Доклады Академии наук СССР
1977. Том 232, № 5

УДК 551.793(94) (571.1+571.651+730.798)

ГЕОЛОГИЯ

А.А. СВИТОЧ

КОРРЕЛЯЦИЯ СОБЫТИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЧУКОТКИ, АЛЯСКИ И СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО МАТЕРИАЛАМ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ)

(Представлено академиком К.К. Марковым 19·XI·1976)

Начиная с работы В.Н. Сакса [*1937*] попытки сопоставления отложений и событий плейстоцена севера Сибири, Чукотки и Аляски предпринимались неоднократно [*Зубаков, 1965; Кинд, 1974; Мерклин и др., 1964* и др.]. Однако лишь с появлением радиоуглеродных датировок по новейшим отложениям сначала Аляски [*Karlstrom, 1964; McCulloch & Hopkins, 1966* и др.] и Западной Сибири [*Виноградов, 1954; Кинд, 1974* и др.], а в дальнейшем и Чукотки [*Свиточ и др., 1976* и др.)] появилась возможность строгой временной увязки палеогеографических событий севера Азиатского и Американского материков, располагавшихся в зонах воздействия древних морских трансгрессий и материковых оледенений. Используя оценки крупных палеогеографических событий позднего плейстоцена методами радиоуглеродного анализа, попытаемся сравнить их проявление на территории севера Западной Сибири, Чукотки и Аляски. Представляется, что при современной степени изученности этих районов дальние палеогеографические корреляции следует проводить в первую очередь по таким ярким событиям, как бореальная и послеледниковая трансгрессии океана, последнее плейстоценовое оледенение (сартанское, ванкаремское, нэйптаун) и голоценовый оптимум.

В начале второй половины позднего плейстоцена, во время межледниковой эпохи (каргинской, валькатленской, крик - нэйптаун, средневисконсинский интерстадиал) на севере Азиатского и Американского материков в результате гляциоэвстатического повышения уровня океана повсеместно отмечается бореальная трансгрессия. Море затопило низменные участки побережья и глубокими заливами - эстуариями ингрессировало вглубь материков, формируя прибрежно-мелководные и лагунно-лиманные отложения.

На севере Сибири, по материалам радиоуглеродного анализа, установлено [*Кинд, 1974*], что каргинское потепление произошло от 50 до 25 тыс. лет назад и состояло из нескольких фаз потепления (раннекаргинская, малохет-ская, липовско-новоселовская), разделенных холодными интервалами (раннекаргинский и конощельский). В первую половину межледниковья отмечается трансгрессия Карского моря и формирование морских осадков мыса Каргинского, принятых Саксом и Антоновым [*1945*] за стратотип каргинских морских слоев. С.Л. Троицкий [*1966*] на основании находок бореальных моллюсков *Cyprina islandica* и *Buccinum undatum* считает эти отложения казанцевскими. Однако радиоуглеродные датировки осадков (42,2±1,0, ГИН-387; 42,0±0,7, ГИН-364; 46,0±0,9, ГИН-370; >50 тыс. лет. ГИН-369 и т.д.) указывают на их более молодой возраст [*Кинд, 1974*].

На Чукотке трансгрессия валькатленского моря происходила в середине-конце позднего плейстоцена (29,8±0,38, МГУ-385; 29,15±1,1, МГУ-384; 33,35±0,53, МГУ-386). Валькатленские пески содержат сходный с каргинским комплекс ископаемых моллюсков. Наиболее массовыми и характерными для них являются аркто-бореальные формы: *Astarte borealis borealis, Macoma calcarea, Natica clausa, Polynices pallidula* и др. Из более холодолюбивых видов многочисленны *Astarte borealis* var. *placenta*. Состав ископаемой фауны каргинских и валькатленских отложений указывает на бореальный характер

бассейна и температурный режим, более теплый (для Западной Сибири) или близкий (для Чукотки) современным морям этих районов.

На Аляске во второй половине позднего плейстоцена (40-25 тыс. л.н.) отмечается морская трансгрессия, предшествовавшая глубокой поздневисконсинской регрессии [*Гопкинс, 1973*]. Высокое стояние моря устанавливается по береговым валам и морским осадкам у мыса Барроу и, по-видимому, по затопленной дельте р. Юкон, привязанной к уровню 20 м. В это время (40-24 тыс. л.н.) (интерстадиал - фаза айзорток) на Баффиновой Земле произрастали древовидные береза и ольха, ареалы которых в настоящее время располагаются на несколько сот километров южнее [*Ives et al., 1965*].

В конце позднего плейстоцена на севере Евразии и Америки в результате похолодания климата в горах активно развивается оледенение - сартанское на севере Сибири, ванкаремское - на Чукотке, стадия амберг, фаза маунт-осборн, оледенение нэптаун - на Аляске. Начало сартанского оледенения отмечается 24-22 тыс. л.н. при максимуме 20-18 тыс. л.н., а протекавшая исключительно скоротечно (~800 лет) заключительная фаза деградации ледника ~10 тыс. л.н. [*Кинд, 1974*]. Для ледниковых отложений ванкаремского оледенения Чукотки отсутствуют радиоуглеродные датировки, однако возраст морены определяется ее положением между датированными осадками валькатленских (33,35±0,53, МГУ-386; 29,8±0,38, МГУ-385) и конергинских (12,0±0,34, МГУ-509; 9,58±0,2, МГУ-510) слоев. Ванкаремское оледенение Чукотки было более скромным, чем сартанское Сибири, и не выходило за пределы горных хребтов, хотя отдельные ледники достигали длины 150 км [*Петров, 1965*].

На п-ве Сьюард юга Аляски оледенение (фаза маунт-осборн) также имело ограниченные размеры, на приморской равнине в эту эпоху активно накапливались лёссовидные перигляциальные отложения, включающие несколько генераций повторно-жильных льдов. Возраст самой молодой генерации по радиоуглероду датирован 13-2 тыс. л.н. [*Зубаков, 1965*]. Более значительным оледенение (нэптаун) было в районе зал. Кука. Крайние оценки возраста отложений оледенения нэптаун (~40 и 6,4-8,9 тыс. л.н.) указывают на большую продолжительность второго этапа висконсинского оледенения, последние стадии которого захватили и голоцен. Ледники, выходившие из Кенайского и Аляскинского хребтов в межгорные впадины, перегораживали их, образуя обширные подпрудные озера, и оставили на равнине несколько систем морен, отнесенных Карлстромом [*Karlstrom, 1964*] к стадиям танья, скилак, киллей и мусхорн. К этому времени на северо-западе Аляски относится стадия амберг (25-10 тыс. л.н.) оледенения хребта Брукс [*Schweger, 1971*], а на севере Канады - морены ледниковой фазы фокс (18-20 тыс. л.н.) [*Ives et al., 1965*].

Начало послеледниковой трансгрессии океана на севере Сибири устанавливается со второй половины сартанского века (~14-15 тыс. л.н.), когда в прибрежных низменностях возникли обширные опресненные заливы, в тонкослоистых осадках которых отмечены *Portlandia arctica* [*Кинд, 1974*]. Поднятие уровня арктического бассейна было прерывистым, с небольшими падениями во время похолоданий и ускорением подъема в эпохи потеплений. К голоценовому оптимуму уровень моря достиг современного положения, с амплитудой колебания +5 м [*Кинд, 1974*]. Первое проявление послеледниковой (амгуемской) трансгрессии Берингова моря на Чукотке, зафиксированное морскими осадками, приходится на время около 11 тыс. л.н. [*Свиточ и др., 1976*]. Однако максимум трансгрессии, сопровождавшийся активным формированием 5-7 м осадков морской террасы, было 6-7 тыс. л.н. В прибрежных районах Чукотки повышение базиса эрозии стимулировало активное накопление аллювия второй надпойменной террасы.

На Аляске к началу послеледниковой трансгрессии, по-видимому, относятся глины бутлеггер-кав, содержащие наряду с фауной современного облика северо-атлантические виды фораминифер - *Quinqueloculina seminula, Cuttalina lactea*, свидетельствующие о свободном обмене в это время между фаунами Атлантического и Тихого океанов [*Зубаков, 1965*]. Работами Кнебеле, Кригера и Мак-Маниса [*Гопкинс, 1973*] установлен

ход позднеледниковой трансгресии моря, оставившей следы береговых линий на глубинах 38 м (~13 тыс. л.н.) и 30 м (~11,8 тыс. л.н.). Повсеместно, в виде современных морских береговых форм, отмечаются следы голоценовой (крузенштерновской) трансгрессии (11-4 тыс. л.н.). По оценке Гопкинса [*McCulloch & Hopkins, 1966*], приблизительно 6 тыс. л.н. уровень моря превышал нынешний на 3 м, а его современное состояние установилось около 5 тыс. л.н. В это время на Аляске происходит максимальное потепление климата (альтитермал). Заметное потепление климата и существование лесной растительности в беренгийской части Аляски отмечались и ранее, в интервале 10-8,3 тыс. л.н. [*McCulloch & Hopkins, 1966*]. После оптимума последовало похолодание климата и аляскинское оледенение гор [*Карлстром, 1965*], протекавшее стадиально (Тустумена I 4,4 тыс. л.н., Тустумена II 3,4 тыс. л.н.). В Сибири наиболее теплой была первая половина голоцена; здесь кроме оптимума отмечались еще две крупные волны потепления, около 10 и 9-8 тыс. л.н. В это время в долинах рек накапливались нижние горизонты аллювия высокой поймы, а завершение его формирования приходится уже на более холодную вторую половину голоцена [*Кинд, 1974*]. На Чукотке климатический оптимум установлен 6-5 тыс. л.н. На побережье появляется лесотундровая растительность, а во внутренних районах - разреженные лиственничные леса с лиственницей и древовидной березой. В середине голоцена (5-4 тыс. л.н.) происходит некоторое похолодание климата и формирование аллювия первых речных террас.

Рассмотрение хронологии позднеплейстоценовых и голоценовых палеогеографических событий севера Сибири, Чукотки и Аляски показывает, что основные изменения природы, обусловленные общеклиматическими причинами, в целом совпадали. В первую очередь это относится к таким событиям, как бореальная и послеледниковая трансгрессии океана, разделенные регрессивной фазой - эпохой похолодания и оледенения гор, проявление голоценового оптимума. Что касается характера и хода развития этих явлений, то здесь наблюдаются частичные временные несовпадения. Так, материалы радиоуглеродного датирования свидетельствуют о некоторой разновременности каргинской и валькатленской трансгрессий. Максимум первой проявился около 40 тыс. л.н., а второй - на 10 тыс. лет позже. Осадки валькатленского моря имеют широкое распространение на Чукотке, указывая на обширный размах трансгрессии, в то время как на противоположном берегу пролива одновозрастные отложения известны лишь у мыса Барроу. Проявление голоценового оптимума в Сибири резче, и отмечается оно несколько раньше (7-6 тыс. л.н.), чем на Чукотке и Аляске (6-5 и 5-4 тыс. л.н.). Хотя, строго говоря, приведенные факты временных несовпадений палеогеографических событий, возможно, объясняются и неполнотой геологической летописи в конкретных стратотипических разрезах.

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

Поступило
2·XI·1976

ЛИТЕРАТУРА

1. *Виноградов А.П.*, Вестн. АН СССР, № 8 (1954).
2. *Гопкинс Д.М.*, Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое, Хабаровск, 1973.
3. *Зубаков В.А.*, Изв. АН СССР, сер. географ., № 3 (1965).
4. *Карлстром Т.*, Антропогеновый период в Арктике и Субарктике, «Недра», 1965.
5. *Кинд Н.В.*, Геохронология позднего антропогена, «Наука», 1974.
6. *Мерклин Р.Л., Петров О.М., Гопкинс Д.М., Мак-Нейл Ф.С.* Попытка корреляции позднекайнозойских морских осадков Чукотки, Северо-Восточной Сибири и Западной Аляски. Известия АН СССР, сер. геол., 1964, № 10, с. 45-57.
7. *Петров О.М.*, Антропогеновый период в Арктике и Субарктике, «Недра», 1965.
8. *Сакс В.Н.*, Арктика, кн. 5, 1937.

9. *Сакс В.Н., Антонов К.В.* Четвертичные отложения и геоморфология района Усть-Енисейского порта. Труды Горно-геологического управления Севморпути, Выпуск 16, 1945, с. 65-117.

10. *Свиточ А.А., Парунин О.Б.* и др., ДАН, т. 230, 2 (1976).

11. *Троицкий С.Л.*, Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга, М., «Наука», 1966.

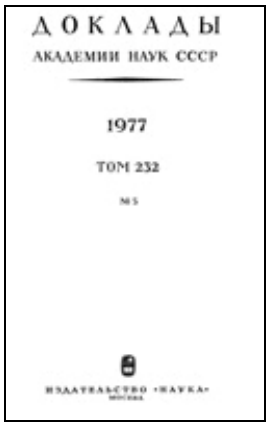
12. *Ives D., Andrews I.T., Falconer G.,* Chronologie glaciaire du Pleistocene superrieur de I'lle Baffin, Canada, INQVA, VII Intern. Congr., Abstracts, Boulder, 1965.

13. *Karlstrom T.*, Geol. Surv. Prof. Paper, № 443, (1964).

14. *McCulloch D.S., Hopkins D.M.*, Bull. Geol. Soc. Am., v. 77 (1966).

15. *Schweger C.E.*, Geol. Soc. Am., Rocky Mount, Sect. 24, Annual Meeting May, 10-15, Abstr. with Programs, v. 6, Boulder, 1971.

Ссылка на статью:


ДОКЛАДЫ
АКАДЕМИИ НАУК СССР
1977
ТОМ 232
№ 5
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Свиточ А.А. **Корреляция событий позднего плейстоцена и голоцена Чукотки, Аляски и севера Западной Сибири (по материалам радиоуглеродного датирования)** //
Доклады АН СССР. 1977. Т. 232. № 5. С. 1161-1164.