

УДК 550.382.3

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПОЛОЖЕНИИ ПАЛЕОМАГНИТНОЙ ГРАНИЦЫ МАТУЯМА–БРЮНЕС В ЛЁССОВО-ЛЕДНИКОВОЙ ФОРМАЦИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

© 2002 г. А. А. Величко, В. В. Семенов, Г. А. Поспелова, Т. Д. Морозова, В. П. Нечаев, Ю. Н. Грибченко, К. Г. Длусский, Н. Катто, Э. Литтл

Представлено академиком В.Н. Страховым 22.03.2002 г.

Поступило 25.03.2002 г.

Комплексное изучение двух опорных разрезов (парастратотипов) в центре Восточно-Европейской равнины (Стрелица и Себряково–Михайловка) позволило установить границу Матуяма–Брюнес внутри первого макроцикла плейстоцена при переходе от межледникового к холодному интервалу. Первичный компонент остаточной намагниченности выделен двумя методами: размагничиванием температурой и переменным магнитным полем, что дало возможность получить весьма достоверные результаты.

В геологической истории магнитного поля Земли наиболее молодой рубеж, отвечающий смене полярности с обратной на прямую при переходе от палеомагнитного хрона Матуяма к хрону Брюнес (М/Б), имеет особо важное значение для хроностратиграфических и палеогеографических построений позднего кайнозоя и прежде всего четвертичного периода. Возрастная позиция границы эпох М/Б согласно данным абсолютного датирования аргон-аргоновым методом (^{40}Ar – ^{39}Ar) определяется в 780 тыс. лет назад [1]. Близкая величина была получена на основе моделирования с привлечением для расчетов орбитальных параметров Земли [2, 3]. В интервале ранних и средних этапов четвертичной системы данный изохронный уровень является самым надежным репером, позволяющим проводить глобальные хроностратиграфические корреляции событий, совершавшихся на суше и в океане [4], и прежде всего реконструировать структуру ледниково-межледниковых климатических циклов, оп-

ределявших развитие геосферы Земли в позднем кайнозое.

Среди континентальных отложений для оценки положения границы хронов М/Б в системе ледниково-межледниковых циклов часто используются лёссово-почвенные серии широкого возрастного диапазона, распространенные, например, в Китае [5] и в Центральной Азии [6]. Однако решение вопросов корреляции ледниково-межледниковых циклов в указанных регионах осложняется тем, что там лёссово-почвенные серии не сочетаются с горизонтами морен собственно ледниковых покровов. В этом отношении особо важное значение в масштабах всего восточного полушария имеет лёссово-ледниковая формация Восточно-Европейской равнины, где горизонты лёссов и почв сопряжены с горизонтами морен ледниковых покровов плейстоцена (рис. 1).

Следует, однако, отметить, что и в лёссово-ледниковой формации этого региона, несмотря на многолетние детальные исследования, вопрос о положении границы М/Б не решался однозначно [7, 8]. Имеющиеся разночтения в первую очередь объясняются различиями в хроностратиграфических построениях, послуживших основанием для тех или иных схем, а также возрастанием степени их детализации по мере накопления новых данных. В частности, в последние десятилетия была существенно пересмотрена и дополнена хроностратиграфия не только среднеплейстоценовых лёссово-почвенных серий, но и сопряженных с ними горизонтов ледниковых отложений. Одним из существенных результатов явилось установление разновозрастности морены днепровского ледникового покрова, относящегося к среднему плейстоцену, и донского ледникового покрова, возраст которого на основе палеонтологических данных оказался нижнеплейстоценовым, позднетитраспольским [9–11]. Такое хронологическое положение донской морены хорошо согласуется с данными о возрасте подстилающих ее горизонтов ископаемых почв и лёссов и отражено в хроно-

*Институт географии Российской Академии наук,
Москва*

*Объединенный институт физики Земли
им. О.Ю. Шмидта*

Российской Академии наук, Москва

*Мемориальный университет Ньюфаундленда,
Сент-Джонс, Канада*

Центр наук о Земле, Нунавут, Канада

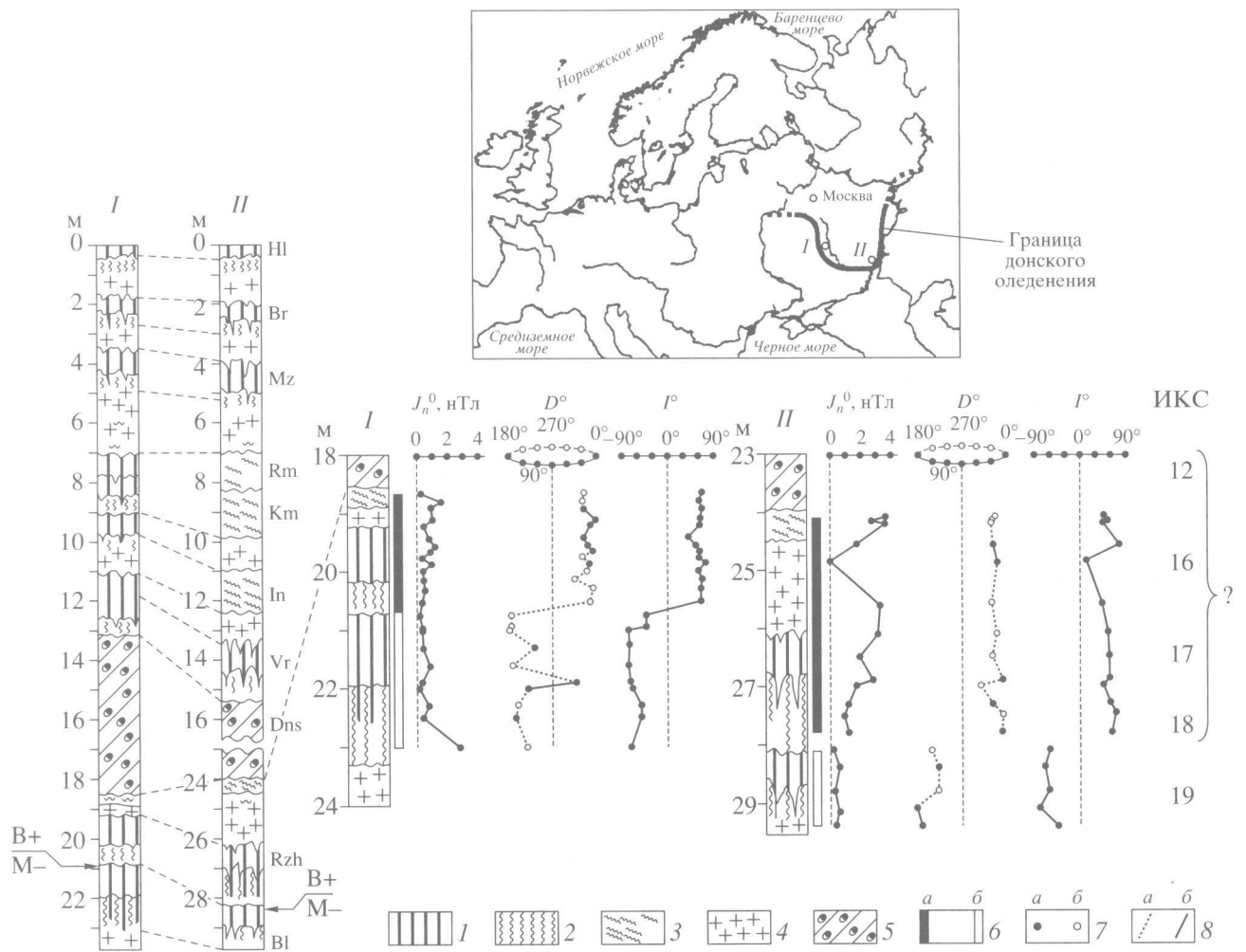


Рис. 1. Положение границы палеомагнитных хронов Брюнес–Матуяма в опорных разрезах Стрелица (I) и Сёбряково–Михайловка (II). Условные обозначения: 1 – гумусовые горизонты почв; 2 – иллювиальные горизонты почв; 3 – педоседименты; 4 – лёссовые породы; 5 – валунные суглинки (морена); 6 – магнитная полярность: а – прямая, б – обратная; 7 – изменения D : а – от 0° до 180° , б – от 180° до 360° ; 8 – линии, соединяющие значения D : а – на западной полушере, б – на восточной полушере. Стратиграфические индексы: Hl – голоцен; Vr – брянская почва; Mz – мезинский педокомплекс; Rm – роменская почва; Km – каменная почва; In – инжавинская почва; Vr – воронская почва; Rzh – ржаксинская почва; Bl – балашовская почва; Dns – донская морена. Палеомагнитные характеристики: J_n^0 – первичная остаточная намагниченность (нТл); D° – склонение; I° – наклонение.

стратиграфической схеме, разработанной в Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН [12]. Новые данные позволили найти положение смены полярности в системе указанных горизонтов.

Граница М/Б была установлена в процессе комплексных исследований двух опорных разрезов (парастратотипов) центра Восточно-Европейской равнины, вскрывающих лёссово-почвенно-криогенно-гляциальную серию в объеме плейстоцена. Один из этих разрезов вскрыт в Стрелицком карьере близ г. Воронеж, на правом берегу р. Дон, в пределах восточной окраины Среднерусской возвышенности. Другой разрез (Себряково–Михайловка) расположен на право-

бережье р. Медведицы (левый приток р. Дон) у г. Михайловка (рис. 1).

В обоих разрезах смена палеомагнитных эпох фиксировалась в нижней части толщи, ограниченной сверху горизонтом морены. Минералогическо-петрографические исследования этой морены выявили ее принадлежность донскому оледенению, что согласуется с уже имеющимися данными [12].

По своему вещественному составу донской ледниковый комплекс существенно отличается от днепровского, среднеплейстоценового. Если в днепровской морене содержатся гранитоиды (до 60% от общего числа дальнепринесенных пород), метаморфические породы (до 30%) и кварциты

Карелии (до 15%), определяющие скандинавское положение центра оледенения и пути его распространения, то в донской морене содержатся преимущественно метаморфические и метаморфизованные. Здесь абсолютно преобладают зелено-каменные породы, включающие метаморфические и эффузивные (40–60%). Количество кварцитовидных песчаников существенно меняется (от 20 до 50%). Определенно можно говорить, что в донской морене отсутствуют онежско-ладожские, наиболее характерные для днепровских и валдайских морен северных территорий и области днепровской лопасти. Для минералогического состава донской морены характерно высокое содержание эпидота, турмалина, ставролита, тогда как в днепровской морене преобладают роговые обманки, гранаты и слюды. Все указывает на северо-восточный центр области питания донского ледникового покрова в отличие от северо-западного, скандинавского для днепровского ледника.

Как в разрезе Стрелица, так и в разрезе Себряково–Михайловка непосредственно под подошвой донской морены прослеживается уровень со следами почвообразования. В разрезе Стрелица он выражен в виде фрагментов сильно деформированных ледником педоседиментов, представленных прослоями уплотненного гумусированного суглинка, содержащего в верхней части примесь моренного материала. В разрезе Себряково–Михайловка этот уровень сохранился лучше. В нем в горизонте *AB* встречаются обломки кутан иллювирования. Сам педоседимент здесь подстилается горизонтом лёссовых пород мощностью около 1.5 м.

Ниже в обоих разрезах залегает ископаемая почва с хорошо сохранившимся профилем, отвечающая, согласно стратиграфической схеме, ржаксинскому горизонту. В разрезе Стрелица в этой почве выделяются генетические горизонты *A-B-Vca*. Преобладающими процессами почвообразования были гумусово-аккумулятивный и иллювиально-карбонатный. По своим характеристикам данная почва может быть сопоставлена с черноземовидными почвами прерий (брюниземы). В разрезе Себряково–Михайловка ржаксинская почва имеет более сложное полигенетическое строение с профилем *A-Bmt-Vca*. Во время ранней фазы почвообразования здесь четко проявлялись процессы оглинивания и лёсвиважа, следы которого сохранились в виде немногочисленных кутан иллювирования. Во время более поздней фазы преобладали процессы аккумуляции гумуса. На самой завершающей стадии почва подверглась интенсивному растрескиванию. Материал горизонта *A* по трещинам проникает в горизонт *Bmt* на глубину до 1.0–1.2 м. Признаки растрескивания в почве данного возраста отмечаются и в разрезе Стрелица.

В обоих разрезах ниже ржаксинской почвы залегает еще один четко выраженный почвенный горизонт (балашовский), причем разделяющий их лёссовидный суглинок (бобровский горизонт) переработан процессами почвообразования и в чистом виде не прослеживается. В разрезе Стрелица профиль балашовской почвы *AL-Bt(m)-Vca-B* имеет полигенетическое строение; в нем выделяются две фазы. В раннюю фазу формировались почвы с четкими признаками иллювирования глины, о чем свидетельствуют обильные глинистые кутаны и папулы. В более позднюю фазу преобладали процессы гумусонакопления и иллювирования. Микроморфологические признаки, в частности обилие глинистых кутан иллювирования, свидетельствуют о том, что в раннюю фазу почвообразование происходило в существенно более влажных и теплых условиях, чем в настоящее время.

В разрезе Себряково–Михайловка профиль почвы состоит из генетических горизонтов *A-BC-Vca*, что также позволяет наметить две фазы почвообразования. В раннюю фазу формировались почвы, которые характеризовались ярко-бурой окраской за счет глинисто-железистой плазмы и стяжениями гидроокислов железа. Во вторую фазу почвообразования преобладали процессы гумусонакопления и, вероятно, иллювирования карбонатов. Почвы первой фазы формировались в условиях, близких к влажным субтропическим, о чем свидетельствует обогащение плазмы основы диспергированными гидроокислами железа [13]. Во вторую фазу тепло- и влагообеспеченность были более низкими, чем в первую. На завершающем этапе эта полигенетическая почва подверглась интенсивному растрескиванию.

Для палеомагнитных исследований были отобраны ориентированные монолиты, из которых изготавливались образцы кубической формы с ребром 20 мм (по 2–4 из каждого уровня). Отбор выполнен не непрерывно: в разрезе Стрелица до балашовской почвы с шагом 10 см, ниже с шагом 15–20 см. В разрезе Себряково–Михайловка не изучены 30 см нижней части бобровского лёсса.

Магнитную восприимчивость K измеряли непосредственно на разрезе прибором КТ-5 (сплошные, по диаметру датчика 7 см) и образцов-кубиков на приборе KLY-2 по трем осям для оценки анизотропии магнитной восприимчивости пород. Анизотропия K в породах отсутствует. Естественная остаточная намагниченность пород (J_n) измерена на приборе JR-4 после выдержки образцов в экране в течение 1.5 месяцев. Наблюдается достаточно четкая зависимость скалярных магнитных параметров K и J_n от литологии пород. Наибольшие значения этих параметров отмечаются в погребенных почвах ($J_n = 20 - 47$ нТл, $K = (600-1090) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ). В лёссовидных суглин-

ках (горизонтах *BC* погребенных почв) значения величин K и J_n существенно ниже ($J_n = 7\text{--}14$ нТл, K изменяется в более широких интервалах: $(90\text{--}450) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, редко $(420\text{--}510) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ).

Для определения характеристической (первичной) намагниченности J_n^0 проведена серия нагревов до 600°C в основном с шагом 50°C , в интервале температур $250\text{--}400^\circ\text{C}$ – с шагом 40°C . Контрольные определения первичной остаточной намагниченности пород выполнены в переменном магнитном поле (поэтапно) до 150 мТл на установке SQUID в палеомагнитной лаборатории Института геофизики Польской АН. Выполнен компонентный анализ данных размагничивания J_n пород.

По диаграммам Зийдервельда, полученным в результате размагничивания образцов температурой и переменным магнитным полем, установлено, что в породах выделяются два–три компонента J_n . Первый компонент, снимаемый при 100°C , имеет случайное направление и является остатком лабораторной вязкой намагниченности, по-видимому, не снятой за время хранения образцов в экране. Второй компонент, который снимается в интервале температур $200\text{--}250^\circ\text{C}$, имеет вязкую природу за счет воздействия современного магнитного поля. Выделение характеристического направления J_n^0 наблюдается после нагрева образцов до 250°C (редко – 310°C). По кривым $J_n(t)$ можно судить, что основным носителем намагниченности пород является магнетит, в незначительном количестве присутствует гематит.

По направлению вектора J_n^0 в обоих разрезах (Стрелица и Себряково–Михайловка) выделяются две палеомагнитные зоны. В разрезе Стрелица верхняя из них, характеризующаяся прямой намагниченностью, охватывает залегающие под донской мореной горизонты до основания бобровского лёсса. Здесь на глубине 20.7 м J_n^0 имеет следующие угловые параметры: $D = 358^\circ$, $I = 67^\circ$, которые с незначительными вариациями выдерживаются вплоть до донской морены. Эта часть разреза сопоставляется с хроном Брюнес (рис. 1). Начиная с верхней части балашовской почвы изученные отложения намагничены обратно, составляя хрон Матуяма. За границу Матуяма–Брюнес нами принимается конец хрона Матуяма. В разрезе Себряково–Михайловка к хрону Брюнес отнесены залегающий ниже донской морены педоседимент, горизонт лёсса, ржаксинская почва, бобровский лёссовый горизонт. На глубине 28.2 м $D = 3^\circ$, $I = 63^\circ$. Образцы из самой верхней части балашовской почвы и все отобранные ниже обладают обратной намагниченностью (рис. 1). Эта часть разреза соответствует хрону Матуяма. Пе-

реходная зона между хронами Матуяма и Брюнес в изученных разрезах отсутствует, так как скорость осадконакопления очень низка.

Таким образом, установлено, что граница Матуяма–Брюнес как в разрезе Стрелица, так и в разрезе Себряково–Михайловка проходит между балашовской почвой и бобровским лёссом.

Репрезентативность полученных результатов контролируется тем, что они: 1) получены в полных стратотипического характера разрезах; 2) граница М/Б в обоих разрезах, отстоящих один от другого на 400 км, находится в одинаковой стратиграфической позиции, подтверждаемой палеопедологическим методом и соотношением с мореной донского оледенения; 3) по своим магнитным характеристикам переход от палеомагнитного хрона Матуяма к палеомагнитному хрому Брюнес выражен весьма отчетливо.

Указанные особенности позволяют с определенным основанием провести корреляцию положения границы М/Б в изученных разрезах лёссово-ледниковой формации Восточно-Европейской равнины с изотопно-кислородными стадиями (ИКС), установленными в океанических осадках, выделенных на кривых SPECMAP [14] и впоследствии детализированных по данным скважины MD900963 в Индийском океане [3]. На детализированной кривой граница М/Б в донных отложениях Индийского океана установлена на уровне ИКС 19.1, т.е. сопоставляется с теплой ИКС. Данные по разрезам Стрелица и Себряково–Михайловка не противоречат такой позиции границы М/Б. Она установлена между балашовской почвой и бобровским лёссом. В таком случае балашовская почва может быть сопоставлена с ИКС 19, а вышележащий бобровский лёсс – с одной из подстадий ИКС 18. Корреляция с вышележащими горизонтами вплоть до донской морены весьма провизорна, так как изотопно-кислородная кривая в интервале 750 тыс. л.н. – 450 тыс. л.н. характеризуется очень высокой частотой колебаний, что вносит элемент неопределенности сопоставления донского оледенения с ИКС (16–12?). Вместе с тем нельзя не напомнить, что и в различных схемах континентальных отложений положение границы М/Б не интерпретируется однозначно. Полученные результаты следует рассматривать как еще один шаг к решению проблемы, позволяющей, в частности, ориентировать дальнейшие исследования в определенном хроностратиграфическом интервале, желательно в разрезах, где имеется сочетание горизонтов лёссов, ледниковых отложений, ископаемых почв и других межледниковых осадков.

Авторы выражают искреннюю благодарность Г.З. Гурарию и М. Хофмокл за предоставленную возможность в проведении экспериментальной работы, С.М. Шиду, Ю.И. Иосифовой, В.Н. Радь-

кову и А.С. Застрожнову – за поддержку в полевых и лабораторных исследованиях.

Работа выполнена в рамках проектов Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 01–05–64568, 00–15–98567).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Baksi A.K., Hsu V., McWilliams M.O., Farrer E.* // *Science*. 1992. V. 256. P. 356–357.
2. *Shackleton N.J., Berger A., Peltier W.R.* // *Trans. Roy. Soc. Edinburg Earth Sci.* 1990. V. 81. P. 251–261.
3. *Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 126. P. 91–108.
4. *Kukla G.* // *Earth Sci. Rev.* 1977. V. 13. P. 307–374.
5. *Ding Zhongli.* In: *Quaternary Geology and Environment in China* Science Press. Beijing, 1991. P. 168–172.
6. *Додонов А. Е., Шеклтон Н., Жоу Л. П. и др.* // *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 1999. Т. 7. № 6. С. 66–80.
7. *Вирина Е.И., Ударцев В.П.* Корреляция палеогеографических событий материк–шельф–океан. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 176–183.
8. *Семенов В.В.* // *Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода*. 1999. № 63. С. 94–102.
9. *Красненков Р.В.* Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1984. 212 с.
10. *Величко А.А.* Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7–72.
11. *Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А.* Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 224–234.
12. *Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д. и др.* Лёссово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. М.: Изд-во ИГ РАН, 1997. 140 с.
13. *Kubiena W.L.* Rutgers University Press New Brunswick, New Jersey, 1970. P. 256.
14. *Imbrie J.J., Hus J.D., Martinson D.G. et al.* *Milankovitch and Climate*. Dordrecht: Plenum; Reidel, 1984. Pt. 1. P. 269–305.