

Реконструкция показателей палеоклимата и биоты по групповым палиноспектрам на севере Западной Сибири

А. А. Коновалов¹, доктор технических наук, кандидат географических наук,

С. Н. Иванов²

Институт проблем освоения Севера Сибирского отделения РАН, Тюмень

Разработан метод определения основных климатических и биотических показателей (богатства, разнообразия, продуктивности и биомассы растительности) по трем групповым палиноспектрам. Найдены формулы связи большинства безразмерных и размерных климатических характеристик. Установлен вид климатической и биотической зависимости доминанты поверхностных палиноспектров. Приведены примеры распределения доминанты по глубине и во времени в голоцене. Рассчитаны основные показатели климата и биоты для природных зон севера Западной Сибири в голоцене.

Ключевые слова: Север Западной Сибири, голоцен, палеоклимат, биота, реконструкция.

Введение

Известные способы реконструкции палеоклиматов по палиноспектрам [2; 4; 6—10; 20] базируются на принципе актуализма, полагающем аналогию формы связей между составом растительности и климатом в прошлом и в настоящее время. При известном возрасте вмещающих пород этот принцип позволяет свести проблему палеоклиматических реконструкций к установлению связей между современным климатом и поверхностными (рецентными) палиноспектрами.

При спорово-пыльцевом анализе решаются две задачи: а) геоботаническая — определяется состав растительности в эпоху, когда исследуемый горизонт являлся дневной поверхностью, и б) климатическая — в зависимости от состава растительности

устанавливаются элементы климата той эпохи. В первой задаче для повышения репрезентативности необходимо включать в анализ максимальное число таксонов, во второй же — чрезмерное увеличение палиноспектра не уточняет климатическую реконструкцию, а затрудняет ее, так как при одинаковом климате в зависимости от местных условий освещения, увлажнения, состава почв и др. одновременно существуют разные типы растительности (лесная, луговая, болотная и пр.). Метеостанции дают осредненную климатическую информацию для территорий площадью в десятки квадратных километров с различной растительностью, формирующей многообразные рецентные палиноспектры. Выявить связи между содержанием палиноспектров и климатом в таких условиях сложно. По-видимому, решение следует искать в установлении интегральных, общесистемных (относительных) характеристик флористических спектров и климата, а также их соответствия. В идеале территория, подконтрольная каждой

¹ e-mail: konov7@rambler.ru.

² e-mail: konov7@rambler.ru.

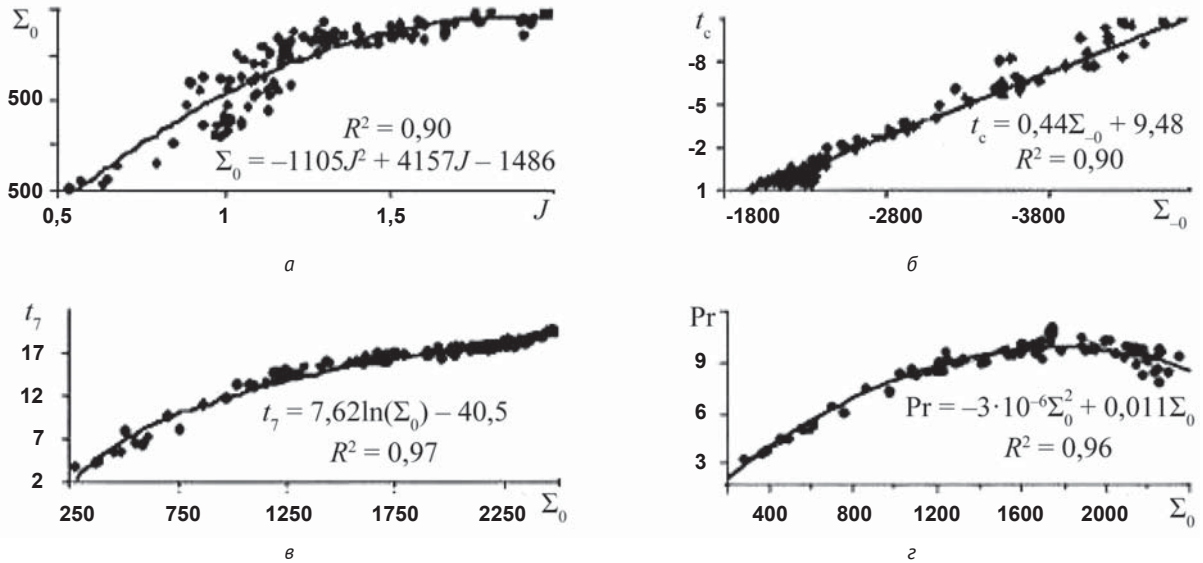


Рис. 1. Связи: сумм положительных температур воздуха Σ_0 , гс (градусосутки) и индекса сухости J (а); среднегодовой температуры воздуха t_c и сумм отрицательных температур Σ_0 (б); среднемесячной максимальной (обычно июльской) температуры воздуха t_7 и Σ_0 (в); продуктивности растительного покрова Pr , т/(га·год) и Σ_0 (г)

метеостанции, должна быть охарактеризована своим относительным рецентным палиноспектром, актуальным на всей ее площади.

Климатический блок

Для анализа климатической зависимости современной растительности использовано зональное распределение индекса сухости $J = B/UL$ (B и U — радиационный баланс и сумма осадков за год, L — удельная теплота испарения). В зависимости от величины J фитосферу можно разделить на северную J_c (прохладную и влажную) и южную $J_{ю}$ (жаркую и сухую). Граница между ними примерно совпадает с изолинией $J = 1$. Условия тепло- и влагообмена в северной и южной фитосфере, характеризующиеся $\ln J$, симметричны: $\ln J_c = -\ln J_{ю}$. Например, область устойчивого существования растительности ограничена на севере изолинией $J_c \approx 0,2-0,33$ (арктическая тундра), на юге — изолинией $J_{ю} \approx 5-3$ (полупустыня) [1]. Откуда на севере $J_c = J$, на юге $J_{ю} \approx 1/J \approx 1/J_c$. Вообще все элементы климата как единой системы взаимосвязаны. В [10—13] найдены формулы их связей между собой и с биотическими показателями, ответственными за пищевые ресурсы территории. Примеры таких взаимосвязей приведены на рис. 1.

Палинологический блок

Интегральным показателем палиноспектра, отражающим его климатическую зависимость, может служить долевое (процентное) содержание доминирующей группы D , ее «вес», который достаточно просто увязывается с элементами климата, в частности с J [10]. Обычно полные наборы флористических элементов в палиноспектрах, достигающие 40 и более единиц, по общему составу объединяют

в три группы: 1-я — пыльца древесных пород и кустарников d_1 , 2-я — пыльца трав и кустарничков d_2 , 3-я — споры d_3 [2; 6; 7; 10; 16]. Они отражают доленое участие во флористическом комплексе верхнего, среднего и нижнего ярусов, которое, как и видовое разнообразие, зависит от климата. Причем от климата зависит в основном доминанта D . Влияние двух других групп проявляется суммарно как $1 - D = D_s$, а каждой в отдельности можно пренебречь. Максимум $D = 1$ соответствует полному преобладанию доминантной группы, максимальному обилию составляющей ее флоры (и биоты в целом [11]), минимум $D = 0$ — полному ее отсутствию. Последнее условие выполняется в области вечного холода, где средняя температура самого теплого месяца не поднимается выше 0°C , и в жарких пустынях, где величина осадков стремится к нулю. Анализ рецентных палиноспектров [6; 7; 10 и др.] показал, что доминанта D растет примерно от 0 в арктической пустыне до 0,33—0,6 в тундре и лесотундре и до 0,8—1 в таежной зоне. Южнее она уменьшается: до 0,8—0,6 в степи, до 0,6—0,33 в полупустыне и устремляется к нулю в пустыне. То есть распределение D симметрично относительно $D = 1$. Причем ось симметрии $D = 1$ по величине и месту расположения близка к индексу сухости $J = 1$, несколько смещена к югу, находится в области перехода от тайги к степи, где $J \approx 1-1,2$. Учитывая погрешности обобщения, можно считать, что $D = 1$ примерно совпадает с $J = 1$, а уменьшение D к северу и югу от оси симметрии увязать с понижением и повышением J из-за уменьшения тепла к северу и влаги к югу. В северной фитосфере обычно доминирует пыльца деревьев и кустарников, в южной — пыльца кустарничков и трав, реже споры. То есть изменение состава D к северу и к югу

Таблица 1. Распределение средних значений доминанты палиноспектра D , индекса сухости J , сумм положительных температур Σ_0 (гс), максимальной средней месячной и средней годовой температуры воздуха t_7 и t_c , годовой суммы осадков U (мм), количества семейств сосудистых растений N_p и животных $N_{ж}$ (млекопитающие плюс птицы), продуктивности растительного покрова Pr (т/га·год), биомассы Bm (т/га) в зонах и подзонах (№ 1—10) Западной Сибири

№ п/п	D	J	d_{11}	Σ_0	t_7	t_c	U	N_p	$N_{ж}$	Pr	Bm
1	0,4	0,4	0,8	129	6	-10,6	300	17	20 + 9	1,69	24
2	0,6	0,6	0,7	610	9,5	-9,3	320	31	30 + 11	5,59	170
3	0,75	0,75	0,68	1010	13,2	-7,5	420	28	39 + 12	8,05	214
4	0,87	0,87	0,57	1293	14,8	-6,3	450	43	41 + 15	9,21	231
5	0,96	0,96	0,52	1490	16	-4,0	460	50	48 + 17	9,72	237
6	1	1	0,5	1700	17	-0,9	470	73	47 + 17	9,87	239
7	1	1	0,5	1800	17,5	-0,1	420	74	54 + 18	10,1	242
8	0,79	1,3	0,4	2050	18	0,1	380	64	50 + 19	9,94	113
9	0,67	1,5	0,34	2260	19	0,2	350	54	48 + 18	9,51	97
10	0,55	1,9	0,28	2420	19,3	0,3	300	36	45 + 16	9,1	80

Примечание. Жирным курсивом выделены максимумы циклических параметров климата и биоты. В табл. 1 представлены средние значения рецентных D и соответствующих им климатических и биотических показателей в природных зонах Западной Сибири в наше время: в арктической — 1 и субарктической — 2 тундре; в лесотундре — 3; в северной — 4, средней — 5 и южной — 6 тайге; в подтайге — 7; в северной — 8 и типичной — 9 лесостепи; в степи — 10.

Таблица 2. Значения коэффициентов в формуле (1)

X	d_{11}	Σ_0	t_7	t_c	U	N_p	$N_{ж}$	Pr	Bm
A	0,16	-1138	-9,78	-8,0	0	185	22,5	-16,3	-375
B	-0,74	4179	0,311	26,7	0,12	180	33,1	36,7	1433
B	1,10	-1419	-4,86	-21,4	284	63	12,5	-10,4	-421

от центра симметрии $J = 1$ соответствует высотной ярусности в ряду деревья-кустарники-кустарнички-травы. Деревянистые растения преобладают в тайге, травянистые — в степи и тундре. Кроме того, для D так же, как и для J , действительна логарифмическая симметрия в северной и южной фитосфере.

Рецентные D хорошо коррелируют также с максимальными и минимальными за год элементами климата, отнесенными к их амплитуде A , например с июльской и январской относительными температурами воздуха: $dt_7 = t_7/A$ и $-dt_1 = t_1/A$, в сумме равными 1. Так, в северной фитосфере $dt_7 \approx 0,5D$, а $dt_1 \approx 1 - 0,5D$; в южной $dt_7 \approx 1 - 0,5D$, а $dt_1 \approx 0,5D$. В свою очередь, dt_7 или $dt_1 = 1 - dt_7$ хорошо сопрягаются с размерными температурами воздуха и другими элементами климата [10].

Связь рецентных D с климатическими и биотическими показателями

Данные табл. 1 относятся в основном к Тюменской и соседним областям [10; 11; 17], для ее использования в других регионах требуется корректировка.

Климатические и биотические параметры в табл. 1 (обозначим их общим символом X) с помощью квадратичного полинома с хорошей достоверностью $R^2 > 0,97$, увязываются с J :

$$X = AJ^2 + BJ + B. \tag{1}$$

Численные коэффициенты в формуле (1) приведены в табл. 2.

Формула (1) для монотонно изменяющихся параметров (левая часть табл. 2) действительна для реконструкции палеоклимата и биоты на территории всех 10 зон и подзон, для циклически изменяющихся параметров (правая часть табл. 2) — только для холодной фитосферы. Но этого достаточно для реконструкции, поскольку, судя по имеющемуся в распоряжении авторов обширному материалу, климатические условия голоцена севера Западной Сибири никогда не достигали уровня, соответствующего южной фитосфере, их колебания не выходили за пределы северной фитосферы.

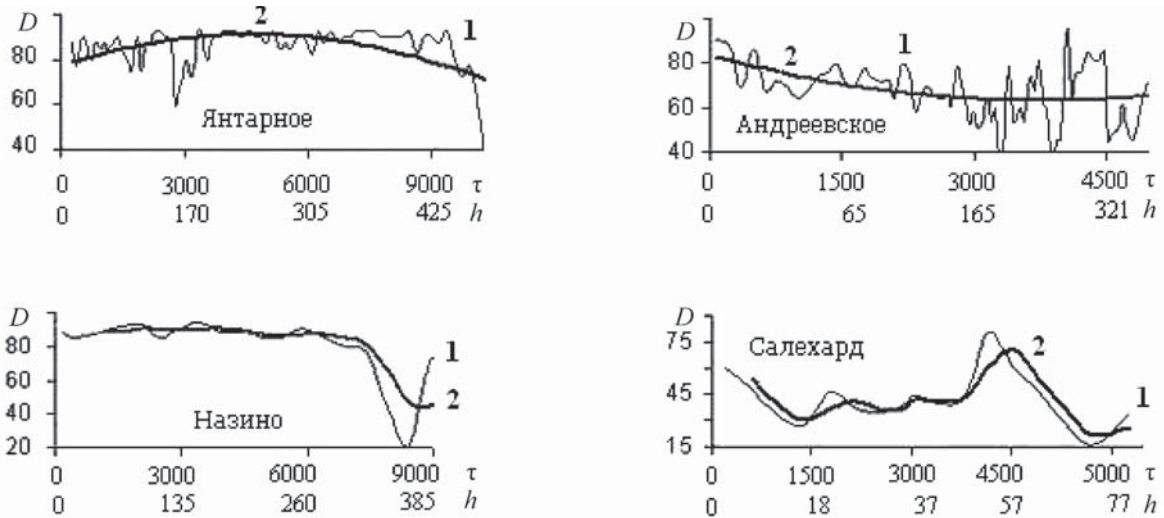


Рис. 2. Ход величины D (%) в голоцене τ (л. н.) — верхняя горизонтальная ось, и по глубине h (см) — нижняя горизонтальная ось; кривые: 1 — данные наблюдений, 2 — то же сглаженные

Согласно [5; 15] разнообразие и продуктивность биоты растут от полюсов к экватору вслед за увеличением тепла и освещенности. Данные табл. 1 и другие материалы [10; 11; 14] показывают, что в Западной, а также Средней Сибири тепловой баланс, суммы летних температур и длительность лета с севера на юг действительно растут, а показатели биоты растут лишь в северной фитосфере. В южной фитосфере они убывают, очевидно, из-за уменьшения влаги.

О подобии распределения биоклиматических показателей и доминанты D по глубине и времени

Цикличность, колебательный режим существования лежит в основе функционирования земных систем. Все климатические циклы от минимальных (суточных и годовых, связанных с вращением Земли) до многотысячелетних (таких как ледниковые и межледниковые эпохи) иерархически встроены друг в друга и приблизительно подобны. Голоцен — это межледниковый период, который когда-нибудь, по аналогии с прошлыми эпохами, сменится ледниковым. В сглаженном виде его можно сопоставить с теплым периодом года, своего рода «большим летом», включающим, как и другие циклы, стадию становления (подъема), примерно от весны до середины лета (климатического оптимума), и затем постепенный спад к холодному периоду. Так, анализ фактического материала показывает, что распределение D на подземных горизонтах и у поверхности грунта примерно подобно: максимум в обоих случаях приходится на середину «лета» (в первом случае — на оптимум голоцена), в обе стороны от которого величины D уменьшаются. Соответственно (см. табл. 1) уменьшаются климатические и биотические показатели. Похоже распределяется D и по глубине до отметок, соответствующих концу голоцена, т. е.

10—11 тыс. лет назад (л. н.). Максимум наблюдается в центральной части разреза, вверх и вниз от него значения D убывают. Причем значения D , а также соответствующие (см. табл. 1) климатические показатели в начале и в конце межледниковья (условные весна и осень), как и в теплый период года, примерно одинаковы для всех природных зон в пределах холодной фитосферы.

Для периодизации голоцена обычно применяется схема Блитта — Сернандера [18], согласно которой голоцен делится на пять периодов: пребореальный (10 300—9300 л. н.), бореальный (9300—8000 л. н.), атлантический (8000—5000 л. н., это самый теплый и влажный период голоцена, его климатический оптимум), суббореальный (5000—2500 л. н.) и субатлантический (2500 л. н. — современность). Наименования периодов в этой схеме никак не отражают зональные особенности территорий вдали от Атлантического океана, в частности в Западной Сибири. Наверное, здесь более уместно использовать для периодизации голоцена непосредственно названия биоклиматических комплексов по табл. 1: времена (эпохи?) тундр, лесотундр, тайги и т. п. Оптимум голоцена, атлантический период, в этом случае будет соответствовать климатическим условиям подтаежной зоны.

На рис. 2 показано распределение D по глубине и времени в подзонах Западной Сибири: лесостепной (Янтарное) [2], среднетаежной (Назино) [8], лесотундре (Салехард) [7] и подтайге (Андреевское) [20]. Как видно из рис. 2, особенно из левых графиков с длинными рядами наблюдений, максимум D приходится на оптимум голоцена (4,5—8 тыс. л. н.), но и на правых графиках заметно увеличение D с приближением к голоценовому оптимуму.

С помощью подобных графиков и данных табл. 1 можно приблизительно реконструировать

Таблица 3. Глубины залегания h (м), возраст палинологических проб τ (л. н.) и их относительное содержание по трем группам в Салехарде [7]. Здесь же даны индексы сухости J и тепла Σ_0 (гс), сумма годовых осадков U (мм) а также величины продуктивности Pr (т/га-год) и биомассы Bm (т/га) растений, рассчитанные с помощью табл. 1

h	τ	1-я группа	2-я группа	3-я группа	J	Σ_0	U	Pr	Bm
0,03	197	0,18	0,60	0,22	0,60	679	357	5,8	146,4
0,08	592	0,15	0,48	0,37	0,48	326	321	3,5	74,8
0,18	1382	0,19	0,27	0,54	0,54	507	339	4,7	113,4
0,28	2172	0,22	0,37	0,41	0,41	104	300	1,9	22,8
0,38	2935	0,27	0,40	0,33	0,4	72	297	1,7	15,2
0,48	3751	0,16	0,41	0,43	0,43	169	306	2,4	38,4
0,58	4541	0,18	0,60	0,23	0,60	680	357	5,8	146,3
0,68	5331	0,01	0,28	0,71	0,71	975	391	7,4	192,4
0,73	5726	0,02	0,15	0,83	0,83	680	357	8,8	221,0
0,78	6310	0,05	0,35	0,60	0,60	1266	426	5,8	146,4

Примечание. Жирным курсивом выделены доминантная группа и максимальные значения климатических и биотических параметров.

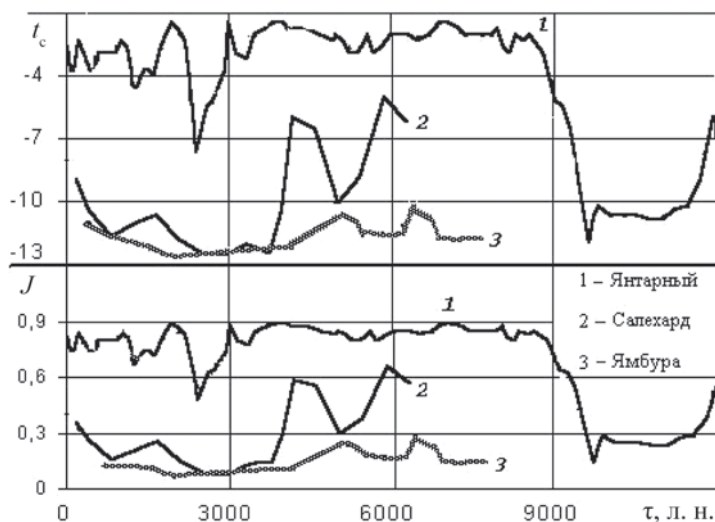


Рис. 3. Ход во времени среднегодовой температуры воздуха t_c и индекса сухости J

климатические и биотические показатели на территории Западной Сибири, по крайней мере ее северной части, на любой отрезок времени с начала голоцена. Примеры таких реконструкций приведены в табл. 3 и на рис 3.

Как показывает табл. 3 (район Салехарда), оптимальные условия существования биоты на территории нынешней лесотундры (№ 3 в табл. 1) наблюдались в период оптимума голоцена, 5—6 тыс. лет назад. Это условия нынешней северной тайги (№ 4 в табл. 1). То есть за период похолодания после оптимума голоцена лесотундра переместилась к югу, заняв территорию северной тайги. Это осредненный тренд, фактически за этот период территория Салехарда дважды, около 600 и 2100—3000 л. н., находилась под воздействием более сурового климата, характерного для арктической и субарктической тундры (№ 1 и 2 табл. 1). В последние 100—200 лет климат этой территории теплел

и в настоящее время приблизился к господствовавшему здесь 5000—6000 л. н.

На рис. 3 показан рассчитанный таким же образом ход сглаженных величин среднегодовой температуры воздуха t_c и индекса сухости J в голоцене в разных районах Западной Сибири — в Томской (разрез Янтарный — средняя тайга [2]) и Тюменской (вблизи Салехарда — лесотундра [7] и Ямбуры — арктическая тундра [4]) областях. Наиболее репрезентативны кривые для среднетаежной зоны. Здесь наблюдаются три основных пика холода: 600—400, 2100—2500 и 7800—9000 л. н. Судя по отрицательной температуре воздуха, многолетнемерзлые породы 7800 л. н. распространялись до лесостепи включительно. Оптимум голоцена отличался относительной монотонностью климатических условий. На протяжении тысячелетий (7000—3000 л. н.) колебания сглаженной среднегодовой температуры находились в пределах градуса, и она мало отличалась от современной — минус 1,5—2,5°C, что при средней мощности снежного покрова порядка 20 см и больше соответствует положительной среднегодовой температуре

поверхности грунта. За этот период мерзлые горные породы, по-видимому, полностью оттаяли.

На севере мерзлые породы в период оптимума, более короткого (6500—4000 л. н.) и с более низкими положительными температурами поверхности, оттаяли лишь частично. Примерно 4000 л. н. начались новое похолодание и образование верхнего «современного» слоя многолетнемерзлых пород. Что касается Крайнего Севера (район Ямбуры), то здесь в течение всего голоцена климат менялся очень мало, в пределах значений, характерных для арктической тундры.

Вывод

В целом можно говорить об определенной синхронности колебаний палеоклимата на севере Западной Сибири. Выявленная хронология и содержание событий истории климата и многолетнемерзлых пород в голоцене на севере Западной Сибири в общем совпадают с установленными ранее и общепризнанными фактами [4; 12; 19]. Это позволяет рекомендовать предлагаемую методику для примерной реконструкции климатических и биотических показателей голоцена на севере Западной Сибири.

Литература

1. Будыко М. И. Климат и жизнь. — Л.: Гидрометеоиздат, 1971. — 472 с.
2. Букреева Г. Ф., Архипов С. А. и др. Климат Западной Сибири: в прошлом и будущем // Геология и геофизика. — 1995. — Т. 36, № 11. — С. 3—22.
3. Букреева Г. Ф., Вотих М. П., Бишаев А. А. Определение палеоклиматов по палинологическим данным. — Новосибирск: ИГиГ, 1986. — 189 с.
4. Васильчук А. К. Палиноспектры ^{14}C датированных образцов синкриогенных пород севера Западной Сибири и Якутии // Криосфера Земли. — 2002. — Т. 6, № 2. — С. 3—21.
5. География и мониторинг биоразнообразия / Под ред. Н. С. Касимова, Э. Г. Романовой, А. А. Тишкова. — М.: Науч. и учеб. методич. центр МГУ, 2002. — 432 с.
6. Гричук В. П. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время // Труды Ин-та географии АН СССР. — 1950. — Вып. 46. — С. 5—202.
7. Зах В. А. Многослойное поселение Паром 1 у Салехарда // Вестн. археологии, антропологии и этнографии / ИПОС СО РАН. — 1997. — Вып. 1. — С. 24—35.
8. Карпенко Л. В. Реконструкция растительного покрова и динамики торфонакопления в долине Оби // География и природ. ресурсы. — 2002. — № 1. — С. 89—94.
9. Климанов В. А. К методике количественного восстановления климата прошлого // Вестн. МГУ. Сер. геогр. — 1976. — № 2. — С. 92—98.
10. Коновалов А. А., Иванов С. Н. Климат, фитопродуктивность и палиноспектры: связи, распределение и методика палеореконструкций (на примере Западной Сибири). — Новосибирск: ГЕО, 2007. — 130 с.
11. Коновалов А. А., Гашев С. Н., Казанцева М. Н. Зональное распределение биотических таксонов на территории Западно-Сибирской равнины // Вестн. ТГУ, 2013. — 6. — С. 48—57.
12. Коновалов А. А. Закономерности функционирования природных систем. — Saarbrücken, Germany: Palmarium academic publ., 2015. — 67 с.
13. Коновалов А. А. Климатическая зависимость биоты на севере Тюменской области (количественный аспект) // Арктика: экология и экономика. — 2016. — № 1. — С. 29—37.
14. Парфенова Е. И., Чебакова Н. М., Власенко В. И. Зависимость биоразнообразия растительного покрова разных уровней организации от климатических факторов (на примере Средней Сибири) // Сибир. экологич. журн. — 2004. — № 5. — С. 725—734.
15. Примак Р. Основы сохранения биоразнообразия (пер. с англ.). — М.: Науч. и учеб. методич. центр МГУ, 2002. — 256 с.
16. Сладков А. Н. Введение в спорово-пыльцевой анализ. — М.: Наука, 1967. — 267 с.
17. Справочник по климату СССР. — Вып. 17. — Ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1965. — 275 с.
18. Хотинский Н. А. Голоцен Северной Евразии: Опыт трансконтинентальной корреляции этапов развития растительности и климата. — М.: Наука, 1977. — 200 с.
19. Шполянская Н. А. Мерзлая зона литосферы Западной Сибири и тенденция ее развития. — М.: МГУ, 1981. — 168 с.
20. Ryabogina N. E., Larin S. I., Ivanov S. N. Landscape and climatic changes on southern border of a taiga of Western Siberia on the middle-late holocen // Man and environment in boreal forest zone: past, present and future. International Conference, July 24—29, 2008, Moscow, 2008. — P. 79—82.