

УДК 550.383:904

**Г.А. Пospelova¹, С.А. Laухин², В.А. Ranov³, В.К. Власов⁴, В.А. Волгина⁵,
О.А. Куликов⁴, О.В. Пилипенко¹, З.В. Шаронова¹**

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
ул. Большая Грузинская, 10, Москва, 123810, Россия

E-mail: genrietta@pochta.ru

²Институт проблем освоения Севера СО РАН
а/я 2774, Тюмень, 625003, Россия

E-mail: valvolgina@mtu-net.ru

³Институт истории, археологии и этнографии АН Республики Таджикистан
пр. Рудаки, 33, Душанбе, 734025, Таджикистан

E-mail: ranov@ac.tajik.net

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Воробьевы горы, Москва, 119899, Россия

⁵Институт криосферы Земли СО РАН
а/я 1230, Тюмень, 625003, Россия

E-mail: valvolgina@mtu-net.ru

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ХРОНОСТРАТИГРАФИИ ВЕРХНЕЙ РЕГИОНАЛЬНОЙ ПОГРЕБЕННОЙ ПОЧВЫ ЛЕССОВОГО РАЗРЕЗА ХОНАКО-3, ТАДЖИКИСТАН (археологические, палеомагнитные и магнитные свидетельства)

Введение

При изучении лессового палеолита Южного Таджикистана большое значение имеет определение возраста погребенных почв, т.к. именно к ним приурочены почти все артефакты, известные в лесово-почвенной формации. Применение палеонтологического метода для геохронологии здесь ограничено редкостью соответствующих находок. Материал для радиоуглеродного датирования в лесово-почвенной формации Таджикистана отсутствует. Даже прекрасно выраженные гумусовые горизонты погребенных почв почти не содержат углерода. Во всяком случае, его недостаточно для датирования даже методом АСМ. Поэтому до середины 1990-х гг. хроностратиграфия лессового палеолита, как и лесово-почвенной формации Таджикистана в целом, базировалась на большом количестве термолюминесцентных (ТЛ) дат, полученных В.И. Шелкоплясом преимущественно в 60–70-х гг. XX в. [Алексеева и др., 1977; Минина, Лазаренко, 1984; Додонов, 1986; Ранов, Лаухин, 1998б; и др.]. Эти даты, как тогда считалось, хорошо

соответствовали геологическим, палеогеографическим, палеомагнитным и археологическим данным. Особенно высокой стабильностью и повторяемостью ТЛ-дат отличался интервал 300–100 тыс. л.н. До середины 1990-х гг. в стратиграфической схеме позднего плейстоцена в лесово-почвенной формации Южного Таджикистана выделялось пять погребенных педокомплексов (ПК) [Додонов, 1986, 1991; и др.]. Однако попытки соотнесения континентальных образований со стадиями океанической изотопно-кислородной шкалы потребовали ревизии упомянутых дат и базировавшейся на них стратиграфической схемы, что и было сделано в 1993–1995 гг. В результате появилась новая схема лесово-почвенной формации, основанная на корреляции с изотопно-кислородной кривой [Shackleton et al., 1995]. В ней, в частности, экскурс Блейк попадает в 1-й педокомплекс (ПК1), а весь верхний плейстоцен ограничен ПК1 и перекрывающими его лессами. Опорными для этой схемы стали разрезы Карамайдан и Дарай-Калон [Frechen, Boergnik, 1997; Frechen, Dodonov, 1998; Додонов и др., 1999; и др.]. В Карамайдане (рис. 1) кривая изме-

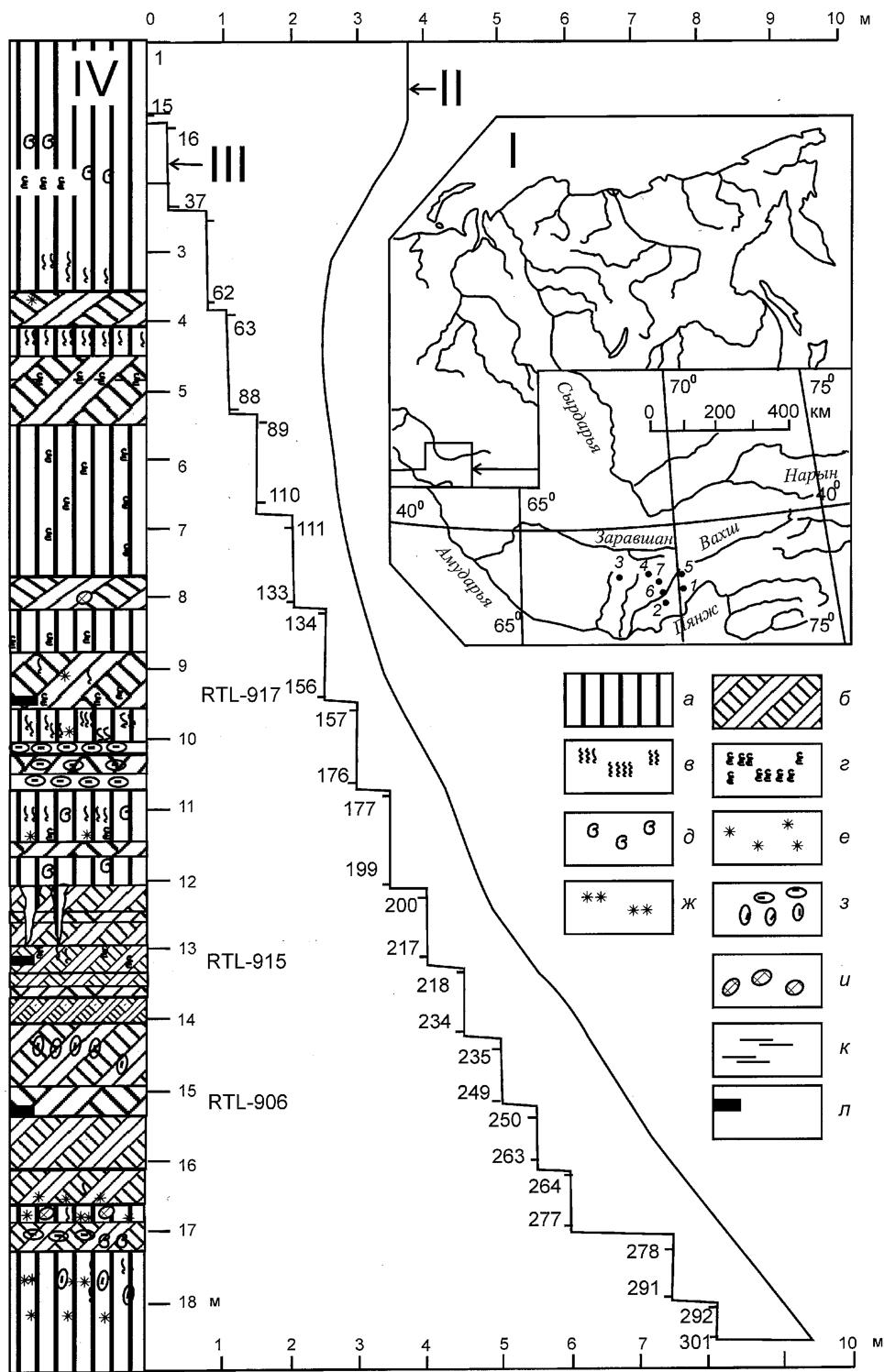


Рис. 1. Расположение разрезов Таджикистана, упомянутых в статье (I); склон в верхней части обнажения Хонако-3 (II); ступеньки разреза, вскрытого траншеей, с указанием положения образцов (номера от 1 до 301), отобранных для палеомагнитных исследований (III); колонка разреза, вскрытого траншеей в верхней части обнажения Хонако-3 (IV).

1 – Хонако; 2 – Оғзи-Кичик; 3 – Худжи; 4 – Карамайдан; 5 – Дарай-Калон; 6 – Лахути; 7 – Карагатай.

а – лессы; б – погребенные почвы (густотой штриховки показана интенсивность гумусированности); в – инкрustации карбонатов по корешкам растений (отдельные горизонты инкрustаций); г – ходы насекомых-землероев; д – раковины моллюсков; е – точки карбонатизации и мелкие журавочки; ж – крупные журавочки; з – карбонатные конкреции; и – кротовины; к – горизонтальные слойки карбонатной трухи; л – места отбора образцов для РТЛ-датирования (справа от колонки указан шифр).

нения магнитной восприимчивости пород разреза визуально напоминает изотопно-кислородную кривую, а верхняя часть разреза Дарай-Калон, включая ПК1, детально датирована ТЛ-методом.

Поскольку новая схема в ряде случаев противоречит геологическим и археологическим [Ранов, Лахтин, 1998б; Ранов, Шефер, 2000] данным, нами предпринята попытка методами магнитных и палеомагнитных исследований выяснить, во всех ли разрезах лессово-почвенной формации Южного Таджикистана ПК1 имеет возраст, соответствующий только 5-й изотопно-кислородной стадии, во время которой происходил геомагнитный экскурс Блейк. Для достижения указанной цели необходимо было изучить поведение геомагнитного поля во время и вблизи геомагнитных экскурсов, записанных, согласно новой схеме, в верхней части разреза лессово-почвенной формации, восстановить запись напряженности геомагнитного поля и на основе полученных данных оценить возраст этой части разреза, включая ПК1.

Разрез лессово-почвенной формации наиболее непрерывен по сравнению с другими типами континентальных отложений. Палеоклиматические, палеомагнитные и другие события отражены в таком разрезе более полно. Сказанное всецело относится к Южному Таджикистану, где осадконакопление продолжается, хотя и замедленно, даже в ходе почвообразования [Ломов, 1980; Ломов, Сосин, Сосновская, 1982; Додонов, 1986; Ранов, Шефер, 2000; и др.]. Поэтому разрез для палеомагнитных исследований был выбран в этом регионе. Необходимо также, чтобы разрез располагался на водоразделе у верхней границы лессонакопления, т.к. это исключало бы влияние склоновых процессов и связанное с ним локальное выпадение или расщепление погребенных почв, возможные скрытые перерывы осадконакопления и т.п. Верхняя граница активного лессонакопления в Южном Таджикистане располагается на высоте 2 000–2 100 м [Додонов, 1986]. Перечисленным условиям отвечает разрез Хонако, вскрывающий лессово-почвенную формацию на водоразделе рек Оби-Мазар и Яхсу на высотах ок. 2000 м в районе 38° с.ш. и 70° в.д.

Положение и строение разреза

Сай Хонако открывается в долину р. Оби-Мазар и, простираясь субширотно, верховьями достигает водораздела. Глубина сая превышает 180 м. В его средней части обрывистый южный борт образует обнажение длиной 2–3 км и высотой более 150 м, вскрывающее разрез лессово-почвенной формации, верхняя часть которого здесь наиболее близка к отметкам ок. 2 000 м.

По краям обрыва расположены обнажения Хонако-1 и 2, посередине – Хонако-3. В лессово-почвенной формации здесь вскрывается до 44 погребенных почв, особенно много – в Хонако-2, где мощность плейстоценовой части разреза достигает 112 м. В Хонако-1 и 2 можно наблюдать практически все плейстоценовые ПК. В Хонако-3 нижняя часть обрыва скрыта осыпью и обнажены лишь верхние четыре ПК. Зато мощность отложений, перекрывающих ПК1, здесь ок. 16 м, а в Хонако-1 и 2 соответственно ок. 6 и 9,5 м. ПК1 облекает ископаемый рельеф. Разрез Хонако-3 вскрывает понижение в этом рельефе, где после формирования ПК1 накопилось лессов больше, чем вверху на бортах понижения (в разрезах Хонако-1 и 2). Естественно, что и скорость осадконакопления здесь была больше. Это позволяет предполагать наибольшую полноту данной части разреза над ПК1 именно в Хонако-3. Поэтому он и был выбран для исследований. Понижение в ископаемом рельефе частично наследуется современным оврагом, который срезал самые верхи лессов голоценового возраста и, возможно, самого конца плейстоцена. Эта часть разреза для решения поставленных задач не была нужна. Поэтому траншею для отбора образцов мы заложили там, где бровка обнажения Хонако-3 была ниже на 3–4 м. Изученная часть разреза включает 12,1 м лесса над ПК1, ПК1 (12,10–16,55 м) и ок. 2 м подстилающего его лесса. Строение разреза сложное и очень изменчивое (см. рис. 1). Отложения неслоистые, однако четко выделяются “верхний лесс” (над ПК1), ПК1 и “нижний лесс” (под ПК1).

ПК1 (12,10–16,55 м) состоит из трех горизонтов, интенсивно переработанных почвообразовательными процессами. Они залегают на глубинах 13,1–13,3 м, 13,7–14,1 и 15,15–16,10 м и разделяются слабогумусированными суглинками (см. рис. 1). Особенно слабая гумусированность наблюдается в интервалах 12,1–12,8 и 14,2–14,9 м. Для последнего характерны крупные (до 10–12 см при диаметре 2–3 см) вертикальные карбонатные конкреции. Здесь же наблюдаются горизонтальные слойки (мощность 0,2–0,5 см) карбонатной трухи.

Верхний интенсивно гумусированный горизонт (13,1–13,3 м) темно-серый с буроватым оттенком, рыхлый, с землистым срезом, с обильными ходами насекомых-землероев, насыщен инкрустациями карбонатов по волосянным корешкам, иногда – по контурам ходов насекомых. Средний горизонт (13,7–14,1 м) имеет черно-шоколадный цвет и жирный блеск на срезе. Очень густая сетка инкрустаций карбонатов по корешкам образует “мраморные разводы”, особенно яркие ниже 13,8 м. Изредка попадаются карбонатные конкреции (1–3 см).

Контакты на глубине 12,10 и 16,55 м резкие, верхний с признаками эрозии; эрозионный характер ниж-

него выражен менее ярко. В толще ПК1 имеются следы переотложения почв(ы). В кровле и подошве наблюдаются кротовины.

Лесс, перекрывающий ПК1 (0–12,1 м), неслоистый, имеет сложное строение. Он представлен суглинком серым до пепельно-серого на сухой стенке, тяжелым до среднего, слабоалевритистым, с землистым изломом. Суглинок мелкопористый. С глубины 2,3 м поры становятся более редкими. Ниже 3,06 м их мало, но появляются инкрustации карбонатов по волосяным корешкам. Количество их сильно увеличивается с глубины 3,3 м. В интервале 4,1–4,5 м суглинок покрыт густой сеткой таких инкрustаций, ниже 4,5 м они единичны. На глубине 5,6–7,7 м суглинок вновь становится пористым, инкрustации карбонатов редки, но много ходов насекомых-землероев. Обилие последних характерно также для интервалов 1,88–2,18 и 8,3–9,6 м. Инкрustаций карбонатов много на глубине 8,8–10,1 м. В интервалах 10,07–10,24 и 10,50–10,60 м зафиксированы два горизонта крупных (до 5–10 см и более) карбонатных конкреций сложной конфигурации, изометричных или удлиненных, ориентированных горизонтально. На глубине 1,5 м, 2,0 м, 11,0 м и 11,7 м наблюдаются скопления раковин моллюсков, а на глубине 8 м – единичные кротовины.

В “верхнем лессе” выделяются по крайней мере две сдвоенные “инициальные” (?) почвы, слабогумусированные и разделенные негумусированным суглинком (см. рис. 1). Верхняя из них изучена на глубине 3,6–5,6 м. В интервале 3,6–4,1 м серый цвет суглинка темнеет, появляются редкие мелкие карбонатные журавчики. На глубине 4,1–4,8 м залегает прослой светло-серого суглинка с густой сеткой инкрustаций карбонатов по волосяным корешкам. В интервале 4,8–5,6 м суглинок снова темнеет, в нем обильны ходы насекомых-землероев. Нижняя пара почв залегает на глубине 7,7–9,6 м. Они разделены суглинком (8,2–8,8 м) пепельно-серым, сильно пористым, почти без карбонатных инкрustаций, но со следами насекомых-землероев. Выше и ниже этого прослоя суглинок серый, гумусированный, особенно интенсивно (до темно-серого) на глубине 9,2–9,6 м.

Чтобы судить о том, являются ли эти почвы действительно инициальными или лессы обогащены гумусом, навеянным вместе с лесовой пылью, необходимы специальные исследования. Однако уже само залегание двух пар прослоев лесса, обогащенных гумусом, достаточно определенно говорит по меньшей мере о двух этапах почвообразования после формирования ПК1.

Кроме вышеописанных, отмечены еще два узких интервала (10,17–10,60 м между горизонтами карбонатных конкреций и 11,5–11,6 м) слабогумусированных лессов.

Внизу “верхнего лесса”, на глубине 11,3 м, появляются переотложенные угловатые комочки гумусированного суглинка и такой же гумусированный суглинок в ходах насекомых. Серые лессы клиньями проникают в ПК1 на глубину 85–90 см. Их ширина не установлена, но вскрытые фрагменты вверху ПК1 достигают 10–20 см. До глубины 12,5 м по контуру клиньев наблюдаются комочки и окатыши (до 2,0–2,5 см) пород ПК1. Ниже клиньев, до глубины 13,2 м, проникают тонкие (до 0,5 см) трещины-жилы, заполненные породами “верхнего лесса” (см. рис. 1).

Лесс, подстилающий ПК1 (16,55–18,5 м), представлен суглинком светло-серым со слабым зеленоватым оттенком. По кротовинам гумусированные породы ПК1 проникают до глубины 16,63 м. В кровле “нижнего лесса” густая сетка карбонатных инкрustаций по корешкам. На глубине 16,8 м появляются мелкие (1–2 см) круглые журавчики. В интервале 16,9–17,0 м слабогумусированный лесс. На глубине 17,2 м попадаются крупные раковины моллюсков, обильны инкрustации карбонатов по корешкам. Ниже 17,5 м в лессе залегают крупные (до 5–9 см) вертикальные журавчики, а с 17,64 м появляются мелкие карбонатные конкреции.

Археология

Впервые артефакты были найдены в Хонако-3 в 1980 г. В.А. Рановым и И.И. Коробковым. Это несколько мустьеерских пластин. Позже такие сборы на склоне обнажения Хонако-3 повторялись. Среди находок выделяются две группы: “грацильных” отщепов и пластин и “массивных” – более крупных. Для изготовления первых использовались фельзит-порфиры, роговики и другие изверженные породы, но очень редко – кремень; для вторых – почти исключительно кварцит. “Грацильная” группа напоминала коллекцию с мустьеерской пещерной стоянки Огзи-Кичик, расположенной в 70 км к западо-северо-западу от Хонако, а “массивная” – комплекс артефактов с открытой стратифицированной стоянки Худжи (см. рис. 1), которая находится в 180 км к западо-северо-западу от исследуемого разреза, в Гиссарской долине [Ранов, 1980, 1987; Ранов, Амосова, 1984; Ранов, Лаухин, 1998а].

Для культурных слоев Худжи получено несколько ¹⁴C-дат от 42 до 37 тыс. л.н. [Ранов, Лаухин, 2000; Ранов, Лаухин, Van der Plicht, 2002]. Близкий возраст, 41–44 тыс. лет, имеет мустье стоянки Оби-Рахмат в Узбекистане [Деревянко и др., 1999]. Для мустье более удаленных районов получены и более поздние даты: 32–27 тыс. л.н. в Иберии (Испания) [Straus et al., 1999]; ок. 30 тыс. л.н. в Мохове-2 [Деревянко и др., 1992] и от 44 ± 4 тыс. л.н. до примерно 33(30?) в пещере им. Окладникова [Деревянко, Маркин, 1992]

в Сибири. Таким образом, даты, соответствующие изотопно-кислородной стадии 3, для мустье вовсе не исключаются.

В 1994 г. Й. Шефер нашел артефакты *in situ* в ПК2 обнажения Хонако-3. В 1995–1997 гг. В.А. Ранов и Й. Шефер провели раскопки в этом месте. Были собраны леваллуазские пластины, скребла, ножи на пластинах, дисковидные нуклеусы и другие находки в обычных для лессового палеолита условиях – без видимого культурного слоя. Впрочем, в 1997 г. в ПК2 Хонако-3 обнаружили (впервые в лессовом палеолите) несколько линз прокаливания [Волгина и др., 1999; Ранов, Шефер, 2000]. Отдельные артефакты мустьерского облика, в основном крупные пластины и отщепы из темно-серого кварцита, были найдены и в ПК1 этого обнажения. Находки из ПК2 частично подходят к группе “трацильных”, а из ПК1 – “массивных” артефактов. Согласно новой схеме, артефакты из ПК1 Хонако-3 должны быть на 80–90 тыс. лет древнее материалов открытой стоянки Худжи. Возраст же мустье из ПК2, по этой схеме, на 200 тыс. лет больше, чем мустье Худжи. Столь большое различие маловероятно, т.к. разница между артефактами, в общем-то, незначительная. Поэтому уточнение возраста верхней части разреза лессово-почвенной формации в Хонако-3 имеет большое значение для археологии.

Отбор образцов для палеомагнитных исследований

Отбор ориентированных по магнитному меридиану образцов выполнен в среднем через 6 см с 301 уровня по три образца-кубика размерами 2×2×2 см (более 900 образцов). При таком детальном отборе запись кратковременных геомагнитных экскурсов не должна быть пропущена, тем более что длительные перерывы в осадкообразовании отсутствуют (см. выше). Раскоп для отбора образцов составлял от 1 до 4 м в глубь стенки обнажения (см. рис. 1), что позволило отобрать свежий, невыветрелый материал. Из кротовин, пород с обильными ходами насекомых-землероев, клиньев лессов и трещин, заполненных породами лессов, образцы не брались. Интервал разреза, из которого производился отбор, составлял 18,5 м, включая верхний региональный педокомплекс – ПК1.

Магнитная и палеомагнитная характеристика пород

Магнитная восприимчивость пород **K** измерена на приборе KLY-2 по трем осям, что позволило оценить ее анизотропию. Величина **K** вдоль разреза меняется в больших пределах – (300–1900) · 10⁻⁶ СИ (рис. 2),

анизотропия **K** отсутствует. Минимальной магнитной восприимчивостью обладает лесс, залегающий над ПК1, максимальной – породы ПК1. Максимум **K** представлен тремя выбросами с наибольшими значениями в нижней части педокомплекса. Магнитная восприимчивость пород ПК1 в 6 раз выше, чем у выше- и нижележащих лессов. Известно, что величина **K** в основном зависит от состава магнитных зерен в породах (наибольшие значения у пород с зернами магнетита), их величины (у больших или суперпарамагнитных зерен величина **K** резко возрастает), концентрации и других причин. В нашем случае, как будет показано ниже, различия обусловлены большой концентрацией магнитных зерен в ПК1. Колебания магнитной восприимчивости по разрезу Хонако-3 подобны наблюдаемым в разрезах Китая, где **K** пород ПК1 также в 6 раз выше, чем у лессов, лежащих над ископаемой почвой. Большие значения **K** в породах ПК1 разрезов Китая обусловлены наличием суперпарамагнитных зерен. Магнитная восприимчивость прослеженных в разрезе Хонако-3 “инициальных” почв либо такая же, как у лесса, либо незначительно превышает ее.

Естественная остаточная намагниченность пород **NRM** измерена на приборе JR-4. Она в целом повторяет ход изменения величины **K** вдоль разреза (см. рис. 2). Вторая “инициальная” почва, обладая повышенными значениями **NRM**, выделяется по этой характеристике более четко, чем по **K**. Естественная остаточная намагниченность пород ПК1 имеет три максимума, нижний из которых в 8 раз выше **NRM** выше- и нижележащих лессов. Если бы в разрезе Хонако-3 породы ПК1 содержали большое количество суперпарамагнитных зерен, такого увеличения сигнала не было бы и прямая корреляция между изменениями **K** и **NRM**, фиксируемая в изученном разрезе (см. рис. 2), не наблюдалась бы.

По величине фактора Кенигсбергера **Qn=NRM/KH**, где **H** – напряженность лабораторного магнитного поля, равная 39,8 А/м, разрез делится на две части: до глубины ~9 м **Qn_{ep}** = 0,5, ниже постепенно возрастает до 1,1 (см. рис. 2). Резких изменений этого параметра не наблюдается, хотя разброс точек **Qn** в нижней части разреза значителен.

Измерения угловых значений **NRM**, склонения **D** и наклонения **I** показали, что все образцы, в т.ч. и из ПК1, обладают прямой намагниченностью. С целью определения первичного направления намагниченности образцы нагревались поэтапно до 600–680 °С (с шагом 50 °С) в отсутствии магнитного поля на установке со следящей системой компенсации земного магнитного поля до 5 γ. По нашей просьбе контрольные палеомагнитные исследования 20 образцов выполнены А.Ю. Казанским в лаборатории проф. Р. Ко Калифорнийского университета (г. Санта-Круз, США). Одиннадцать образцов размагничены на уста-

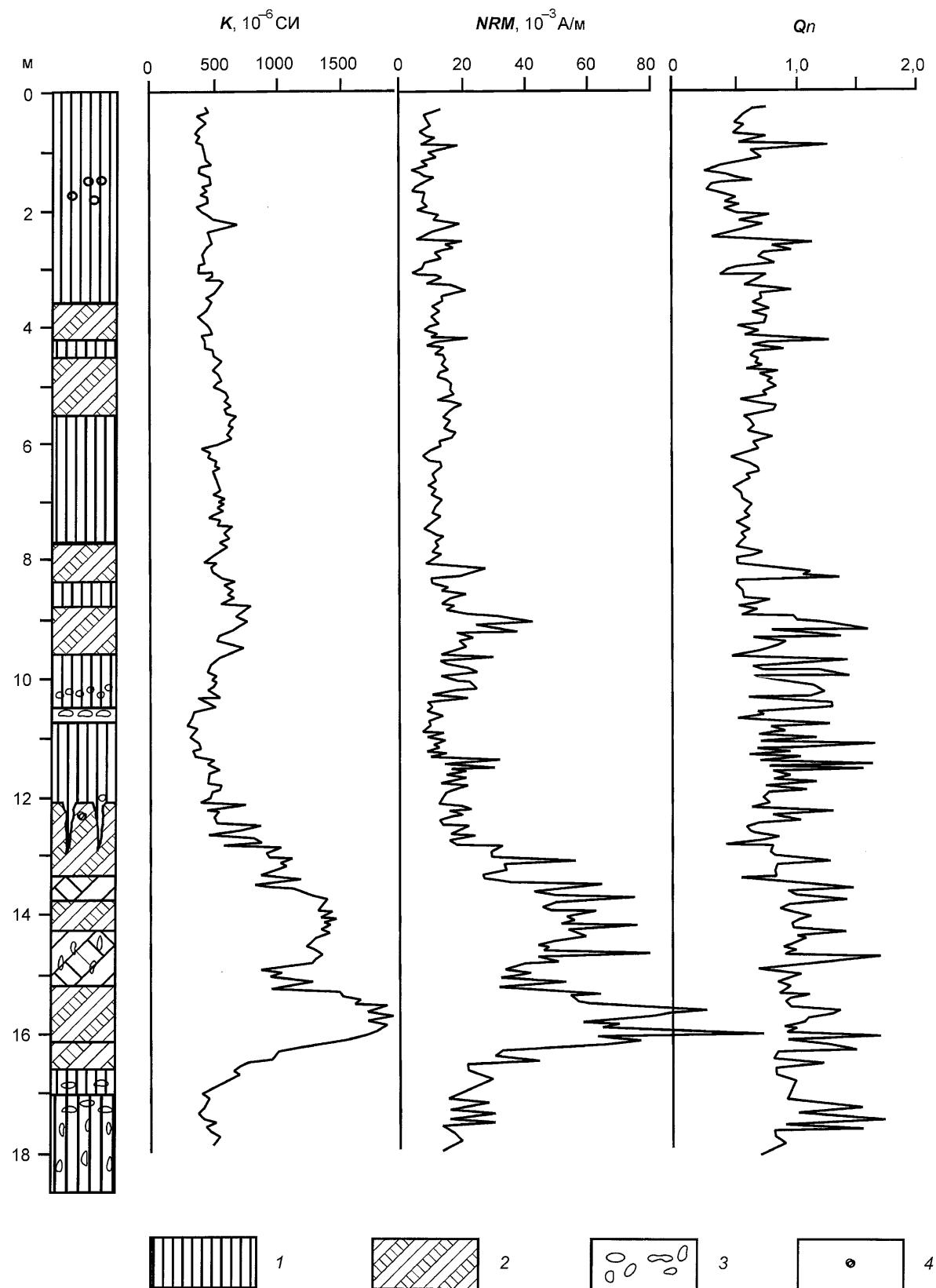


Рис. 2. Строение и скалярные магнитные характеристики верхней части разреза Хонако-3.
1 – лесс; 2 – погребенные почвы (в т.ч. “инициальные”); 3 – карбонатные конкреции; 4 – кротовины.

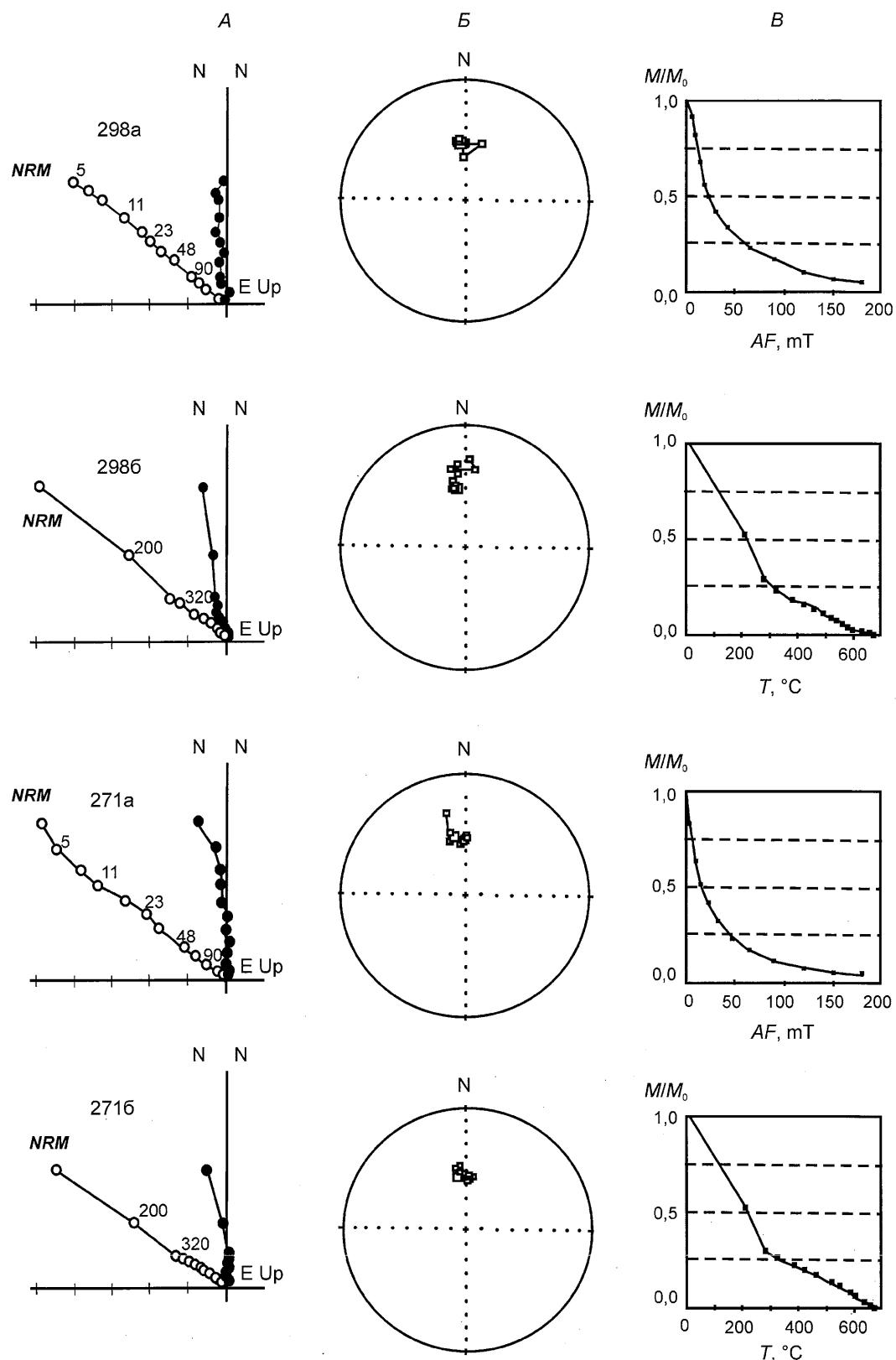


Рис. 3. Диаграммы Зийдервельда (A), стереограммы (Б) и зависимости магнитного момента образцов (В) от переменного магнитного поля и температуры.
 298а, б – образцы-дубли с одного уровня лесса; 271а, б – образцы-дубли ПК1.
 На диаграммах Зийдервельда (A) черный кружок – компонент XY, белый – XZ.

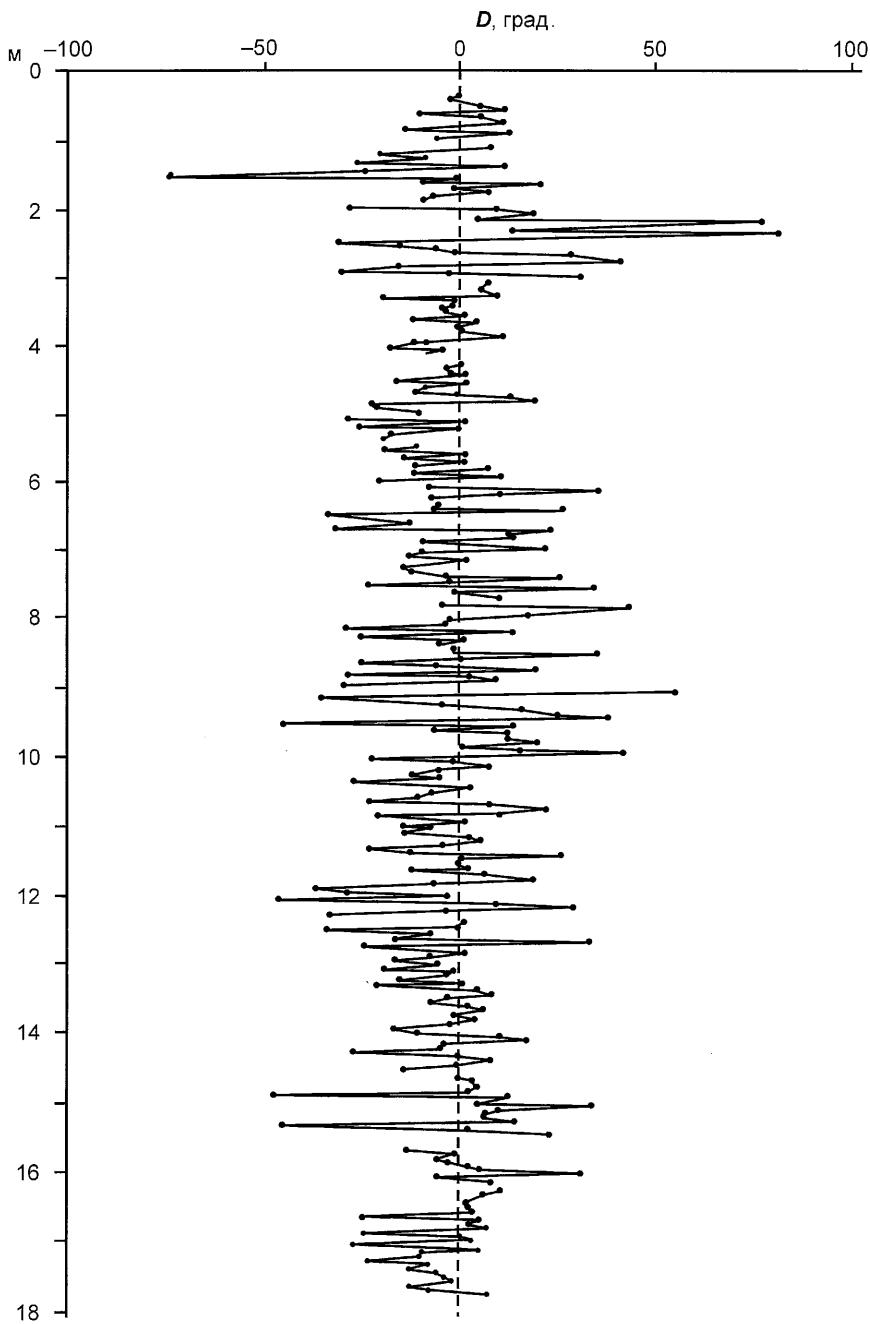


Рис. 4. Значения склонения D после поэтапного размагничивания NRM пород температурой и переменным магнитным полем и компонентного анализа данных.

Пунктир – нулевая линия по магнитному меридиану.

новке Saphyre в переменном магнитном поле, девять терморазмагнечены (рис. 3). Измерения проведены в экранированной комнате на криогенном магнитометре C-2 Interprise. По всем полученным результатам чистки выполнен компонентный анализ для определения направления характеристической (первичной) намагниченности $ChRM$ пород вдоль разреза. Выход на направление характеристической намагниченности

несостоителен. Три перерыва продолжительностью от 4–6 до 10 тыс. лет в лессовых отложениях, попадающие именно на время известных экскурсов, ~45, ~80 и ~130 тыс. л.н., маловероятны. Отсутствие длительных перерывов подтверждают результаты изучения спектра вековых вариаций элементов геомагнитного поля по данным разреза Хонако-3 (см. далее).

происходит после нагрева образцов до 320–400 °С, причем оно незначительно, всего на несколько градусов, отличается от направления NRM до магнитной чистки (см. рис. 3). Получено, что все образцы пород, как лессов, так и педокомплекса, обладают прямой первичной остаточной намагниченностью (рис. 4). Значения склонения D с большим разбросом лежат вокруг направления на север, наибольший разброс, до 40°, наблюдается в лесовой части разреза над ПК1 в интервале 6–13 м. Значения наклонения I с разбросом до 20° колеблются около наклонения современного геомагнитного поля в месте отбора образцов (56,5°). Отдельные заниженные значения I , возможно, обусловлены экспериментальными ошибками [Лаухин и др., 2001].

На глубине ~8–9 м в лессе над ПК1 обнаружена вариация виртуального геомагнитного полюса (ВГП), по траектории движения подобная экскурсии Моно (рис. 5). Как будет показано далее, экскурс проходил на пониженной палеонапряженности геомагнитного поля. Палеомагнитная запись других известных геомагнитных экскурсий: Каргаполово-Лашами (~45 тыс. л.н.), Хаджимус-Стрейт (~80 тыс. л.н.), Блейк (~128 тыс. л.н.) – в разрезе отсутствует (см. рис. 4), что можно объяснить четырьмя причинами.

1. В периоды, когда происходили экскурсы, были перерывы в осадконакоплении. Это предположение, думаем,

2. В результате вторичных процессов в породах их первичная остаточная намагниченность полностью перемагнечена геомагнитным полем прямой полярности, которое было после геомагнитных экскурсов. Этому противоречит наличие записи геомагнитного экскурса Моно.

3. Была перемагнечена не вся изученная толща пород, а нижняя половина, включающая ПК1 и часть лесса, залегающего над и под ним. В этом случае состав и/или структура магнитных зерен пород в нижней и верхней частях разреза должны быть различными.

4. Изученные породы формировались в течение временного интервала, когда геомагнитные экскурсы Каргаполово-Лашамп, Хаджимус-Стрейт и Блейк отсутствовали, т.е. породы имеют возраст менее 40 тыс. лет.

Состав и структура магнитных зерен пород

Состав и структура магнитных зерен – носителей намагниченности пород – изучены различными лабораторными методами. Для 15 образцов разных пород разреза выполнен термомагнитный анализ и получены кривые зависимости остаточной намагниченности насыщения от температуры – $IRS(T)$, для 8 – нормальные кривые остаточной намагниченности в постоянном магнитном поле $500 \cdot 10^3$ А/м – $IRM(H)$, для 70 – кривые зависимости NRM от температуры – $NRM(T)$ (см. рис. 3, 6, 7).

Кривые $IRS(T)$ трудны для расшифровки, т.к. имеют вогнутый вид, близкий к виду кривой, характерной для парамагнитных зерен. Некоторые исследователи, интерпретируя кривые $IRS(T)$, могут прийти к выводу об отсутствии магнетита в породах, наличии в них только гематита. Чтобы более четко определить блокирующие температуры присутствующих в породах минералов, высокотемпературные участки кривых $IRS(T)$, начиная с 450°C , сняты при большей чувствительности установки (см. рис. 6). По таким кривым можно сделать вывод, что основным

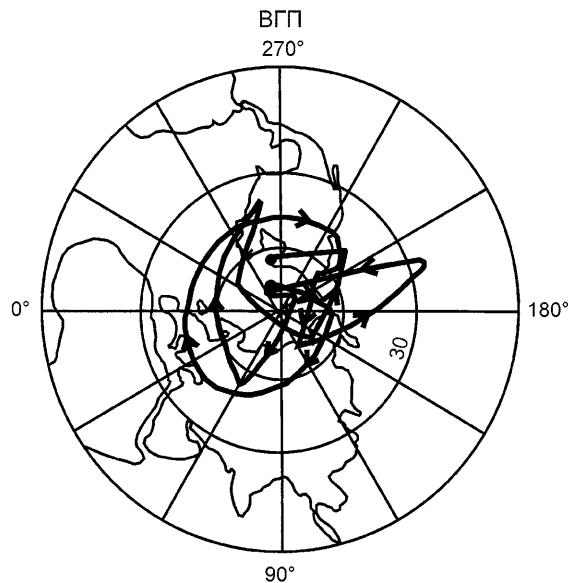


Рис. 5. Ход виртуального геомагнитного полюса по данным склонения и наклонения ChRM образцов, отобранных на участке разреза в интервале 9–8 м, – предположительно запись геомагнитного экскурса Моно.

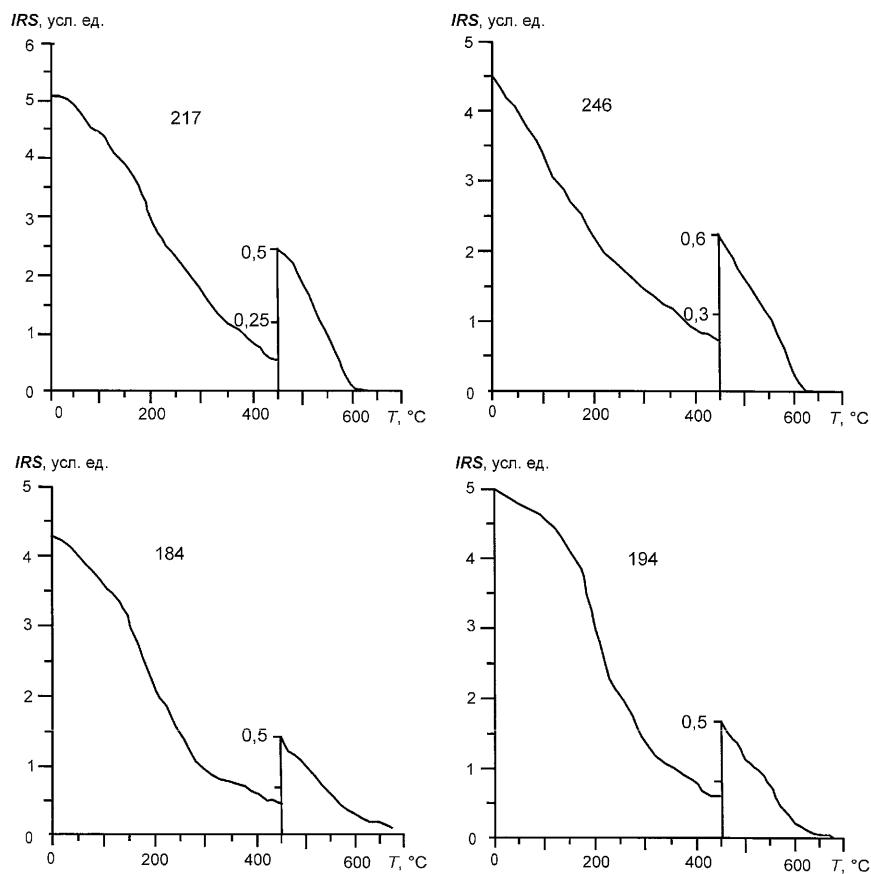
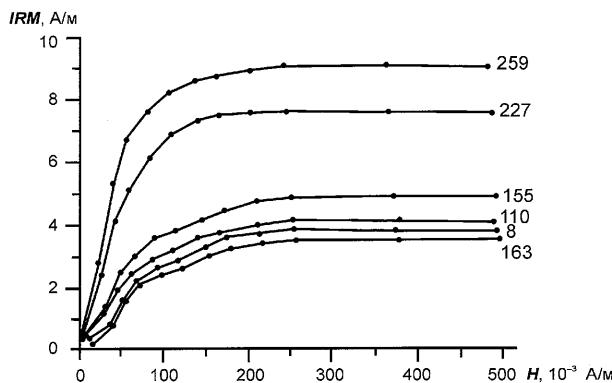


Рис. 6. Кривые $IRS(T)$. № 217 и 246 – образцы ПК1; № 184 и 194 – лесса. С 450°C кривые сняты при большей чувствительности установки.

Рис. 7. Кривые $IRM(H)$.

№ 8, 110, 163 – образцы лесса; № 155 – “инициальной” почвы; № 227 и 259 – образцы ПК1.

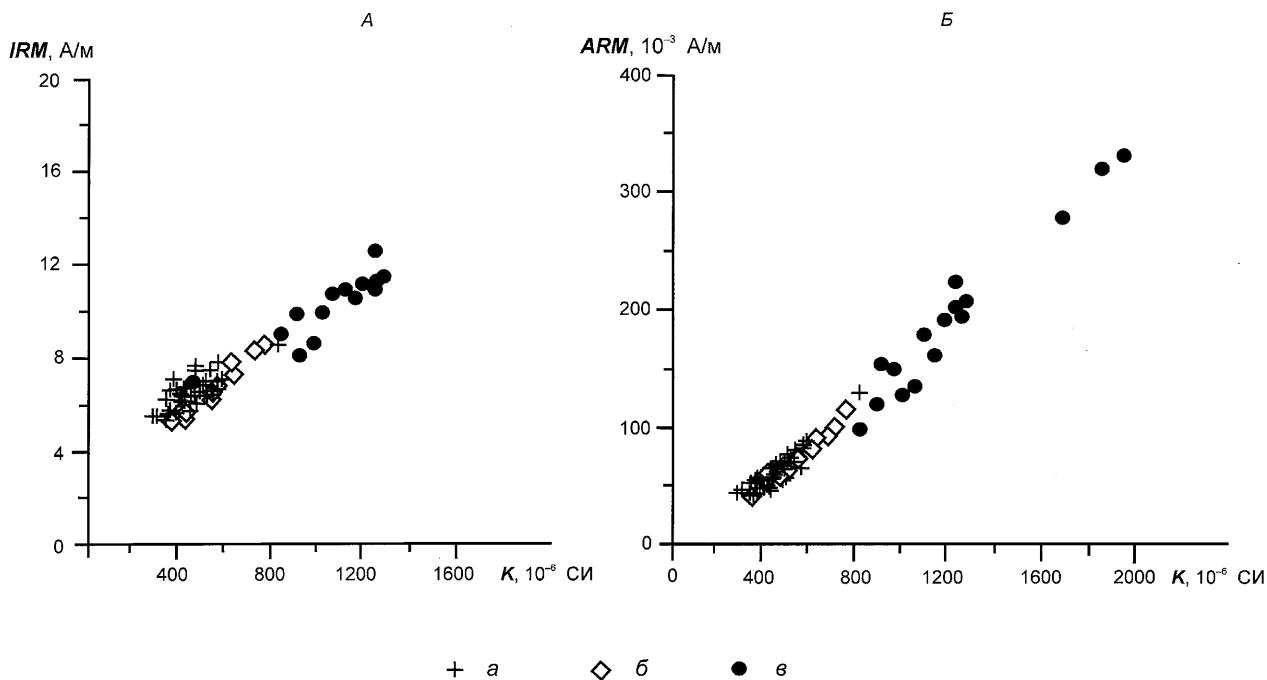
носителем намагниченности как в породах ПК1, так и в лессах разных частей разреза является магнетит. Гематит присутствует в образцах в очень незначительных количествах и практически не вносит вклад в величину NRM . На кривых $NRM(T)$ при температуре 300°C наблюдается резкий спад, при $300\text{--}400^{\circ}\text{C}$ остается $\sim 30\%$ от NRM (см. рис. 3), что, по-видимому, связано с распадом нестабильного магнетита.

Кривые нормального намагничивания $IRM(H)$ также показывают, что основным носителем намагниченности является мелкозернистый магнетит – насыщение намагниченности наступает в магнитном поле $280 \cdot 10^3 \text{ A/m}$ (см. рис. 7). Терромагнитные кривые и

кривые нормального намагничивания свидетельствуют о том, что состав магнитных минералов – носителей намагниченности пород – аналогичен в породах всего разреза (см. рис. 3, 6, 7).

Оценка структуры магнитных зерен пород выполнена для 83 образцов, взятых из разных частей разреза (лесс, “инициальные” почвы и ПК1), путем нормировки безгистерезисной остаточной намагниченности ARM , полученной в переменном магнитном поле $800 \cdot 10^2 \text{ A/m}$ в присутствии лабораторного поля $39,8 \text{ A/m}$, и остаточной намагниченности насыщения IRM , полученной в поле $640 \cdot 10^3 \text{ A/m}$, на магнитную восприимчивость K (рис. 8). Точки зависимости $ARM(K)$ ложатся с разбросом вдоль одной прямой линии. Аналогично, с несколько большим разбросом, ведут себя значения $IRM(K)$. Близкие к линейным зависимостям $ARM(K)$ и $IRM(K)$ указывают, что структура магнитных зерен вдоль разреза в среднем однородна. По данным Г.З. Гуарария [1988], в лессово-почвенных разрезах Таджикистана (Кайрубах и Чашманигар) магнитный минерал в почвах и лессах один и тот же, рост магнитной восприимчивости в почвах обусловлен увеличением концентрации магнетита, как и в ПК1 Хонако-3.

Различий как по составу, так и по структурным особенностям магнитных зерен в лессах, “инициальных” почвах и в ПК1 не обнаружено. Можно предположить, что прямая полярность пород ПК1 не связана с его перемагничиванием по современному геомагнитному полю за счет вторичных процессов.

Рис. 8. Зависимость IRM (A) и ARM (Б) от K .
a – образцы лесса; б – “инициальной” почвы; в – образцы ПК1.

Для проверки предположения о более молодом возрасте пород ПК1 магнитные исследования были продолжены. В качестве дополнительного критерия использована запись в изучаемом разрезе палеонапряженности геомагнитного поля и спектра вековых вариаций (*SV*) палеонапряженности и угловых характеристик геомагнитного поля.

Напряженность геомагнитного поля, записанная в разрезе

Для оценки возраста отложений мы использовали метод сопоставления записанной в разрезе палеонапряженности геомагнитного поля $H_{\text{др}}$ с “эталонной” кривой относительной палеонапряженности, применяя корреляционный анализ. Высокозначимый коэффициент корреляции r между напряженностью геомагнитного поля, записанной в разрезе, и определенным участком “эталонной” кривой будет указывать на то, что породы разреза формировались в интервале времени, соответствующем этому участку [Поспелова, Пилипенко, 2000].

Обычно для относительной оценки $H_{\text{др}}$ по осадочным породам используют отношение $Rns_T = NRM_T / IRS_T$, где NRM_T – естественная остаточная намагниченность пород после терморазмагничивания, а IRS_T – остаточная намагниченность насыщения пород после нагрева до той же температуры (T – температура, при которой направление NRM выходит на характеристическое). Реже для этой цели применяется отношение $Qn_T = NRM_T / KH$ [Поспелова, Шаронова, 1999]. Использовать факторы Rns_T и Qn_T для реконструкции $H_{\text{др}}$ можно только в том случае, если состав и структура магнитных зерен пород в пределах исследуемой части разреза одинаковы. Изучаемый разрез, как показано выше, отвечает этим требованиям, т.е. по Rns_T или Qn_T можно восстановить запись $H_{\text{др}}$.

Для 83 образцов из разных частей разреза определены значения NRM_{320} (после нагрева до 320 °C) и IRS_{320} (после намагничивания в постоянном магнитном поле $640 \cdot 10^3$ А/м и нагрева до 320 °C). Корреляционный анализ значений Rns_{320} и Qn_{320} показал, что коэффициент корреляции по 81 паре точек высокозначим, $r = 0,77$, т.е. для оценки $H_{\text{др}}$ подходят оба фактора (с одинаковой степенью надежности). В связи с тем, что значений Qn_{320} в 3 раза больше, чем Rns_{320} , в дальнейших исследованиях использованы данные Qn_{320} .

Известно, что осадконакопление очень редко бывает равномерным и непрерывным. Присутствие ископаемого ПК1 уже свидетельствует о различной скорости осадкообразования в разрезе: в почве она всегда меньше, чем в лессах. Чтобы привести раз-

рез к равномерной скорости осадконакопления, был применен метод, предложенный и апробированный на лессовом разрезе Янгиюль [Поспелова, Петрова, Шаронова, 1998]. Метод основан на том, что периоды вековых вариаций напряженности поля и угловых элементов геомагнитного поля существенно не менялись в позднем плейстоцене, возможно даже в течение всего хrona Брюнес. Постоянство периодов вариаций геомагнитного поля подтверждено многими исследованиями [Петрова, Нечаева, Поспелова, 1992]. Различие периодов вариаций $H_{\text{др}}$, вычисленных по данным разных частей разреза в масштабе их мощности, можно объяснить неравномерной скоростью осадконакопления и наличием перерывов в нем. Разрез Хонако-3 был разбит на три участка: 1) верхняя часть лесса до 6 м, которая обычно обладает меньшей плотностью, чем нижележащая; 2) толща лесса от 6 м до ПК1; 3) ископаемый педокомплекс. Залегающий ниже ПК1 лесс не анализировался на периоды вековых вариаций $H_{\text{др}}$ из-за малой мощности опробованной его части и небольшого количества в ней точек отбора. Для каждого участка разреза в масштабе мощности были вычислены периоды вековых вариаций $H_{\text{др}}$, оцениваемые по Qn_{320} . В результате анализа Фурье установлено, что периоды, полученные для первого и второго участков лесса, близки между собой, а для ПК1 – меньше в 1,1 раза. Для сравнения брались только надежные значения периодов, которые больше трех раз укладываются в рассматриваемые мощности участков (табл. 1). Различие вычисленных периодов вариаций $H_{\text{др}}$ можно объяснить разной скоростью осадкообразования ПК1 и лесса. В среднем педокомплекс накапливался медленнее, чем вышележащий лесс. Путем растяжения толщи ПК1 в 1,1 раза разрез приведен приблизительно к равномерной скорости осадконакопления.

Кривая палеонапряженности геомагнитного поля по Qn_{320} построена с учетом равномерной скорости осадконакопления (рис. 9). Величина Qn_{320} существенно меняется вдоль разреза, что подтверждает отсутствие полного перемагничивания NRM в изу-

Таблица 1. Периоды вековых вариаций палеонапряженности геомагнитного поля в масштабе мощности (см) на трех участках разреза Хонако-3

Лесс: 30–660 см	Лесс: 665–1246 см	Почва: 1286–1626 см
78,8	85,3	–
53,9	48,8	46,5
34,1	35,3	32,0
26,9	27,7	25,4
21,0	20,5	17,7

ченных породах. Наименьшие значения Qn_{320} (0,035–0,060) фиксируются в толще лесса в интервале 6–9 м, наибольшие (0,12–0,30) – в средней части ПК1, верхней – лесса, подстилающего ПК1, и в толще лесса на глубине 9–11 м (см. рис. 9).

Отсутствие записи геомагнитных экскурсов в изученном разрезе, кроме Моно, позволяет предположить его формирование после экскурса Каргаполово-Лашамп, т.е. после 40 тыс. л.н. Крупных потеплений в период 40–20 тыс. л.н. не происходило. Однако наличие в разрезе педокомплекса свидетельствует о том, что в это время было все-таки значительное потепление [Ранов, Шефер, 2000]. По палеотемпературной кривой гренландского кернальда, реконструированной на основе стабильного изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$, потепление Денекамп приходится на 34–32 тыс. л.н. [Dansgaard et al., 1993], что соответствует изотопно-кислородной подстадии 3.1 шкалы Н. Шеклтона [Shackleton, Berger, Peltier, 1990]. Исходя из этого и на основании поведения кривой Qn_{320} за нижнюю временную границу мы приняли ~35 тыс. л.н., а за верхнюю ~23 тыс. л.н. Стоит отметить, что как на изотопно-кислородной стадии 5е, так и во время потепления Денекамп фиксируются три максимума изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$, уменьшающиеся по амплитуде снизу вверх, подобно поведению величины магнитной восприимчивости пород в ПК1. Ход кривой изменения величины K в ПК1 разреза Хонако-3 подобен ходу палеотемпературной кривой Денекамп и стадии 5е, поэтому судить о возрасте ПК1 на основании сопоставления этих кривых не всегда правомерно.

На рис. 10, А приведена кривая изменения Qn_{320} во времени – с 35 000 по 23 300 л.н. Для проверки правильности таких оценок она сопоставлена с “эталонной” кривой палеонапряженности геомагнитного поля, в качестве которой взята кривая Rns_{350} в интервале 53–22 тыс. л.н., записанная в разрезе-дудке Янгиюль ($\phi = 41^\circ$ с.ш., $\lambda = 69^\circ$ в.д.) в Узбекистане (рис. 10, Б) [Поспелова, Петрова, Шаронова, 1998]. Он расположен недалеко от Хонако-3 (отстоят друг от друга всего на 1° по долготе и 3° по широте). В результате сопоставления кривой Rns_{350} разреза Янгиюль со сводными кривыми палеонапряженности геомагнитного поля в Средиземном море, Индийском и Атлантическом океанах, изменения виртуального дипольного момента Земли (VADM), с кривыми Sint-200 и VADM, полученной по гавайским лавам, а также с мировым банком данных установлено, что кривая Rns_{350} (Янгиюль) носит глобальный характер, т.е. является уверенным эталоном $H_{\text{др}}$ в интервале 53–22 тыс. л.н. [Поспелова, Пилипенко, 2000].

Корреляционный анализ кривых палеонапряженности геомагнитного поля, записанных в разрезах Хонако-3 и Янгиюль, показал: коэффициент корреляции по 44 парам точек высокозначим ($r = 0,6$), что свидетельствует о надежном определении интервала времени ~35–23 тыс. л.н. в разрезе Хонако-3. Подобие кривых прослеживается и визуально (см. рис. 10). Корреляция кривой Qn_{320} разреза Хонако-3 с кривой палеонапряженности геомагнитного поля по мировым данным за последние 130 тыс. лет отсутствует ($r = -0,076$). В интервале ~29–28 тыс. л.н., когда наблюдался минимум $H_{\text{др}}$, в разрезе Янгиюль за-

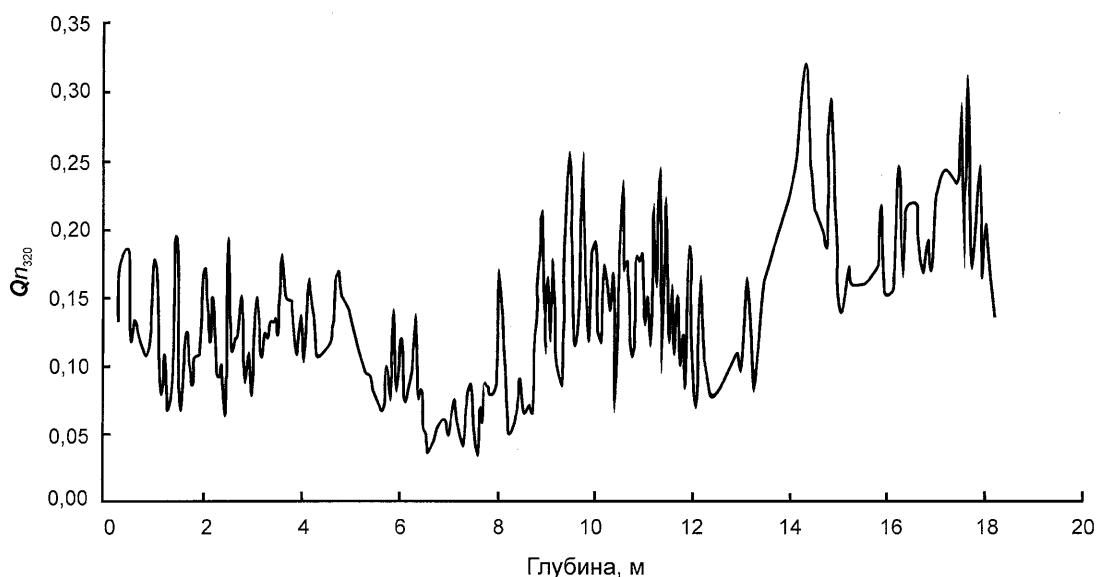


Рис. 9. Кривая палеонапряженности геомагнитного поля по Qn_{320} при равномерной (в среднем) скорости осадконакопления.

писан геомагнитный экскурс Моно, который представляет собой крупную вариацию виртуального геомагнитного полюса [Поспелова, Петрова, Шаронова, 1998]. На кривой Qn_{320} разреза Хонако-3 также прослеживается минимум в интервале ~29–27 тыс. л.н. В этот период наблюдаются резкие колебания наклонения **I** и склонения **D**. Значения **I** меняются от 26° до 82°, а **D** – от 331° до 55°, образуя крупные петли ВГП. Можно предположить, что это также запись геомагнитного экскурса Моно (см. рис. 5).

Спектр вековых вариаций **Hдр, I и D**

Для подтверждения результатов корреляционного анализа кривых **Hдр**, записанных в разрезах Хонако-3

и Янгиюль, проведено определение спектра вековых вариаций (*SV*) палеонапряженности и угловых характеристик геомагнитного поля этих разрезов. На основании исследований палеонапряженности геомагнитного поля в разрезе Хонако-3 мы предположили, что породы формировались ~35–23 тыс. л.н. Для значений **Hдр**, **I** и **D** в этом интервале методом Фурье вычислены квазипериоды *SV* в годах. Ошибка определения составляет не менее 10 %. Результаты спектрального анализа приведены в табл. 2. Значения квазипериодов для всех характеристик геомагнитного поля близки между собой и хорошо согласуются с полученными по археомагнитным данным. Сопоставление с квазипериодами *SV*, записанными в разрезе-дудке Янгиюль за интервал ~53–22 тыс. л.н., в целом дало удовлетворительные результаты. Некоторые квазипериоды (600, 800 лет) одинаковы по *SV* обоих разрезов, другие близки в пределах ошибки опреде-

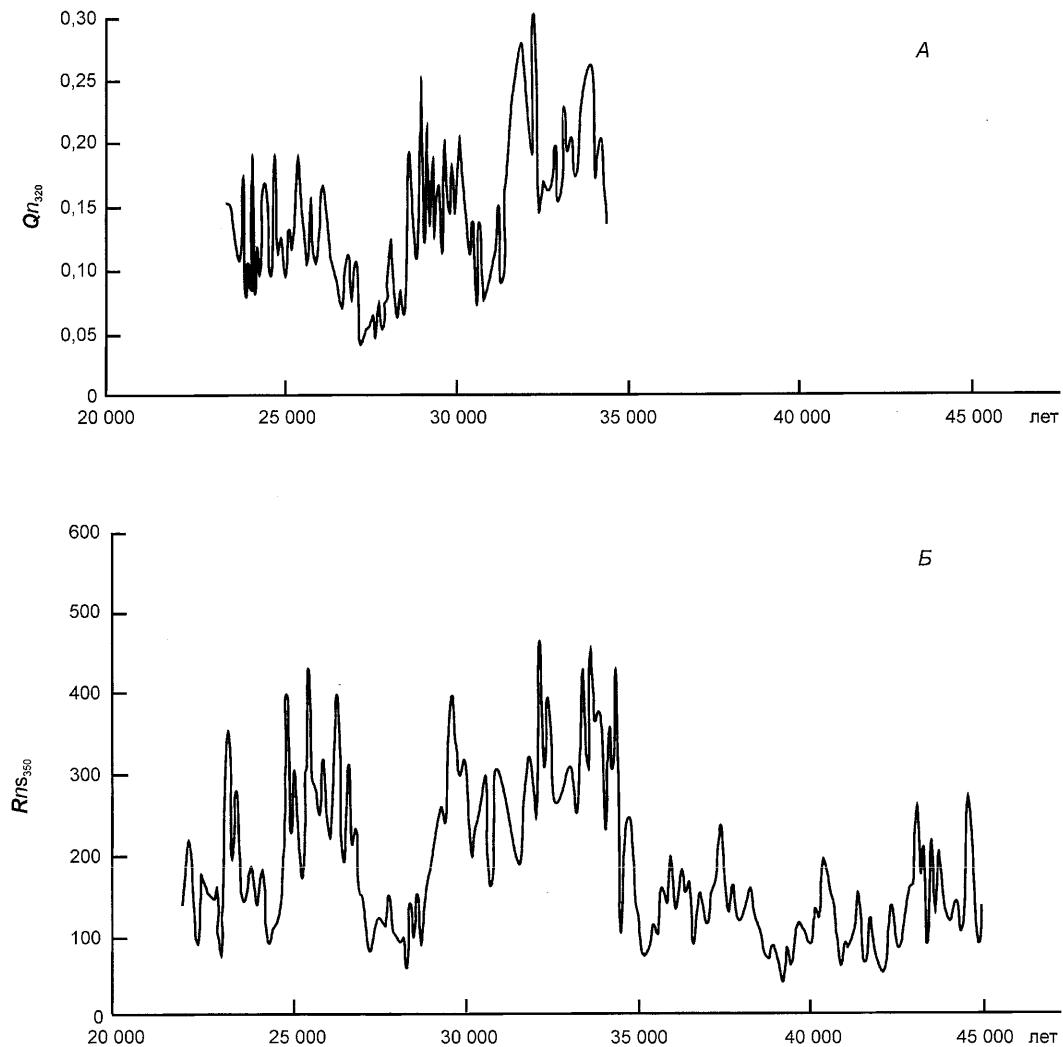


Рис. 10. Кривые напряженности геомагнитного поля в разрезах Хонако-3 (A) и Янгиюль (Б) в масштабе времени.

Таблица 2. Квазипериоды SV (в годах) для характеристик геомагнитного поля, записанных в разрезе Хонако-3 (Таджикистан) за период ~35–23 тыс. л.н. и в разрезе-дудке Янгиюль (Узбекистан) за период ~53–22 тыс. л.н.

Хонако-3			Янгиюль*		
<i>I</i>	<i>D</i>	Qn_{320}	<i>I</i>	<i>D</i>	RnS_{350}
—	—	3400	3500	3400	3600
—	2100	2500**	2600	2600	2700**
1600	—	1700**	1900	1900	1700**
1000	1100	1000	1200	1300	1200
800	800	—	800	800**	800
600	600	600	600	600	600
—	500	500	—	—	—
400	400	400	—	—	—
300	300	300	—	—	—

* [Поспелова, Шаронова, 1999]. Выделение квазипериодов менее 600 лет в разрезе Янгиюль ограничено точностью экспериментальных данных.

** Слабо выраженный квазипериод.

ления. В разрезе Хонако-3 отсутствует квазипериод 2 600–2 700 лет, что, возможно, обусловлено коротким (12 тыс. лет) интервалом времени для использования метода Фурье.

Таким образом, разносторонний комплекс палеомагнитных исследований показал, что изученная часть разреза Хонако-3 (включая ПК1) сформировалась приблизительно 35–23 тыс. л.н. При этом лессы на глубине ок. 8–9 м накапливались ок. 28–27 тыс. л.н. (экскурс Моно), а ПК1 сформировался 34–32 тыс. л.н., что соответствует потеплению Денекамп и подстадии 3.1 изотопно-кислородной кривой.

Радиотермolumинесцентное датирование

Радиотермolumинесцентное датирование образцов из верхней части разреза Хонако-3 проведено в лаборатории дозиметрии, радиоактивности окружающей среды и радиотермolumинесцентного датирования Московского государственного университета. Оно выполнено по известной методике В.К. Власова и О.А. Куликова, по которой отбирались и образцы [Власов, Куликов, 1988; Vlasov, Kulikov, 1989]. Радиотермolumинесцентные даты получены по лессам (и их прослоям в ПК1) с глубин: 9,4 м – 26 ± 6 тыс. л.н. (РТЛ-917); 13,1 м (прослой в ПК1) – 36 ± 9 (РТЛ-915); 15,2 м (прослой в ПК1) – 40 ± 10 (РТЛ-906); 33 м (низ ПК2) – 50 ± 12 тыс. л.н. (РТЛ-900). Эти даты довольно хорошо (в рамках доверительного интервала) согласуются с данными палеомагнитных исследований. Последние попадают в интервал радиотермolumинесцентных дат и располагаются ближе к его верхней части.

Дискуссия

Наиболее детально в геологическом и палеопедологическом отношении изучен, а также датирован разрез Дарай-Калон в Таджикистане [Frechen, Boergnik, 1997; Frechen, Dodonov, 1998; Додонов и др., 1999]*. Термолюминесцентные даты, полученные по образцам из него, по мнению А.Е. Додонова [Додонов и др., 1999] и ряда других исследователей, бесспорно доказывают рисс-вюрмский возраст ПК1 в разрезе Дарай-Калон, а значит, и в остальных лессово-почвенных разрезах Таджикистана и его соответствие стадии 5е изотопно-кислородной кривой. А между тем это мнение не бесспорно даже в отношении разреза Дарай-Калон, который дает наиболее надежные данные для отнесения ПК1 Таджикистана именно к стадии 5е. Рассмотрим даты Дарай-Калона более детально.

Полученные в Кембриджском университете даты от $68,9 \pm 9,3$ до 119 ± 15 тыс. л.н. [Там же] охватывают всю стадию 5. Но, если учесть доверительный интервал, они могут захватить также значительную часть стадии 4. Даты же, полученные в Кельнском университете, от $57,3 \pm 3$ до более 117 тыс. л.н. [Frechen, Dodonov, 1998], в любом случае захватывают стадию 4. Таким образом, даже в разрезе Дарай-Калон, где, как считается, ПК1 наиболее надежно датирован рисс-вюрмом, т.е. соответствует стадии 5е, во время которой должен был происхо-

* Вышедшая в 2002 г. книга А.Е. Додонова “Четвертичный период Средней Азии” (М.: ГЕОС) ничего принципиально нового, по сравнению с цитируемыми его работами, не содержит и потому здесь не обсуждается.

дить экскурс Блейк, ПК1 формировался в течение стадий 5 и 4. Однако сторонники рисс-вюрмского возраста ПК1 не обращают внимание на эти факты и относят ПК1 целиком к стадии 5. По их мнению, лессово-почвенная формация Таджикистана формировалась строго синхронно и повсеместно педокомплексы соотносятся с нечетными стадиями изотопно-кислородной кривой, т.е. возраст ПК1 везде соответствует только стадии 5 (71–127 тыс. лет). Приведенные выше данные по разрезу Хонако-3 показывают, что это не всегда так, в некоторых разрезах верхняя часть, включая ПК1, может быть существенно моложе. Но, возможно, разрез Хонако-3 является исключением? Анализ данных по возрасту ПК1 в других разрезах свидетельствует, что это не так.

А.В. Пеньков [Алексеева и др., 1977] показал, что в разрезе Карамайдан экскурс Блейк (стадия 5) зафиксирован в ПК4, а в ПК1 – экскурс Лашамп, который в то время датировался ок. 20 тыс. л.н. В разрезе же Хонако-2 экскурс Лашамп (ок. 20 тыс. л.н.) прослежен в лессах между ПК1 и ПК2 (это положение для него наиболее вероятно и согласно нашим данным, полученным в Хонако-3). Сдвоенный геомагнитный экскурс Блейк зафиксирован А.В. Пеньковым в ПК4 и лессах над ним в разрезе Карагатау [Там же]. В те годы А.Е. Додонов датировал ПК1 приблизительно 30–20 тыс. л.н. [Пеньков, Гамов, Додонов, 1976]. Однако позже ПК1 в том же разрезе Карамайдан был соотнесен со стадией 5, т.е. с экскурсом Блейк [Shackleton et al., 1995] (пересмотр возраста и корреляция с экскурсом Блейк выполнены по значениям магнитной восприимчивости и по числу ПК в лессово-почвенном разрезе).

Счет палеопочв может быть разный не только у разных авторов [Schäfer, Sosin, Ranov, 1996], но и, как показано ниже, у одного и того же, но в разные годы. Для того чтобы “унифицировать” стратиграфию Таджикистана и Китая [Shackleton et al., 1995; Додонов и др., 1999], одна из почв была выброшена из схемы лессово-почвенной формации. Однако “унификации” еще мешает ПК8. Сейчас его называют межстадиальным (“ненастоящим”). Но, по данным почвоведов, ПК8 не отличается от “настоящих” (межледниковых) почв. Чтобы получить полное соответствие лессово-почвенной формации Таджикистана изотопно-кислородной кривой, необходимо и ПК8 выбросить из схемы. Излишне говорить, что такой метод построения стратиграфических схем лессово-почвенной формации некорректен.

В разрезе Хонако-3, как и в разрезах Китая, магнитная восприимчивость ПК1 в 6 раз выше, чем лессов. Если бы не был проведен большой комплекс палеомагнитных исследований, ПК1 Хонако-3 можно было бы коррелировать с ПК1 Китая, который

соотнесен с изотопно-кислородной стадией 5. Изучение палеонапряженности геомагнитного поля, записанной в разрезе Хонако-3, показало отсутствие корреляции ПК1 со стадией 5, но высокую корреляцию со стадией 3. Это подтверждает и анализ спектра вековых вариаций палеонапряженности и угловых характеристик геомагнитного поля. Очевидно, что одна только магнитная восприимчивость не может быть бесспорным признаком корреляции.

Принято считать, что в период формирования ПК1 лессовых разрезов Китая происходил геомагнитный экскурс Блейк, хотя в разрезах, где были выполнены палеомагнитные исследования, его запись, насколько нам известно, в ПК1 не обнаружена. Более того, имеются данные о положении экскурса Блейк ниже ПК1. В разрезе Пингманг в лессе 2 (ниже ПК1) прослежена палеомагнитная аномалия (ПМА), сопоставляемая с его записью. В разрезе Уиджи геомагнитный экскурс зафиксирован в ПК4 и нижележащем лессе, а в разрезе Сифенг – в низах ПК2 и в верхней части лесса 3. Он интерпретируется как экскурс Блейк [Zhang Zonghu, 1982]. Зона с палеомагнитной аномалией прослежена в ПК2 и в лессе 3 в разрезе Лючиань. Ее интерпретируют как запись экскурса Блейк или Бива 1. В разрезах Сиань и Сифенг ПМА в ПК1 отсутствует, записи геомагнитных экскурсов зафиксированы в верхах лесса 4 и в середине лесса 5 [The recent..., 1984]. Возраст ПК1 в разрезах Китая оценен по термолюминесцентным данным, а также по сопоставлению поведения магнитной восприимчивости в ПК1 со стадией 5е изотопно-кислородной шкалы Н. Шеклтона [Ibid; Kukla et al., 1988; Shackleton, Berger, Peltier, 1990]. Причем ход кривой **K** повторяет ход изотопно-кислородной кривой на стадии 5е [Kukla et al., 1988]. Объяснение отсутствия записи геомагнитного экскурса в ПК1 не приводится. Сопоставление лессового разреза Карамайдан Таджикистана с таковыми Китая и с изотопно-кислородными стадиями [Shackleton et al., 1995] позволило оценить возраст верхнего ПК1 в разрезе Карамайдан также в 128 тыс. лет, т.е. фактически можно считать, что в период формирования ПК1 происходил геомагнитный экскурс Блейк. Корреляция выполнялась по значениям **K** и по числу ПК в разрезах, а в разрезе Дарай-Калон – по ТЛ-датам [Frechen, Dodonov, 1998]. Интересно отметить, что, несмотря на упорные поиски экскурса Блейк в рейнских лессах в связи с эземской почвой, запись его была обнаружена всего в одном разрезе [Loess..., 1999; Reinders, Hambach, 1995]. Очевидно, этот разрез в Европе достоин самого пристального внимания геофизиков-палеомагнитологов.

В общем же получается, что в разрезах Китая, как и Таджикистана, в ПК1 не обнаружена запись ка-

кого-либо геомагнитного экскурса. По-видимому, экскурс Блейк записан в лессовых разрезах ниже, возможно в ПК4. Стоит отметить, что запись этого экскурса в разрезе Королево (Закарпатье) приходится на четвертую региональную погребенную почву [Адаменко и др., 1989].

Поскольку изученная часть разреза Хонако-3 включает ПК1, было сделано предположение, что в нем должна быть запись экскурса Блейк, а выше – Хаджимус и Каргаполово. Палеомагнитные исследования пород показали: в ПК1 Хонако-3 нет никаких признаков записи геомагнитных экскурсов (см. рис. 4), как и во многих других разрезах.

Не в пользу корреляции ПК1 Хонако-3 с ПК1 разрезов Китая свидетельствуют также данные по напряженности геомагнитного поля Хонако-3, полученные по Qn_{320} . Судя по значениям Qn_{320} , в изученном временном интервале наблюдаются колебания, подобные глобальным колебаниям напряженности геомагнитного поля, происходившим в интервале ок. 35–23 тыс. л.н. Коэффициент корреляции между кривой H_{dr} , записанной в разрезе Хонако-3, и глобальной кривой H_{dr} в этом интервале времени высокозначим ($r = 0,6$). Известно, что в периоды геомагнитных экскурсов напряженность поля была понижена [Поспелова, 1971; Valet, Meynadier, 1993]. На нашей кривой (см. рис. 9) минимум Qn_{320} в ПК1 отсутствует, а фиксируется в середине лесса, лежащего выше, где возможна запись экскурса Моно.

Таджикистан находится на юго-западной периферии Сибирского антициклона, поэтому материал для накопления лессов приносят ветры с запада и северо-запада [Котляков и др., 1993]. Относительно скорости неотектонических поднятий Тибета и Гималаев существуют разные мнения. Однако можно считать доказанным, что эти горные системы уже в среднем плейстоцене достигли высоты, достаточной для минимизации в Таджикистане влияния ветров с юго-востока. В позднем плейстоцене оно было подобно современному, т.е. очень небольшое. Таким образом, в то время в Таджикистане лессонакопление происходило главным образом за счет ветров с запада и северо-запада. На этом направлении основные поля лессово-почвенной формации расположены в южной части умеренной зоны Евразии. Здесь весьма детально изучена лессово-почвенная формация в Австрии, Чехии, Украине. Там ПК1 (витачевская почва) датируется ок. 29 тыс. л.н. и сопоставляется со стадией 3 изотопно-кислородной кривой [Rouseau et al., 2001]. На Русской равнине ПК1 (брянский педокомплекс) имеет даты в интервале 30–25 тыс. л.н. и тоже соотносится со стадией 3, точнее, с Денекампом [Величко, Борисова, Доскач, 1993]. На юге Западной Сибири ПК1 (исkitимский педокомплекс) датирован 33–29 тыс. л.н. [Волков,

Зыкина, 1993] и также сопоставлен со стадией 3 [Зыкин, Зыкина, Орлова, 2000]. В районе Красноярска (разрез Таштык) ПК1 состоит из двух черноземных почв. Лесс выше него датирован ок. 25 тыс. л.н., а ниже – ок. 35 тыс. л.н. [Frechen, Yamskikh, 1999]. Севернее Красноярска, в Северном Приангарье, известна ископаемая почва, возраст которой ок. 32–33 тыс. лет [Лаухин и др., 1980]. Южнее Красноярска, на юго-западе Восточного Саяна, в Дербинском археологическом районе, ПК1 (дербинский педоседимент) датируется ок. 32–29 тыс. л.н. [Акимова и др., 2000]. Еще южнее, в Минусинской котловине, развит ПК1 (куратакский педокомплекс), датированный между 34 и 25 тыс. л.н. [Дроздов и др., 2000]. В Прибайкалье ПК1 (осиновский педокомплекс) имеет возраст 31–32 тыс. лет и сопоставляется со стадией 3 изотопно-кислородной кривой [Грачев, Воробьев, Мац, 1998]. Таким образом, на юге умеренной области Евразии от Центральной Европы до Восточной Сибири включительно практически повсеместно развит ПК1, возраст которого ок. 27–34 тыс. лет, т.е. в пределах точности метода аналогичен возрасту ПК1 в разрезе Хонако-3 Таджикистана.

Заключение

Данные палеомагнитных исследований и радиотермолюминесцентного датирования показали, что ПК1 в разрезе Хонако-3 соотносится со стадией 3 изотопно-кислородной кривой и может быть сопоставлен с палеогеографическим событием Денекамп (34–32 тыс. л.н.). Выше ПК1 можно предположить запись экскурса Моно (29–27 тыс. л.н.). В целом верхняя часть разреза Хонако-3, включая ПК1, формировалась приблизительно от 35 до 22 тыс. л.н. Эта оценка сильно отличается от данных по разрезам Карамайдан, где можно предполагать, что возраст ПК1 соответствует стадии 5, и Дарай-Калон, где это соответствие ПК1 (или части ПК1) доказано более уверенно. Такое расхождение в датах ПК1 в лессово-почвенных разрезах Южного Таджикистана может быть обусловлено следующими причинами.

1. Континентальные отложения (даже лессы) формировались не так равномерно и непрерывно, как донные океанические [Roebroeks, 1994]. Поэтому в разных районах и даже в разных частях одного района со сложным рельефом и большим разнообразием локальных условий осадконакопления возраст ПК1 (как и других ПК) в лессово-почвенной формации может быть различным.

2. ПК1 в разрезе Хонако-3 был сформирован не в межледниковые, а в межстадиале, как это ранее предполагали А.Е. Додонов и А.В. Пеньков [1977].

3. Термolumинесцентное датирование в разных лабораториях выполняется по различным методикам, что обуславливает и разные ТЛ-даты для одних и тех же лессов. Необходимо совершенствовать и унифицировать методики ТЛ-датирования. В настоящее время ТЛ-даты не могут быть решающими для определения возраста ПК в лессово-почвенной формации.

Следует подчеркнуть, что в публикациях, посвященных изучению палеопочв Южного Таджикистана, до сих пор не дана исчерпывающая характеристика различий между почвами, сформировавшимися в межледниковых и межстадиальных. А это принципиально важно, т.к. только почвы, сформировавшиеся во время межледниковых, принято сопоставлять с нечетными стадиями изотопно-кислородной кривой. В результате неопределенности в различии "межледниковых" и "межстадиальных" почв стали возможны такие действия, как, например, перевод ПК8 из разряда "межледниковых" почв в "межстадиальные". Во многих регионах (в т.ч. и упомянутых выше) первые сверху погребенные почвы моложе рисс-вюрома, и потому их считают "межстадиальными" и не включают в общий счет палеопочв, сопоставляемых с изотопно-кислородной кривой, хотя они по своим макроморфологическим показателям мало чем отличаются от палеопочв, которые соотносят со стадией 5 и в общем счете палеопочв лессово-почвенной формации называют ПК1, несмотря на то что выше их могут залегать однажде и даже больше погребенных почв.

Средний палеолит (мустье) датируется в широком диапазоне, по меньшей мере от 250 до 30 тыс. л.н. Поэтому археологический метод датирования непригоден для уточнения возраста ПК1, как и других педокомплексов лессово-почвенной формации Южного Таджикистана. Дальнейшие исследования, несомненно, помогут объяснить те факты, которые сейчас кажутся противоречивыми. Однако исследования эти должны быть как стратиграфические, археологические, геофизические, так и в большой мере – палеопедологические.

Благодарности

Выражаем благодарность проф. Р. Ко за предоставленную возможность провести часть исследований в палеомагнитной лаборатории Калифорнийского университета (г. Санта-Круз). Мы также благодарны А.Ю. Казанскому, который выполнил контрольные лабораторные исследования 20 наших образцов, и проф. Г.З. Гуварию (ГИН РАН) за помощь в проведении эксперимента по намагничиванию образцов в постоянном магнитном поле.

Работа выполнена на средства Национального географического общества США (проект NGS 5919-97) при финансовой поддержке РФФИ (проекты 97-06-80129, 98-05-64691, 00-05-64684 и 04-06-80024).

Список литературы

Адаменко О.М., Адаменко Р.С., Гладилин В.И., Гродецкая Г.Д., Левковская Г.М., Пашкевич Г.А., Пospelова Г.А., Солдатенко Л.В., Шелкопляс В.Н. Палеолитическое местонахождение Королево в Закарпатье // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1989. – № 58. – С. 5–25.

Акимова Е.В., Стасюк И.В., Томилова Е.А., Лаухин С.А. Новые данные по археологии позднепалеолитической стоянки Дербина-5 // Проблемы археологии, этнографии и антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 2000. – Т. 6. – С. 24–27.

Алексеева Л.И., Байгузина Л.Л., Бельский В.А., Вангенгейм Э.А., Вислобокова И.А., Гамов Л.Н., Дмитриева Е.Л., Додонов А.Е., Ершова Л.Н., Зажигин В.С., Лазаренко А.А., Лим В.В., Лоскутов В.В., Лозиев В.П., Меламед Я.Р., Пахомов М.М., Пеньков А.В., Пенькова А.М., Ранов В.А., Сотникова М.В., Шарапов Ш., Шелкопляс В.Н. Путеводитель экскурсий: Междунар. симп. по проблеме "Граница неогена и четвертичной системы". – М.: Наука, 1977. – 183 с.

Величко А.А., Борисова О.К., Доскач А.Г. Русская равнина // Эволюция ландшафтов и климатов Северной Евразии. Поздний плейстоцен и голоцен: Элементы прогноза. – М.: Наука, 1993. – С. 11–20.

Власов В.К., Куликов О.А. Радиотермolumинесцентный метод датирования рыхлых отложений. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1988. – 86 с.

Волгина В.А., Жуков В.А., Клец В., Лаухин С.А., Ранов В.А., Филимонова Т.Г., Худжагельдиев Т.У. Археологические исследования в Ховалинском и Дангаринском районах (Таджикистан) // АО 1997 г. – М.: Наука, 1999. – С. 338–339.

Волков И.А., Зыкина В.С. Южная равнина Западной Сибири – палеогеографические реконструкции, основанные на изучении континентальных серий // Эволюция ландшафтов и климатов Северной Евразии. Поздний плейстоцен и голоцен: Элементы прогноза. – М.: Наука, 1993. – С. 32–35.

Грачев М.А., Воробьев Г.А., Мац В.Д. Проблемы датировки климатических событий раннего плейстоцена Сибири и их корреляции с байкальскими и глобальными летописями // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. – Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 1998. – С. 85–95.

Гуварий Г.З. Геомагнитное поле во время инверсий в позднем кайнозое. – М.: Наука, 1988. – 207 с. – (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 415).

Деревянко А.П., Зыкина В.С., Маркин С.В., Николаев С.В., Петрин В.Т. Первые раннепалеолитические объекты Кузнецкой котловины. – Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 1992. – 61 с.

Деревянко А.П., Исламов У.И., Петрин В.Т., Сулейманов Р.Х., Алимов К., Кривошапкин А.И., Анойкин А.А., Милютин К.И., Сайфуллаев Б. Исследования грота Оби-Рахмат (Республика Узбекистан) в 1999 г. // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 1999. – Т. 5. – С. 60–66.

- Деревянко А.П., Маркин С.В.** Мустье Горного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1992. – 224 с.
- Додонов А.Е.** Антропоген Южного Таджикистана. – М.: Наука, 1986. – 165 с.
- Додонов А.Е.** Лессы Средней Азии и сопредельных регионов // Палеогеография и биостратиграфия плиоцена и антропогена. – М.: Наука, 1991. – С. 48–68.
- Додонов А.Е., Пеньков А.В.** Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лессов Таджикской депрессии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1977. – № 47. – С. 67–76.
- Додонов А.Е., Шеклтон Н., Жоу Л.П., Ломов С.П., Финаев А.Ф.** Лессово-почвенная стратиграфия квартетра Средней Азии: геохронология, корреляция и эволюция палеосреды // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1999. – Т. 7, № 6. – С. 66–80.
- Дроздов Н.И., Чеха В.П., Артемьев Е.В., Хазартс П., Орлова Л.А.** Четвертичная история и археологические памятники Северо-Минусинской впадины. – Куртак: Изд-во Краснояр. гос. пед. ун-та, 2000. – 77 с.
- Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А.** Стратиграфия и основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2000. – № 1 (1). – С. 3–21.
- Котляков В.М., Рототаева О.В., Лебедева И.М., Бажев А.Б., Варнакова Г.М., Геткер М.И., Долгушин Л.Д., Канапев Л.А., Кеммерих А.О., Кренке А.Н., Муравская Р.В., Сезин В.М., Супруненко Ю.П., Суцслов В.Ф., Тукеев О.В.** Оледенение Памиро-Алая. – М.: Наука, 1993. – 256 с.
- Лаухин С.А., Дроздов Н.И., Панычев В.А., Орлова Л.А.** Усть-Кова на Ангаре – самая древняя палеолитическая стоянка между Уралом и Леной, датированная радиоуглеродным методом // Докл. АН СССР. – 1980. – Т. 254, № 2. – С. 182–185.
- Лаухин С.А., Поспелова Г.А., Ранов В.А., Волгина В.А., Шаронова З.В.** Оценка возраста верхней региональной погребенной почвы лессового разреза Хонако-3 (Таджикистан) // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2001. – Т. 76, вып. 3. – С. 63–68.
- Ломов С.П.** Ископаемые почвы в лессах и некоторые особенности их диагностики в Таджикистане // Граница неогена и четвертичной системы. – М.: Наука, 1980. – С. 99–114.
- Ломов С.П., Сосин П.М., Сосновская В.П.** Строение и вещественный состав погребенных почв в Таджикистане // Почвоведение. – 1982. – № 1. – С. 18–30.
- Минина Е.А., Лазаренко А.А.** Средняя Азия // Четвертичная система. – М.: Недра, 1984. – Полутом 2. – С. 291–331.
- Пеньков Ф.В., Гамов Л.Н., Додонов А.Е.** Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кзылсу (Южный Таджикистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1976. – № 9. – С. 33–43.
- Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А.** Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. – М.: Наука, 1992. – 175 с.
- Поспелова Г.А.** Аномальное поведение геомагнитного поля в плиоцен-плейстоцене (по палеомагнитным исследованием отложений Приобского плато) // Геология и геофизика. – 1971. – № 6. – С. 117–122.
- Поспелова Г.А., Петрова Г.Н., Шаронова З.В.** Геомагнитное поле во время и вблизи экскурсов, записанных в разрезе Янгиюль (Узбекистан) // Физика Земли. – 1998. – № 5. – С. 65–79.
- Поспелова Г.А., Пилипенко О.В.** Вековые вариации геомагнитного поля во время и вблизи экскурса, записанного в разрезе Янгиюль // Физика Земли. – 2000. – № 10. – С. 57–65.
- Поспелова Г.А., Шаронова З.В.** Напряженность геомагнитного поля 53–22 тыс. л.н. // Физика Земли. – 1999. – № 8. – С. 74–83.
- Ранов В.А.** Раскопки Огзи-Кичик // Археологические работы в Таджикистане. – Душанбе: Дониш, 1980. – Вып. 15. – С. 13–38.
- Ранов В.А.** Работы отряда по изучению каменного века в 1980 г. // Археологические работы в Таджикистане. – Душанбе: Дониш, 1987. – Вып. 20. – С. 86–95.
- Ранов В.А., Амосова А.Г.** Раскопки мустьерской стоянки Худжи в 1978 г. // Археологические работы в Таджикистане. – Душанбе: Дониш, 1984. – Вып. 18. – С. 11–47.
- Ранов В.А., Лаухин С.А.** Новые раскопки стоянки Худжи, Таджикистан (предварительное сообщение) // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 1998а. – С. 345–351.
- Ранов В.А., Лаухин С.А.** Проблема геохронологии лессового палеолита Южного Таджикистана // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 1998б. – С. 352–358.
- Ранов В.А., Лаухин С.А.** Стоянка на пути миграции среднепалеолитического человека из Леванта в Сибирь // Природа. – 2000. – № 9. – С. 52–62.
- Ранов В.А., Лаухин С.А., Ван дер Плихт Д.** Первые серийные радиоуглеродные датировки мустье Таджикистана // РА. – 2002. – № 2. – С. 5–16.
- Ранов В.А., Шефер Й.** Лессовый палеолит // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2000. – № 2 (2). – С. 20–32.
- Dansgaard W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G.** Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // Nature. – 1993. – Vol. 364. – P. 218–220.
- Frechen M., Boergnik W.** Lößstratigraphie in Tadschikistan – das Profil Darai Kalon // Sonderveröffentlichungen / Geologisches Institut der Universität zu Köln. – 1997. – Bd. 114. – S. 159–181.
- Frechen M., Dodonov A.E.** Loess chronology of the Middle and Upper Pleistocene in Tadzhikistan // Geol. Rundsch. – 1998. – Vol. 87. – P. 2–20.
- Frechen M., Yamskikh A.F.** Upper Pleistocene loess stratigraphy in the southern Yenisei Siberia area // Journal of the Geological Soc. – 1999. – Vol. 156. – P. 515–525.
- Kukla G., Heller F., Liu X., Xu T., Liu T., An Z.** Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // Geology. – 1988. – Vol. 16. – P. 811–814.

- Loess** in the Middle and Upper Rhine Area / Eds. M. Weidenfeller, L. Zoller. – Mainz: Mainz University, 1999. – 79 p.
- Reinders J., Hambach U.** A geomagnetic event recorded in loess deposits of the Tonchesberg (Germany) identification of the Blake magnetic polarity episode // Geophisic J. Int. – 1995. – N 122. – P. 407–418.
- Roebroeks W.** Updating First Europeans // Current Anthropology. – 1994. – Vol. 25. – P. 301–305.
- Rousseau D.D., Gerasimenko N., Matviichina Z., Kukla G.** Late Pleistocene Environments of the Central Ukraine // Quaterbnary Research. – 2001. – Vol. 56. – P. 349–356.
- Shackleton N.J., An Z., Dodonov A.E., Gavin G., Kukla G.J., Ranov V.A., Zhou L.P.** Accumulation rate of loess in Tadzhikistan and China: relationship with global ice volume cycles // Quaternary Proceedings. – 1995. – N 4. – P. 1–6.
- Shackleton N. J., Berger A., Peltier W.A.** An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677 // Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci. – 1990. – Vol. 81. – P. 251–261.
- Schäfer J., Sosin P.M., Ranov V.A.** Neue Untersuchungen zum Lösspaläolithikum am Obi-Mazar, Tadzhikistan // Archäologisches Korrespondenzblatt. – 1996. – Bd. 26. – S. 97–109.
- Straus L., Bicho N., Burjachs F., Winegardner A.** The Upper Paleolithic settlement of Iberia // XV INQUA Congress: Abstracts. – Cape Town: University of Cape Town, 1999. – P. 174.
- The recent research of loess in China** / Eds. Sadao Sasajima, Wang Yongyan. – Kyoto: Kyoto University; Northwest University, 1984. – 244 p.
- Valet P-P., Meynadier I.** Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years // Nature. – 1993. – Vol. 366. – P. 234–238.
- Vlasov V.K., Kulikov O.F.** Radiothermoluminescence Dating to Pleistocene Sediments // Phis., Chem., Minerals. – 1989. – Vol. 16. – P. 551–558.
- Zhang Zonghu.** Lithological and stratigraphical analysis on loess profiles of the loess plateau in China // Paper of Chinese Geologist submitted to XI INQUA Congress. – Beijing, 1982. – P. 25–36.

Материал поступил в редакцию 25.12.03 г.

ДИСКУССИЯ

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ПЕРВОБЫТНОГО ИСКУССТВА

УДК 903.27

И.В. Ковтун

Институт экологии человека СО РАН
пр. Советский, 18, Кемерово, 650099, Россия
E-mail: vina_veritas@mail.ru

ИНВАРИАНТНЫЙ АНАЛИЗ ИЗОБРАЗИТЕЛЬНЫХ СТИЛЕЙ

Введение

Концепция “изобразительного инварианта” была сформулирована Я.А. Шером, предложившим применить принцип инвариантности в стилистическом анализе наскальных изображений [Каменецкий, Маршак, Шер, 1975, с. 62–71; Шер, 1980, с. 28–32; и др.]: “Те элементы изображений, которые при преобразовании других элементов остаются неизменными и устойчиво повторяются на разных по содержанию изображениях, будем называть изобразительными инвариантами” [Шер, 1980, с. 32].

На первый взгляд, все ясно: изображение состоит из содержательных и выразительных элементов, представляя собой единство того, что изображено (бык, лошадь, олень и т.д.) и как (в стиле мадлен, геометрическом, скифо-сибирском зверином и т.д.). Распознаваемость стиля основана на устойчивой повторяемости и неизменности (инвариантности) изобразительных элементов плана выражения, а элементы плана содержания меняются только в зависимости от смысла данного изображения [Первобытное искусство..., 1998, с. 77]. Тем самым означаемое (лошадь, олень, волк и т.д.) связывается с планом содержания, а означающее (скифо-сибирский стиль, таштыкский, курыканский и т.д.) – с планом выражения изобразительного языка [Шер, 1980, с. 41].

Инвариантный подход к анализу наскальных изображений, предложенный Я.А. Шером, был принят нами как фундаментальный методологический тезис, обоснованность которого не вызывала принципиальных возражений. Но в процессе инструменталь-

ного применения метода в алгоритме этой аналитической схемы обнаружились определенные противоречия и проблемы, что потребовало корректировки методологии и метода инвариантного анализа памятников (предметов) изобразительного искусства [Ковтун, 1993, с. 25–26; 2001, с. 6]. Отчасти внесенные изменения перекликаются с опубликованными ранее критическими замечаниями в адрес отдельных положений Я.А. Шера [Антонова, Раевский, 1981, с. 233; Кузьмина, 1983, с. 96; Переводчикова, 1994, с. 25–27]. Наиболее созвучной нашему пониманию проблемы представляется точка зрения Е.Е. Кузьминой, справедливо полагающей, что «для выделения стиля важна повторяемость не отдельного элемента (который может присутствовать в различных стилях – например, “запятая” на крупье), а повторяемость сочетания элементов стандартных блоков» [1983, с. 96].

К числу последних изысканий, отличающихся похожим методом анализа древнего изобразительного искусства, следует отнести работы французского исследователя Э. Ги [Guy, 1999, 2000]. Его статьи посвящены стилистическим особенностям ряда палеолитических изображений во Франции и на Иберийском полуострове. Автор указывает на три “формальные составляющие” [Guy, 1999, р. 66–69] или “графических стереотипа” [Guy, 2000], под ними понимается “выявление формальных элементов, на которых основывается общность этих рисунков, формирующая их стиль” [Guy, 1999, р. 65]. Э. Ги не использует понятие “инвариант”, но это не придает его подходу методологической новизны. По сути, автор обращается к принципу инвариантного