

УДК 550.384:561

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СУБАЭРАЛЬНОГО ПОКРОВА БИЙСКО-ЧУМЫШСКОГО ПЛАТО (ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ) И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

Г.Г. Матасова¹, А.Ю. Казанский², В.В. Чегус³

¹ Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

³ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, Троицк

Поступила в редакцию 16.11.15

Геологические, гранулометрические и петромагнитные исследования верхнечетвертичных рыхлых отложений Предалтайской равнины позволили изучить строение, определить генетический тип отложений, реконструировать палеогеографические и палеоклиматические условия образования субаэрального покрова Бийско-Чумышского плато. Показаны преимущества дополнительных к традиционным методам петромагнитных исследований для изучения лёссово-почвенных последовательностей — природного архива изменений окружающей среды и климата.

Ключевые слова: Бийско-Чумышское плато, лёссово-почвенные отложения, гранулометрия, магнитные свойства, Сибирь.

Субаэральные (эоловые, делювиально-эоловые, пролювиально-эоловые и т.п.) лёссовые и лёссовидные образования являются одним из наиболее распространенных типов четвертичных континентальных отложений. Они покрывают до ~10% поверхности суши (Лёссовый..., 2001; Pidwirny, 2005). Лёссово-почвенные последовательности представляют собой наиболее полный архив континентальных записей изменений природной среды и климата (Ding et al., 1994, 2002; Evans, Heller, 2003; Heller, Liu, 1984; Heslop et al., 2000; Kukla et al., 1988; Lu et al., 1999; Rutter et al., 1991 и др.).

Реконструкция природных условий накопления лёссово-почвенных отложений традиционно проводится комплексом методов, исследующим минералогические, геохимические, гранулометрические, палеонтологические и другие свидетельства изменений климата и природной среды.

В последние годы для палеоклиматических реконструкций широко используются магнитные свойства лёссово-почвенных отложений. Сопоставление вариаций магнитной восприимчивости лёссово-почвенных последовательностей и отношения легкого и тяжелого изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в раковинах бентосных фораминифер из океанических донных осадков соответствующих временных интервалов установило сильную корреляционную связь этих параметров и тем самым дало основание для развития нового направления в палеоклиматологии — реконструкции природной среды и климата по изменению магнитных характеристик лёссово-почвенных серий (An et al., 1991; Chlachula et al., 1998; Heller, Liu, 1984; Hunt et al., 1995; Kukla et al., 1988; Liu et al., 1993; Maher, Taylor, 1988; Maher, Thompson, 1991; Meng et al., 1997 и др.).

В виде сплошного покрова лёссовые толщи распространены в различных частях Земного шара. Во внутриконтинентальной части Азиатского континента на территории Западной, Центральной и Восточной Сибири лёссово-почвенные отложения объединены в Сибирскую субаэральную формацию. Изучение магнитных палеоклиматических записей в Средней Сибири началось с середины 90-х гг. прошлого столетия (Chlachula et al., 1997, 1998). Систематические петромагнитные исследования лёссово-почвенных серий Западной и Восточной Сибири проводятся нами с 2000-х гг. (Matasova et al., 2001; Matasova, Kazansky, 2004 и др.). В данной работе представлены результаты комплексных (геологических, магнитных, гранулометрических) исследований верхней части субаэрального покрова Бийско-Чумышского плато, юг Западной Сибири (рис. 1).

Краткая геологическая характеристика района исследований

На юге Западной Сибири расположена Предалтайская равнина, которая опоясывает Алтайскую горную страну с севера. Она представлена полосой увалистых предгорий (абсолютные высоты достигают 300–400 м). Предгорья сильно расчленены долинами рек и оврагами. К северу поверхность равнины постепенно снижается и переходит в холмистую равнину. С юга и юго-востока холмистая равнина примыкает к предгорьям Алтая и Салаира, образуя обособленную положительную структуру — Бийско-Чумышскую возвышенность или плато (рис. 1). Бийско-Чумышское плато (БЧП) ограничено на северо-западе и западе долиной р. Обь,

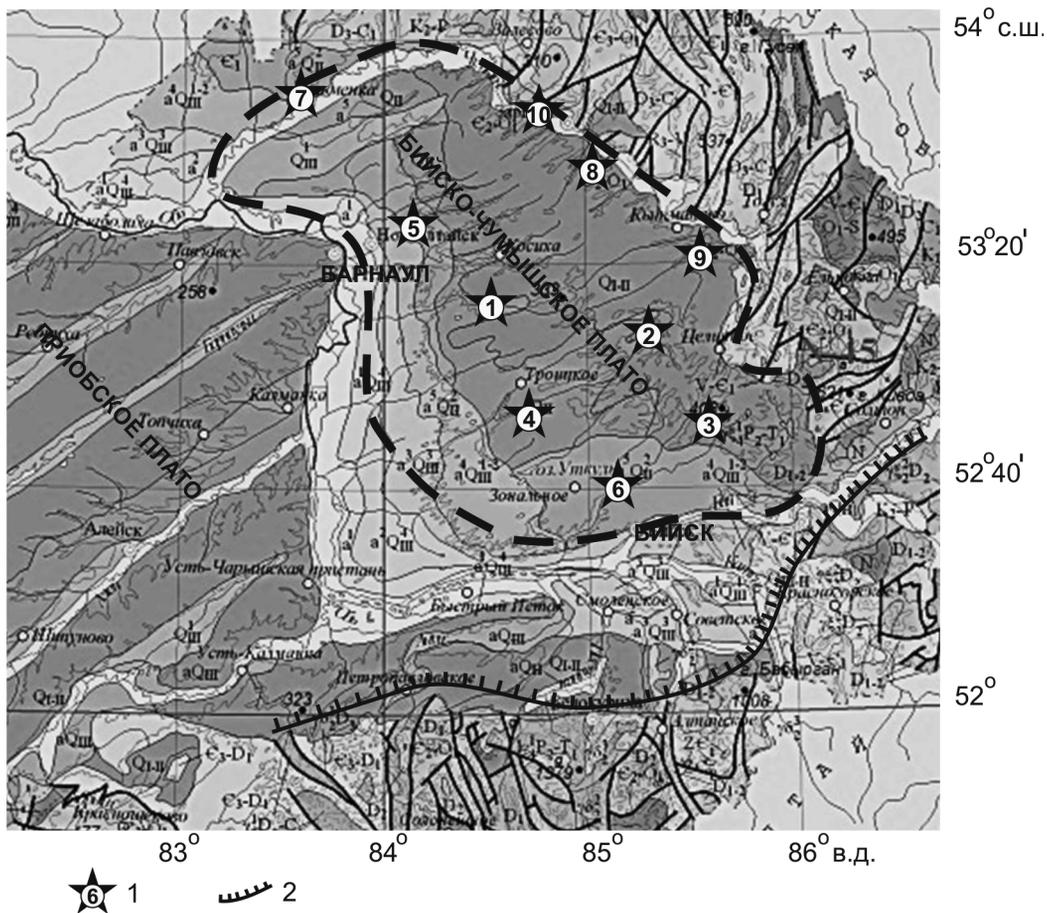


Рис. 1. Фрагмент геологической карты (1:2 500 000). Пунктир — граница Бийско-Чумышского плато (схематично); 1 — местоположение и номер разреза; 2 — северный «фас» Алтая

с юга — долиной р. Бия, на севере, северо-востоке и с востока — долиной р. Чумыш. Абсолютные отметки на юго-востоке плато достигают 320–350 м (Процук, 1978).

Бийско-Чумышское плато сложено осадками озерного и субарального генезиса плиоцен-четвертичного возраста. Осадочный чехол террасирован, поверхность террас неровная, осложнена бугристым рельефом. Установлено (Панычев, 1979), что геоморфологические уровни группируются в две климатические террасы, нижняя из которых имеет среднечетвертичный возраст, а верхняя — позднечетвертичный. Придолинные (I, II, III) террасы перекрыты «боровыми» эоловыми песками, являющимися результатом перевевания песчаного материала, а для водоразделов, склонов увалов и высоких террас (IV, V) характерен покров в виде мощной (более 20 м) толщи супесей, суглинков поздненеоплейстоценового возраста. Предполагается, что при накоплении лёссовых толщ эоловый материал поступал из областей разветвления в Казахстане и/или в Средней Азии (Адаменко, 1976; Архипов, 1971; Малолетко, 1963; Швецов, 2000), а также лёссы могли формироваться за счет пыльных бурь, случавшихся в центральных районах Кулунды (Швецов, 2000). Исследованиями А.В. Вана (2004) минерального состава лёссов Верхнего При-

обья установлено, что наиболее вероятным источником эолового материала является Казахский мелко-сопочник. По гранулометрическим исследованиям (Ван, 2004) отчетливо выделяется зона ближнего пылепада (западная часть Кулундинской равнины) и зона дальнего пылепада (Приобское плато и часть Обь-Чумышского плато) при преобладающем направлении ветра с запада на восток. Реконструкция преимущественного направления палеоветров по ориентировке осей увалов Приобского плато предполагает в качестве основного юго-западное направление при подчиненной роли ветров южного и западного направлений (Москвитин, 1940; Швецов, 2000). Альтернативная точка зрения (Петров, 1948) рассматривает снос с горных сооружений Алтая и Салаира как основной механизм поступления эолового материала в изучаемый регион.

Строение верхней части покрова водоразделов и V террасы БЧП изучено в 10 разрезах на обнажениях в оврагах и на склонах увалов. Разрезы Полковниково (1), Горновое (2), Верхний Бехтемир (3) расположены на водоразделе между реками Обь и Чумыш; разрезы Кипешино (4), Бешенцево (5), Старая Чемровка (6) (Архипов, 1971) — на V террасе р. Обь. Разрезы Новотроицкое (7), Максарово (8), Ямушка (9), Новозыряново (10) вскрывают отложения III террасы р. Чумыш (рис. 1).

Методика исследований, аппаратура, используемые параметры

Геологическое строение разрезов изучалось комплексом методов в полевых и лабораторных условиях. В полевых условиях после зачистки обнажения в нескольких сечениях производилось визуальное описание разрезов: фиксировались геологические границы, определялась последовательность залегания слоев, послонно отмечались цвет, пористость, гранулометрический состав, переслаивание внутри слоя, включения, мощность и, предположительно, генезис, присваивался индекс. С помощью полевого каппаметра КТ-5 по глубине расчистки измерялась магнитная восприимчивость (K), изменения которой использовались для уточнения границ слоев. В лабораторных условиях определялся цвет отложений по шкале Мюнселла (Munsell, 2000), изучались гранулометрические и петромагнитные характеристики.

Гранулометрические исследования. Для изучения гранулометрического состава отложений использовался лазерный анализатор размеров частиц Microtrac X100 (ИНГГ СО РАН). Результаты были получены в виде содержания 60 фракций (размером от 704 до 0,026 мкм) в объемных процентах по каждому образцу. Для диспергирования агрегатов частиц применялось ультразвуковое воздействие. Результаты измерений содержания фракций в объемных процентах по каждому образцу были объединены по классу крупности обломков и частиц в песчаную фракцию (>100 мкм), крупноалевритовую (50–100 мкм), мелкоалевритовую (10–50 мкм) и глинистую (<10 мкм), согласно классификации А.В. Раукаса (1981). Общее содержание фракций менее 50 мкм (сумма мелкоалевритовой и глинистой фракций) представляет собой долю физической глины, сумма фракций более 50 мкм характеризует содержание физического песка в образце. Сумма мелкоалевритовой и крупноалевритовой фракций составляет алевритовую фракцию. Для характеристики гранулометрического состава кроме содержания фракций в образце использовались дополнительные параметры:

D_{sp} — средний размер зерна или средний диаметр вычислялся как средневзвешенное, т.е. сумма произведений процентного содержания фракции на ее значение, деленная на 100%. Средний диаметр представляет собой меру величины зерен осадка, указывающую на минимальную энергию транспортирующей среды, необходимую для переноса обломочного материала (Градзинский и др., 1980);

F — динамический фактор, представленный отношением количества физического песка и физической глины. Он отражает вклад каждого из процессов, формирующих отложения: с одной стороны, субаэрального осадконакопления, с другой стороны, физического и (био)химического преобразования осадков *in situ*. Значения $F < 1$ свидетельствуют о преобладающем поступлении материала из дальних источников в виде воздушных взвесей и об

активных постседиментационных (химических, биологических) преобразованиях отложений; значения $F > 1$ указывают на образование осадков преимущественно из материала близлежащих областей разветвления и переветывания, транспортируемых посредством сальтации и волочения. В этом случае к основным постседиментационным процессам следует отнести процессы физического выветривания и склоновые процессы;

A_{gr} — агрегированность, т.е. мера слипания зерен в агрегаты. Рассчитывается как разница между количеством различных фракций до и после ультразвукового воздействия на образцы.

Петромагнитные исследования. Магнитные свойства отложений обусловлены присутствием в них магнитных минералов и зависят от концентрации, состава и размеров их зерен. При малом количестве ферромагнетиков существенный вклад в магнитные свойства вещества вносят парамагнитные минералы. Магнитные свойства отложений описываются различными петромагнитными параметрами и их соотношениями. Для измерения магнитных характеристик использовались каппаметр Bartington MS2, коэрцитивный спектрометр J_Meter (Jasonov et al., 1998). Изучение состава магнитной фракции проводилось с помощью термомагнитных измерений в модификации $J_s(T)$ в воздушной среде на весах Кюри конструкции Ю.К. Виноградова (ИФЗ РАН) и $k(T)$ в аргонной среде на каппабридже MFK1 (AGICO, Чехия). Все петромагнитные измерения были проведены по стандартным методикам (Evans, Heller, 2003).

Концентрация магнитных минералов. Оценивалась по концентрационно-зависимым магнитным параметрам: k , X — объемная и удельная магнитная восприимчивость; J_i , J_s — намагниченность насыщения, которая складывается из намагниченности насыщения ферромагнитных минералов (J_{fer}) и намагниченности парамагнетиков и антиферромагнетиков (J_{par}) при конкретном значении поля (700 мТл); J_r , SIRM — остаточная намагниченность насыщения; J_{rag}/J_i — вклад парамагнитных минералов в общий магнетизм осадков.

Состав магнитной фракции. Изучался по точкам Кюри (T_c), полученным в ходе термомагнитных исследований в модификации $k(T)$ и $J_i(T)$. Соотношение магнитомягких (типа магнетита/маггемита) и магнито жестких (типа гематита/гетита) минералов изучалось по коэрцитивным характеристикам: B_c , B_{cr} — коэрцитивная и остаточная коэрцитивная сила, соответственно; S — параметр магнитной жесткости, оценивающий наличие магнито жестких минералов в магнитной фракции, $S = -J_r(-300 \text{ мТл})/J_r(700 \text{ мТл})$

Размеры магнитных зерен. Эффективный размер магнитного зерна оценивался по соотношениям магнитных характеристик B_{cr}/B_c и k/J_r , чувствительных к зернам разных размеров (Evans, Heller, 2003; Yoshida et al., 1994). Для определения доменного состояния (ДС) магнитных зерен использовалась диаграмма Дзэ-Данлопа (B_{cr}/B_c vs J_r/J_i) (Day et al., 1977;

Dunlop, 2002). Присутствие суперпарамагнитных (СПМ) зерен размером менее 0,03 мкм определялось по частотной зависимости магнитной восприимчивости ($FD = 100\% \cdot (X_{LF} - X_{HF})/X_{LF}$), где X_{LF} , X_{HF} — значения магнитной восприимчивости, измеренные на низкой (0,47 кГц) и высокой (4,7 Гц) частоте переменного поля.

Результаты исследований

Полевые геологические наблюдения. Визуальное обследование рыхлых отложений на глубину 6,5–8,5 м позволило определить геологическое строение верхней части субэразального покрова БЧП: выделить предположительно несколько генетических типов осадков, проследить последовательность горизонтов, выявить маркирующие горизонты, установить пространственные закономерности строения субэразальной толщи. По всей изученной территории под современной (голоценовой) почвой залегает толща лёссовидных суглинков и супесей, чередующихся с ископаемыми почвами. В лёссовых

горизонтах часто встречаются опесчаненные прослои. Практически на всем протяжении на глубине 6–8 м лёссово-почвенные последовательности подстилаются делювиальными отложениями. В различных частях БЧП сохраняется последовательность генетических горизонтов, но варьируют мощность, глубина залегания, гранулометрический состав, структура и текстура отдельных слоев. Привязка к стратиграфической схеме Западной Сибири (Волкова, Бабушкин, 2000) позволяет рассматривать изученную часть субэразального покрова как состоящую (сверху вниз) из современной почвы P0 (MIS1), баганского (bg) лёсса (лёссовый горизонт L1), суминской (sm) почвы (ископаемая почва P1), ельцовского (el) лёсса (лёссовый горизонт L2), (bg, sm, el — все MIS2); искитимского (is) педокомплекса (ископаемая почва P2, MIS3) и делювиальных (D) и/или лёссовых (L3, L4) отложений доискимитского возраста (MIS4–MIS5?). В большинстве разрезов нижняя часть горизонта L2 представлена чередованием супеси и песчаных прослоев (рис. 2).

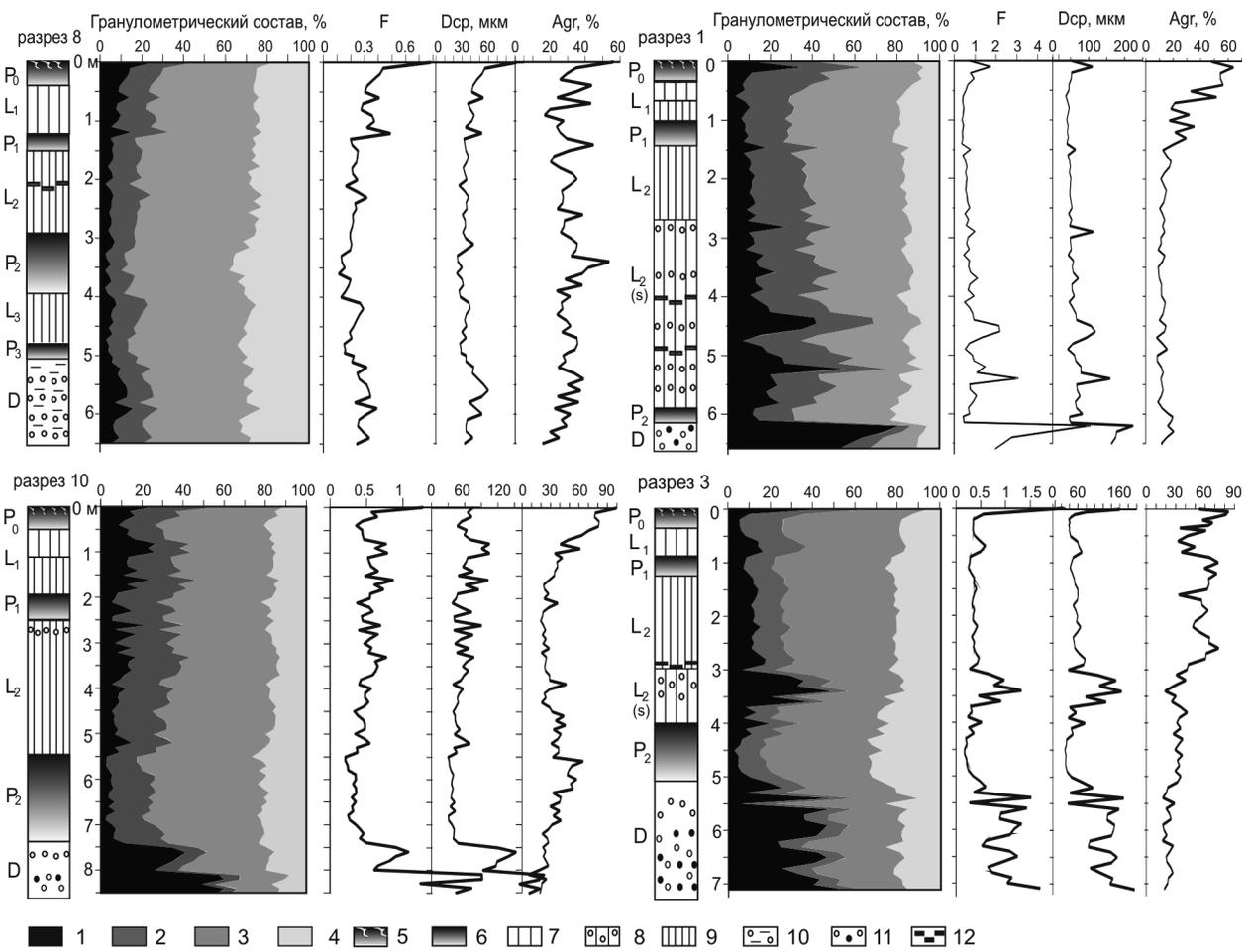


Рис. 2. Гранулометрический состав субэразальных отложений Бийско-Чумышского плато: 1 — песчаная фракция; 2 — крупноалевритовая фракция; 3 — мелкоалевритовая фракция; 4 — глинистая фракция; 5 — современная почва, супесь от темно-серого (HUE10YR3/1) до серо-коричневого (HUE10YR5/2) цвета; 6 — ископаемые почвы, суглинок от среднего, серо-коричневого (HUE10YR5/2) до тяжелого, темно-серо-коричневого (HUE10YR4/2) цвета; 7 — супесь карбонатная, коричневая (HUE10YR5/3); 8 — супесь светло-серо-коричневая (HUE10YR6/2) с прослоями песка; 9 — суглинок легкий, палевый (HUE10YR6/1); 10 — суглинок средний, опесчаненный, коричневый (HUE10YR5/3); 11 — чередование серого и рыжего песка; 12 — гумусированные прослои. Индексы цвета по (Munsell..., 2000)

Гранулометрический состав. Геологическое строение, фракционный состав, типичные диаграммы гранулометрического состава образцов субаэральных отложений четырех из десяти разрезов БЧП приведены на рис. 2, 3 и в табл. 1. Распределение фракций в лёссовидных суглинках и ископаемых почвах унимодальное (рис. 3), с пиком в области 26–44 мкм, в центральной части плато — в области 37–53 мкм (табл. 1). В супесях и делювиальных отложениях распределение бимодальное, основные пики в области мелкоалевритовых фракций сохраняются и появляется дополнительный пик в области песчаных фракций (209–296 мкм). В общем случае, ископаемые почвы (P1, P2) более мелкозернисты, чем лёссовые отложения, в них меньше средний размер зерна, больше степень агрегированности, меньше величина динамического показателя (рис. 2, табл. 1). Высокая степень агрегированности отложений наблюдается в верхних частях разрезов и характерна для горизонтов P0, L1, P1, за исключением восточной части плато, где степень агрегированности высока везде и незначительно снижается только в подстилающих отложениях.

Своеобразный гранулометрический состав отличает современную почву. В верхнем горизонте (0–5 см) повсеместно прослеживается песчаный прослой с содержанием физического песка 55–83%, в котором количество песка достигает 45%. Как и в песчаных прослоях лёссовых горизонтов, здесь имеет место бимодальное распределение фракций,

но максимальные значения (моды) смещены в сторону крупнозернистых фракций (74–88 мкм и 598 мкм) (рис. 3, разрез 3). Наименее выражен этот прослой в современной почве разреза 8, в котором песчаной фракции содержится 24,5%; первая мода наблюдается в мелкоалевритовой фракции (44 мкм), вторая — также в области крупнозернистого песка — 497 мкм. За исключением этого прослоя, фракционный состав P0 во всех разрезах не отличается от нижележащего слоя.

Из табл. 1 видно, что фракционный состав лёссово-почвенных отложений соответствует лёссовидным супесям, легким и средним суглинкам с преимущественным содержанием алевритовой фракции (60–80%). Различие в гранулометрическом составе отложений различных частей БЧП заключается в количестве песчаной и глинистой фракции: в восточной части на террасах р. Чумыш лёсы и ископаемые почвы более глинисты, а в центральной части плато, на водоразделе, отложения более супесчаные. Такая же закономерность прослеживается в изменениях среднего размера зерен. Эти выводы подтверждают ранее установленные гранулометрические закономерности в лёссах Алтайского края в целом (Швецов, 2000).

Изменение величин и поведение динамического фактора F указывает на попеременное влияние различных процессов и смену основных источников сноса на процесс осадконакопления: во время образования лёссово-почвенных серий обломочный материал поступал из более удаленных источников,

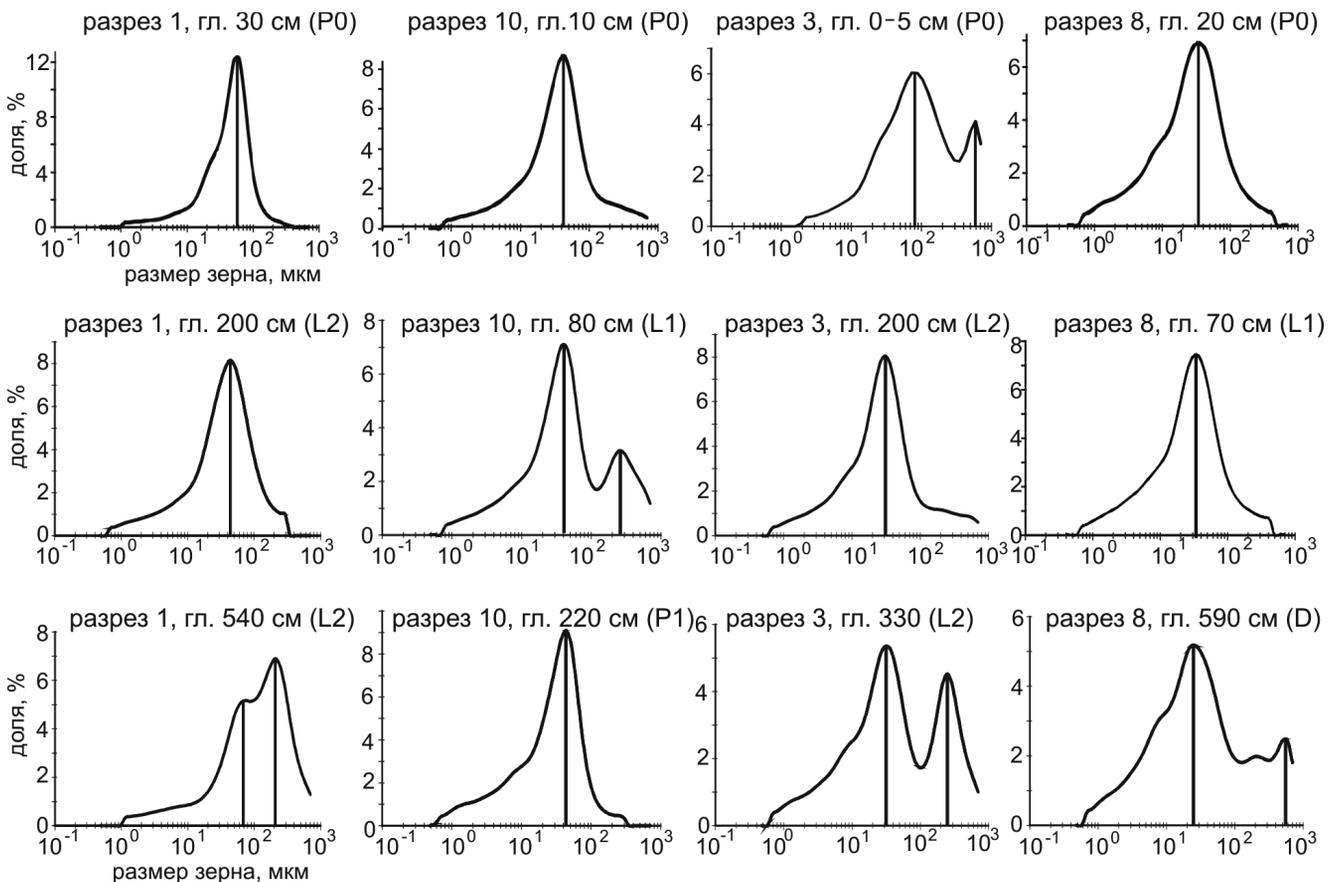


Рис. 3. Гранулометрические спектры типичных образцов

Таблица 1

Гранулометрический состав (средние значения по горизонтам) субаэральных отложений Бийско-Чумышского плато

	песок	крупный алеврит	мелкий алеврит	алеврит	глина	физ. глина	F	Дср, мкм	Мода 1	Мода 2
<i>разрез 8</i>										
P0	16	16,5	44	60,5	23,5	67,5	0,5	54,3	37	—
L1	9,6	16	49	65	25	74	0,35	42,6	31,11	—
P1	5,7	7,4	55,4	62,8	31,5	86,9	0,16	33	26,16	—
L2	5,2	13,3	55,3	68,6	26,2	81,5	0,23	33,5	31,11	—
P2	4,7	11,1	53,2	64,3	31	84,2	0,19	31,4	26,16	—
L3	12,7	11,8	39	50,8	36,5	75,5	0,33	52	26,16	—
<i>разрез 10</i>										
P0	13	19,7	50	69,7	17,3	67,3	0,5	60,4	44	—
L1	18	20,4	45,6	66	16	61,6	0,63	77,1	44	248,9
P1	8,4	24	50	74	17,6	67,6	0,48	48,2	44	296
L2	10,4	22,8	50,2	73	16,6	66,8	0,5	53,4	44	296
P2	4,7	19,2	54,7	73,9	21,4	76,1	0,32	36,4	44	—
D	44,4	9,1	30,8	39,9	15,7	46,5	1,28	151,5	37	248,9
<i>разрез 1</i>										
P0	11,7	31,2	45,6	76,8	11,5	57,1	0,8	52,8	52,33	—
L1	7,4	25,2	50,3	75,5	17,1	67,4	0,42	43,1	44	296
P1	7,9	20,3	51,5	71,8	20,3	71,8	0,41	41,3	37	—
L2	11,6	25,8	46,4	72,2	16,2	62,6	0,61	50	44	296
L2(s)	21,5	26,5	39,3	65,8	12,7	52	1,2	67,8	52,33	—
P2	12,9	18,2	46,8	65	22,1	68,9	0,31	48,2	37	296
D	76	10	15,3	25,3	4,7	20	8,8	180,4	37	209,3
<i>разрез 3</i>										
P0	12,1	22,5	50	72,5	15,4	65,4	0,64	47,2	37	—
L1	14,8	19,2	48,9	68,1	17,1	66	0,52	63,4	31,11	—
P1	8,2	13,5	54,5	68	23,8	78,3	0,28	45,2	31,11	—
L2	13	14,1	51,9	66	21	72,9	0,37	58,3	31,11	—
L2(s)	34,1	10,6	35,3	45,9	20	55,3	0,85	123	26,16	248,9
P2	5	12,1	50,3	62,4	32,6	82,9	0,21	31,5	26,16	—
D	37,8	10,7	32,7	43,4	18,8	51,5	1,1	130	37	248,9

Примечание. Курсивом обозначена дополнительная (второстепенная) мода.

основными постседиментационными процессами были (био)химические преобразования осадков *in situ*; при формировании песчаных (D) и супесчаных прослоев (нижняя часть горизонта L2) наибольший вклад осуществляли близкие источники сноса, физическое выветривание отлагающихся осадков и склоновые процессы.

Магнитные свойства субаэральных отложений БЧП

Состав магнитной фракции. Набор магнитных минералов в изученных отложениях достаточно однообразен, и обе модификации термомагнитного анализа дали аналогичные результаты (рис. 4). В со-

ставе магнитной фракции осадков преобладает магнетит, в различной степени маггемитизированный (необратимый перегиб кривых нагрева $J_s(T)$ и $k(T)$ в районе 250–350°C, температуры Кюри 560–578°C), присутствует гематит (при нагреве свыше 600°C сохраняется от 3 до 15% от первоначальной величины J_s). Такой состав магнитных минералов типичен для всех лёссово-почвенных серий Сибири (Матасова, 2006). Различие в поведении $k(T)$ и $J_s(T)$ заключается в росте величины магнитной восприимчивости в процессе охлаждения, что связано с восстановлением магнетита из маггемита в отсутствие доступа кислорода (Нагата, 1965), тогда как зависимости $J_s(T)$ более сложные. При повторном нагреве возможны два случая: снижение величины J_s в 1,2–1,5 раза (горизонты D, L1, L2, P1 и частично P2) или ее увеличение в 1,5–2,5 раза (горизонты P0 и P2 в северо-восточной и восточной частях региона). В первом случае это можно объяснить переходом маггемита в гематит (Oches, Vapereje, 1996), второй случай, скорее всего, связан с новообразованием магнетита в результате отжига органики при температуре более 500°C (Hanesch et al., 2006).

Соотношение магнитомягких и магнито жестких минералов в отложениях обусловлено их генетическим типом и географическим положением. У раз-

личных генетических типов различается только степень маггемитизации магнетитовых зерен и относительное количество гематита. Ископаемые почвы восточной части БЧП содержат наибольшее количество высококоэрцитивных минералов; наиболее магнитомягкими являются отложения южной части БЧП и современные почвы во всем регионе.

Концентрационно-зависимые магнитные характеристики. Осадочные отложения субэарального покрова БЧП по магнитным свойствам относятся к слабомагнитным породам (Дортман, 1984). Поведение и величина концентрационных петромагнитных параметров существенно зависят от географического положения разреза на территории БЧП, поэтому изученные разрезы разбиты на три группы: 1) северная часть плато (разрезы 5, 7, 10; рис. 5, а); 2) центральная часть плато (разрезы 1, 4, 8, 9; рис. 5, б); 3) южная часть плато (разрезы 2, 3, 6, рис. 5, в). Поведение магнитной восприимчивости (k) во всех разрезах одинаково, ее изменения происходят в рамках «сибирской» модели (Матасова и др., 2003; Matasova, Kazansky, 2004): в ископаемых почвах k понижается, в лёссовых отложениях — повышается; в песчаных прослоях и делювиальных отложениях значения k самые высокие. Разброс величин k довольно велик: от 2 до $60 \cdot 10^{-4}$ ед. СИ (рис. 5). Концентрация магнитных минералов в

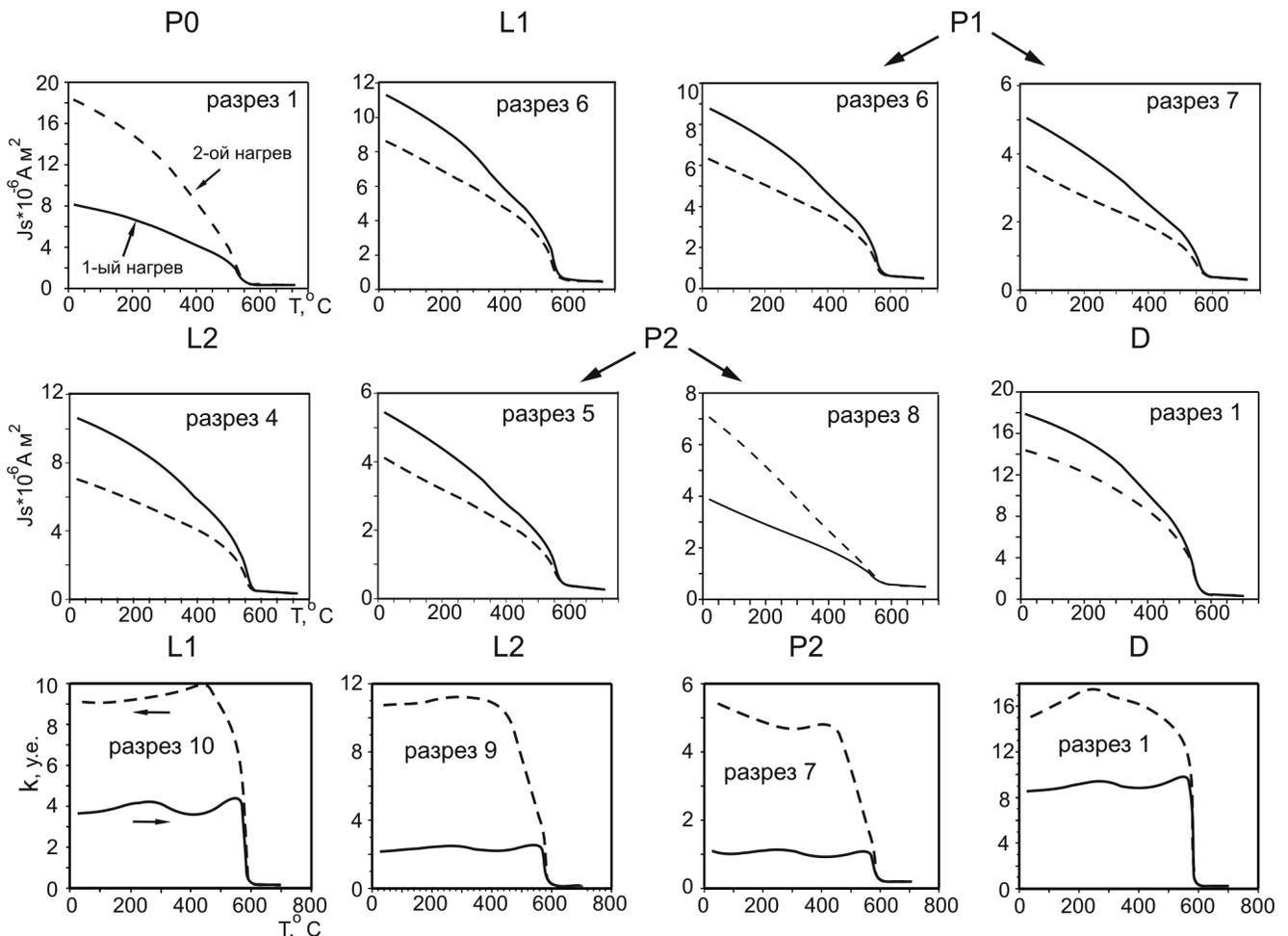


Рис. 4. Зависимости $J_s(T)$ и $k(T)$ в отложениях разных генетических типов БЧП

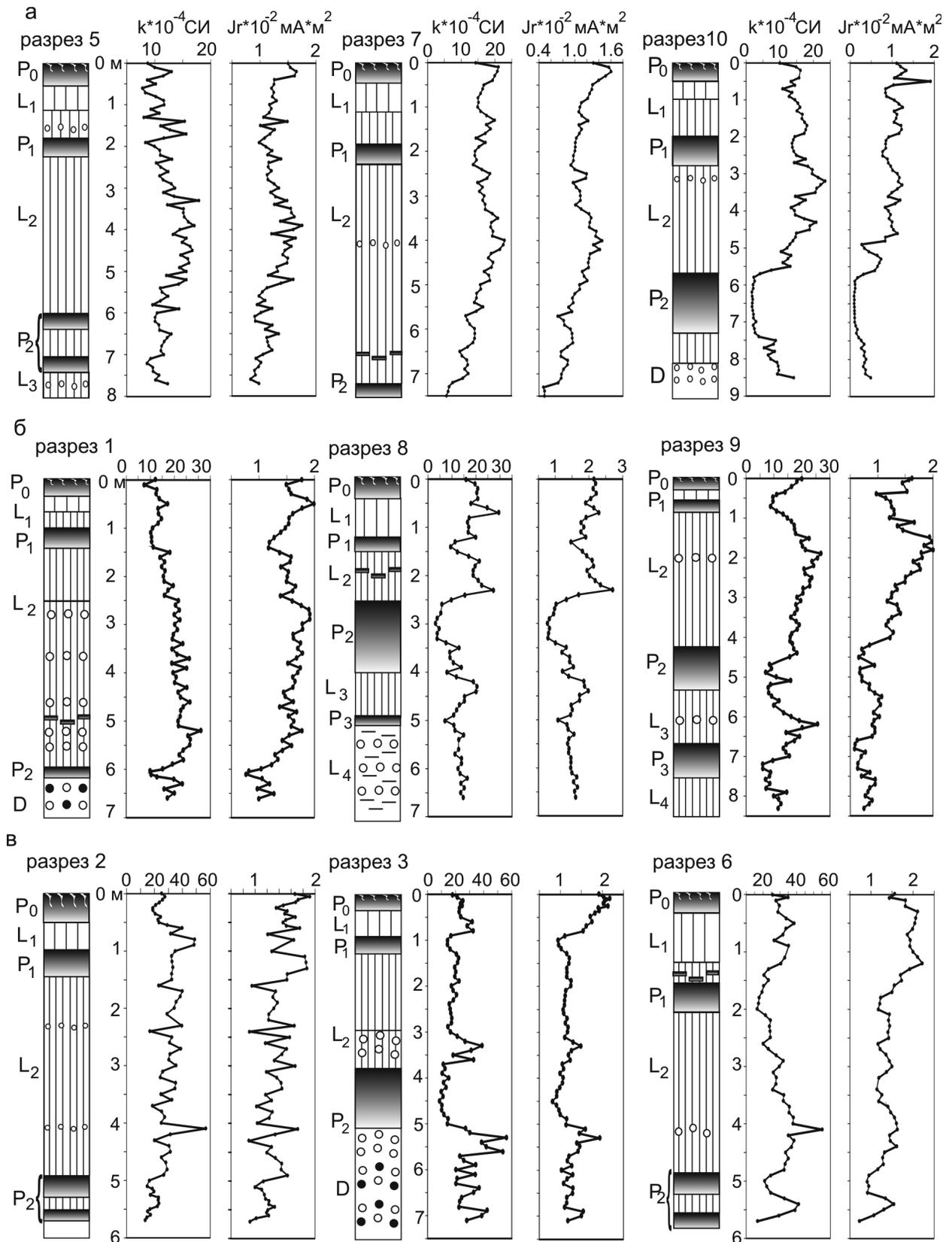


Рис. 5. Концентрационные магнитные характеристики отложений разрезов БЧП: (а) первая группа; (б) вторая группа; (в) третья группа

зависит от географического положения разреза в пределах БЧП: наиболее магнитные отложения находятся в южной части плато (10–60·10⁻⁴ ед. СИ, третья группа), наименьшее содержание магнитных минералов наблюдается в северной части плато

(5–20·10⁻⁴ ед. СИ, первая группа). Аналогичным образом изменяются величины намагниченности насыщения, коэффициент корреляции между J_i и k составляет $r = 0,93–0,96$ (кривые J_i на рисунках не приведены).

Значения остаточной намагниченности насыщения варьируют в диапазоне $0,1-2,7 \cdot 10^{-2}$ мА·м². Поведение J_r в первом приближении аналогично изменениям k , но поскольку J_r зависит не только от концентрации, но и от размеров магнитных зерен, наблюдаются некоторые различия в поведении этих параметров. Корреляционный анализ показал, что подобие кривых J_r и k сильнее всего в отложениях разрезов южной части БЧП (коэффициенты корреляции $r = 0,67-0,96$). В отложениях северной части эти два параметра мало сходны между собой ($r = 0,36-0,53$). В центральной части наблюдается самый большой разброс значений коэффициентов корреляции ($r = 0,35-0,95$). Различия в поведении параметров k и J_r отражают различия в соотношении крупных и мелких магнитных зерен в осадках: вероятно, в южной части преобладают крупные зерна, в северной части концентрация мелких зерен существенно выше, в центральной части соотношение зерен разного размера наиболее изменчиво.

Оценка концентрации магнетита по графику Олдфилда-Томпсона (Thompson, Oldfield, 1986) показывает содержание от 0,01 (в слабонамагнитных породах) до 0,2% (в относительно сильномагнитных породах) (рис. 6). При этом в южной части БЧП концентрация магнетита в целом выше, чем в центральной и северной частях.

Парамагнитные характеристики. Содержание парамагнитных минералов, вносящих свой вклад в магнитные свойства отложений БЧП, также зависит от географического положения разрезов. В южной части БЧП и на водоразделе (разрезы 1–6 террас р. Обь) значения J_{rag} в целом существенно ниже, чем в остальной части БЧП (рис. 7). Здесь наблюдается четкая дифференциация литологических разностей по содержанию парамагнитного материала: количество парамагнетиков в почвах значительно выше, чем в лёссовых и делювиальных отложениях, J_{rag} почв превышает J_{rag} лёссов в 2–3 раза (рис. 7, б). На северо-востоке плато

величины J_{rag} в 1,5–2 раза выше, но количество парамагнетиков по глубине (за исключением современной почвы) практически одинаково и не отличает различные типы отложений (рис. 7, а).

Если рассматривать относительный вклад парамагнитных минералов в магнитные свойства осадка (J_{rag}/J_i), то характер его изменения позволяет дифференцировать различные литологические разности, хотя его величина также зависит от географического положения разрезов. В северо-восточной части БЧП отношение J_{rag}/J_i в лёссах составляет в среднем 0,1–0,2, в развитых ископаемых почвах доходит до 0,5–0,9 (рис. 7, а). В остальных частях БЧП отношение J_{rag}/J_i в лёссах составляет 0,05–0,1, в песчаненных прослоях и делювии падает до менее 0,05, в развитых ископаемых почвах может достигать 0,3–0,35.

Коэрцитивные характеристики. Величины коэрцитивных характеристик изменяются в диапазоне: $V_{sg} = 37-113$ мТл; $V_c = 5-15$ мТл; параметр $S = 0,6-0,99$ (рис. 8). При этом палеопочвенные горизонты обладают повышенной магнитной жесткостью — значения V_{sg} и V_c в них всегда выше, чем в отложениях других генетических типов, а значения S , напротив, ниже. В пространственном отношении распределение коэрцитивных параметров по разрезам БЧП несколько отличается от такового по концентрационно-зависимым магнитным характеристикам. Наибольший контраст между коэрцитивными характеристиками пород различного генезиса наблюдается на северо-востоке плато: здесь ископаемые почвы являются наиболее магнитожесткими (разрезы 8, 10, где $S = 0,6-0,8$, максимальные значения V_{sg} достигают 90–113 мТл), а лёссовые отложения, напротив, наиболее магнитотяжкие ($S = 0,97-0,99$). В центральной и южной частях плато (разрезы 1–4, 6) сохраняется повышенная магнитная жесткость в ископаемых почвах и пониженная — в лёссах, но контраст несколько меньше, чем в северной части плато: величины параметра S в лёссах (0,95–0,97) и ископаемых почвах

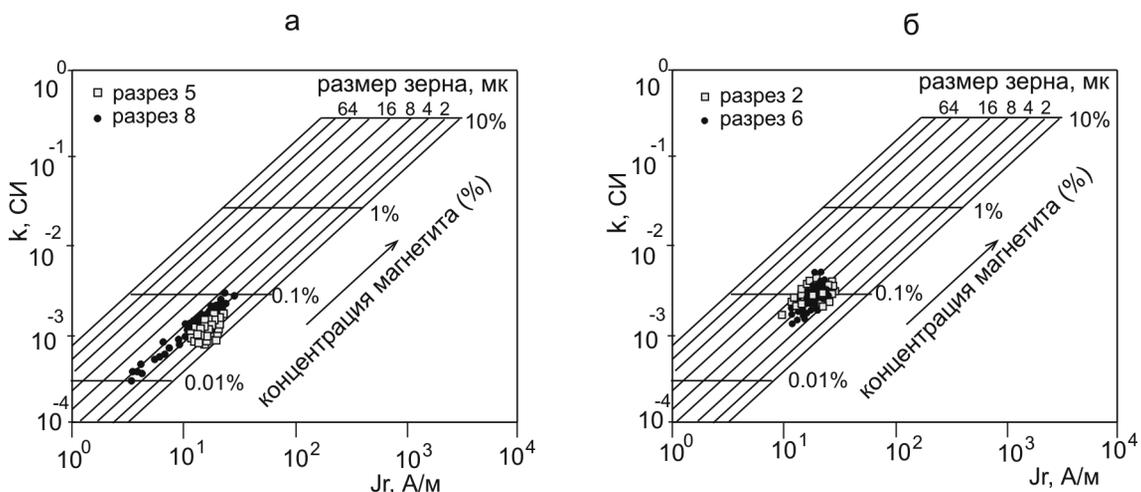


Рис. 6. Оценка концентрации и размера зерна магнетита по зависимости k vs J_r : а) разрезы первой и второй групп; б) разрезы третьей группы

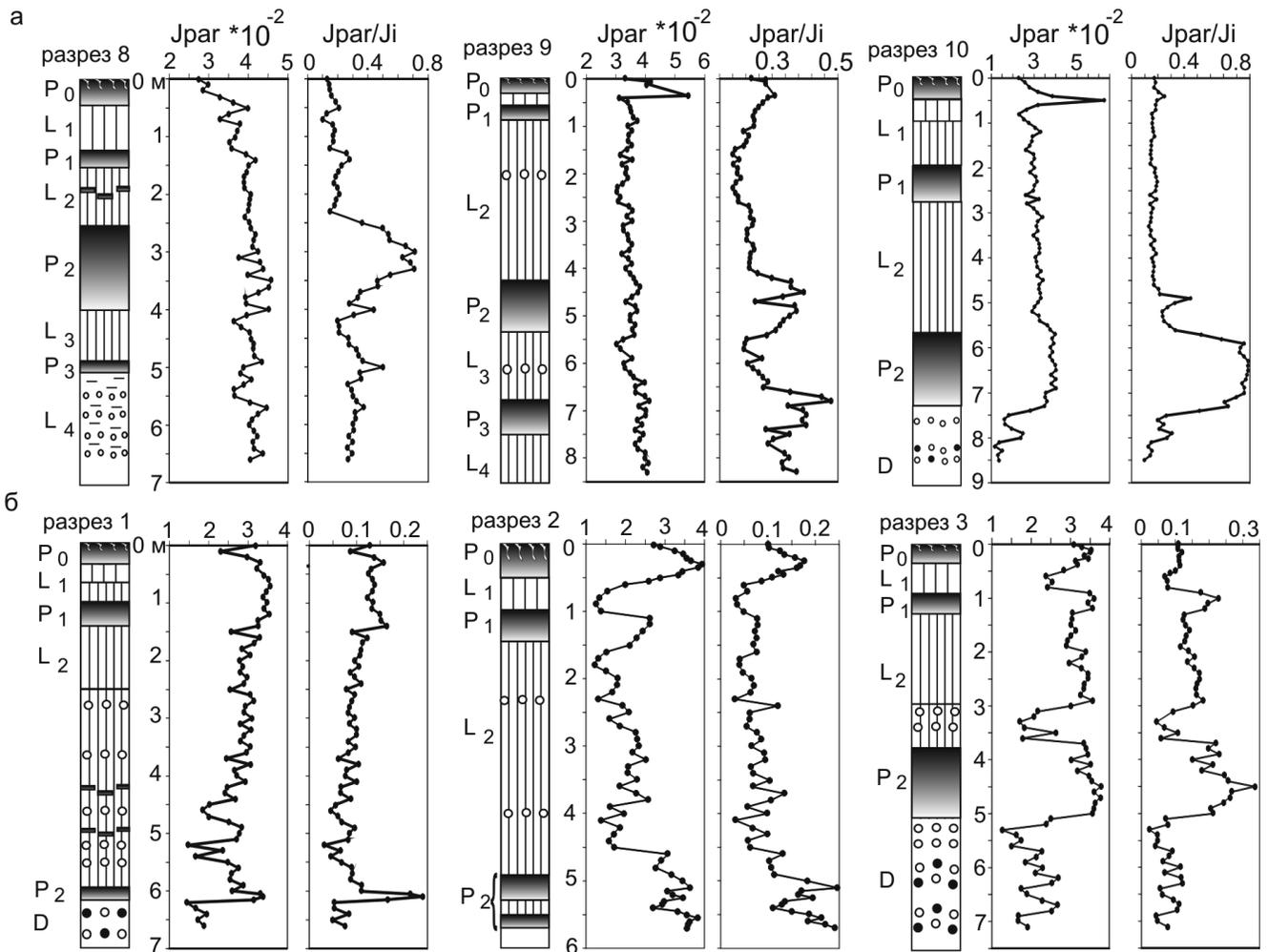


Рис. 7. Парамагнитные характеристики субаэриальных отложений БЧП

(0,94–0,95) почти не различаются, хотя в целом почвы все же чуть более магнитоустойчивы, чем лёссы.

Структурно-чувствительные магнитные характеристики. По величине соотношений $V_{сг}/V_{с}$ и k/J_r отложения БЧП (за исключением современной почвы, имеющей самый малый эффективный размер магнитного зерна) можно разбить на три группы, несколько отличающиеся от пространственного распределения по другим параметрам (рис. 9). Первую группу составляют наиболее мелкозернистые отложения (разрезы 5, 8, 9), третью — относительно крупнозернистые (разрезы 2, 4, 6, 10), вторая занимает промежуточное положение по размеру магнитного зерна (разрезы 1, 3, 7). Различия размеров магнитных частиц не очень велико: диапазоны значений $V_{сг}/V_{с}$ и k/J_r частично перекрываются для всех групп. Например, в разрезе 8 (первая группа) $V_{сг}/V_{с}$ меняется от 3,8 до 6,5, k/J_r — от 8,5 до 16,5, а в разрезе 10 (третья группа) $V_{сг}/V_{с}$ меняется от 5 до 9, k/J_r — от 13 до 37. Следует заметить, что в целом поведение параметров $V_{сг}/V_{с}$ и k/J_r почти синхронно в большинстве разрезов, коэффициенты корреляции $r = 0,7–0,92$, только в разрезах 8 и 9 корреляция между этими соотношениями отсутствует, что связано с наличием большего

числа мелких (однодоменных?, ОД) зерен. Этот факт определяет области применения соотношений $V_{сг}/V_{с}$ и k/J_r для оценки размеров магнитных зерен: оба показателя работают синхронно в отложениях с относительно крупными магнитными частицами и расходятся при наличии мелких ОД зерен (начиная с 15–20%), близких по размеру к переходному между ОД и суперпарамагнитными (СПМ). Ультратонкие суперпарамагнитные частицы наиболее вероятного аутигенного происхождения по результатам измерения частотной зависимости магнитной восприимчивости (FD) обнаружены в современных почвах по всему БЧП (рис. 9). В первой группе разрезов FD увеличивается до 6–8%, в третьей группе значения FD чуть ниже, от 3,5 до 6,5%. В разрезах восточной части плато СПМ частицы в небольшом количестве присутствуют в ископаемых почвах P2 (FD = 4–6%). Присутствие СПМ частиц в современной почве Сибири установлено ранее повсеместно (Матасова, 2006 и др.).

Доменное состояние магнитных частиц. Во всех разрезах магнитная фракция осадков представлена преимущественно многодоменными (МД) зёрнами (рис. 10). Некоторые различия в доменном состоянии частиц в осадках различных разрезов позволяют объединить их в те же три группы, что и по эф-

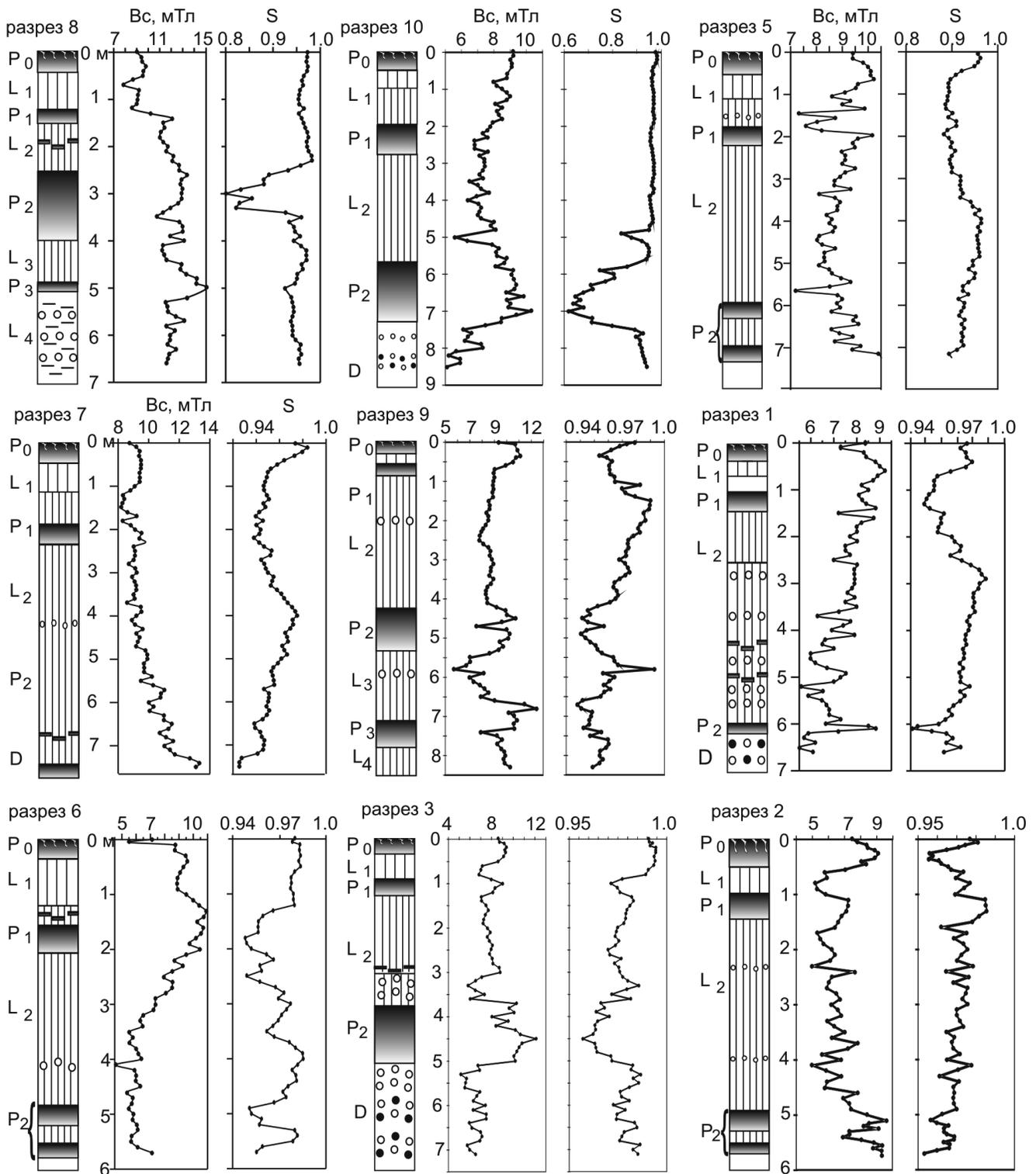


Рис. 8. Коэрцитивные характеристики субаэральных отложений БЧП

фективному размеру магнитного зерна. В первой группе (разрезы 5, 8 и 9) в составе магнитной фракции возможно присутствие ОД зерен в количестве до 20%, во второй и третьей группах — до 10%. Во всех разрезах отклонение распределений от референтной кривой свидетельствует о присутствии магнитомягких минералов в магнитной фракции. Наибольшее отклонение и, соответственно, наибольшее количество магнитомягких минералов обнаружено в разрезах 8 (значения S до 0,78) и 10

(значения S до 0,6). Следует заметить, что во всех отложениях распределения магнитных частиц имеют вытянутую форму, что свидетельствует о широком диапазоне размеров магнитных зерен.

Распределения отстоят на разном расстоянии от референтной кривой, что, вероятно, обусловлено различием в составе магнитной фракции, и, главным образом, в различном соотношении магнитомягких и магнитопрочных минералов. В разрезах 8 и 10 распределения точек более сложные, состоят

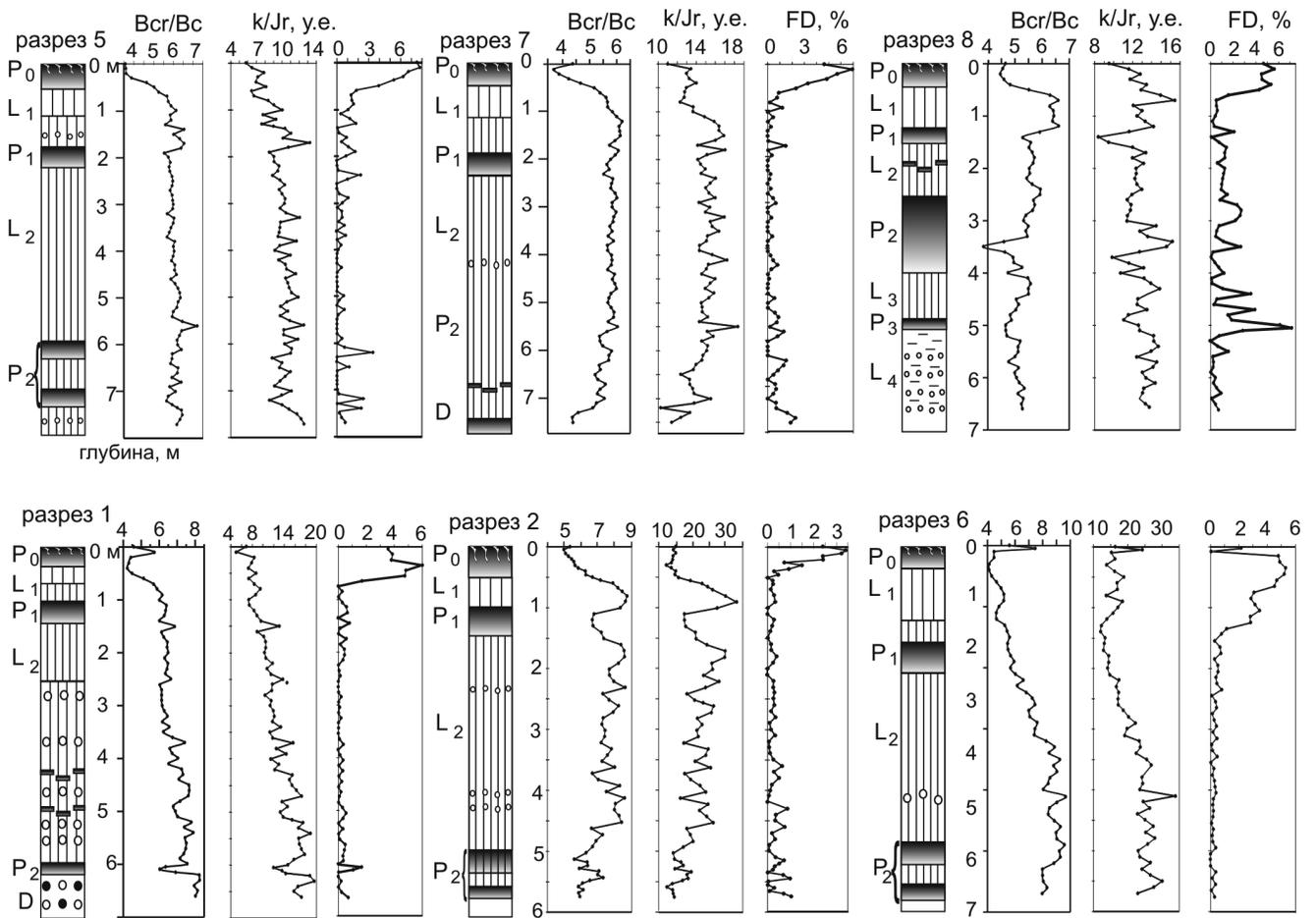


Рис. 9. Структурно-чувствительные характеристики субаэриальных отложений БЧП

из двух «ветвей». Одна из них совпадает с общим распределением точек, соответствующих отложениям БЧП, другая — отстоит далеко от референтной кривой и наклонена под другим углом к ней. Эти две «ветви», вероятно, соответствуют двум разным источникам сноса, определяющим общие магнитные свойства осадков. Разделить источники по общим магнитным характеристикам сложно, но по графикам ДС предположение о двух питающих БЧП провинциях объясняет картину распределения точек на рис. 10.

Корреляция между гранулометрическими и магнитными характеристиками. Во всех разрезах магнитные характеристики отложений тесно связаны с их гранулометрическим составом, но эта связь различна для отложений разных генетических типов и зависит от географического положения разрезов внутри БЧП (табл. 2).

Наиболее сильная связь между гранулометрическими и магнитными характеристиками наблюдается в центральной части, на водоразделе (разрез 1) и в южной части плато (разрез 3); менее тесно взаимосвязаны эти характеристики в северной и восточной частях БЧП (разрезы 8 и 10).

Концентрационные магнитные параметры определяются количеством физического песка, при этом магнитная восприимчивость чаще всего зависит от содержания физического песка, а остаточная

намагниченность насыщения — от содержания крупноалевритовой или алевритовой фракций, т.е. магнитные свойства осадков (k , Jr) определяются зернами магнитных минералов соответствующего размера. Коэрцитивные характеристики определяются в основном магнитными зернами, соответствующими размерности физической глины, реже размерности алевритовой или крупноалевритовой фракции. Эффективный размер магнитного зерна коррелирует со средним размером обломочного зерна либо с содержанием физического песка.

Установленные закономерности нарушаются в современной почве, здесь большинство магнитных характеристик, включая концентрационные, зависят от содержания магнитных минералов в физической глине, редко — в алевритовых фракциях.

Взаимосвязи между гранулометрическим составом и магнитными характеристиками отличаются в различных частях БЧП. В северо-восточных разрезах в большей части отложений концентрационные магнитные параметры связаны с минералами крупноалевритовой фракции, в центральной и южной частях — с содержанием песка и физического песка. Наибольший разброс в степени корреляционных связей наблюдается между показателями эффективных размеров магнитных зерен и средним размером обломочного зерна, при этом если в центральной и южной частях плато Bcr/Bc

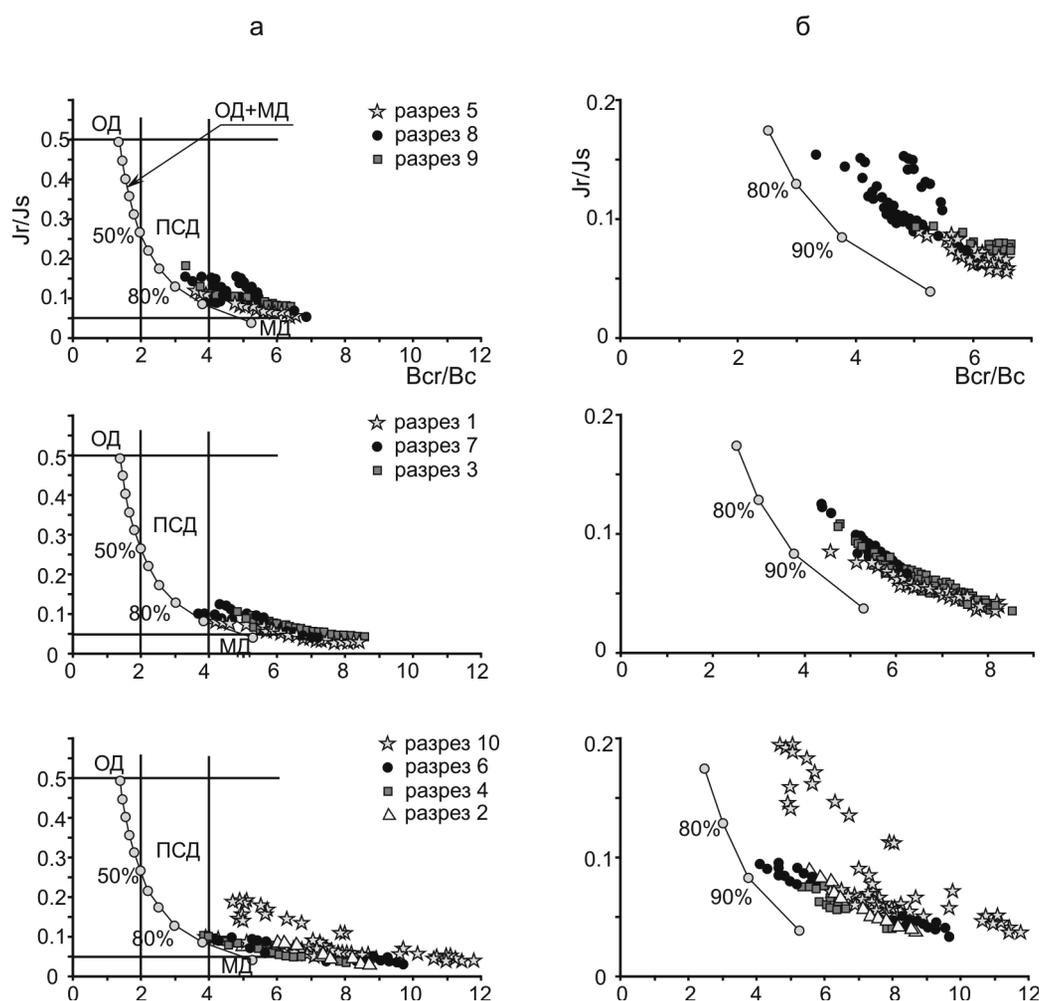


Рис. 10. Графики оценки доменного состояния магнитных частиц отложений БЧП (графики Дзя): а) положение точек (образцов) относительно референтной кривой Данлопа (ОД+МД); б) то же в более крупном масштабе (за вычетом образцов современной почвы)

и k/J_g связаны только с содержанием физического песка, то на северо-востоке отношение k/J_g чаще связано с содержанием физической глины либо корреляция отсутствует.

По корреляционным связям лёссовый горизонт L1 и ископаемая почва P1 представляют собой единый седиментационный цикл (в табл. 2 объединены), в горизонте L2 повсеместно наблюдается нарушение взаимосвязей магнитных и гранулометрических параметров. Внутри горизонта чередуются участки слабой и сильной корреляции. Как правило, нижняя часть горизонта L2 объединяется с нижележащей почвой P2, а верхняя часть тяготеет к вышележащим P1 и L1.

Палеогеографическое и палеоклиматическое значение петромагнитных и гранулометрических исследований

Генетический тип отложений. Содержание алевритовой фракции в большинстве изученных отложений свидетельствует о том, что они относятся к лёссовым породам эолового происхождения (Кригер, 1965). Модальные значения размеров зерен лёссово-почвенных отложений (26–52 мкм), со-

гласно (Vandenberghe, 2013), характерны для типичных эоловых осадков, при этом источник осадочного материала располагался для отложений с модами 44–52 мкм на расстоянии в несколько километров, а для отложений с модами 26–35 мкм — не далее 100 километров. Существование дополнительной грубозернистой (249–296 мкм) моды в лёссовых (L1 и L2 в разрезах 1 и 10; L2(s) в разрезе 3) и палеопочвенных горизонтах (P1 в разрезе 10 и P2 в разрезе 1) свидетельствует о наличии вторичных близких источников, поставлявших более грубые фракции. Такими источниками могли быть аллювиальные равнины (долина р. Обь) и конусы выноса, переработанные речными потоками (Smalley et al., 2009).

Увеличение среднего размера зерен в современных почвах может свидетельствовать об усилении ветровой деятельности за счет пыльных бурь, поскольку средний размер зерен в них близок к доминирующей фракции в современной пыли (Sun, 2004). В целом средние размеры зерен в лёссовых горизонтах и палеопочвах хорошо согласуются с таковыми в разрезах Новосибирского Приобья (Жданова и др., 2007, 2009), что свидетельствует о близком механизме их формирования. На это же

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между гранулометрическими и магнитными характеристиками отложений БЧП

Параметры	Горизонты				
	P0	L1-P1	L2	P2	все (без P0, D)
разрез 3					
k	0,95 ф. гл.	0,94 ф. п.	0,8 ф. п.	0,81 ф. п.	0,68 ф. п.
Jr	0,87 алевр.	0,83 ф. п.	0,54 пес.	0,61 ф. п.	0,47 ф. п.
Vсг	0,95 гл.	0,92 ф. гл.	0,74 ф. гл.	0,86 ф. гл.	0,71 ф. гл.
Vс	0,94 гл.	0,78 ф. гл.	0,73 ф. гл.	0,85 ф. гл.	0,83 гл.
Vсг/Vс	0,93 Dср	0,85 Dср	0,72 ф. п.	0,84 Dср	0,75 Dср
k/Jr	0,94 ф. гл.	0,95 Dср	0,82 ф. п.	0,77 ф. п.	0,8 Dср
разрез 1					
k	0,96 мл. ал.	0,78 ф. п.	0,67 ф. п.	0,88 ф. п.	0,77 ф. п.
Jr	0,87 мл. ал.	0,81 алевр.	0,48 мл. ал.	0,88 ф. п.	0,62 кр. ал.
Vсг	0,94 пес.	0,83 гл.	0,84 ф. гл.	0,83 алевр.	0,65 гл.
Vс	0,95 ф. гл.	0,61 м. ал.	0,81 ф. гл.	0,93 алевр.	0,84 ф. гл.
Vсг/Vс	0,98 Dср	0,54 пес.	0,81 ф. п.	0,89 Dср	0,68 ф. п.
k/Jr	0,81 ф. гл.	0,84 Dср	0,74 ф. п.	0,71 ф. п.	0,75 ф. п.
разрез 8					
k	0,81 гл.	0,57 пес.	0,68 ф. п.	0,4 кр. ал.	0,6 кр. ал.
Jr	0,41 кр. ал.	0,54 пес.	0,85 кр. ал.	0,56 кр. ал.	0,65 кр. ал.
Vсг	0,79 алевр.	0,88 ф. гл.	0,69 кр. ал.	0,41 алевр.	0,51 мл. ал.
Vс	0,95 ф. гл.	0,85 ф. гл.	0,6 кр. ал.	0,82 ф. гл.	0,6 ф. гл.
Vсг/Vс	0,6 алевр.	0,78 Dср	—	0,79 ф. п.	0,72 кр. ал.
k/Jr	0,92 ф. гл.	0,62 ф. п.	0,54 гл.	0,82 гл.	—
разрез 10					
k	0,91 алевр.	0,65 кр. ал.	0,66 кр. ал.	0,94 ф. п.	0,68 ф. п.
Jr	—	0,42 кр. ал.	0,57 кр. ал.	0,63 ф. гл.	0,64 ф. п.
Vсг	0,69 мл. ал.	0,73 кр. ал.	0,66 ф. гл.	0,48 кр. ал.	0,62 гл.
Vс	0,41 кр. ал.	—	0,53 ф. гл.	0,81 ф. гл.	0,54 ф. гл.
Vсг/Vс	0,56 ф. гл.	0,53 кр. ал.	—	0,78 Dср	0,5 Dср
k/Jr	0,75 алевр.	—	—	0,7 Dср	—

Примечание. Цифры — значение коэффициента корреляции, буквы — сокращенное название фракции, с которой коррелирует данный магнитный параметр. Гл — глина, ф. п. — физический песок, ф. гл. — физическая глина, пес. — песок, кр. ал. — крупный алеврит, мл. ал. — мелкий алеврит, алевр. — алевритовая фракция.

указывает и сходное поведение петромагнитных параметров лёссово-почвенных отложений в двух соседних регионах (Новосибирское Приобье и БЧП), отвечающее «сибирской модели» формирования магнитных свойств (Матасова и др., 2003; Matasova, Kazansky, 2004).

Опесчаные прослои в L2s, D (разрезы 1, 3 и 10) как по форме распределения гранулометрических фракций, так и по значениям основных мод хорошо совпадают с распределениями, полученными для делювиальных отложений в разрезах Западной Сибири (Жданова и др., 2007, 2009). На основании этого сходства и отсутствия такого сходства с речными песками (Sun et al., 2002) мы предполагаем их делювиальный генезис.

Закономерности строения разрезов. Слаборазвитая ископаемая почва P1 мало отличается по цвету от вмещающих осадков и не всегда видна в разрезе невооруженным глазом, но в подавляющем большинстве случаев она выделяется по своим магнитным свойствам, характерным для ископаемых почв Сибири (Matasova, Kazansky, 2004). Сопоставляя строение изученной части субаэрального покрова БЧП по всем разрезам (рис. 11, а), можно проследить его пространственные особенности и выявить закономерности, характерные для исследованной территории юга Западной Сибири. Для ископаемой почвы P1 обнаружена тесная корреляционная связь между расстоянием от дневной поверхности до ее кровли от абсолютной высоты верхней части разреза (рис. 11, б). Эта закономерность определяется обратной линейной зависимостью с высокой степенью достоверности. Используя полученную зависимость, можно вычислить ожидаемую глубину залегания почвы P1 в любой новой точке исследования в пределах БЧП. Этот факт имеет очень важное значение для изучения строения верхней части покрова БЧП, поскольку, как было упомянуто выше, ископаемую почву P1 часто можно не обнаружить из-за ее слабой выраженности относительно вмещающих отложений.

Менее сильная зависимость связывает мощность почвы P1 с ее магнитными характеристиками (рис. 11, в). Здесь обнаружена прямая корреляция между магнитной восприимчивостью и мощностью почвы, что объясняется, с одной стороны, глубиной и степенью проработки суглинков почвообразовательными процессами, с другой стороны, количеством поступающих в состав обломочного материала магнитных минералов. Полученная зависимость имеет географическую привязку: наиболее слабomagнитные и маломощные почвы P1 обнаружены в центральной части плато, в местах, наиболее удаленных от источников сноса.

Для нижележащих горизонтов никаких закономерностей обнаружить не удалось, поскольку лёссовый горизонт L2 отличается сильной неоднородностью как гранулометрического состава, так и магнитных параметров, ископаемая почва P2 в большинстве разрезов имеет сокращенные мощность и количество горизонтов, подстилающий

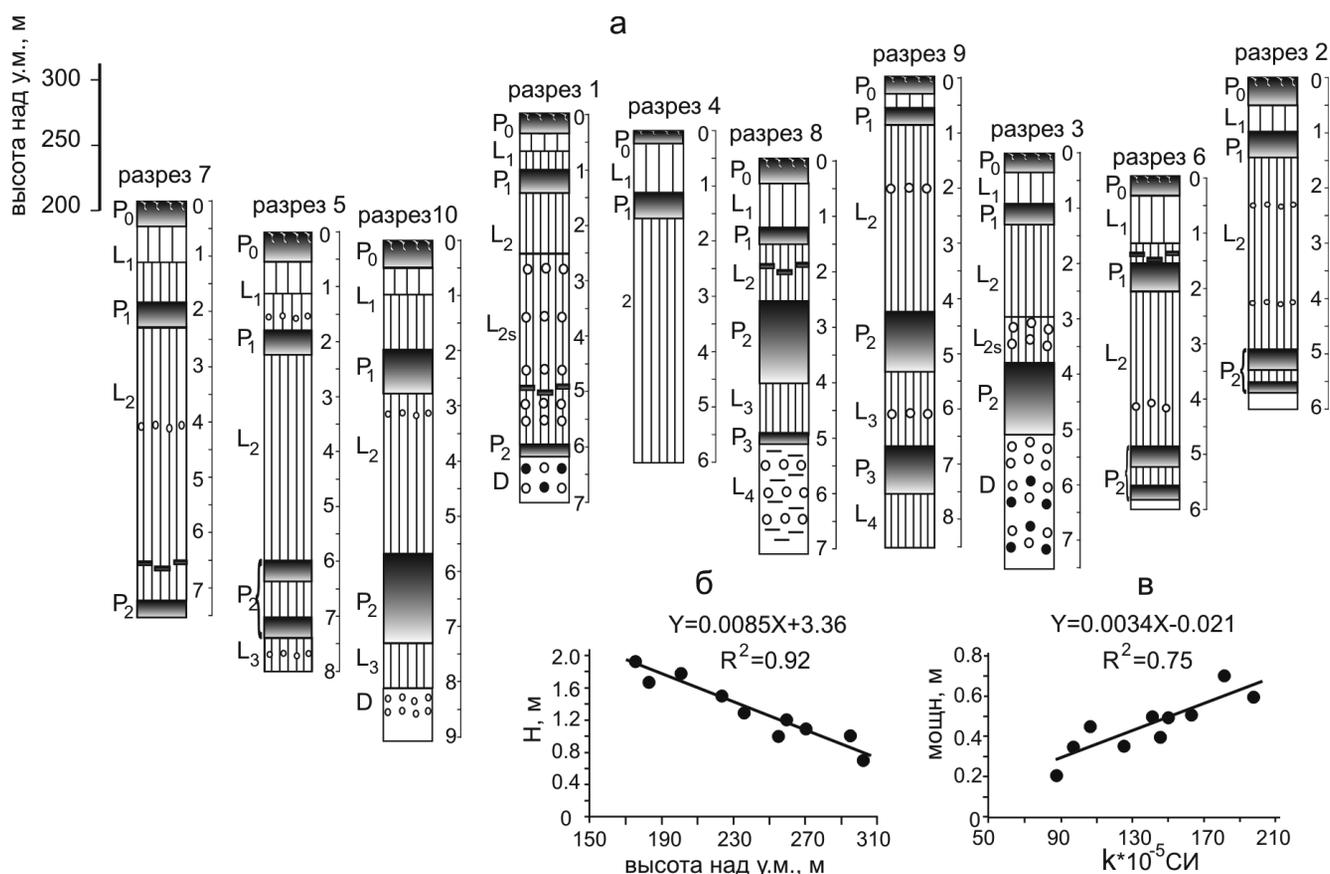


Рис.11. Корреляция отложений различных генетических типов БЧП: а) строение субаэраляного покрова с учетом положения разрезов над уровнем моря; б) зависимость глубины залегания H ископаемой почвы P_1 от высоты над уровнем моря; в) зависимость среднего значения магнитной восприимчивости почвы P_1 от ее мощности

почву P_2 горизонт в части разрезов представлен делювиальными отложениями D , в некоторых разрезах — лёссовыми отложениями L_3/L_4 и в четырех разрезах не вскрыт по техническим причинам.

Высокая корреляция гранулометрических и магнитных параметров отдельных горизонтов или участков разрезов, включающих несколько горизонтов, дает возможность с некоторой долей уверенности сделать заключение о едином цикле осадконакопления, условия которого меняются постепенно в соответствии с изменениями климата и ландшафта. В такой цикл можно объединить горизонты L_1 , P_1 и верхнюю часть горизонта L_2 во всех разрезах, в которых проведены гранулометрические измерения. Именно эта последовательность и непрерывность осадконакопления дали возможность получить определенные и устойчивые закономерности (рис. 11, б, в), применение которых перспективно и в других частях Сибирской субаэраляной формации.

Напротив, несоответствие колебаний гранулометрических и магнитных параметров в горизонте L_2 указывает на дискретность и неравномерность осадконакопления, на возможное сокращение мощности лёссовых отложений в результате денудации, на неоднородность отложений, обусловленную чередованием опесчаненных прослоев, супесей и суглинков и в целом на неустойчивость динамических условий осадконакопления в период формирования горизонта L_2 . В некоторых разрезах (2, 5 и 6),

где не было проведено лабораторное изучение гранулометрического состава, резкие колебания магнитных параметров в горизонте L_2 дают основание для аналогичных выводов.

По изменениям магнитных характеристик на границах горизонтов можно также оценивать постепенность (и, следовательно, непрерывность поступления магнитного и обломочного материала) переходов одного генетического типа отложений в другой под воздействием постепенной смены условий осадконакопления. Резкие колебания магнитных характеристик на верхней и нижней границе ископаемой почвы P_2 в разрезах 3, 8, 9 (рис. 5, 7–9) свидетельствуют о явных разрушениях приграничных слоев, не всегда фиксируемых визуальными наблюдениями.

Взаимосвязи магнитных и гранулометрических параметров в современных почвах на всем Бийско-Чумышском плато, обратные по характеру аналогичным связям в погребенных отложениях, показывают различные механизмы преобразования отложений. По всей вероятности, в современных почвах активно проистекают аэробные процессы педогенеза с образованием аутигенных тонкодисперсных магнитомягких минералов (магнетита/маггемита), которые по мере захоронения со временем уступают место преобразованиям осадков с разрушением сильномагнитных минералов и образованием слабомагнитных магнито жестких гетита, ге-

матита. Эти процессы отражают все магнитные характеристики, их поведение типично для ископаемых субаэральных отложений Сибири.

Пространственные реконструкции. Изменение в пространственном отношении магнитных характеристик, отражающих содержание магнитных минералов и распределение магнитных зерен по размерам, дает возможность реконструировать основные направления разноса магнитного материала в составе субаэральных осадков. Характеризуя субаэральный покров в целом, на основании изменения магнитной восприимчивости (рис. 12) и отношения k/Jg (рис. 13), можно констатировать, что во второй половине позднего неоплейстоцена магнитный материал в северо-восточную часть плато (разрезы 5 и 7) поступал, главным образом, с северного направления; менее интенсивный привнос магнитного материала происходил с юго-западного и юго-восточного направлений. Южная часть покрова плато (разрезы 3, 4, 6 и 9) сложена материалом, поступающим из областей дефляции, расположенных на юге, юго-западе и юго-востоке; в центральной части плато (разрезы 1, 2) отложения формировались за счет перемешанного материала, поступающего с разных направлений, среди которых южное, юго-западное и юго-восточное можно выделить как основные и северное, северо-восточное — как подчиненные. В отдельную группу выделяются разрезы северо-восточной части плато (8 и 10), субаэральные осадки которой образовались под действием ветров как юго-западного, так и северо-восточного направления. Анализируя распределение магнитных параметров погоризонтно, можно констатировать, что на протяжении времени формирования отложений в северной части плато магнитный материал неизменно поступал с северного (северо-восточного) направления. Так же, как и в южной части плато, все осадки образовались под действием ветров южного (юго-западного, юго-восточного) направления. Более сложная картина наблюдается в центральной и северо-западной части плато: в периоды накопления лёссовых горизонтов L1 (~10–14 тыс. лет назад) и L2 (~15–20 тыс. лет назад) происходил наиболее интенсивный перенос магнитного материала, который поступал с южного (юго-западного, юго-восточного) направления, но в этапы почвообразования P1 (~14–15 тыс. лет назад), P2 (>20 тыс. лет назад) скорость ветра снижалась и, соответственно, замедлялось поступление осадочного материала, преимущественное направление менялось на северное (северо-восточное), особенно это заметно в северо-западной части плато. Распределение магнитных параметров в современной почве наследует распределение нижележащего слоя, но с меньшей интенсивностью ветровой деятельности. Поскольку на основании петромагнитных и гранулометрических данных процессы почвообразования проистекают и в настоящее время, вывод о направлении и интенсивности ветров по магнитным характеристикам носит предварительный характер.

При анализе пространственного распределения магнитных характеристик отложений следует учитывать гравитационное перераспределение магнитных частиц в процессе осаждения и последующих преобразований осадков, обусловленное в немалой степени рельефом участка (рис. 14).

Вероятно, в северной части направление ветров и рельеф оказали совокупное влияние на распределение магнитных частиц по размерам, но на концентрацию магнитного материала рельеф не оказал существенного влияния. Возможно, что в южной части плато рельеф наряду с ветровой деятельностью является фактором, влияющим на формирование магнитных свойств осадков, поскольку понижению рельефа соответствует увеличение концентрации магнитных минералов и увеличение размеров магнитных частиц. В центральной части БЧП основным осадкообразующим и формирующим магнитные свойства фактором, скорее всего, является ветровая деятельность, рельеф не оказывает существенного влияния.

Таким образом, по петромагнитным исследованиям покровная часть Бийско-Чумышского плато позднеплейстоценового возраста сложена субаэральными осадками из двух питающих провинций, расположенных не далее 100 км от БЧП: северной и северо-восточной и юго-юго-западной. Реконструкции, построенные нами по комплексу гранулометрических и петромагнитных данных, согласуются с некоторыми ранними предположениями (Петров, 1948) о формировании субаэральных толщ Бийско-Чумышского плато, о преобладающих направлениях ветра в позднем плейстоцене и основных источниках сноса и ставят вопрос об обоснованности более поздних представлений (Архипов, 1971; Ван, 2004; Малолетко, 1963; Швецов, 2000) о дальнем переносе эолового материала на БЧП с запада (Кулунда), юго-запада (Казахстан, Средняя Азия).

Выводы

Комплексные гранулометрические и петромагнитные исследования являются новым высокоэффективным инструментом в понимании генезиса субаэральных отложений, поскольку отражают различные, но взаимосвязанные процессы эолового осадконакопления.

Все изученные осадки Бийско-Чумышского плато имеют преобладающий эоловый генезис, среди субаэральной толщи выделяются лёссы, почвы (ископаемые и современная) и делювиальные отложения, каждый тип отложений обладает индивидуальным набором гранулометрических и петромагнитных характеристик.

Закономерности распределения гранулометрических и петромагнитных характеристик по глубине позволяют оценивать полноту разрезов, выявлять перерывы в стратиграфических последовательностях, диагностировать делювиальные отложения, определять степень неоднородности отложений одного генетического типа.

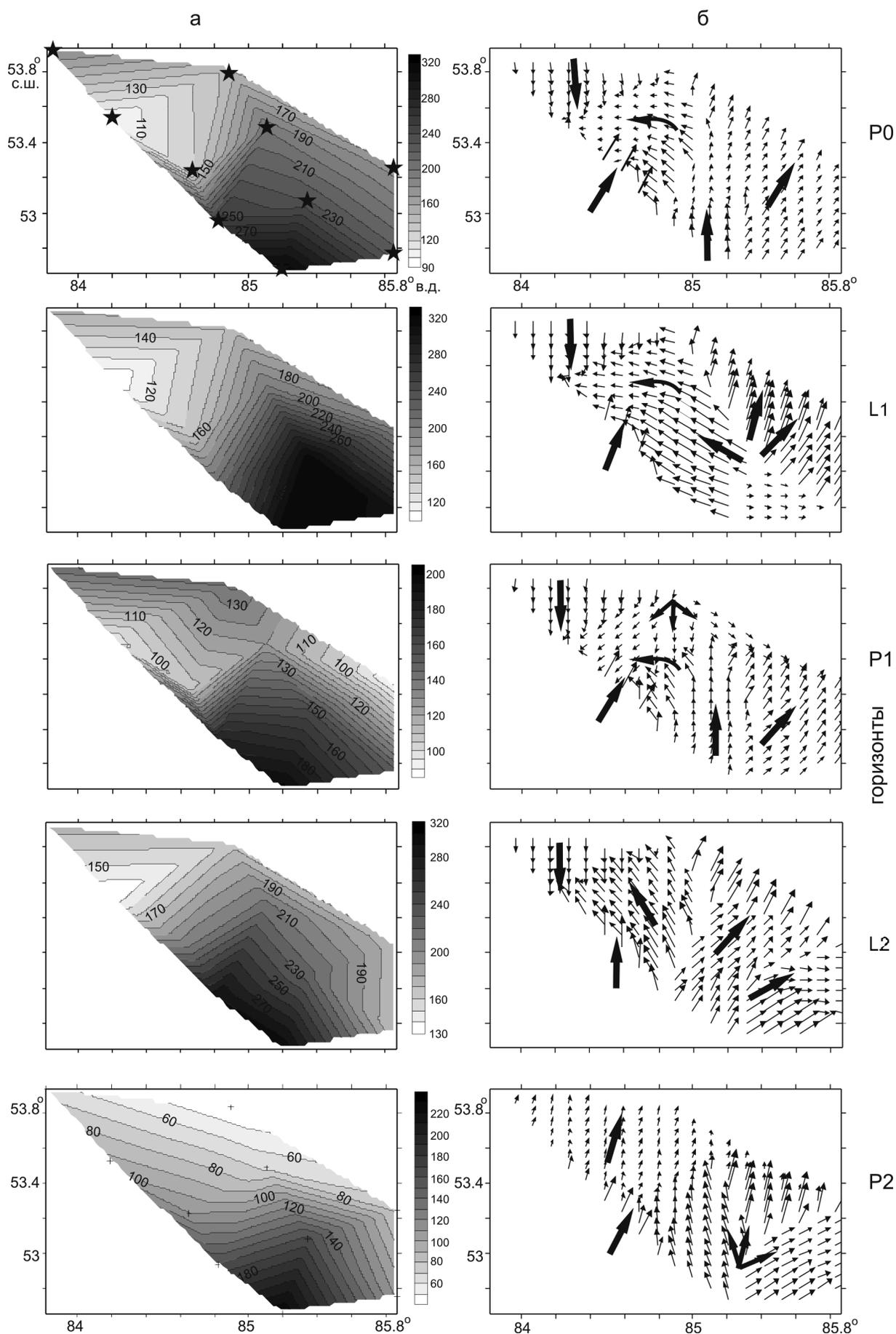


Рис. 12. Карты-схемы распределения значений магнитной восприимчивости k по площади и генетическим горизонтам: а) карты в изолиниях k ; б) векторное представление изменения значений k . Звездочки — местоположение разрезов

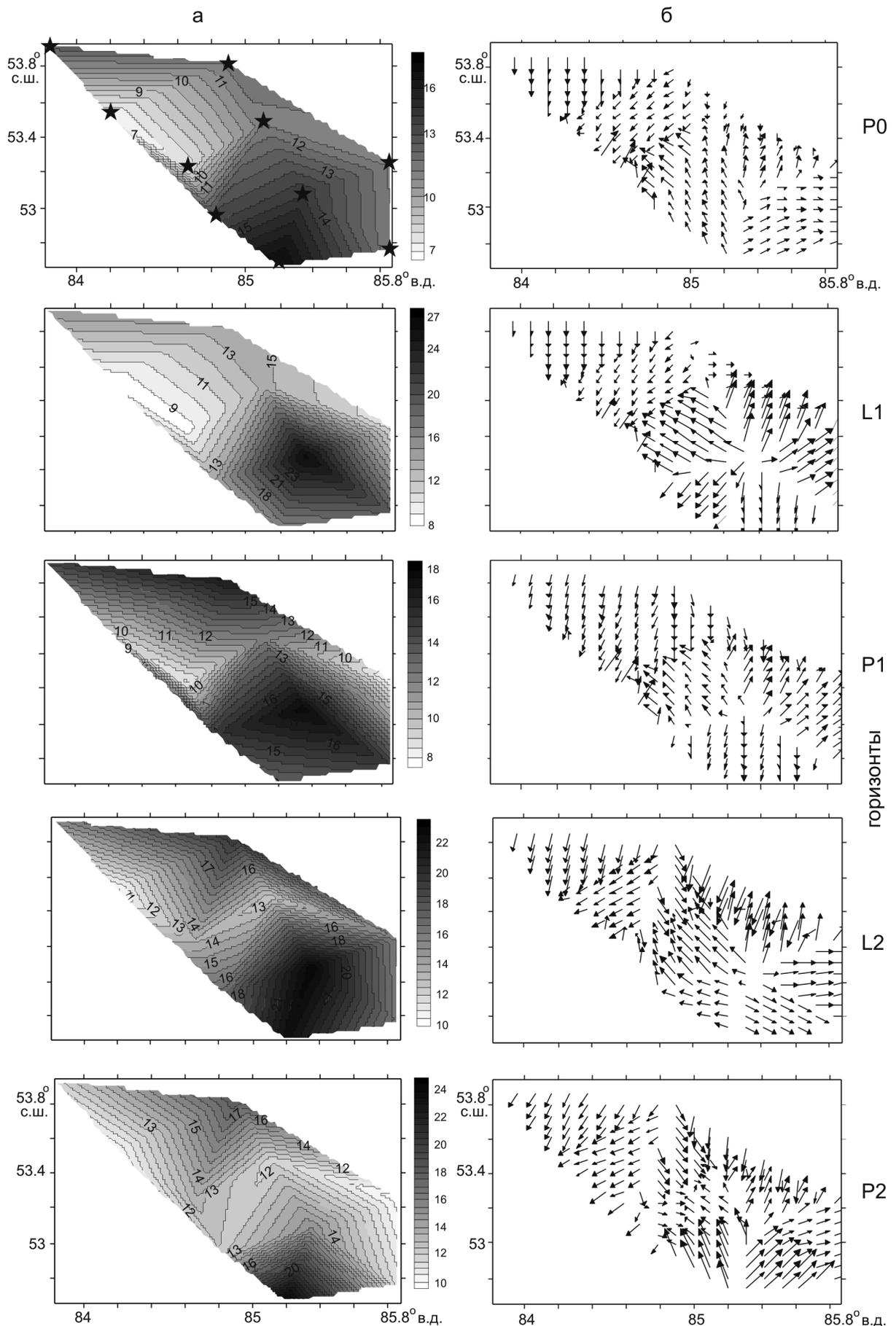


Рис. 13. Карты-схемы распределения оценки размеров магнитных зерен по площади и генетическим горизонтам: а) карты в изолиниях k/Jr ; б) векторное представление изменения значений k/Jr

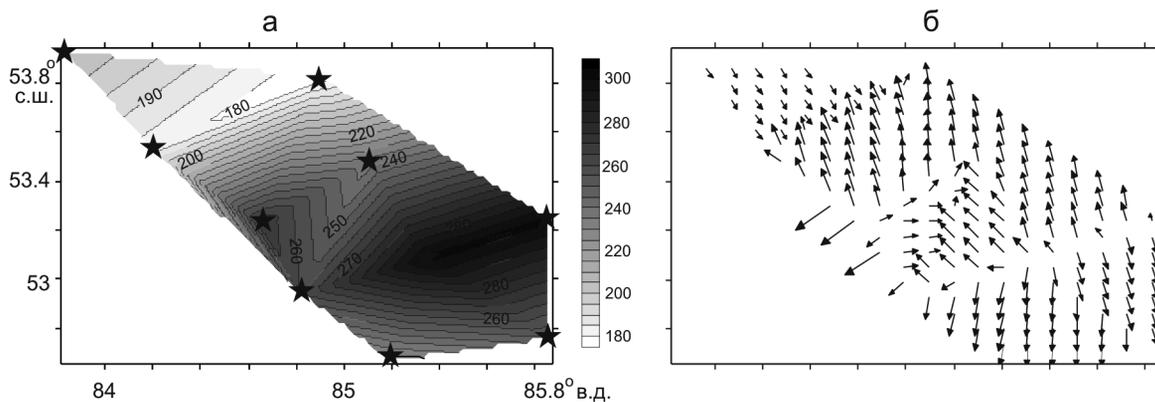


Рис. 14. Современная поверхность изученного участка, в метрах над уровнем моря

Закономерности пространственного распределения гранулометрических и петромагнитных характеристик по площади дали возможность реконструировать условия формирования субаэриального покрова БЧП: 1) источниками эолового материала для южной части БЧП служили продукты разрушения горных сооружений Алтая и аллювиальных отложений рек Бия и Обь, которые транспортировались ветрами преимущественно южного, юго-восточного и юго-западного направлений; 2) источниками эолового материала для северной части БЧП служили продукты разрушения складчатых

структур Салаирского кряжа и аллювиальные отложения р. Чумыш, которые транспортировались ветрами преимущественно северного и северо-восточного направлений; 3) отложения центральной части БЧП сформировались из поступавшего из различных направлений осадочного материала и 4) в северо-восточной части источником для накопления лёссовых толщ служил обломочный материал южной провинции (Алтайской), в периоды почвообразования материал поступал из северо-восточной провинции (Салаирской).

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. Новосибирск: Наука, 1976. 184 с.

Архинов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск: Наука, 1971. 329 с.

Ван А.В. Экологические функции четвертичных покровных отложений Верхнего Приобья: Автореф. дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2004. 41 с.

Волкова В.С., Бабушкин А.Е. (ред.). Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.

Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. Седиментология. М.: Недра, 1980. 640 с.

Дортман Н.Б. (ред.). Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика): Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 455 с.

Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д. и др. Опыт фашиально-генетического расчленения субаэриальных отложений Новосибирского Приобья геолого-петромагнитными методами // Геол. и геофиз. 2007. Т. 48, № 4. С. 446–459.

Жданова А. И., Матасова Г. Г., Зольников И. Д. и др. Условия накопления четвертичных субаэриальных отложений Новосибирского Приобья по геолого-геофизическим данным разреза Кольцово // Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7. Геол. Геогр. 2009. № 3. С. 69–85.

Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.

Лёссовый покров Земли и его свойства. Отв. ред. В.Т. Трофимов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 464 с.

Малолетко А.М. Палеогеографический анализ при изучении гидрогеологических условий восточной части Степного Алтая // Изв. Алтайского отд. Географ. об-ва СССР. Вып. 4. Горно-Алтайск, 1963. С. 5–14.

Матасова Г.Г. Магнетизм позднеплейстоценовых лёссово-почвенных отложений Сибирской субаэриальной формации: Дисс. ... докт. геол.-минерал. наук. Новосибирск, 2006. 386 с.

Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С. Наложение «алтайской» и «китайской» моделей записи палеоклимата в магнитных свойствах отложений верхнего и среднего неоплейстоцена на юге Западной Сибири // Геол. и геофиз. 2003. Т. 44, № 7. С. 638–651.

Москвитин А.И. Лёсс и лёссовидные отложения Сибири // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Сер. геол. 1940. Вып. 14. № 4. 83 с.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.

Паньчев В.А. Радиоуглеродная хронология аллювиальных отложений Предалтайской равнины. Новосибирск: Наука, 1979. 103 с.

Петров Б.Ф. О лёссах Алтая // Бюлл. Ком. по изуч. четвертичного периода. 1948. № 11. С. 69–91.

Процюк И.С. (ред.). Атлас Алтайского края. М., Барнаул: ГУГК, 1978. 168 с.

Раукас А.В. Классификация обломочных пород и отложений по гранулометрическому составу // Тр. Ин-та геол. АН Эстонской ССР. 1981. 24 с.

Швецов А.Я. Лёссы Алтайского края // Вестн. Алтайского гос. техн. ун-та. 2000. № 1. С. 36–38.

An Z.S., Kukla G.J., Porter S.C., Xiao J.L. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130000 years // Quaternary Res. 1991. Vol. 36. P. 29–36.

Chlachula J., Evans M.E., Rutter N.W. A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/paleosol record in Siberia // Geophys. J. Int. 1998. Vol. 132. P. 128–132.

Chlachula J., Rutter N.W., Evans M.E. A late Quaternary loess-paleosol record at Kurtak, southern Siberia // Can. J. Earth Sci. 1997. Vol. 34. P. 679–686.

- Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. Vol. 13. P. 260–267.
- Ding Z.L., Ranov V., Yang S.L. et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 200. P. 387–400.
- Ding Z., Yu Z., Rutter N.W., Liu T. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits // Quaternary Sci. Rev. 1994. Vol. 13, N 1. P. 39–70.
- Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c) // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2002. Vol. 107, N B3. P. 2046–2067.
- Evans M.E., Heller F. Environmental Magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.
- Hanesch M., Stanjek H., Petersen N. Thermomagnetic measurements of soil iron minerals: the role of organic carbon // Geophys. J. Int. 2006. Vol. 165. P. 53–61.
- Heller F., Liu T.S. Magnetism of Chinese loess deposits // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1984. Vol. 77. P. 125–141.
- Heslop D., Langereis C.G., Dekkers M.J. A new astronomical timescale for the loess deposits of northern China // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. Vol. 184. P. 125–139.
- Hunt C.P., Banerjee S.K., Han J. et al. Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-palaeosol sequences of the western Loess Plateau of China // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 123. P. 232–244.
- Jasonov P.G., Nurgaliev D.K., Burov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // Geol. Carpathica. 1998. Vol. 49, N 3. P. 224–225.
- Kukla G., Heller F., Liu X.M. et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility // Geology. 1988. Vol. 16. P. 811–814.
- Liu X.M., Shaw J., Liu T.S. et al. Rock magnetic properties and palaeoclimate of Chinese Loess // J. Geomag. Geoelectr. 1993. Vol. 45. P. 117–124.
- Lu H., Liu X., Zhang F. et al. Astronomical calibration of loess-palaeosol deposits at Luochuan central Chinese loess plateau // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 1999. Vol. 154. P. 237–246.
- Maher B.A., Taylor R.M. Formation of ultrafine-grained magnetite in soil // Nature. 1988. Vol. 336. P. 368–370.
- Maher B.A., Thompson R. Mineral magnetic record of the Chinese loess and palaeosol // Geology. 1991. Vol. 19. P. 3–6.
- Matasova G.G., Kazansky A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along the west-central Siberian transect and their paleoclimatic implications // Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2004. Vol. 238. P. 145–173.
- Matasova G., Petrovsky E., Jordanova N. et al. Magnetic study of Late Pleistocene loess/palaeosol sections from Siberia: palaeoenvironmental implications // Geophys. J. Int. 2001. Vol. 147, N 2. P. 367–380.
- Meng X., Derbyshire E., Kemp R.A. Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess // Quaternary Sci. Rev. 1997. Vol. 16. P. 833–839.
- Munsell soil color charts. New Windsor, N.Y.: Gretag Macbeth, 2000. 10 p.
- Oches E.A., Banerjee S.K. Rock-magnetic proxies of climate change from loess-palaeosol sediments of the Czech Republic // Studia Geophysica et Geodetica. 1996. Vol. 40. P. 287–300.
- Pidwirny M. Physical Geography. 2005 // URL: <http://www.physicalgeography.net>
- Rutter N.W., Ding Z.L., Evans M.E., Wang Y.C. Magnetostratigraphy of the Baoji loess-palaeosol section in the north-central China Loess Plateau // Quaternary Int. 1991. Vol. 7/8. P. 97–102.
- Smalley I.J., O'Hara-Dhand K., Wint J. et al. Rivers and loess: the significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation // Quaternary Int. 2009. Vol. 198. P. 7–18.
- Sun D. Monsoon and westerly circulation changes recorded in the late Cenozoic aeolian sequences of Northern China // Global Planet. Change. 2004. Vol. 41. P. 63–80.
- Sun D., Bloemendal J., Rea D. et al. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments and numerical partitioning of the sedimentary components // Sediment. Geol. 2002. Vol. 152. P. 263–277.
- Thompson R., Oldfield F. Environmental magnetism. London: George Allen and Unwin, 1986. 227 p.
- Vandenbergh J. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification // Earth-Sci. Rev. 2013. Vol. 121. P. 18–30.
- Verosub K.L., Fine P., Singer M.J., Ten Pas J. Pedogenesis and palaeoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-palaeosol sequences // Geology. 1993. Vol. 21. P. 1011–1014.
- Yoshida M., Fujiwara Y., Khadim I.M. et al. Magnetic Approaches to Geological Sciences. Part I, II, III, Geoscience Lab., GSP and JIGA. Islamabad. Pakistan, 1994. 617 p.

RESULTS OF INTEGRATED GEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL STUDY OF SUBAERIAL COVER OF BIYA-CHUMYSH PLATEAU (SOUTH OF WESTERN SIBERIA) AND THEIR PALEO GEOGRAPHIC IMPLICATIONS

G.G. Matasova, A.Yu. Kazanskiy, V.V. Chegis

Geological, grain-size and rock-magnetic study of the Late Quaternary loose deposits from Pre-Altai Plain allows to reveal the geological structure of the region, to identify genetic types of deposits and to reconstruct the paleogeographic and paleoclimatic conditions during formation of subaerial cover of Biya-Chumysh Plateau. We have shown the benefits of methods rock-magnetic methods as a supplementary research for the study of loess-soil sequences, which are a natural archive of environmental change and climate.

Key words: Biya-Chumysh Plateau, loess-soil deposits, grain size, magnetic properties, Siberia.

Сведения об авторах: *Матасова Галина Гельевна* — докт. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. ИНГГ СО РАН; *e-mail:* matasovagg@ipgg.sbras.ru; *Казанский Алексей Юрьевич* — докт. геол.-минерал. наук, вед. науч. сотр. каф. региональной геологии и истории Земли геологического ф-та МГУ имени М.В. Ломоносова; *e-mail:* kazansky_alex@mail.ru; *Чегис Виктория Валерьевна* — инж. ИЗМИРАН; *e-mail:* joki.la.loki@gmail.com