

УДК 911.2:551.4:551.334.2/551.24(470.1)

ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ПОДНЯТИЕ КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ РАДИОУГЛЕРОДНОГО И ДИАТОМОВОГО АНАЛИЗОВ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ П-ОВА КИНДО

© 2012 г. Ф. А. Романенко, О. С. Шилова

Представлено академиком А.П. Лисицыным 16.06.2011 г.

Поступило 20.06.2011 г.

Со времен П.А. Кропоткина считается, что современный рельеф Фенноскандии формировался главным образом последним поздневалдайским оледенением. Традиционно отмечаются высокие и неравномерные скорости изостатического подъема побережья [2, 6, 7] и многочисленные следы связанных с этим сейсмических событий [1, 13]. Но многие детали развития Карельского и Кандалакшского берегов на рубеже позднего плейстоцена и голоцена до сих пор не выяснены.

Главной задачей наших работ была детальная реконструкция истории формирования рельефа южного побережья Ругозерской губы и пролива Великая Салма (Карельский берег Белого моря, рис. 1) в районе Беломорской биологической станции (ББС) МГУ.

В 2003–2006 гг. авторы выполнили геоморфологическое картографирование и бурение озерно-болотных отложений торфяным буром Гиллера, в ходе которого были впервые изучены болотные массивы на п-ове Киндо и на близлежащем о. Кастьян (19 скважин общей глубиной около 40 пог. м). Отобранные колонки датированы радиоуглеродным методом в лабораториях Геологического института и Института географии РАН. Всего получено 35 дат (табл. 1), калибровка которых [14] проведена с помощью программы OxCal 3.10, Bronk Ramsey, 2005. Для того чтобы проследить высотное распространение морских отложений и реконструировать ход изменения уровня моря в голоцене, в 6 скважинах, устья которых расположены на высоте от 3 до 87 м над уровнем моря, методом диатомового анализа исследованы нижние слои озерно-болотных и подстилающих их отложений.

Северная часть Карельского берега Белого моря представляет собой структурно-денудационные цокольные равнины и мелкосопочник высотой

до 120–150 м, с фиардово-шхерными берегами. Большую часть п-ова Киндо занимает обособленный скальный массив горы Ругозерская (максимальная высота 103.8 м), сложенный [3, 10] гранатовыми, биотитовыми гнейсами и амфибол-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами беломорского комплекса позднего архея, содержащими тела амфиболитов, дайки габбро, габроноритов и пироксенитов протерозойско-палеозойского возраста.

Центральная часть массива – пологоволнистая экзарационно-денудационная поверхность высотой 70–105 м, образованная субпараллельными округловершинными грядами шириной до 100 м. Гряды разделены ложбинами глубиной 15–25 м с маломощным (до 1 м) торфяным чехлом. Значительная часть вершинной поверхности лишена рыхлого чехла. Крутизна склонов горы, осложненных уступами сбросового происхождения, колеблется от 10° до 40°. В грабенообразных понижениях скального массива располагаются округлые котловины диаметром до 500 м, занятые зарастающими озерами глубиной до 4 м. Мощность выполняющих котловины озерно-болотных осадков превышает 5 м.

На высотах от 25 до 90 м на ступенчатых склонах и в днищах ложбин встречаются скопления валунов, как правило, хорошо окатанных и сортированных по крупности, что может свидетельствовать об их прибрежно-морском генезисе.

Массив горы Ругозерская окаймлен серией субгоризонтальных и пологонаклонных морских террас, достигающих наибольшей ширины в основании полуострова, в районе Ершовских озер. Сложно построенная морская терраса высотой 18–26 м часто примыкает к крутым скалистым уступам плоскостей сбросов и бортов тектонических нарушений, оглаженным абразией. В разрезе террасы хорошо сортированные пески подстилаются опесчаненными глинами с обильной фауной двустворчатых моллюсков, гастропод, брахиопод, а также фораминифер и усоногих раков [4]. Возраст

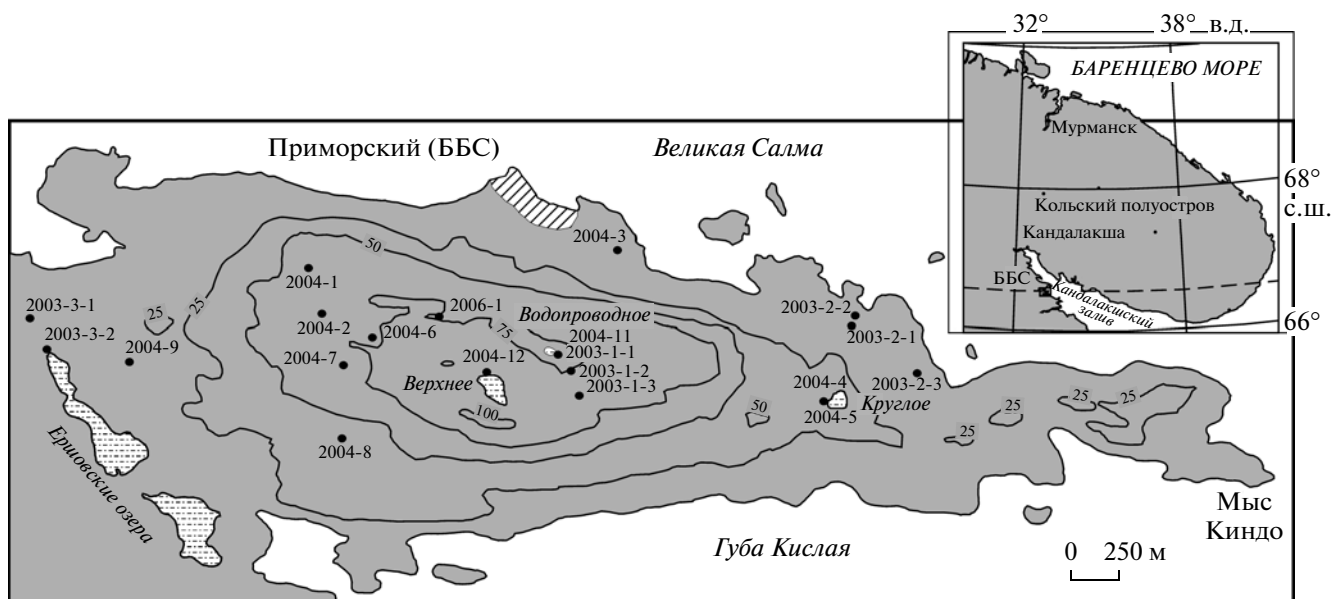


Рис. 1. Гипсометрическая схема п-ова Киндо и положение разрезов озерно-болотных отложений, датированных радиоуглеродным методом. Строение разрезов и места отбора проб на радиоуглеродный анализ показаны на рис. 2.

раковин соответствует трансгрессии тапес (табл. 1). На высоте 14–18 и 8–12 м прослеживаются фрагменты еще двух уровней морских террас, сложенных галечно-гравийно-песчаными отложениями. I морская терраса высотой 3–6 м и современная морская терраса высотой до 2 м отделены друг от друга и от приливных осушек заметными уступами, сложены галечно-песчано-глинистыми отложениями с валунами и осложнены серповидными грядами высотой до 3–4 м.

Болота п-ова Киндо представляют собой низинные и аапа-комплексы. Наибольшей мощности озерно-болотные отложения достигают в замкнутых котловинах озер Верхнего (абсолютная высота 87 м), Водопроводного (72 м) и Круглого (27.5 м). В строении осадков торфяной чехол мощностью 1.5–3.5 м перекрывает толщу сапропелей мощностью до 2.5 м, подстилаемых песками с гравием и галькой или плотными илами (рис. 2). К краям котловин мощность озерно-болотных отложений уменьшается до 2 м, из разреза исчезают сапропели, а субстратом является элювий гнейсов и амфиболитов. Также торфом и (реже) сапропелем выполнены многочисленные ложбины, открытые и замкнутые понижения относительной глубиной до 2–3 м на пологих склонах горы Ругозерская на абсолютной высоте 14–75 м. Здесь мощность осадочного чехла не превышает 2.5 м.

Болотный чехол на низких (3–6 м) морских террасах представлен слабо разложившимся торфом, который в понижениях фациально замещается опесчаненными илами. Наибольшей мощности (0.8 м) он достигает вблизи Ершовских

озер, образовавшихся на месте пролива, отделявшего массив горы Ругозерская от материкового берега. Здесь торф подстилают валунники с песчано-гравийно-галечными и алеврито-илистыми осадками.

Диатомовые ассоциации изучены в 6 скважинах (рис. 1, 2): 2004-12 (87 м над у.м.), 2003-1-1/2004-11 (72 м над у.м.), 2004-2 (64 м над у.м.), 2004-4 (27.5 м над у.м.), 2004-9 (13–14 м над у.м.) и 2004-3-1 (4 м над у.м.). В нижней части всех изученных разрезов п-ова Киндо в подстилающих озерно-болотные отложения песках и опесчаненных илах диатомовые ассоциации содержат солонатоводные и морские виды. В их составе наиболее часто преобладают по численности *Paralia sulcata*, *Hyalodiscus scoticus*, *Cocconeis scutellum*, виды рода *Diploneis* (особенно характерные для песчаных отложений), *Achnanthes brevipes* и другие широко распространенные на опресненной литорали современных морей виды. Подошва торфов и торфянистых сапропелей, как правило, содержит диатомовые ассоциации, характеризующиеся высокой численностью галофильных видов. Доминируют *Stauroneis anceps*, *S. phoenicenteron*, *Sellaphora pupula*, *Aneumastus tusculus*, *Anomoeoneis shaerophorum*. Кроме того, для этого горизонта характерны представители диатомей из родов *Pinnularia* и *Cymbella* с очень крупными створками, что может быть связано с благоприятными условиями питания – богатством биогенными элементами (прежде всего кремнием) минерализованных подстилающих грунтов в условиях грунтового питания низинных болотных биоценозов. Выше переходного горизонта доми-

Таблица 1. Список радиоуглеродных дат окрестностей Беломорской биологической станции

№ п/п	Лабораторный номер	Номер скважины, местоположение	Абс. высота устья, м	Глубина, м	Материал	Радиоуглеродный возраст, лет назад	Калиброванный (календарный) возраст, лет
1	ГИН-12640	2003-5-1, о. Кастьян	5	0.55–0.70	Торф	160 ± 60	1720–1820
2	ГИН-12641			0.70–0.80	То же	460 ± 60	1400–1490
3	ГИН-12654	2003-2-3, Вонючая губка	3	0.03–0.35	»	220 ± 60	1720–1810
4	ГИН-12653	2003-2-2, Вонючая губка	3	0.25–0.30	»	270 ± 70	1490–1670
5	ГИН-12652	2003-2-1, Вонючая губка	5	0.40–0.45	»	390 ± 40	1430–1530 1540–1640
6	ГИН-12655	2003-3-1, Ершовские озера	4	0.40–0.50	»	810 ± 40	1205–1270
7	ИГАН-3972/ГИН-13115	2004-9, морская терраса к востоку от Ершовских озер	14	2.80–3.00	Сапропель	2100 ± 90	210 до н.э.–10 н.э.
8	МГУ-1473	Разрез “Палеонтологический объект”	20	2.60	Раковины морских моллюсков	5400 ± 60	4340–4080 до н.э.
9	ГИН-9062			2.60		7160 ± 90	6230–5840 до н.э.
10	ИГАН-3970	2004-5, оз. Круглое	27.5	3.20–3.45	Сапропель	3000 ± 90	1390–1120 до н.э.
11	ГИН-13097	2004-4, оз. Круглое	27.5	0.30–0.40	Торф	610 ± 60	1280–1430
12	ГИН-13098			0.95–1.05	То же	2570 ± 70	810–740 до н.э.
13	ГИН-13102			1.75–1.85	»	2990 ± 60	1320–1120 до н.э.
14	ГИН-13105			2.20–2.30	Торфянистый сапропель	3970 ± 40	2570–2460 до н.э.
15	ГИН-13106			2.30–2.40	Сапропель	4380 ± 80	3110–2900 до н.э.
16	ИГАН-3971	2004-8, юго-западный склон горы Ругозерская	37	1.70–1.80	Торф	4020 ± 80	2680–2450 до н.э.
17	ИГАН-3969/ГИН-13094	2004-2, северо-западный склон горы Ругозерская	64	2.05–2.15	То же	6620 ± 110	5640–5470 до н.э.
18	ГИН-13116	2003-1-1/2004-11, оз. Водопроводное	72	0.50–0.60	»	2310 ± 60	420–200 до н.э.
19	ГИН-13117			1.00–1.10	»	2970 ± 70	1310–1180 до н.э.
20	ГИН-12626			1.30–1.45	»	3570 ± 70	2030–1870 до н.э.
21	ГИН-13118			1.70–1.80	»	4470 ± 70	3360–3000 до н.э.
22	ГИН-12627			2.20–2.35	»	3810 ± 90	2350–2130 до н.э.
23	ГИН-12628			2.35–2.50	»	4260 ± 90	3020–2840 до н.э.
24	ГИН-12629			2.55–2.70	»	3620 ± 90	2140–1880 до н.э.
25	ГИН-12630			2.70–2.85	»	4250 ± 80	2930–2670 до н.э.
26	ГИН-12632			3.35–3.50	»	5370 ± 70	4330–4070 до н.э.
27	ГИН-12633			3.50–3.65	Сапропель	5460 ± 100	4450–4170 до н.э.
28	ГИН-13121	3.80–3.90	То же	6670 ± 70	5650–5530 до н.э.		
29	ГИН-12634	4.05–4.20	»	7170 ± 80	6100–5980 до н.э.		
30	ИГАН-3973	4.20–4.35	»	7090 ± 80	6050–5890 до н.э.		
31	ГИН-12635	4.70–4.85	»	8350 ± 60	7500–7350 до н.э.		
32	ГИН-12637	2003-1-2, котловина оз. Водопроводное	73	1.90–2.00	Торф	6950 ± 70	5900–5740 до н.э.
33	ГИН-13783	2006-1, ложбина на горе Ругозерская	80	0.80–0.90	Сапропель	2690 ± 60	895–805 до н.э.
34	ГИН-13784			0.70–0.80	Торф	3250 ± 40	1620–1430 до н.э.
35	ГИН-13124	2004-12, оз. Верхнее	87	4.45–4.60	Сапропель	7780 ± 110	6760–6460 до н.э.

Примечание. Дата 8 – по [5]; 9 – по [12]; остальные – получены авторами.

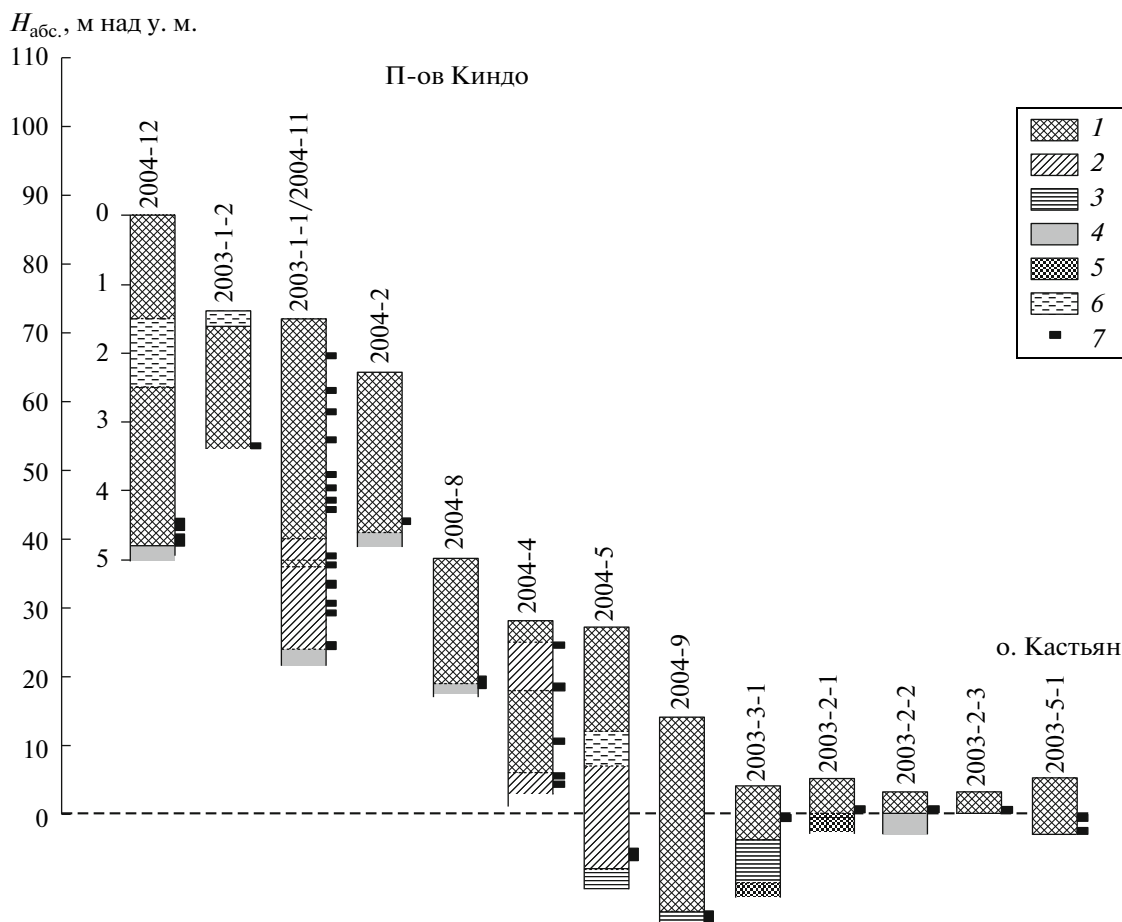


Рис. 2. Строение озерно-болотных отложений п-ова Киндо и о. Кастьян (положение разрезов показано на рис. 1). 1 – торф, 2 – сапропель, 3 – опесчаненный ил, 4 – песок, 5 – валуны, 6 – вода, 7 – радиоуглеродные датировки.

нируют характерные озерно-болотные диатомовые ассоциации, состоящие из галофобных и индифферентных видов из родов *Pinnularia*, *Eunotia*, *Brachysira*, *Frustulia*, *Symborleura* и др. Таким образом, диатомовые ассоциации показывают постепенную смену морских условий осадконакопления на озерно-болотные.

Серия радиоуглеродных датировок и отсутствие признаков значительного перерыва в осадконакоплении при переходе от песков и илов, содержащих солонатоводно-морские виды диатомей, к вышележащим сапропелям и торфу позволяют рассчитать относительные (без учета эвстатического подъема уровня Мирового океана в голоцене) скорости поднятия п-ова Киндо за последние 9.5 тыс. календарных лет (рис. 3). За время существования морского бассейна в котловине Белого моря оно превышает 90 м, а распространенные до этой высоты на п-ове Киндо валунные отморстки, судя по нашим материалам, являются древними береговыми линиями. В начале голоцена в интервале 9.5–5 тыс. л.н. скорость поднятия оценивается в 9–13 мм/год. На его ран-

них стадиях в позднеледниковье и в самом начале голоцена она, возможно, была больше. С середины голоцена поднятие становится менее интенсивным, около 5–5.5 мм/год. Но оно было нерав-

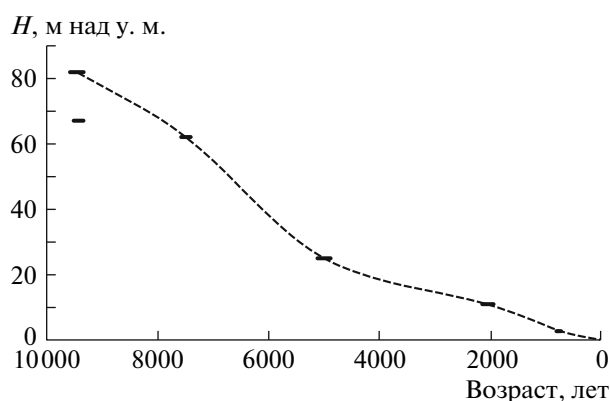


Рис. 3. Схема расположения датированных уровней террас п-ова Киндо и кривая изменения уровня моря в голоцене. По оси абсцисс показано примерное время выхода поверхности из-под уровня моря.

номерным — замедлилось в атлантическое время (трансгрессия тапес), снова активизировалось в суббореальное и опять замедлилось в субатлантическое до современной скорости примерно 4 мм/год.

Сходную картину реконструируют В.В. Колька с соавторами [6] на основании комплексного изучения кернов озерных отложений в соседних районах (пос. Лесозаводский, ~20–25 км к северу от п-ова Киндо и пос. Чупа, 30 км к югу). Полученные нами данные подтверждают, что в кутовой части Кандалакшского залива амплитуды постледникового поднятия были максимальны на беломорском побережье — до 150 и более метров [7–9, 11].

Столь высокие скорости подъема в голоцене не могли не вызвать заметных тектонических напряжений в земной коре, снятие которых происходило в результате землетрясений, разломов разной ориентировки, активизации гравитационных процессов. На п-ове Киндо эти события прослеживаются в виде многочисленных скальных уступов высотой 15–40 м (например, в бухте Биофильтров), террасовидных ступеней (блоков отседания) на склонах, глубоких (до 2–3 м) трещин и рвов, а также каменных хаосов в краевых частях скального массива, образованных нагромождениями упавших скальных блоков.

Таким образом, для ранних этапов постгляциального развития рельефа южного берега Кандалакшского залива характерны:

отсутствие аккумулятивных форм, сложенных ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями;

высокая скорость воздымания в первой половине голоцена, обусловленная изостатическим послеледниковым поднятием, затем неравномерно снижавшаяся;

значительная тектоническая и сейсмотектоническая активность, проявившаяся в широком распространении крутых откосов, рвов и трещин отседания, каменных хаосов обвальных и сейсмообвальных тел.

На более поздних этапах рельефообразования возрастает роль абразии и аккумуляции, ледовых воздействий на береговую зону, биогенных процессов и выветривания.

Авторы искренне благодарны Е.И. Игнатову, Е.И. Поляковой и Н.В. Шевченко за плодотворное обсуждение и помощь в организации работ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 08–05–00932, 11–05–01044).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Авенариус И.Г., Виталь А.Д., Фроль В.В.* В кн.: Теория и практика комплексных морских исследований в интересах экономики и безопасности Российского Севера. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 9–10.
2. *Арманд А.Д., Самсонова Л.Я.* В кн.: Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л.: Наука, 1969. С. 96–111.
3. Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР. Ч. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 780 с.
4. *Зюганова И.С.* // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 3. С. 47–50.
5. *Игнатов Е.И., Маев Е.Г., Мысливец В.И., Шевченко Н.В.* В кн.: Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. СПб., 1998. С. 316–317.
6. *Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я., Корнер Д.* В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 15–25.
7. *Кошечкин Б.И.* Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979. 160 с.
8. *Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
9. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра, 1988. 491 с.
10. Ранний докембрий Балтийского щита / Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
11. *Стрелков С.А., Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И. и др.* История формирования рельефа и рыхлых отложений северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1976. 164 с.
12. *Шевченко Н.В.* Особенности геоморфологического строения фиардовых берегов приливных морей на примере Кандалакшского залива Белого моря. Автореф. дис. канд. географ. наук. М.: МГУ, 1999. 16 с.
13. *Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А.* // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2007. № 3. С. 44–49.
14. *Stuiver M., Reimer P.J.* // Radiocarbon. 1993. V. 35. P. 215–230.