с процессами формирования почв и их последующим диагенезом. Почвы почти одинаковые по содержанию гумуса в аккумулятивной толще (is_2 – 0,50 %, is_1 – 0,46 %). Процесс гумусообразования характеризуется гуматной направленностью; среди фракций гуминовых кислот преобладает фракция, связанная с кальцием. Абсолютное значение отношения $C_{гк} : C_{фк}$ в гумусовом горизонте верхней почвы равно 1,1, в иллювиальном не превышает 0,4. Такие данные соответствуют черноземному типу почвообразования в степной – лесостепной зонах. Соотношение $C_{гк} : C_{фк}$ в нижней почве также выше единицы.

Серовато-бурый цвет, губчатая структура – характерные черты микростроения гумусовых горизонтов (А) искимитских почв. Почвенная масса состоит из простых и более сложных агрегатов округлой, вытянутой и угловатой формы (см. рис. 3, д, е). Преобладают простые агрегаты, они разделены системой уз-

Таблица 2. Валовой состав неоплейстоценовых субаральных отложений палеолитической стоянки Карамы

Изотопная стадия	Слой, индекс, горизонт	Глубина, м	Потери при прокаливании, %	% на прокаленную навеску											
				SiO_2	R_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SiO_2/R_2O_3	SiO_2/Al_2O_3	SiO_2/Fe_2O_3
1	1 – HI, A1	0,25	20,4	52,14	18,93	13,34	5,59	1,85	2,03	1,19	2,08	0,211	5,4	6,7	29
1	1 – HI, A1	0,65	20,75	51,39	18,21	12,92	5,29	2,06	3,26	1,06	2,05	0,146	5,4	6,6	28,7
1	1 – HI – B	1,05	14,1	51,9	18,45	12,76	5,69	2,21	9,31	1,15	2,11	0,136	5,1	6,7	21,7
2	2 – eI, лесс	1,3	14,09	51,1	18,66	13,3	5,36	2,18	9,78	0,98	2,09	0,111	5,3	6,5	28,3
3	3 – is_2 , A1	1,75	13,96	50,61	19,39	13,7	5,69	2,09	9,76	0,83	2,23	0,103	4,9	6,5	21
3	3 – is_1 , A1	1,95	16,04	47,36	19,25	13,55	5,7	2,12	11,76	0,33	2,24	0,09	4,6	5,3	19,7
5 ^c	5.1 – br ₂ , A1	2,3	11,88	54,5	19,64	13,86	5,78	2,28	7,39	1	2,25	0,144	5	6,4	22,5
5 ^e	5.2 – br ₁ , B _m	2,65	10,9	56,73	21,79	15,3	6,49	2,34	3,82	0,93	2,48	0,122	5	7,3	23,7

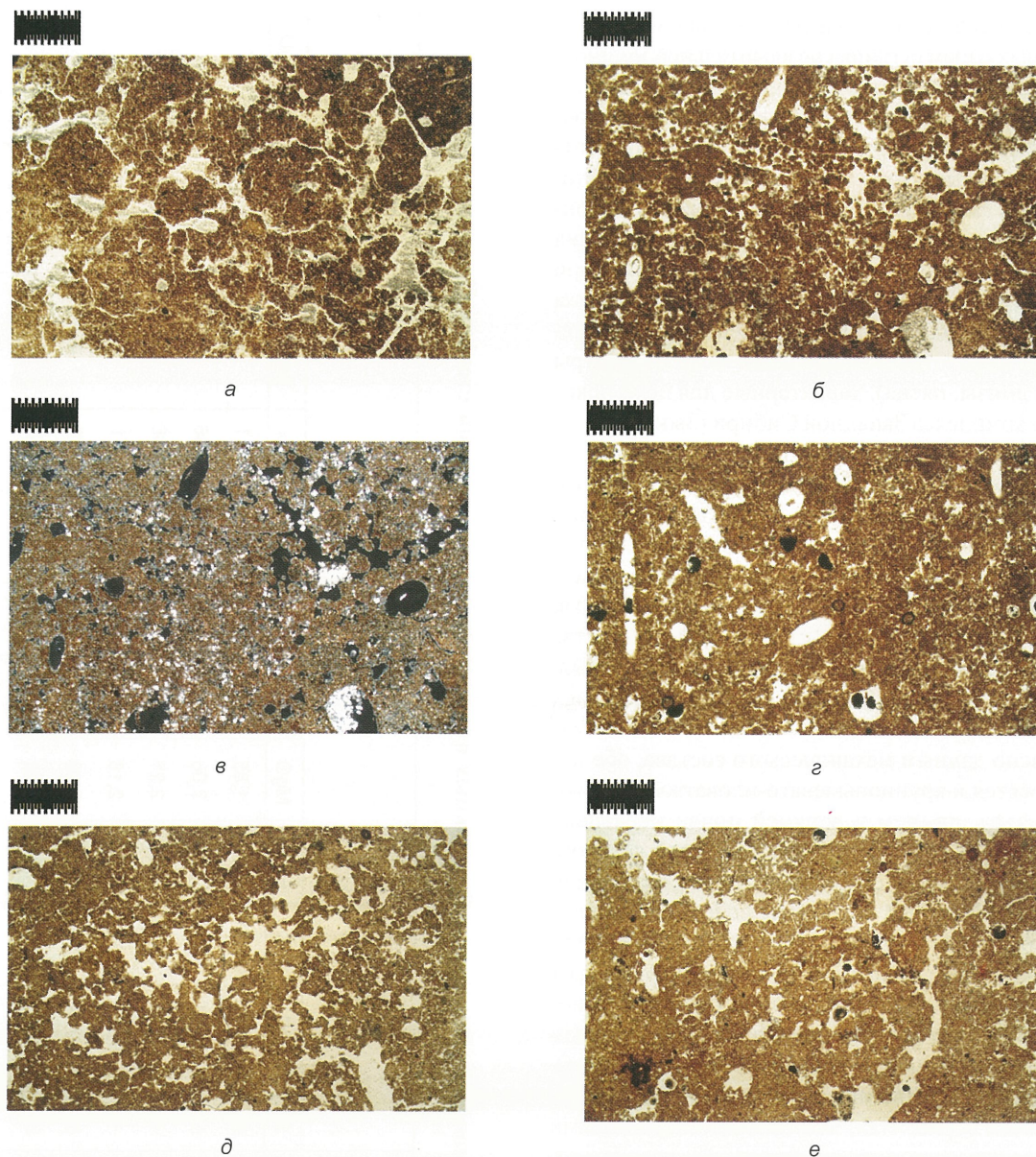


Рис. 3. Микростроение современной и искитимских почв на стоянке Карамы.
a – гумусовый горизонт чернозема горного лугового, N II; *б* – иллювиальный горизонт чернозема горного лугового, N II;
в – иллювиальный горизонт чернозема горного лугового, N+; *г* – ельцовский лесс, N II; *д* – гумусовый горизонт
 верхней искитимской почвы, N II; *е* – гумусовый горизонт нижней искитимской почвы, N II.

ких извилистых меж- и внутриагрегатных пор. В горизонте присутствует много крупных пор округлой и каналовидной формы размером 0,16–0,56 мм. Агрегаты состоят из гумусово-глинистой плазмы, включающей много зерен минерального скелета. Органическое вещество скоагулировано и образует простые агрегаты, в которых встречаются черные мелкие гумоны, преобладает же дисперсный бурокрашенный гумус. Есть углистые частички и разложившиеся растительные остатки. Размер агрегатов от 0,08 до 0,64 мм. Гумусово-глинистая плазма изотропна, крупночешуйчатого строения. Характерна вокруг-

скелетная и вокругагрегатная ориентировка глинистых минералов. Мелкозернистый кальцит образует ореолы вокруг пор и обособления в плазме; встречаются мелкие кальцитовые нодулы. Новообразования железа представлены желтовато-коричневыми однородными железистыми нодулами, диффузными пятнами. Края пор прокрашены гидроокислами железа. В микростроении верхней почвы отмечаются редкие бурочерные гумусо-железистые нодулы, встречен единственный натек гумуса в поре. Нижняя почва отличается наличием тонких пленок полинита вдоль стенок фигурных пор.

Таким образом, биогенная агрегированность, губчатое строение фрагментов гумусовых горизонтов, формы карбонатных новообразований искитимских почв – характерные черты микроморфологии черноземов. Преобладание дисперсных бурокрашенных гумусовых веществ в исследуемых почвах объясняется значительным увеличением интенсивности минерализации органического вещества. Пленки на поверхности минеральных зерен и вокруг агрегатов свидетельствуют о локальной ориентировке тонкодисперсных частиц. Наличие железистых новообразований обусловлено периодическим избыточным переувлажнением почв.

Искитимский педокомплекс Западной Сибири охарактеризован радиоуглеродными (^{14}C) и термолюминесцентными (TL и OSL) датами в интервале 24–56 тыс. л.н., подтверждающими его каргинский возраст и соответствие 3-й изотопно-кислородной стадии [Добрецов и др., 2003; Зыкина и др., 1981; Zander et al., 2003; Zykina, 1999].

Лессовидный суглинок (слой 4), расположенный под нижней искитимской почвой, отделяет ее от ниже лежащей ископаемой почвы. Его стратиграфическое положение в разрезе соответствует месту тулинского лесса, который коррелируется с 4-й изотопно-кислородной стадией. Тонкий прослой в основании этого горизонта, содержащий щебень, дресву, песок и карбонаты, указывает на перерыв в осадконакоплении.

Слой 5.1 объединяет горизонт склоновых солифлюкционных образований и фрагменты профиля (полосы, линзы, пятна гумусового и карбонатно-иллювиального горизонтов) ископаемой почвы. Остатки гумусового горизонта встречаются между крупными глыбами известняка и эффузивов и угловатого крупного щебня. Такая сохранность горизонта объясняется его переотложением в ходе более поздних склоново-солифлюкционных процессов, которые происходили в подстадию 5^b изотопно-кислородной кривой. Мощность линз и пятен гумусового горизонта, их макро- и микропризнаки характерны для почв позднего неоплейстоцена. По-видимому, почва имела упрощенное строение, незначительную мощность профиля и гумусового горизонта.

Гумусовый горизонт почвы представлен крупнопылевато-иловатым тяжелым суглинком. В механическом составе преобладает илистая фракция (32,6 %; см. табл. 1). Согласно результатам анализа валового состава, в данном горизонте количество гидроокислов железа и алюминия примерно такое же, как в искитимских почвах (см. табл. 2), а CaO – несколько ниже. Содержание органического углерода равно 0,46 % от веса почвы. Аккумуляция гуминовых кислот достигает 35,7 %, содержание фульвокислот несколько ниже, гумины составляют небольшую долю. Отношение $C_{\text{гк}} : C_{\text{фк}}$ почвы выше единицы. Соотношения

основных компонентов гумуса в аккумулятивном горизонте почвы свидетельствуют о его гуматном составе.

Для микростроения гумусового горизонта почвы характерны гумусово-глинистая плазма серовато-бурого цвета с более высоким содержанием минерального скелета, чем в вышележащих почвах, рыхлое микросложение (рис. 4, а). Простые и более сложные агрегаты округлой, удлиненной и редко остроугольной формы разделены системой межагрегатных, преимущественно круглых и каналовидных пор. Глинистая тонкодисперсная масса имеет крупночешуйчатую структуру; ее двупреломление возрастает по краям округлых микроагрегатов (рис. 4, б); отмечается вокругскелетная и поровая ориентировка глинистых минералов. Железо встречается в виде диффузных пятен бурого цвета, узоров по порам и нодулей. Мелкозернистый кальцит отмечается в порах и почвенной массе (рис. 4, в). Верхняя бердская почва по микроморфологическому строению сходна с черноземами. Это выражается в достаточно хорошей агрегированности и сложении почвенной массы, скоагулированности глинисто-гумусовой плазмы. По вышеприведенным характеристикам ископаемая почва близка современным почвам, развивающимся по типу черноземов. Однако ее следует рассматривать как чернозем слаборазвитый.

Данная почва залегает в разрезе ниже искитимского педокомплекса, что позволяет рассматривать ее как эквивалент верхней бердской почвы (br₂) Западной Сибири. Последняя сопоставлена с нижней сухоложской почвой (Средняя Сибирь), возраст которой соответствует стадии 5^c изотопно-кислородной кривой [Добрецов и др., 2003; Zander et al., 2003].

Слой 5.2 включает второй горизонт склоновой солифлюкции, который следует рассматривать как стадию 5^d изотопно-кислородной кривой. В слое в виде пятен, линз, прослоев встречаются фрагменты иллювиального горизонта (B_m) ископаемой почвы и норы землероев. Солифлюкционные и делювиально-пролювиальные процессы, активно протекавшие в раннезырянское время (стадия 5^d), почти полностью уничтожили горизонты (кроме части иллювиального) почвы. Иллювиальный горизонт (B_m) прослеживается фрагментарно в слое солифлюкции в шурфе 4, раскопах 2 и 3 в шурфе его мощность составляет 0,3 м. Отнести эти фрагменты к иллювиальному горизонту почвы, сформировавшемуся в теплом и влажном климате и способствовавшему процессам иллювиирования, позволяют цвет суглинка, тяжелый механический состав, наличие глинистых рубашек на щебне и гравии.

Данный горизонт (B_m) имеет тяжелосуглинистый состав (см. табл. 1). По сравнению с вышележащими почвами в нем более высокое содержание илистой

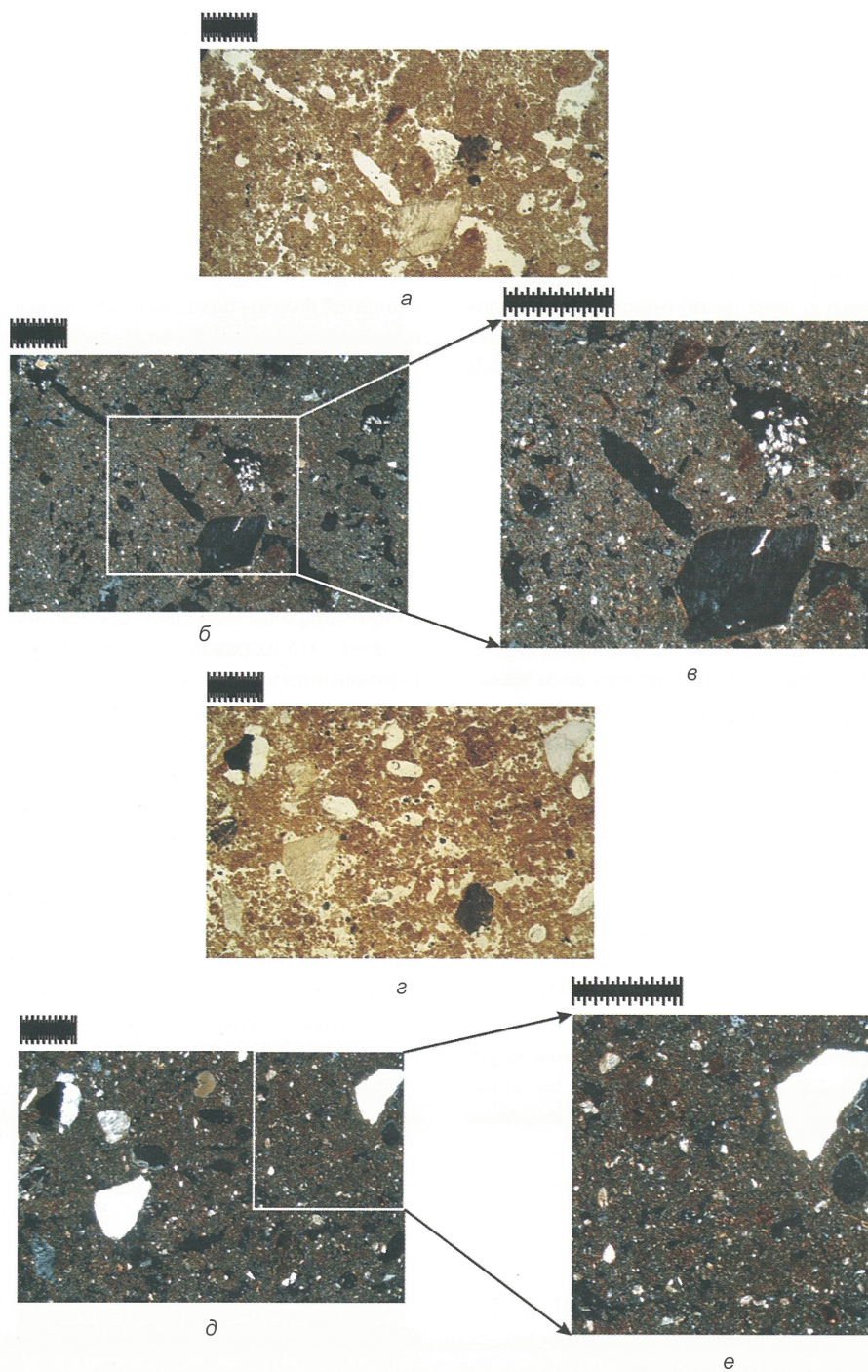


Рис. 4. Микростроение почв бердского педокомплекса на стоянке Карам.

a – гумусовый горизонт верхней бердской почвы, N II; *б* – гумусовый горизонт верхней бердской почвы, N+; *в* – гумусовый горизонт верхней бердской почвы: вокругпоровая и вокругскелетная ориентировка глинистых минералов, мелкокристаллический кальцит в поре, N+; *г* – иллювиальный горизонт нижней бердской почвы, N II; *д* – иллювиальный горизонт нижней бердской почвы, N+; *е* – иллювиальный горизонт нижней бердской почвы: вокругагрегатная и вокругскелетная ориентировка глинистых минералов, железистые нодулы, N+.

фракции (37,48 %), несколько меньше – пылеватых фракций и больше – песчаных фракций. Отмечены также максимальное содержание полуторных окислов и минимальное – окиси кальция (см. табл. 2). Горизонт характеризуется низким содержанием углерода (0,34 %),

доля гуминовых кислот составляет 29,4 %, а фульвокислот – 44,11 %. Горизонт имеет гуматно-фульватный состав гумуса. Отношение $C_{гк} : C_{фк}$ равно 0,6. Аналогичные величины отношений характерны и для иллювиальных горизонтов современных черноземов.

Микростроение соответствует механическому и валовому составу иллювиального горизонта. Горизонт, цвет которого от светло- до темно-коричневого, имеет довольно плотное микростроение, достаточно крупные агрегаты, в основном первого и второго порядка, остроугольной и реже округлой формы (рис. 4, з). Агрегаты образованы гумусово-железисто-глинистыми сгустками, состоящими на 1/3 из зерен минерального скелета. Преобладают меж- и внутри-агрегатные поры. Оптическая ориентировка глинистых минералов чешуйчатая и параллельно-волоконная, видны глинисто-железистые изотропные пленки на зернах минерального скелета, вокруг агрегатов и в порах. В плазме отмечаются участки более светлые и более темные, интенсивно прокрашенные гидроокислами железа. Горизонт содержит микрокристаллический кальцит лишь около единичных пор. Из железистых новообразований присутствуют округлые и овальные железистые и гумусово-железистые нодулы различных размеров (рис. 4, д, е).

Судя по микростроению, одним из основных процессов педогенеза в это время было частичное иллювирующее. На это указывают: 1) оптически ориентированная тонкодисперсная масса, имеющая чешуйчатую и параллельно-волоконную структуру; 2) глинисто-железистые изотропные пленки на зернах минерального скелета, вокруг агрегатов и в порах; 3) железистые нодулы и участки, интенсивно прокрашенные железом.

Итак, рассмотренные физико-химические характеристики и микростроение горизонта позволяют сделать вывод о том, что его почва формировалась в более теплых и влажных условиях, чем вышележащие почвы. Этот горизонт, учитывая его стратиграфическое положение в покровных отложениях, можно рассматривать как генетический горизонт (B_m) нижней бердской почвы, сформировавшийся в казанцевское межледниковье. В сходных условиях развивалась нижняя бердская почва Западной Сибири [Зыкина и др., 1981, 2002; Zykina, Zykin, 2003; Зыкина, Зыкин, 2004]. Почва аналогичного типа, но значительно лучшей сохранности изучена в катене на восточном склоне к долине Ануя на археологической стоянке Усть-Каракол [Деревянко, Шуньков, 2002]. По морфогенезу и положению в разрезе обе почвы – одновозрастные образования казанцевского межледниковья, которое рассматривается как эквивалент стадии S^6 изотопно-кислородной шкалы. Таким образом, отложения позднего неоплейстоцена (слои 1–5) представлены возрастными аналогами ельцовского, иски-тимского, тулинского, бердского горизонтов лессово-почвенной последовательности Западной Сибири [Добрецов и др., 2003], соответствующих 2–5-й изотопно-кислородным стадиям океанических илов [Bassinot et al., 1994].

Покровные отложения среднего неоплейстоцена включают два слоя (6.1 и 6.2), содержащие в основании фрагменты гумусовых горизонтов (линзы, прослойки, пятна) ископаемых почв, норы землероев. Верхний слой солифлюкционных образований (6.1) в верхней части состоит из дресвы горных пород в виде плиточек и тонких призмочек зеленовато-охристого цвета, расположенных слоями. Эти породы были перенесены по склону из зоны дробления. Под ним располагается слой хорошо разложившейся дресвы, включающий остатки органического горизонта и норы землероев ископаемой почвы.

Результаты механического анализа слоя 6.1 свидетельствуют о значительном содержании песчаных фракций и существенно меньшем, чем в отложениях позднего неоплейстоцена, – пылеватых фракций (см. табл. 1). Причем количество мелкого песка и крупной пыли приблизительно равно. Илистая фракция по абсолютным значениям близка ее содержанию в верхней части гумусового горизонта современной почвы, в ельцовском и тулинском лессах. Повидимому, в среднем неоплейстоцене эоловые и склоновые процессы проявились в равной степени, а скорость переноса эоловых осадков была достаточно высокой. По данным механического анализа, материал из гумусированной линзы слоя 6.1 представлен суглинком крупнопылевато-иловатым, а из линзы слоя 6.2 – суглинком тяжелым, крупнопылевато-иловатым. В обоих случаях доминирующей является илистая фракция, но ее процентное содержание значительно выше в линзе слоя 6.2. Фракции пыли находятся практически в равных соотношениях, а песчаных фракций значительно больше в линзах слоя 6.1.

Данный горизонт солифлюкционных образований можно предварительным сопоставлять с сузунским лессом и соответственно 6-й стадией изотопно-кислородной шкалы. Тогда остатки ископаемой почвы следует соотнести с одной из почв койнихинского педокомплекса и, следовательно, 7-й стадией изотопно-кислородной шкалы. Возраст койнихинского педокомплекса в опорных разрезах Сибири 180 ± 3 тыс. лет и древнее 200 тыс. лет [Архипов и др., 1997; Zander et al., 2003].

Следующий слой 6.2, представленный хорошо разложившейся дресвой, также содержит в основании линзы и вытянутые прослойки из гумусированного материала темно-бурого цвета, норы землероев. Данный горизонт солифлюкционных образований предположительно соответствует чулымскому лессу, который сопоставляется с 8-й изотопно-кислородной стадией. Остатки ископаемой почвы, залегающей в основании этого горизонта, вероятно, соответствуют одной из наиболее развитых почв шишуновского педокомплекса [Добрецов и др., 2003], который сопостав-

лен с 9-й изотопно-кислородной стадией. Таким образом, возраст покровной толщи стоянки Карама по уточненным данным предположительно ограничен нижним пределом 9-й изотопно-кислородной стадии, что позволяет рассматривать возраст нижележащих отложений, вероятно, древнее 334 тыс. лет [Bassinot et al., 1994].

Возможен и второй вариант корреляции отложений среднего неоплейстоцена. Допустим, что слои 6.1 и 6.2 составляют единый стратиграфический горизонт, который будет соответствовать сузунскому горизонту лесса (6-я изотопно-кислородная стадия), тогда два уровня с остатками гумусовых горизонтов в средней части и основании этого единого слоя можно сопоставить с двумя почвами койнихинского педокомплекса (7-я изотопно-кислородная стадия), который в лесово-почвенных разрезах Западной Сибири включает две ископаемые почвы. В этом случае возраст покровной толщи будет ограничен 242 тыс. лет.

Толща светлых красновато-коричневых отложений мощностью 2,55 м (слой 7) сложена грубозернистым осадком, представленным плохо сортированным, разнозернистым глиняным песком с большим количеством валунно-глыбового материала, часто сильно выветрелого. Плохая сортировка и грубозернистый состав толщи являются признаками переотложения исходного красноцветного глиняного материала в результате склоновых процессов. Сохранение в осадке красновато-коричневого цвета исходной породы при формировании склоновых отложений было возможно только при слабом выносе окислов железа и отсутствии перехода трехвалентного железа в двухвалентное, имевших место при наличии воды [Перельман, 1965]. Преобладание признаков физического выветривания над химическим в глыбах и валунах гранита свидетельствует о термическом выветривании на поверхности или в приповерхностном слое осадка. Расположение рядом друг с другом растрескавшихся частей валунов гранита указывает на слабое перемещение отложений толщи по склону после ее захоронения. Толща хорошо прослеживается вдоль правого и левого склонов долины Ануя от стоянки Карама до устья руч. Бедай. На правом склоне долины Ануя, на левом склоне долины руч. Бедай она вскрыта шурфами на высоте от 25 до 40 м выше современного уровня Ануя.

Нижняя толща видимой мощностью 7,55 м преимущественно красновато-коричневого цвета состоит из образований, формировавшихся в пойме (слои 8–11) и русле реки (слои 12–13). Слои 12–13 образовались при интенсивном заполнении речной долины осадками и существенном поступлении красноватокоричневого глиняного, а возможно, и глыбово-валунно-галечникового материала с бортов долины.

В комплексе пойменных отложений выделяется слой 10, включающий педокомплекс, который состоит из двух разделенных прослоем глиняного песка почв, сформировавшихся на пойменной фации аллювия. Обе почвы представлены только нижней частью аккумулятивных горизонтов. Они темно-коричневого цвета, имеют глинистый механический состав, характерную оскольчатую структуру, сильно уплотнены, содержат железистые дробовины и включения кусочков черной глины. Почвы по морфотипическим признакам ближе всего к типу слитоземов [Классификация..., 2004]. Их гомологами следует считать северные варианты слитоземов Евразии, а именно слитоземы Кубани. Слитоземы формируются в районах со среднегодовой температурой 8–12 °С и годовым количеством осадков 500–1 000 мм. Важным условием для их развития является чередование в годовом цикле периодов теплого избыточного увлажнения и большой сухости. Т.Л. Быстрицкой и А.Н. Тюрюкановым [1971] установлены главные факторы формирования слитоземов Кубани. Для изученных ископаемых почв слоя 10 таковыми являются: 1) аллювиальный генезис и тяжелый механический состав почвообразующих пород; 2) наличие слитого горизонта с оскольчатой структурой; 3) отсутствие карбонатов; 4) наличие мелких железистых конкреций; 5) тяжелый механический состав; 6) низкая порозность слитого горизонта; 7) повышенное содержание валового железа, алюминия и отчасти магния; 8) резкая смена окислительно-восстановительных условий при затоплении почв и их последующем высыхании.

Ископаемые почвы слоя 10 среди изученных на стоянке Карама выделяются очень высокой долей фракции (< 0,001) в механическом составе: в нижней почве – 44,68 и верхней – 51,20 %. Содержание пылеватых фракций незначительное, песчаных – существенное (см. табл. 1). В целом фракция физической глины составляет ок. 70 %, что очень характерно для слитоземов. Тяжелый механический состав почв и признаки аллювиального генезиса материнских пород позволяют говорить о формировании почвообразующих пород в условиях пойменной фации аллювия. Ископаемые почвы прошли гидроморфную, а затем полугидроморфную стадии развития. Именно этим можно объяснить наличие железистых конкреций в почвах. Глинообразующим материалом служили преимущественно минералы монтмориллонитовой группы. Глинистые минералы в слитоземах не только имеют аллохтонное происхождение, но и в значительной степени носят автохтонный характер, т.е. осуществлялся синтез вторичных глинистых минералов. Чередование сухих и влажных сезонов также способствовало образованию разбухающих слоистых силикатов типа 2 : 1 [Дюшофур, 1970]. Как показывают результаты фазового анализа, выполненного Э.П. Солотчи-

ной, в нижней почве доминирует кварц, слоистые силикаты представлены минералами группы смектита (возможно, иллит-смектита с преобладанием смектинового компонента), вермикулитом, примесью плагиоклаза, калиевыми полевыми шпатами, возможно, гетитом, смешанослойными минералами смектит-вермикулита, каолинитом, амфиболом, кальцитом и доломитом. В верхней почве дополнительно присутствуют тонкодисперсный вермикулит, смешанослойный иллит-вермикулит. Таким образом, по составу глинистых минералов в сочетании с характерными морфотипическими признаками почвы могут быть отнесены к семейству слитоземов. По данным Г. Чамли [Chamley, 1989], подобный фазовый состав характерен для отложений и почв, развивающихся в условиях теплого с высокой влажностью климата. М.А. Глазовская [1972] констатирует, что образование глин, обогащенных смектитовым компонентом, в т.ч. в почвах семейства слитоземов, происходит преимущественно в переменном-влажном тропических, субтропических и умеренно-теплых областях в условиях слаборасчлененного рельефа при высоком уровне грунтовых вод, в депрессиях рельефа на аллювиальных и озерных равнинах.

В аккумулятивных горизонтах в виде включений встречаются остатки черной глины неправильной изометричной и удлинённой формы. Их присутствие можно объяснить перемещением черной глины из верхней части гумусового горизонта по трещинам усыхания, которые образовывались в сухие периоды. Во влажные периоды глины разбухали и трещины сжимались, а "лишний материал" в нижней части профиля создавал определенное давление. В результате этого развивались плоскости скольжения, следы которых отчетливо видны на гранях структурных отдельностей, а структура становилась оскольчатой [Боул и др., 1977]. Поверхность структурных отдельностей покрыта тонкими пленками глины, которые образуют плоскости скольжения. Цвет аккумулятивных горизонтов почв слоя 10 обусловлен особенностями глинисто-гумусовых комплексов. Даже при небольшом количестве органического вещества отмечается очень интенсивная полимеризация ароматического ядра гумусовых кислот. Разбухающие глины, вступая в тесные связи с полимеризованными органическими веществами, выводят их из микробиологического цикла. Наличие значительного количества железа благоприятствует полимеризации как минеральных, так и органических веществ и обеспечивает прочную связь между ними [Дюшофур, 1970].

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что ископаемые почвы слоя 10 являются слитоземами, которые формировались в условиях переменного-влажного теплого климата (среднегодовая температура 8 °С) с чередующимися влажными и сухими пе-

риодами. Почв из семейства слитоземов в субэдральных неоплейстоценовых отложениях Сибири не установлено. Есть данные об их присутствии только в плиоценовых отложениях Западной и Средней Сибири [Зыкин и др., 1995; Палеолимнологические реконструкции..., 1989].

Палеомагнитная характеристика кайнозойских отложений стоянки

Для палеомагнитных исследований отобраны образцы из слоев 1–13, вскрытых шурфом и раскопом 2. Образцы взяты из отложений до глубины 8 м (см. рис. 2); отбор на большей глубине из-за грубости материала не производился. Получено 40 штудов, из которых в лабораторных условиях были изготовлены образцы в виде кубиков с ребром в 2 см. При помощи пробоотборника было взято также 47 кубиков в пластиковых боксах с ребром 2,5 см. Полученные образцы измерялись по стандартной методике с определением магнитной восприимчивости (K), естественной остаточной намагниченности (J_n), а также склонения (D) и наклонения (I) образцов. Были также подсчитаны величины фактора Кёнегсбергера (Q). На рис. 2 приведены кривые, построенные по результатам первичных измерений (a) и по данным, аппроксимированным по уровням отбора образцов (b).

Проведенные исследования позволили выявить тренды величин магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности в сторону увеличения вниз по разрезу. Магнитная восприимчивость изменяется в пределах от 500×10^{-6} до 1500×10^{-6} ед. СИ. Остаточная намагниченность варьирует от 15 до 41 А/м. По разрезу максимумы значений для указанных величин приходится на слои 8–10 и частично слой 11 (см. рис. 2). Косвенно это указывает на повышение доли магнитной компоненты в составе осадков.

Следует отметить, что в разрезе встречаются уровни отбора образцов с близкими к максимальным и с существенно меньшими значениями магнитных характеристик. Возможно, это связано с неоднородностью материала и наличием грубообломочного компонента. Грубообломочные осадки не всегда могут корректно отображать остаточную ориентационную намагниченность ввиду наличия магнитной составляющей в грубозернистой фракции, осаждающейся под воздействием сил гравитации и магнитного поля Земли, причем первый фактор имел гораздо большее влияние при ориентировке зерен [Белоконь и др., 1973]. Значения вязкой остаточной намагниченности (J_{r1}), выделенной при магнитной чистке, сравнительно невелики и составляют 15–20 % от J_n .

В результате проведенной временной чистки (образцы устанавливались на четыре месяца в направлении, противоположном современному магнитному земному полю) скалярные значения изменились незначительно: уменьшился разброс параметров для образцов, отобранных с одних уровней. По направлению вектора естественной магнитной восприимчивости в слоях выделяется только одна зона прямой намагниченности. Ситуация не изменилась и после снятия вязкой намагниченности.

Была проведена итерационная кластеризация [Факторный, дискриминантный и кластерный анализ, 1989] исследованных образцов по трем признакам – величине остаточной намагниченности, склонению и наклонению вектора намагниченности. За меру сходства принято евклидово расстояние (среднеквадратичное расстояние по всем признакам). Задача решалась с использованием искусственной нейронной сети, работающей в парадигме “без учителя” [Миркес, 1999]. Нейронная сеть устойчиво разбила имеющееся множество образцов на три кластера и автоматически определила их центры (табл. 3).

Подавляющее большинство образцов (89,9 %) объединено в кластер № 1, центр которого имеет склонение и наклонение, соответствующие значениям положительного поля Земли. Кластеры с аномальными направлениями вектора намагниченности (№ 2 и 3) включают незначительное количество образцов (8,4 и 1,7 % соответственно), отобранных в основном в слоях 12–13, которые формировались при поступлении материала с бортов долины. Поэтому наличие аномальной ориентации вектора естественной остаточной намагниченности можно объяснить механическим переориентированием частиц породы и наличием в образцах обломков галек и гравия. Кроме того, часть отклонений может быть обусловлена физико-химическими процессами в исследуемых породах [Храмов, Шолпо, 1967].

Таким образом, результаты палеомагнитных исследований позволяют говорить о том, что отложения в районе стоянки Карамы формировались при положительном состоянии магнитного поля Земли. Без привлечения данных, полученных другими методами, четко соотносить выделенный интервал с одним из положительных интервалов палеомагнитной шкалы не представляется возможным.

Таблица 3. Магнитные характеристики для центров кластеров и процентное соотношение образцов

№ кластера	J_n	D	I	Доля образцов, %
1	22,94	226,6	63,3	89,9
2	6,36	194,9	15,7	8,4
3	2,38	157,1	-22,6	1,7

Обсуждение

Установление точного стратиграфического положения и геологического возраста палеолитической стоянки Карамы зависит от состояния изученности стратиграфии как вмещающих отложений, так и примыкающих к исследуемому району верхнекайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. Отсутствие фаунистических остатков и полных данных о стратиграфической последовательности отложений древнее верхнего неоплейстоцена в районе Карамы затрудняет их корреляцию с одновозрастными отложениями Западно-Сибирской равнины и установление точного геологического возраста стоянки. Существенно осложняют решение задач наличие значительных перерывов между разновозрастными толщами разреза, невозможность оценки их продолжительности в настоящее время и отсутствие результатов датирования. Кроме того, слабая обнаженность верхнекайнозойских красноцветных отложений вдоль долины Ануя не позволяет достаточно полно восстановить последовательность осадконакопления во время их формирования, а также провести более точную генетическую интерпретацию условий аккумуляции некоторых слоев нижней толщи. Проблематичной остается корреляция красноцветных отложений стоянки Карамы и разреза Черный Ануй, содержащего раковины наземных моллюсков, для которого имеются отчетливая палинологическая характеристика и термолюминесцентные даты [Деревянко, Лаухин, Куликов и др., 1992; Деревянко, Лаухин, Малаева и др., 1992; Деревянко, Шуньков, Зыкин и др., 2003; Попова и др., 1995]. Несмотря на внешнее сходство и близкое гипсометрическое положение над современным уровнем Ануя, эти отложения имеют разное строение и состав. Красноцветные отложения разреза Черный Ануй, вскрытые на высоте 63–66 м над уровнем Ануя, сложены преимущественно щебеночником и дресвяником с красноцветным глиняным цементом, которые включают слои красновато-коричневых и желтовато-коричневых глин. Красноцветные отложения стоянки Карамы представлены в основном грубозернистым материалом с большим количеством различно окатанной гальки и валунов.

Наиболее достоверные данные позволяет получить анализ строения и состава покровных склоновых отложений. По морфотипическим признакам ископаемых почв и строения педокомплексов в разрезе покровных склоновых отложений на стоянке Карамы удалось идентифицировать стратиграфические горизонты верхнего и среднего неоплейстоцена, выделенные в лесово-почвенной последовательности Западной Сибири [Зыкина и др., 1981; Волков, Зыкина, 1982; Добрецов и др., 2003].

Наиболее полно сохранились лессово-почвенные образования (слои 1–5), представляющие возрастные аналоги ельцовского, искитимского, тулинского, бердского горизонтов лессово-почвенной последовательности Западной Сибири [Добрецов и др., 2003], соответствующих 2–5-й изотопно-кислородным стадиям океанических илов [Bassinot et al., 1994]. Залегающие ниже фрагменты ископаемых почв, сохранившиеся в солифлюкционных образованиях, позволяют рассматривать два варианта их корреляции с западно-сибирской лессово-почвенной последовательностью. Верхний горизонт солифлюкции можно предварительно сопоставить с сузунским лессом и соответственно 6-й стадией изотопно-кислородной шкалы, а фрагменты содержащейся в нем ископаемой почвы связывать с одной из почв койнихинского педокомплекса и соответственно 7-й изотопно-кислородной стадией. Нижний горизонт солифлюкции предположительно синхронизируется с чулымским лессом, который сопоставляется с 8-й изотопно-кислородной стадией, а остатки ископаемой почвы, залегающей в основании этого горизонта, можно, вероятно, считать аналогом одной из наиболее развитых почв шипуновского педокомплекса, который сопоставлен с 9-й изотопно-кислородной стадией. Возможен и второй вариант корреляции солифлюкционных отложений и содержащихся в них ископаемых почв. При допущении, что слои 6.1 и 6.2 составляют единый стратиграфический горизонт, который будет соответствовать сузунскому лессу (6-я изотопно-кислородная стадия), два уровня с остатками гумусовых горизонтов в средней части и основании этого единого слоя можно сопоставить с двумя почвами койнихинского педокомплекса (7-я изотопно-кислородная стадия). В первом варианте возраст покровной склоновой толщи стоянки Карама предположительно ограничен нижним пределом 9-й изотопно-кислородной стадии, что позволяет рассматривать возраст нижележащих отложений, вероятно, древнее 334 тыс. лет [Ibid]. Во втором варианте возрастной предел будет соответствовать началу 7-й изотопно-кислородной стадии – 242 тыс. лет. Поскольку в ископаемых педокомплексах наиболее мощными и хорошо развитыми обычно являются нижние почвы, которые могут уцелеть в стратиграфической последовательности при значительных преобразованиях мерзлотно-склоновыми процессами, а хорошо сохранившимися горизонтами солифлюкции могут быть только длительно формирующиеся мерзлотные образования четных стадий изотопно-кислородной шкалы, то предпочтение следует отдать первому варианту корреляции склоновых мерзлотных образований стоянки Карама с западно-сибирской лессово-почвенной последовательностью. Эти данные позволяют оценивать возраст красноцветных отложений, вмещающих палеолитические орудия, более 334 тыс. лет.

При рассмотрении стратиграфического положения пологительно намагниченной толщи светлых красновато-коричневых склоновых отложений (слой 7), прослеживающейся в долине Ануя на значительные расстояния, следует учитывать, что реконструируемые для нее сухие и, возможно, холодные условия формирования в Западной Сибири ограничены преимущественно хроном Брюнес. Поэтому время образования этой толщи можно отнести к одной из аридных и прохладных эпох среднего или нижнего неоплейстоцена. Состав толщи, сложенной в основном из красновато-коричневого глиняного песка и гравия (зерна глины), позволяет предполагать значительное содержание в ней перееотложенной пылицы, привнесенной в толщу внутри глиняных зерен.

Для установления стратиграфического положения нижней толщи в последовательности осадконакопления верхнего кайнозоя Горного Алтая и примыкающей к нему Предалтайской равнины, имеющей более полную стратиграфическую летопись [Адаменко, 1974; Архипов, 1971; Архипов и др., 1997; Добрецов и др., 2003; и др.], существуют различные данные. К ним относится прямая намагниченность и палинологическая характеристика толщи, наличие в толще педокомплекса, сложенного двумя слитоземными почвами, красноцветность отложений.

Красноцветные отложения в районе стоянки Карама представлены грубообломочными продуктами переотложения красновато-коричневых смектитовых глин, состоящих из глиняного песка, гравия и редко мелких валунов, залегающих в нижней части долины. Широкое распространение этих образований в долине Ануя свидетельствует, по-видимому, о первоначальном залегании глин в верхних частях древних, возможно, не сохранившихся склонов и на междуречьях. Их нахождение на месте образования в изучаемом районе не обнаружено. Данные отложения могут быть возрастными аналогами красновато-коричневых монтморилонитовых глин верхнеплиоценовой терекской свиты Юго-Восточного Алтая [Зыкин, Казанский, 1995], верхнеплиоценовой вторушкинской свиты Рудного Алтая [Чумаков, 1965], верхнемиоценовой павлодарской свиты [Зыкин, 1982] или верхнеплиоценовых аксорских слоев [Зыкин, 1991] юга Западно-Сибирской равнины.

Более определенные данные о стратиграфическом положении нижней красноцветной толщи стоянки Карама дают палинологические и палеопедологические данные. В ископаемой флоре нижней толщи, по данным Н.С. Болиховской [Дервянко, Шуньков, Болиховская и др., 2004], содержится значительное число экзотических элементов дендрофлоры. Среди них не только бореальные (*Picea sect. Omorica*, *Pinus sect. Strobus*, *Betula sect. Costatae*), но и неморальные европейские, дальневосточные и другие таксоны ши-

роколиственных растений: *Alnus glutinosa*, *A. incana*, *Corylus avellana*, *Juglans mandshurica*, *Carpinus betulus*, *C. cordata*, *C. orientalis*, *Ostrya* sp., *Quercus robur*, *Tilia cordata*, *T. Amurensis*, *T. manshurica*, *Ulmus pumila*, *Morus* sp. и др. Многие из этих таксонов (*Pinus* sect. *Strobus*, *Carpinus cordata*, *C. orientalis*, *Ostrya* sp., *Quercus robur*, *Tilia cordata*, *T. amurensis*, *T. manshurica*, *Ulmus pumila*, *Morus* sp.) отсутствуют в составе средне- и нижнеплейстоценовой флоры Северо-Западного Алтая [Там же], что указывает на относительную древность данного флористического комплекса.

Ископаемые почвы слоя 10 являются слитоземами, которые формировались в условиях переменного-влажного теплого климата (среднегодовая температура 8 °С) с чередующимися влажными и сухими периодами. Почв из семейства слитоземов в субаэральном неоплейстоценовом отложении Сибири не установлено. Пока они выявлены только в плиоценовых отложениях Западной и Средней Сибири [Зыкин и др., 1995; Палеолимнологические реконструкции..., 1989]. Следует отметить, что наличие слитоземных почв, образующихся в теплом климате, хорошо согласуется с составом ископаемой флоры и свидетельствует о возможном отсутствии переложения пыльцы широколиственных растений.

С учетом сказанного можно предположить два варианта корреляции нижней толщи с магнитостратиграфической шкалой. Согласно первому варианту, зону положительной намагниченности можно отнести к хроно Брунес, а формирование нижней толщи ограничить одной из теплых межледниковых эпох нижнего неоплейстоцена. В этом случае остается нерешенной проблема резкого изменения состава растительности в теплые эпохи неоплейстоцена на границе Горного Алтая и Предалтайской равнины. Как известно, на южной территории Западно-Сибирской равнины, непосредственно примыкающей к Горному Алтаю, последние широколиственные растения соответствовали только барнаульскому времени позднего плиоцена [Волкова, 1977; История развития..., 1970; Разрез..., 1978]. Объяснять это наличием рефугиума в долине Ануя очень сложно, т.к. в межледниковые эпохи нижнего и среднего неоплейстоцена, характеризующиеся значительно более теплым климатом, чем современное межледниковье, широколиственные таксоны должны были широко расселяться из рефугиума на Предалтайскую равнину и юг Западно-Сибирской равнины.

При втором варианте корреляции зону прямой намагниченности нижней толщи можно отнести к следующему продолжительному положительному интервалу магнитостратиграфической шкалы, расположенному в хроно Матуяма, – субхроно Олдувей продолжительностью 1,95–1,77 млн. л.н. [Berggren et al.,

1995]. Этому времени на территории Западной Сибири соответствуют достаточно теплые климатические условия [Зыкин и др., 2003] и развитие барнаульской растительности, в которой присутствует до 10–15 % термофильных экзотов [Волкова, 1977; История развития..., 1970; Разрез..., 1978].

Заключение

Приведенные в статье геологические, литологические, палеопедологические, палеомагнитные и биостратиграфические данные не позволяют принять одну возрастную модель формирования археологического памятника Карама. Предложенные возрастные модели представляются наиболее адекватными, исходя из интерпретации имеющихся в настоящее время материалов по геологическому строению, стратиграфии, палеомагнетизму, а также палеонтологической, палеопедологической и литологической характеристик верхнекайнозойских толщ как долины Ануя и Горного Алтая, так и прилегающей к Горному Алтаю Предалтайской равнины и югу Западно-Сибирской равнины. Дальнейшее накопление геологической, палеонтологической, археологической, палеопедологической и хронологической информации о верхнем кайнозое не только Горного Алтая, но и Западно-Сибирской равнины позволит получить более точные сведения о времени и условиях образования в долине Ануя толщ, содержащих палеолитические орудия.

Список литературы

- Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 168 с.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1971. – 329 с.
- Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. – 1997. – № 6. – С. 1027–1048.
- Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. – Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1997. – Ч. 1. – 164 с.
- Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. – Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 1998. – Ч. 2. – 278 с.
- Белоконь В.И., Кочегура В.В., Шолло Л.Е. Методы палеомагнитных исследований горных пород. – Л.: Недра, 1973. – 248 с.
- Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р. Генезис и классификация почв. – М.: Прогресс, 1977. – 416 с.
- Быстрицкая Т.Л., Тюрюканов А.Н. Черные слитые почвы Евразии. – М.: Наука, 1971. – 256 с.

Волков И.А. Роль эолового фактора в эволюции рельефа // Проблемы экзогенного рельефообразования. – М.: Наука, 1976. – Кн. 1. – С. 264–269.

Волков И.А., Зыкина В.С. Стратиграфия четвертичной лессовой толщи Новосибирского Приобья // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 17–28.

Волков И.А., Зыкина В.С. Южная часть Западно-Сибирской равнины (природные условия по данным изучения субаэральной толщи) // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен; элементы прогноза. – М.: Наука, 1993. – Вып. 1. – С. 32–36.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. – М.: Наука, 1977. – 283 с.

Глазовская М.А. Почвы мира. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1972. – Т. 1. – 231 с.

Деревянко А.П., Лаухин С.А., Куликов О.А., Гнибиденко З.Н., Шуньков М.В. Первые среднеплейстоценовые датировки палеолита Горного Алтая // Докл. АН. – 1992. – Т. 326, № 3. – С. 497–500.

Деревянко А.П., Лаухин С.А., Малаева Е.М., Куликов О.А., Шуньков М.В. Нижний плейстоцен на северо-западе Горного Алтая // Докл. АН. – 1992. – Т. 323, № 3. – С. 509–513.

Деревянко А.П., Лаухин С.А., Шуньков М.В. Стратиграфия плейстоцена северо-запада Горного Алтая // Докл. АН. – 1993. – Т. 321, № 1. – С. 78–81.

Деревянко А.П., Ульянов В.А., Шуньков М.В. Развитие речных долин северо-запада Горного Алтая в плейстоцене // Докл. АН. – 1999. – Т. 367, № 1. – С. 112–114.

Деревянко А.П., Шуньков М.В. Индустрии с листовидными бифасами в среднем палеолите Горного Алтая // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2002. – № 1 (9). – С. 16–42.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Зыкин В.С., Маркин М.М. Новый раннепалеолитический комплекс в Горном Алтае // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002. – Т. 8. – С. 84–89.

Деревянко А.П., Шуньков В.С., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Ульянов В.А., Маркин М.М. Изучение раннепалеолитической стоянки Карама на северо-западе Алтая // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. – Т. 9, ч. 1. – С. 106–111.

Деревянко А.П., Шуньков В.С., Болиховская Н.С., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Кулик Н.А., Ульянов В.А., Маркин М.М. Первые результаты комплексных исследований раннепалеолитической стоянки Карама на Алтае // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2004. – Т. 10, ч. 1. – С. 96–100.

Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с байкальской и глобальными летописями изменения климата // Докл. АН. – 2003. – Т. 391, № 6. – С. 821–824.

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. – М.: Прогресс, 1970. – 591 с.

Зыкин В.С. Новые данные о разрезе неогеновых отложений у г. Павлодара // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 66–72.

Зыкин В.С. Изменение климата в позднем миоцене и плиоцене на юге Западно-Сибирской равнины // Эволюция климата, биоты и человека в позднем кайнозое Сибири. – Новосибирск: Изд-во Объединен. ин-та геологии, геофизики и минералогии СО АН СССР, 1991. – С. 5–17.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Зыкина В.С. Изменение природной среды и климата в раннем плиоцене юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 8. – С. 40–50.

Зыкин В.С., Зажигин В.С., Зыкина В.С., Чиркин К.А. О выделении регионального стратотипа границы неогеновой и четвертичной систем для Северной и Центральной Азии // Вестн. Том. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле (геология, география, метеорология, геодезия). – 2003, № 3 (II). – С. 77–80.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Природная среда и климат теплых эпох четвертичного периода юга Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41, № 3. – С. 297–317.

Зыкин В.С., Казанский А.Ю. Стратиграфия и палеомагнетизм кайнозойских (дочетвертичных) отложений Чуйской впадины Горного Алтая // Геология и геофизика. – 1995. – № 10. – С. 75–90.

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхне-четвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. – М.: Наука, 1981. – 204 с.

Зыкина В.С., Волков И.А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002. – Вып. 2. – С. 229–249.

Зыкина В.С., Зыкин В.С. Основные закономерности эволюции педогенеза Западной Сибири в неоплейстоцене // Почвы – национальное достояние России. – Новосибирск: Наука-Центр, 2004. – Кн. 1. – С. 238–240.

История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. – М.: Наука, 1970. – 363 с.

Классификация и диагностика почв России / Л.Л. Ширшов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова; Отв. ред.: академик РАН, профессор Г.В. Добровольский. – Смоленск: Ойкумена, 2004. – 342 с.

Миркес Е.М. Нейрокомпьютер. Проект стандарта. – Новосибирск: Наука. Сиб. предприятие РАН, 1999. – 337 с.

Палеолимнологические реконструкции. Байкальская рифтовая зона. – Новосибирск: Наука, 1989. – 111 с.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. – М.: Недра, 1965. – 272 с.

Попова С.М., Малаева Е.М., Лаухин С.М., Шибанова И.В. Реконструкция природной обстановки эоплейстоцена на северо-западе Горного Алтая на основе изучения малакофауны, спор и пыльцы разреза Черный Ануй // География и природные ресурсы. – 1995. – № 2. – С. 113–120.

Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая / А.П. Деревянко, М.В. Шуньков, А.К. Агаджанян,

Г.Ф. Барышников, Е.М. Малаева, В.А. Ульянов, Н.А. Кулик, А.В. Постнов, А.А. Анойкин – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. – 448 с.

Разрез новейших отложений Алтая (стратиграфия и палеонтология Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая). – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1978. – 208 с.

Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / Дж.-О. Ким, Ч.У. Мьюллер, У.Р. Клекка, М.С. Олдендерфер, Р.К. Блэшфилд. – М.: Финансы и статистика, 1989. – 215 с.

Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. – Л.: Недра, 1967. – 251 с.

Чумаков И.С. Кайнозой Рудного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 222 с.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – Vol. 126. – P. 91–108.

Berggren W.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Kent D.V., Obradovich J.D., Raffi I., Raymo M.E. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy // GSA Bulletin. – 1995. – Vol. 107, N 11. – P. 1272–1287.

Chamley H. Clay Sedimentology. – Berlin; Heidelberg; N.Y.; L.; P.; Tokyo; Hong Kong; Springer-Verlag, 1989. – 623 P.

Zander A., Frechen M., Zykina V., Boenigk W. Luminescence chronology of the Upper Pleistocene loess record at Kurtak in Middle Siberia // Quaternary Science Reviews. – 2003. – N 22. – P. 999–1010.

Zykina V.S. Pedogenesis and climate change history during Pleistocene in Western Siberia // Anthropozoikum. – 1999. – N 23. – P. 49–54.

Zykina V.S., Zykin V.S. Pleistocene warming stages in Southern West Siberia: soils, environment, and climate evolution // Quaternary International. – 2003. – N 106/107. – P. 233–243.

Материал поступил в редколлегию 7.04.05 г.