

СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОКЛИМАТ

УДК 550.384:551.7

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПАЛЕОГЕНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

З.Н. Гнибиденко

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

На основе комплексных (палеомагнитных, геолого-литологических и палеонтологических) данных разработана шкала геомагнитной полярности палеогена Западно-Сибирской плиты (ЗСП), в которой выделена 31 крупная магнитозона (ортозона) прямой и обратной полярности. Шкала составлена путем сопоставления и увязки опорных разрезов палеогена Кулундинской, Барабинской и Томской литолого-фациальных зон. Достоверность палеомагнитных данных определяется возможностью выделить первичную компоненту естественной остаточной намагниченности и структурным сходством палеомагнитной шкалы ЗСП с общей магнитохронологической шкалой и палеомагнитными шкалами других регионов. Геомагнитное поле раннего кайнозоя в период от верхнего палеоцена до нижнего миоцена продолжительностью 34,5 млн лет, восстановленное по векторам естественной остаточной намагниченности пород палеогена ЗСП, испытало 31 инверсию (на уровне границ ортозон) и зафиксировало 16 режимов прямой и 15 режимов обратной полярности.

По сопоставлению шкал палеогена ЗСП и Берггрена установлены в абсолютном летоисчислении границы отделов раннего кайнозоя в региональной стратиграфической шкале ЗСП. Граница палеоцена и эоцена, определяемая приблизительно в 55 млн лет (хрон C24r), фиксируется в региональной шкале вблизи кровли нижнелюлинворской подсвиты (внутри ортохрона R₂E₁t); граница эоцена и олигоцена в 33,8 млн лет (хрон C13r) — в отложениях близ подошвы атлымской свиты в ортохроне R₈₋₁E₂₋₃pr; граница олигоцена и миоцена в 23,8 млн лет — над отложениями журавской свиты.

Шкала геомагнитной полярности палеогена ЗСП имеет межрегиональное значение. Будучи на сегодня единственной для палеогена Северной Азии, она является важным связующим звеном между шкалой континентального типа и океанской палеомагнитной шкалой, составленной по донным колонкам глубоководного бурения и морским магнитным аномалиям.

Палеомагнитная шкала, магнитные минералы, ортозона, диноцисты, семенные комплексы, палинокомплексы, морской и континентальный палеоген, Западно-Сибирская плита.

PALEOGENE PALEOMAGNETISM OF THE WEST SIBERIAN PLATE

Z.N. Gnibidenko

A complex of paleomagnetic, geology-lithological, and paleontological data served as a base for geomagnetic polarity scale that existed on the West Siberian Plate (WSP) in the Paleogene. The scale comprises 31 large magnetic zones (orthozones) of normal and reversed polarity. To compile the scale, we compared and correlated the Paleogene reference sections of the Kulunda, Baraba, and Tomsk lithology-facies zones. The reliability of paleomagnetic data is controlled by the possibility to distinguish the primary component of natural remanent magnetization (NRM) and structural similarity of the WSP paleomagnetic scale with the global magnetochronological scale and paleomagnetic scales of other regions. During a 34.5 Myr period, from Late Paleocene to Early Miocene, the Early Cenozoic geomagnetic field reconstructed from NRM vectors of the WSP Paleogene rocks experienced 31 reversals (at the rank of orthozone boundaries), with 16 and 15 regimes of normal and reversed polarity, respectively.

Comparison of the Paleogene WSP scale with Berggren's scale permitted us to demarcate Early Cenozoic series in the regional WSP stratigraphic scale in absolute chronology. The Paleocene-Eocene boundary, at approximately 55 Ma (Chron C24r), is recorded in the regional scale near the roof of the Lower Lyulinvor Subformation (inside Orthochron R₂E₁t). The Eocene-Oligocene boundary at 33.8 Ma (Chron C13r) runs in sediments near the sole of the Atlym Formation in Orthochron R₈₋₁E₂₋₃pr. The Oligocene-Miocene boundary at 23.8 Ma runs above the Zhuravka Formation.

The WSP Paleogene geomagnetic polarity scale is of interregional importance. The only Paleogene scale for northern Asia, it is a crucial link between the continental-type scale and oceanic scale compiled from bottom cores of deep-sea drilling and sea magnetic anomalies.

Paleomagnetic scale, magnetic minerals, orthozone, dinocysts, carpological complexes, palynocomplexes, marine and continental Paleogene, West Siberian Plate

ВВЕДЕНИЕ

Построение региональных палеомагнитных шкал для наиболее важных геологических провинций на континентах, таких как Западно-Сибирская плита (ЗСП), весьма актуально как для понимания особенностей развития геомагнитного поля и дальнейшей разработки теории земного магнетизма, так и для решения широкого круга прикладных задач. Нами в процессе детальных и планомерных палеомагнитных исследований на обширной территории Западно-Сибирской плиты накоплен громадный фактический материал по палеомагнетизму кайнозоя. Анализ и обобщение этих данных позволили создать палеомагнитную шкалу палеогена Западно-Сибирской плиты и использовать ее для познания истории магнитного поля Земли и проведения региональных и дальних корреляций. Выполненные исследования носили комплексный характер и осуществлялись на основе палеомагнитных, геолого-стратиграфических, минералогических и палеонтологических (фаунистических, палеокарпологических и палинологических) данных.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

Западно-Сибирская плита — это область широкого накопления морских и континентальных отложений палеогена. Важным рубежом в осадконакоплении на ее территории является граница между эоценом и олигоценом. Поднятие ЗСП и ее обрамление на этом рубеже сопровождалось осушением эпиконтинентальной акватории, завершением режима морской седиментации и формированием гумидной серии континентальных осадков. Отложения палеогена распространены почти повсеместно на территории ЗСП и представлены осадками морского (палеоцен, эоцен) и континентального (олигоцен) генезиса общей мощностью до 500—600 м [1, 2]. Горизонты и одноименные свиты морского палеогена — талицкий, люлинворский и тавдинский представлены кремнисто-глинистыми и глинистыми отложениями с характерными комплексами диноцист, фораминифер, радиолярий, диатомей, с плодами и семенами, спорами и пылью [3—7]. На основании палеонтологических данных талицкий горизонт относится к данию, зеландию и нижнему танету; возраст люлинворского горизонта определяется как поздний танет—ипр—лютет, а тавдинский — причисляется к бартонскому и приабартонскому ярусам среднего—позднего эоцена. Континентальная гумидная формация олигоцена подразделяется на атлымский, новомихайловский и журавский горизонты. Первые два относятся к нижнему олигоцену, третий — к верхнему. Зональными единицами для них являются флористические уровни [7] и палинозоны [3, 8, 9]. Атлымский горизонт характеризуется межовским и сташковским, новомихайловский — ранне-новомихайловским и поздне-новомихайловским флористическими уровнями. В журавском горизонте выделены басандайский и кошкульский флористические уровни и палинозона, характерная для верхнего олигоцена.

Самые полные разрезы палеогена ЗСП располагаются в Барабинской и Кулундинской литолого-фациальных зонах, занимающих на восточном фланге ЗСП значительную территорию юга плиты. Здесь, в наиболее погруженных частях, были изучены четыре глубокие опорные скважины — 011-БП, 9, 10 и 19 (рис. 1), в Томском Приобье — восточном фланге ЗСП — верхнеолигоценные отложения, выделенные в лагернотомскую (аналог журавской) свиту.

При расчленении морского палеогена использовались диноцисты — представители микрофитопланктона, отличающиеся высокими темпами эволюции и большим таксономическим разнообразием. Присутствие совместно с диноцистами спор и пыльцы позволяет проводить прямую корреляцию морских и континентальных осадков. Для расчленения континентального палеогена применялись палинокомплексы [3, 8—10] и флористические уровни (семенные комплексы) [7], являющиеся одновременно дробными стадиями эволюции западносибирской флоры и дробными стратиграфическими подразделениями, которые соответствуют слоям с географическими названиями [11].

В изученных разрезах отложения морского палеогена представлены люлинворской и тавдинской свитами, талицкая свита в этих разрезах отсутствует. К отложениям континентального палеогена отнесены последовательно сменяющие друг друга атлымская, новомихайловская и журавская свиты. Подошва палеогена на участках заложения скв. 9 и



Рис. 1. Обзорная схема юга Западно-Сибирской плиты и местоположение изученных разрезов.

1 — скважины, 2 — естественные разрезы.

011-БП располагается на отметках 520—600 м. Кровля тавдинской свиты фиксируется на отметках 250—280 м. Таким образом, общая мощность морского палеогена в Чановской впадине достигает 270—300 м [12].

МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И АППАРАТУРА

Объектами исследования являлись стратотипические и опорные разрезы осадочных пород раннего кайнозоя ЗСП. Изучались ориентированные образцы из керна картировочных и специально пробуренных для палеомагнитного изучения скважин и, в меньшей степени, из естественных разрезов. Отбор образцов и обработка полученных результатов в целом не отличались от общепринятой и стандартной методики [13—16 и др.]. Ориентированные образцы отбирались через 0,5—1,0 м в скважинах и равномерно через 0,1—0,2 м в обнажениях либо с помощью пробоотборников П. Минюка и А. Бишаева (для 2-сантиметровых кубиков), либо в виде штуфов. Из штуфов изготавливалось 3—5 ориентированных образцов-кубиков в плоскости маркировки с ребром грани 2 и 2,4 см. В процессе обработки материала определены магнитные характеристики пород: магнитная восприимчивость (χ), естественная остаточная намагниченность (J_n), фактор Кенигсбергера — $Q = J_n/\chi H$, проведены специальные лабораторные магнитные исследования для установления магнитных минералов. В качестве магнитной чистки применялся температурный метод. Для представления поведения вектора J_n в ходе магнитных чисток и выделения компонент намагниченности использовались диаграммы Зийдверельда и компонентный анализ естественной остаточной намагниченности [17, 18]. Все эти операции и представление их результатов в графической форме проводились с использованием пакета компьютерных программ Р. Энкина, любезно представленных нам автором [19]. При полевых и лабораторных экспериментах использовались серийные и уникальные отечественные и зарубежные приборы и установки — КТ-5, KLY-2, ИОН-1, JR-4, а также астатические магнитометры ВНИГРИ, установка для снятия параметров насыщения $J_{rs}(T)$, установка В.П. Апарина для терморазмагничивания. Для снятия нормальных кривых намагничивания образцов пород использовался электромагнит постоянного поля 5-Р с максимальным намагничивающим полем 1088 кА/м.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Магнитные свойства пород. Для палеомагнитных исследований из палеогеновых отложений в общей сложности было отобрано 3500 образцов-кубиков. В целом отложения палеогена ЗСП относятся к классу слабомагнитных пород и по магнитным свойствам весьма неоднородны. Магнитная восприимчивость меняется в пределах 2,3—125,0·10⁻⁵ ед. СИ, величина естественной остаточной намагниченности варьирует от долей единицы до 37 мА/м. Фактор Кенигсбергера имеет значения от 0,01 до 2. Вязкая намагниченность J_{nv} изученных отложений меняется в широких пределах и составляет от 10 до 50 % величины естественной остаточной намагниченности. Минимальные значения магнитной восприимчивости имеют глины нижнелюлинворской подсвиты и алевроиты в нижней части новомихайловской свиты, χ этих пород колеблется от 2,3 до 10,0·10⁻⁵ ед. СИ. Максимальными величинами магнитной восприимчивости и естественной остаточной намагниченности обладают глины тавдинской (χ — 4,3—125,0·10⁻⁵ ед. СИ; J_n — 0,6—37,5 мА/м), алевроитовые глины и пески журавской (χ — 20—35·10⁻⁵ ед. СИ; J_n — 0,6—4,5 мА/м) свит. Анализ распределения значений χ и J_n по разрезам в породах различных седиментационных бассейнов ЗСП показывает, что колебания значений χ и J_n связаны с изменением режима седиментации, источниками сноса терригенного материала и степенью удаленности их от осадочного бассейна. Так, в отложениях морского палеогена повышенными значениями этих параметров, как было отмечено выше, обладают зеленые и зеленовато-серые глины тавдинской свиты, что обусловлено высокой концентрацией в породах свиты магнитных минералов (20—30 % тяжелой фракции) по сравнению с породами люлинворской свиты (2—3 % тяжелой фракции), что определяется, по-видимому, источниками сноса материала и изменением режима седиментации. По распределению магнитных параметров в отложениях атлымской, новомихайловской и журавской свит континентального олигоцена на общем фоне, характеризующемся величинами $\chi = 14,4 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и $J_n = 1,0 - 1,57$ мА/м, выделяются алевроиты, глины и пески нижних слоев новомихайловской свиты, имеющие пониженные значения χ и J_n ($\chi = 8,7 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, $J_n = 0,9$ мА/м), что также обусловлено, по всей вероятности, источниками сноса и спокойным озерным типом седиментации.

Магнитные минералы и компонентный состав естественной остаточной намагниченности пород. Анализ распределения магнитных минералов в исследуемых отложениях показал, что по составу магнитной фракции породы морского и континентального палеогена почти не различаются между собой.

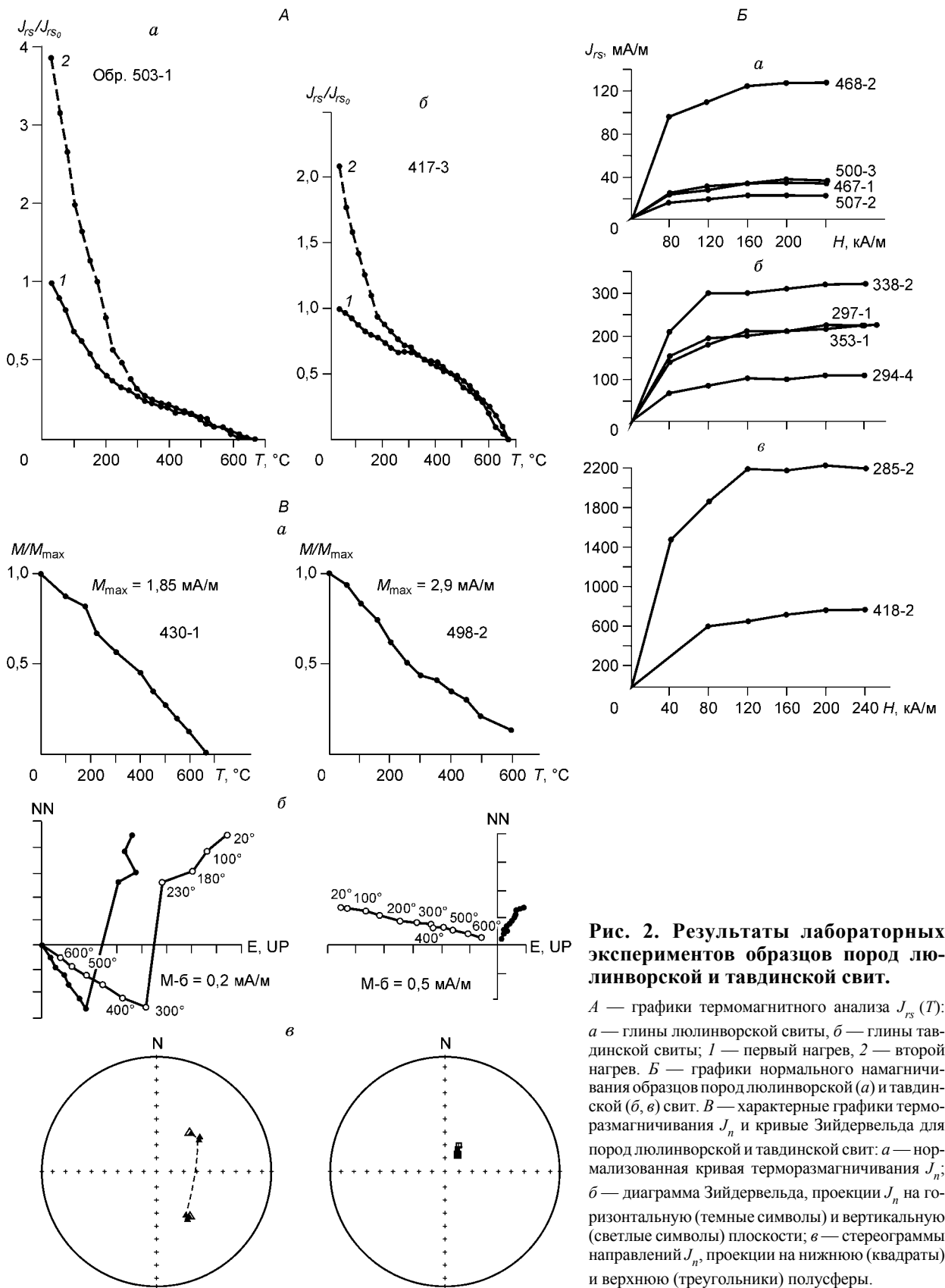


Рис. 2. Результаты лабораторных экспериментов образцов пород люлинворской и тавдинской свит.

А — графики термомагнитного анализа $J_{rs}(T)$: **а** — глины люлинворской свиты, **б** — глины тавдинской свиты; 1 — первый нагрев, 2 — второй нагрев. **Б** — графики нормального намагничивания образцов пород люлинворской (**а**) и тавдинской (**б, в**) свит. **В** — характерные графики термомагнитного анализа J_n и кривые Зийдервельда для пород люлинворской и тавдинской свит: **а** — нормализованная кривая термомагнитного анализа J_n ; **б** — диаграмма Зийдервельда, проекции J_n на горизонтальную (темные символы) и вертикальную (светлые символы) плоскости; **в** — стереограммы направлений J_n , проекции на нижнюю (квадраты) и верхнюю (треугольники) полусферы.

Но по генезису носителей намагниченности и по природе естественной остаточной намагниченности эти породы можно разделить на две группы. К первой относятся сульфидосодержащие породы морского осадконакопления — глинисто-кремнистая и глинистая серии осадков (люлинворская и тавдинская свиты). Процессы морского осадконакопления наложили свой отпечаток на литологический и минеральный состав пород. Из минералов тяжелой фракции в породах присутствуют терригенные зерна ильменита, магнетита, роговой обманки, пироксена, оливина, циркона, эпидота и аутигенные минералы — пирит, гидроксиды железа, сидерит, барит и доломит. В качестве носителей намагниченности по результатам термомагнитного $J_{rs}(T)$ и минералогического анализов установлены магнетит, гематит, маггемит и аутигенные гидроксиды железа. По кривым термомагнитного анализа четко фиксируются магнетит ($\sim 575^\circ\text{C}$) и гематит ($\sim 675^\circ\text{C}$) (рис. 2, А). Резкое увеличение намагниченности насыщения J_{rs} после первого нагрева в 1,5—6 раз указывает на присутствие сидерита. Перегиб на кривой ТМА в области температур около 400°C свидетельствует, что в этой группе пород присутствует незначительная доля маггемита, при последующем нагреве эти минералы окисляются до гематита. Значения остаточной намагниченности насыщения $J_{rs}(H)$, установленные для пород люлинворской свиты, составляют 37—124 мА/м при поле насыщения H_s , равном 80—160 кА/м. Для пород тавдинской свиты J_{rs} изменяется от 100 до 2200 мА/м при поле насыщения — 80—240 кА/м (см. рис. 2, Б), иногда 400 кА/м. Породы морского осадконакопления имеют ориентационно-химическую природу J_n . В процессе терморазмагничивания выделяются одна — три компоненты J_n (см. рис. 2, В). Низкотемпературная компонента снимается в диапазоне $100—300^\circ\text{C}$, высокотемпературная — выделяется, начиная с $300—400^\circ\text{C}$, и связана с магнетитом, маггемитом и гематитом, на долю последнего приходится около 20—15 % намагниченности, сохранившейся после нагрева до 600°C . Породы этой группы имеют широкий диапазон изменения величин магнитных параметров: χ изменяется от 2,3 до $125 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, J_n варьирует от долей единицы до 37,5 мА/м.

Вторая группа представлена породами континентальной гумидной сероцветной серии осадков, характеризующейся озерно-болотными и озерно-аллювиальными фациями, сформировавшимися в условиях окислительной, а иногда слабобазовостановительной среды. К этой группе относятся отложения атлымской, новомихайловской и журавской свит. Тяжелая фракция представлена эпидотом, роговой обманкой, пироксеном, ильменитом, магнетитом и цирконом. Из аутигенных минералов в небольших количествах встречаются гидроксиды железа, а в атлымской свите — сидерит и пирит. По результатам термомагнитного анализа в породах этих свит основными носителями намагниченности являются магнетит и гематит, отмечены также маггемит и гидроксиды железа. Перегибы на термомагнитных кривых насыщения $J_{rs}(T)$ первого нагрева в области температур 200 и 420°C (рис. 3, А) свидетельствуют о присутствии гидроксидов железа и, вероятно, маггемита, а пересечение кривых с осью абсцисс позволяет идентифицировать магнетит и гематит. Значения остаточной намагниченности насыщения для пород атлымской и новомихайловской свит составляют 80—140 мА/м при поле насыщения 160 кА/м, а для журавской свиты J_{rs} иногда достигает величины 700 мА/м при H_s 240—280 кА/м и более (см. рис. 3, Б). Породы этой серии осадков имеют ориентационную природу естественной остаточной намагниченности. При нагреве до $200—300^\circ\text{C}$ разрушается низкотемпературная компонента намагниченности (см. рис. 3, В). Высокотемпературная составляющая J_n выделяется, начиная с $200—350^\circ\text{C}$.

Таким образом, в образцах пород морского и континентального палеогена присутствуют одна — три компоненты вектора естественной остаточной намагниченности — низкотемпературные и высокотемпературные. Высокотемпературная компонента намагниченности принимается нами за первичную компоненту J_n .

Палеомагнитные разрезы и магнитостратиграфические схемы. На основе первичной компоненты J_n были построены палеомагнитные разрезы и корреляционные схемы палеогеновых отложений Барабинской, Кулундинской и Томской литолого-фациальных зон (скв. 9, 011-БП, 10, 19, обн. Лагерный Сад) (рис. 4, 5). Самая нижняя часть палеогеновых отложений плиты представлена в скв. 9 и 011-БП люлинворской свитой одноименного горизонта, состоящей из двух подсвит — нижнелюлинворской и верхнелюлинворской. Нижнелюлинворская подсвита (скв. 9, гл. 521—493 м), сложенная опоковидными и диатомовыми глинами, опоками, содержит диноцисты, фораминиферы, споры и пыльцу [10, 12]. Подсвита, охарактеризованная двумя зональными комплексами диноцист — *Alisocysta margarita* (гл. 521,0—496,0 м) и *Apectodinium homomorphum* (гл. 496,0—494,0 м), имеет танетский возраст (см. рис. 4). Ей соответствуют четыре магнитозоны: N_1LL , R_1LL , N_2LL , R_2LL мощностью 9, 5, 4 и 9 м соответственно. Верхнелюлинворская подсвита в скв. 9 (гл. 493—435 м) состоит из двух пачек: нижней (а) (493—450 м), сложенной глинами светло-серыми, опоковидными и диатомовыми, и верхней (б) (450—435 м), представленной глинами темно-зелеными с чешуйками рыб, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами. Внутри подсвиты на глубинах 450 и 447 м фиксируются перерывы в осадконакоплении, отмеченные прослоями глауконитовых песчаников. В скв. 011-БП люлинворская свита пред-

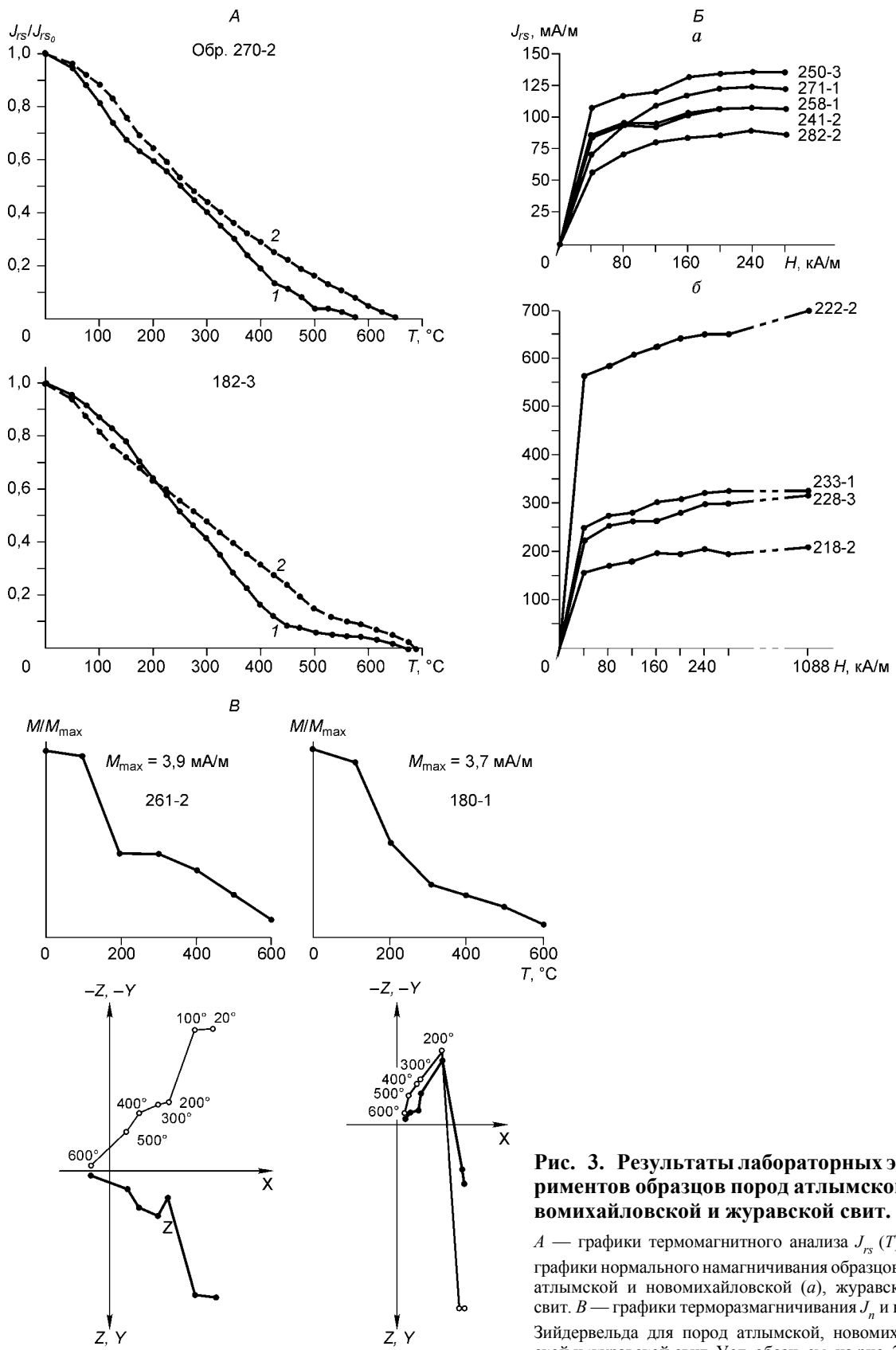


Рис. 3. Результаты лабораторных экспериментов образцов пород атлымской, новомихайловской и журавской свит.

А — графики термоманнитного анализа $J_{rs}(T)$. *Б* — графики нормального намагничивания образцов пород атлымской и новомихайловской (*а*), журавской (*б*) свит. *В* — графики терморазмагничивания J_n и кривые Зийдervельда для пород атлымской, новомихайловской и журавской свит. Усл. обозн. см. на рис. 2.

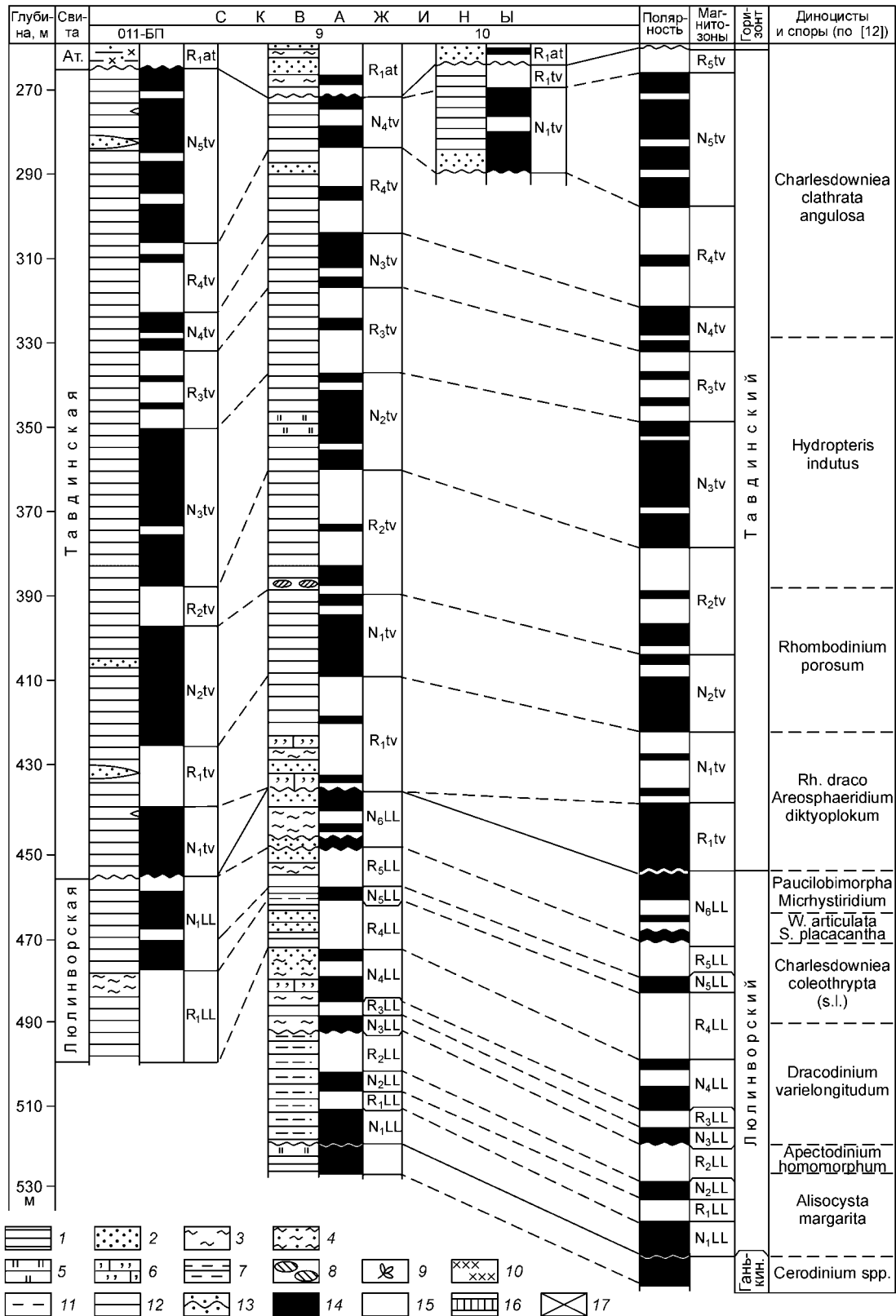


Рис. 4. Палеомагнитные разрезы, корреляционная схема и опорный магнитостратиграфический разрез морских палеогеновых отложений юга Западно-Сибирской плиты.

1 — глина; 2 — песок; 3 — алеврит; 4 — алеврит песчаный, переслаивание алеврита, глины и песка; 5 — глина опоквидная; 6 — песчаник глауконитовый; 7 — аргиллит; 8 — сидеритовые прослои; 9 — семенные комплексы; 10 — растительный детрит; 11 — граница зон магнитной полярности, корреляционная; 12 — граница свит, корреляционная; 13 — следы перерывов в осадконакоплении; намагниченность: 14 — прямая, 15 — обратная, 16 — аномальная; 17 — отсутствие палеомагнитных данных.

ставлена только верхней частью пачки (а) верхнелюлинворской подсвиты. В подсвите выделены три зональных комплекса диноцист: *Dracodinium varielongitudum*, *Charlesdowniea coleothrypta* s.l. и *Wetzeliella articulata* (акме)—*Systematophora placacantha*. Первые два комплекса характеризуют нижнюю пачку (а), третий — нижнюю половину верхней пачки (б). Полученные данные позволяют датировать нижнюю часть пачки глин (зона *Dracodinium varielongitudum*) в интервале средняя часть ипра—начало лютета. Из этих же отложений выделен палинокомплекс с *Triporopollenites robustus*—*Plicapollis pseudoexcelsus*. Диноцистовая зона *Charlesdowniea coleothrypta* s.l. представлена в разрезе скважин практически в полном объеме и датируется второй половиной ипра — первой половиной лютета (не в полном объеме этой части яруса) [12]. Совместно с диноцистами этой зоны определены пыльца и споры, характерные для верхнелюлинворской подсвиты [12, 20] — *Araliaceipollenites eiphorii*, *Sapotaceoidaepollenites manifestus*, *Pompeckjoidaepollenites subhercynicus*, *Castanopsis pseudocingulum*, *Castanea crenataeformis*, *Platycaryapollis*. Нижняя часть пачки зеленых алевроитовых глин (б), отнесенная по диноцистам к зоне *Wetzeliella articulata*—*Systematophora placacantha*, может быть датирована лютетом. Верхняя часть пачки (444—436 м) является переходной к тавдинской свите. Ей отвечает диноцистовая зона *Paucilobimorpha*—*Micrhystiridium*, соответствующая терминальному лютету. Спорово-пыльцевой комплекс пачки зеленых глин принадлежит региональной зоне *Castanopsis pseudocingulum*—*Castanea crenataeformis*, характеризующей отложения позднего лютета Восточно-Европейской платформы и Туранской плиты [3]. В сводном разрезе верхней подсвиты выделено семь разнополярных магнитозон: N_3LL , R_3LL , N_4LL , R_4LL , N_5LL , R_5LL , N_6LL с субзонами противоположной намагниченности в двух из них. Мощности магнитозон колеблются от 3 до 14 м. Первые четыре магнитозоны соответствуют слоям с диноцистами зоны *Dracodinium varielongitudum* [12].

Тавдинская свита, изученная в скв. 9, 011-БП и 10, подразделяется на две подсвиты суммарной мощностью до 200 м. В районе, где пробурены исследуемые скважины, она характеризуется трехчленным строением. Такое строение свиты обусловлено ее формированием в два трансгрессивно-регрессивных цикла. Нижняя и верхняя пачки сложены глинами, средняя — имеет алевропесчаный состав. Нижнетавдинская подсвита (скв. 9 — мощн. 47 м; скв. 011-БП — мощн. 53 м) сложена глинами зеленовато-серыми, жирными с редкими желваками и прослоями сидеритовых песчаников. В сводном разрезе этой подсвиты в объеме нижней глинистой пачки и базального пласта глауконитовых песчаников и алевроитов установлены две зоны динофлагеллат — *Areosphaeridium diktyoplokum*—*Rhombodinium draco* и *Rhombodinium rogosum*. По данным И.А. Кульковой [5, 12], отложения, принадлежащие диноцистовой зоне *Areosphaeridium diktyoplokum*—*Rhombodinium draco*, формировались в раннем бартоне. Такому заключению не противоречит состав спорово-пыльцевого комплекса этой части разреза нижнетавдинской подсвиты, отнесенного ею к палинозоне *Quercus gracilis*, *Rhoipites granulatus*, *Castanea crenataeformis*. В нижней подсвите зафиксированы три разнополярные магнитозоны: две прямой полярности (N_{1tv} , N_{2tv}) и одна — обратной (R_{1tv}) с субзонами противоположной намагниченности в двух из них.

Отложения верхнетавдинской подсвиты вскрыты тремя скважинами (скв. 9 — мощн. 115 м, скв. 011-БП — мощн. 138 м, скв. 10 — мощн. 22 м). Подсвита имеет глинистый состав и представлена зелеными глинами с прослойками слюдистых алевроитов. В ее нижней части породы содержат палинокомплекс *Quercus gracilis*—*Quercus graciliformis*, характерный для верхнего эоцена — приабона. В интервале глубин 380—330 м в скв. 9, 361—322 м в скв. 011-БП и 362—354 м в скв. 10 слои содержат споры папоротника *Hydropteris indutus*, наличие которого указывает на сокращение и обмеление морского бассейна, и регрессию моря в позднеэоценовое время [10, 12]. В верхах подсвиты в скв. 9 и 011-БП выделены слои с диноцистами индекс-вида *Charlesdowniea clathrata angulosa*, которые позволяют датировать отложения поздним эоценом—приабонским ярусом [12]. В сводном разрезе этой подсвиты выделено шесть магнитозон и фрагмент седьмой магнитозоны (R_{2tv} , N_{3tv} , R_{3tv} , N_{4tv} , R_{4tv} , N_{5tv} , R_{5tv}), в шести из них содержатся маломощные субзоны противоположной намагниченности. Мощности магнитозон изменяются от 9 до 40 м.

В разрезе палеогена Западно-Сибирской плиты морские эоценовые отложения тавдинской свиты сменяются атлымской свитой нижнего олигоцена, представленной континентальными фациями (см. рис. 5). Отложения свиты установлены в скв. 9, 011-БП и 10, их мощности меняются от 24 до 36 м. В нижней части свита сложена алевроитами и глинами коричневатого-серыми и серыми, сменяющимися в средней части плотными серыми глинами, которые чередуются с тонкозернистыми песками. В образцах пород свиты скв. 9 (гл. 271,0—269,0 м) получены семенные комплексы межовского флористического уровня (начало атлымского времени), относящиеся к тургайскому флористическому этапу и атлымскому типу флоры. Здесь же нижняя часть свиты в интервале глубин 270,9—266,5 м охарактеризована палинокомплексом *Carya spackmania*—*Pinaceae*, что позволяет датировать отложения ранним олигоценом (рюпелем). В скв. 011-БП в породах на глубинах 265,0—243,6; 230,7—220,9; 210,1—210,0 и 208,0—204,3 м выделены семенные комплексы, относящиеся к тургайскому флористическому этапу и атлымскому типу флоры, при этом три нижние комплекса сопоставляются со сташковским флористическим уровнем. Из этой свиты на глубине 243,9 м выделен палинокомплекс *Carya spackmania*—*Pinaceae*. Нижняя

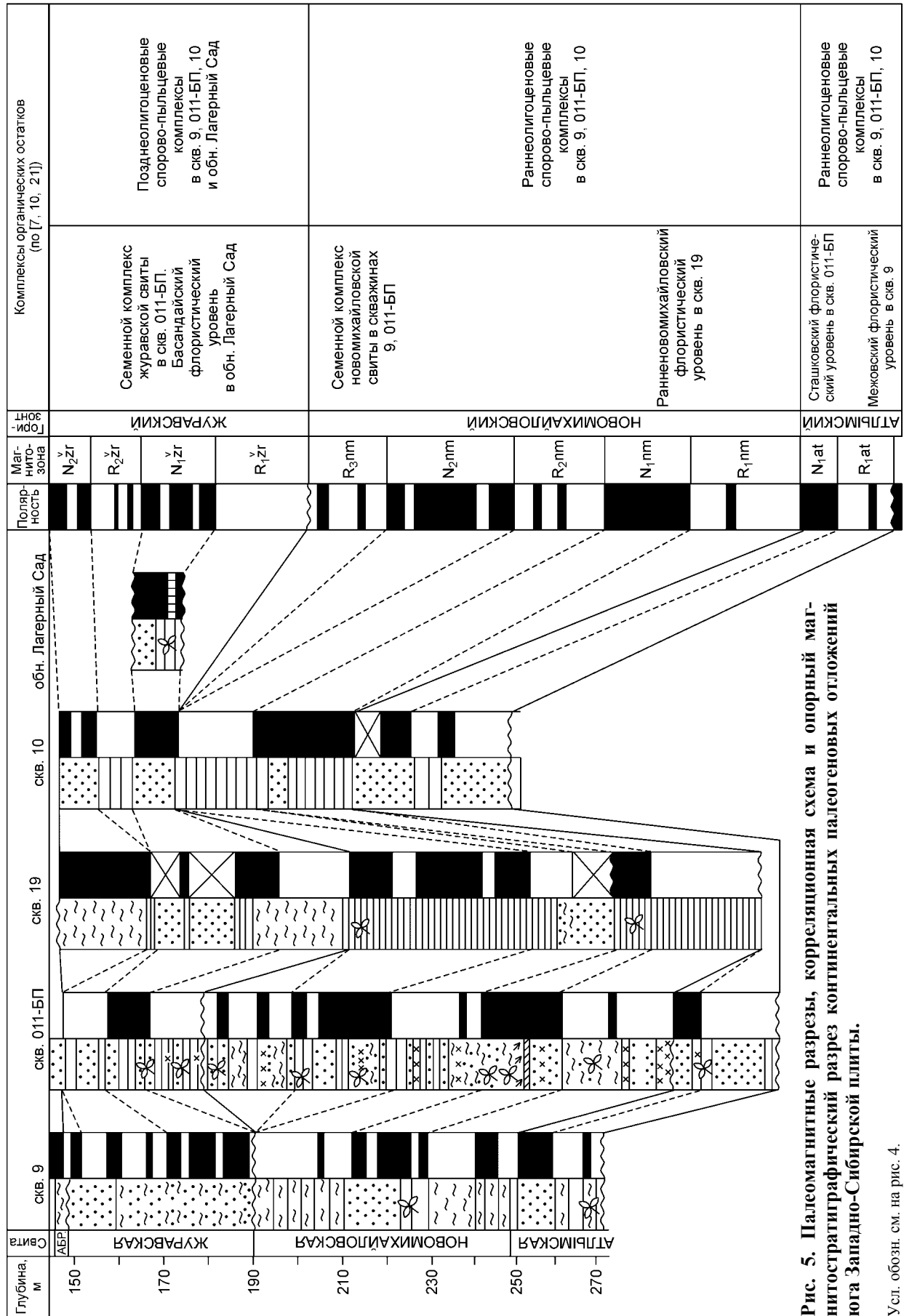


Рис. 5. Палеомагнитные разрезы, корреляционная схема и опорный магнитостратиграфический разрез континентальных палеогеновых отложений юга Западно-Сибирской плиты.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

часть атлымской свиты в скв. 10 охарактеризована палинокомплексом Pinaceae—*Quercus graciliformis*, позволяющим датировать эти отложения ранним олигоценом (рупелем). В ее верхней части установлен палинокомплекс *Betula suberrecta*—Pinaceae раннего олигоцена [21].

В результате выполненного изучения в атлымской свите скв. 9 выделены две магнитозоны — обратной (R_{1at}) и прямой (N_{1at}) полярности мощностью 12 м каждая с субзоной противоположной полярности в одной из них. Палеомагнитный разрез этой свиты в скв. 011-БП представлен магнитозонной обратной полярности — R_{1at} и магнитозонной прямой полярности — N_{1at} мощностью 15 и 7 м соответственно. В палеомагнитном разрезе скв. 10 в этой свите зафиксирована магнитозона обратной полярности R_{1at} и фрагмент магнитозоны прямой полярности N_{1at} мощностью 20 и 4 м соответственно, в магнитозоне обратной полярности выделяется одна маломощная n -субзона [22, 23].

Новомихайловская свита одноименного горизонта в скв. 9, 011-БП, 10 и 19 представлена чередованием коричневых и грязно-серых глин и алевритов с прослоями песков и включениями растительных остатков. Мощность свиты изменяется от 96,5 до 39 м. В скв. 011-БП на глубинах: 203,0—198,4; 198,4—197,1; 197,1—191,3; 181,2—145,3; 145,3—145,0 м и в скв. 9 на глубинах 248,0—215,0 м выделены семенные комплексы, относящиеся к тургайскому флористическому этапу и новомихайловскому типу флоры. В разрезах скв. 9, 011-БП и 10 определены два последовательно сменяющие друг друга палинокомплекса. В нижней части свиты установлен палинокомплекс *Betula suberrecta*—Pinaceae, характерный для новомихайловской свиты Западной Сибири [3, 10, 21], а в верхней части свиты — палинокомплекс *Alnus—Juglans sieboldianiformis*—Betulaceae. Оба палинокомплекса сопоставляются с палинозоной *Betula suberrecta—Juglans sieboldianiformis* региональной шкалы нижнего олигоцена. Из глин свиты в скв. 19 на глубинах 244—242; 186—184 м определен семенной комплекс ранненовомихайловского флористического уровня. Палеомагнитный разрез свиты в скв. 011-БП представлен пятью магнитозонами (R_{1nm} , N_{1nm} , R_{2nm} , N_{2nm} , R_{3nm}): три обратной и две прямой полярности мощностью от 25 до 18 м. В четырех из них содержатся маломощные (1—2 м) субзоны противоположной полярности. Новомихайловская свита в скв. 9 включает три ортозоны (R_{1nm} , N_{1nm} , R_{2nm}) — две обратной и одну прямой полярности мощностью от 21 до 9 м. В каждой из зон фиксируются субзоны противоположной намагниченности. В палеомагнитном разрезе скв. 10 новомихайловская свита состоит из двух магнитозон N_{1nm} и R_{1nm} : одной — прямой и одной — обратной полярности мощностью 23 и 16 м соответственно. Палеомагнитный разрез свиты в скв. 19 представлен четырьмя магнитозонами (R_{1nm} , N_{1nm} , R_{2nm} , N_{2nm}) мощностью от 10 до 40 м.

Венчает разрез палеогена ЗСП журавская свита, которая во всех изученных скважинах представлена переслаиванием голубовато-зеленых глин, зеленовато-серых алевритов, серых и зеленовато-серых алевритистых песков. Мощность свиты меняется от 60 до 26 м. В скв. 011-БП из растительного детрита (гл. 145,0—143,3; 143,0—133,0 и 133,0—128,0 м) выделены семенные комплексы, характеризующие лагерносадский тип флоры. Для нижней части свиты в скв. 9 установлен палинокомплекс *Quercus sibirica*—Pinaceae, а для верхней части свиты во всех трех скважинах определен палинокомплекс *Castanea—Quercus sibirica*—Pinaceae. Оба палинокомплекса сопоставляются с палинозойной *Fagus grandifolii-formis—Pterocarya stenopteroides*, что позволяет датировать отложения поздним олигоценом (хатом). В результате проведенных исследований в журавской свите, вскрытой скв. 9, установлены две магнитозоны: прямой — N_{1zg} и обратной — R_{1zg} полярности мощностью 21 и 20 м соответственно с субзонами противоположной намагниченности в этих магнитозонах. В палеомагнитном разрезе скв. 011-БП журавская свита включает две магнитозоны обратной — R_{1zg} и R_{2zg} и одну магнитозону прямой — N_{1zg} полярности. Мощности магнитозон снизу вверх — 25, 10 и 12 м. В этой же свите в палеомагнитном разрезе скв. 10 установлены две магнитозоны прямой полярности — N_{1zg} и N_{2zg} и одна обратной — R_{1zg} с субзоной обратной намагниченности в магнитозоне N_{2zg} [21, 23]. Мощности магнитозон 10, 10 и 9 м соответственно. В разрезе журавской свиты скв. 19 выделены три магнитозоны (R_{1zg} , N_{1zg} , N_{2zg}) мощностью от 15 до 20 м.

В Томском Приобье был изучен разрез верхнеолигоценых отложений лагернотомской свиты — обн. Лагерный Сад у г. Томск. Лагернотомская свита в этом разрезе (цирки I и III) представлена горизонтально наложенными тонкими слоями алевритовой глины, песка и алеврита. Мощность свиты в цирках I и III составляет 6,7 и 7,1 м соответственно. Отложения свиты характеризуются преимущественно прямой намагниченностью и выделены в магнитозону прямой полярности N_{1lgt} с узким (0,5 м) интервалом аномальной намагниченности. Магнитозону характеризуют спорово-пыльцевые спектры и басандайский палеокарпологический комплекс (см. рис. 5).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Шкала геомагнитной полярности палеогена ЗСП. Палеомагнитный разрез отложений палеогена ЗСП построен путем сопоставления и увязки вышеописанных опорных палеомагнитных разрезов скважин и естественных обнажений [22, 23].

Палеоген ЗСП характеризуется сложной магнитной зональностью (рис. 6). Сводная палеомагнитная колонка включает большое количество разнополярных зон, часть из которых соответствует незна-

Общая шкала				Региональная магнитостратиграфическая шкала						
Сис-тема	Отдел	Под-отдел	Ярус	Характерные комплексы органических остатков				Орто-зоны	Поляр-ность	
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	Олигоцен	Верхний	Хатский	Журавлевский	Флористические уровни по В.П. Никитину	Кошкульский	<i>Castanea Quercus sibirica</i> , Pinaceae	Палинокомплексы по И.А. Кульковой, Л.А. Пановой	N ₅ E ₃ h	
						Басандайский	<i>Quercus sibirica</i> , Pinaceae		R ₆ E ₃ h	
						Поздненовомихайловский	<i>Alnus, Juglans sieboldianiformis</i> , Betulaceae		N ₄ E ₃ h	
		Ранненовомихайловский	<i>Betula suberecta</i> , Pinaceae			R ₅ E ₃ h				
		Сташковский				R ₄ E ₃ г				
		Межовский	<i>Carya spackmania</i> , Pinaceae			N ₃ E ₃ г				
	Эоцен	Верхний	Приабонский	Тавдинский	Флористические уровни по В.П. Никитину	с диноцистами	Спой	с палинофлорой	R ₈₋₁ E ₂₋₃ gr	
						Charlesdowniea clathrata angulosa	<i>Quercus gracilis</i> <i>Quercus graciliformis</i> <i>Hydropteris indutus</i>	N ₉ E ₂ p		
						Rhombodinium porosum		R ₇ E ₂ p		
		Rhombodinium draco Aeosphaeridium diktyoplokum	<i>Quercus gracilis</i> <i>Rhoipites granulatus</i> <i>Castanea creanataeformis</i> <i>Castanopsis pseudocingulum</i>			N ₈ E ₂ p				
		Paucilobimopha Michystridium Wetzeliella articulata, Systematophora placacantha	<i>Castanea creanataeformis</i>			R ₆ E ₂ p				
		Charlesdowniea coleothypta (s.l.)	<i>Araliaceipollenites euphorii</i> , <i>S. manifestus</i> <i>Pompeckjoidaeipollenites subhercinicus</i> , <i>Castanopsis pseudocingulum</i>			N ₇ E ₂ bp				
	Палеоцен	Верхний	Танетский	Люлинворский	Флористические уровни по В.П. Никитину	Dracodinium varielongitudum	<i>Castanopsis pseudocingulum</i> <i>T. robustus</i> , <i>Plicapollis pseudoexcelsus</i>	R ₅ E ₂ b		
						Apectodium homomorphum	<i>Pinus sp.</i> , <i>Protocedrus sp.</i>	N ₆ E ₂ b		
						Alisocysta margarita	<i>Trudopollis menneri</i>	R ₄ E ₂ b		
						N ₅ E ₂ b				
						N ₄ E ₂ i				
						R ₃ E ₂ i				
МЭЛ	Верхний	Танетский	Люлинворский	Флористические уровни по В.П. Никитину			R ₂ E ₂ i			
							N ₃ E ₂ i			
МЭЛ	Верхний	Танетский	Люлинворский	Флористические уровни по В.П. Никитину			R ₂ E ₁ t			
							N ₂ E ₁ t			
МЭЛ	Верхний	Танетский	Люлинворский	Флористические уровни по В.П. Никитину			R ₁ E ₁ t			
							N ₁ E ₁ t			
МЭЛ	Верхний	Танетский	Люлинворский	Флористические уровни по В.П. Никитину			R ₁ E ₁ t			
							N ₁ E ₁ t			

Рис. 6. Шкала геомагнитной полярности палеогена Западно-Сибирской плиты.

Усл. обозн. см. на рис. 4.

чительным (до 0,5—1 м) интервалам разреза. По доминирующей полярности зоны сгруппированы в более крупные магнитозоны, отвечающие рангу ортозон и носящие, помимо регионального, также и планетарный характер. В палеомагнитном разрезе палеогена ЗСП выделяется 31 ортозона прямой и обратной полярности. При привязке палеомагнитного разреза палеогена ЗСП к региональной стратиграфической шкале и его интерпретации для морского палеогена были использованы зональные комплексы динофлагеллат и палинологические данные, полученные И.А. Кульковой [5, 12, 20], Э.И. Запорожец и Г.Н. Александровой [6, 12], В.С. Волковой [10, 21], Л.А. Пановой [3, 6], О.Б. Кузьминой [21] и другими. Для олигоцена востребованы материалы палеокарпологических исследований В.П. Никитина [7], а также палинологические данные Л.А. Пановой [3, 6], В.С. Волковой [10, 21], И.А. Кульковой [20], О.Б. Кузьминой [21]. При сопоставлении и увязке палеомагнитных разрезов были использованы геологические и литологические материалы В.А. Мартынова [1, 22], В.П. Никитина [7, 22, 23], С.Б. Шацкого [2], В.С. Волковой [10, 21], М.А. Ахметьева, В.Н. Беньямовского, Ж. А. Доля и В.Д. Дергачева [12] и других геологов. Таким образом, положение и последовательность ортозон в магнитостратиграфическом разрезе контролируются палеонтологическими и геолого-литологическими данными.

В опорном палеомагнитном разрезе морского палеогена, люлиновская свита представлена одиннадцатью ортозонами прямой и обратной полярности, четыре из них: N_1E_1t , R_1E_1t , N_2E_1t , R_2E_1t — выделены в нижнелюлиновской подсвите и семь: N_1E_2i , R_1E_2i , N_2E_2i , R_2E_2i , N_3E_2i , R_3E_2i , N_4E_2l — отнесены к верхнелюлиновской подсвите (см. рис. 6). Ортозоны N_1E_1t , R_1E_1t , N_2E_1t , R_2E_1t охватывают отложения, содержащие два зональных комплекса диноцист — *Alisocysta margarita* и *Apectodinium homomorphum* и соответствуют нанопланктонным зонам NP8 (нижний танет) и NP9 (вторая половина танета) [12]. Семь ортозон верхнелюлиновской подсвиты: N_1E_2i , R_1E_2i , N_2E_2i , R_2E_2i , N_3E_2i , R_3E_2i , N_4E_2l — выделены в отложениях, охарактеризованных тремя комплексами диноцист (три зоны диноцист): *Dracodinium varielongitudum*, *Charlesdownia coleothrypta* и *Wetzelia articulata* (акме)—*Systematophora placacantha*, которые отвечают нанопланктонным зонам NP11 (верхняя часть), NP12—NP16 (нижняя часть). Такое соответствие позволяет датировать отложения этой подсвиты во временном диапазоне поздний ипр—средний лютет. Совместно с диноцистами зоны *Dracodinium varielongitudum* установлен палинокомплекс *Triporepollenites robustus*—*Plicapollis pseudoexcelsus*, а в слоях диноцистовой зоны *Charlesdownia coleothrypta* определена палинофлора *Araliaceoipollenites euphorii*, *Sapotaceoideaipollenites manifestus*, *Pompeckjoidaeipollenites subhercinicus*, *Castanopsis pseudocingulum*, характерная для верхнелюлиновской подсвиты [10, 12].

Тавдинская свита представлена десятью ортозонами. Три из них — N_5E_2b , R_4E_2b , N_6E_2b нижнетавдинской подсвиты, содержащие комплексы динофлагеллат *Areosphaeridium diktyoplokum*—*Rhombodinium draco* и *Rhombodinium porosum*, сопоставляются с зоной нанопланктона NP16 (верхняя часть), NP17 и датируются бартонским ярусом среднего эоцена. Ортозоны N_5E_2b , R_4E_2b содержат спорово-пыльцевые комплексы, относящиеся к палинозоне *Quercus gracilis*, *Rhoipites granulatus*, *Castanea creanataeformis*, *Castanopsis pseudocingulum* (диноцистовая зона *Areosphaeridium diktyoplokum*—*Rhombodinium draco*), что подтверждает датировку этих отложений ранним бартоном. Шесть ортозон и фрагмент седьмой ортозоны верхнетавдинской подсвиты: R_3E_2b , N_7E_2bp , R_6E_2p , N_8E_2p , R_7E_2p , N_9E_2p , $R_{8-1}E_{2-3pr}$ — охватывают в нижней части слои с палинокомплексом *Quercus gracilis*—*Quercus graciliformis*, характерным для позднего бартона и для приабонского яруса позднего эоцена. Три верхние ортозоны — N_8E_2p , R_7E_2p , N_9E_2p и фрагмент четвертой $R_{8-1}E_{2-3pr}$ — принадлежат слоям с диноцистами индекс-вида *Charlesdownia clathrata angulosa* и планктонными фораминиферами зон P15—P17, которые сопоставляются с нанопланктонными зонами NP18, NP19, 20 приабонского яруса верхнего эоцена [10, 12].

В палеомагнитном разрезе олигоцена атлымская свита представлена двумя разнополярными магнитозонами — $R_{8-1}E_{2-3pr}$ и N_1E_3g , соответствующими слоям с межовским и сташковским флористическими уровнями, которые относятся к тургайскому флористическому этапу и атлымскому типу флоры. Эти ортозоны характеризуются палинокомплексами *Carya spackmania*—*Pinaceae* и *Betula suberrecta*—*Pinaceae*. Такая палинологическая и палеокарпологическая характеристики ортозон $R_{8-1}E_{2-3pr}$ и N_1E_3g позволяют через промежуточные сопоставления морских и континентальных отложений отнести их к зоне нанопланктона NP21 и датировать рюпельским ярусом раннего олигоцена [10, 21]. Вышерасположенная новомихайловская свита представлена пятью ортозонами прямой и обратной полярности — R_2E_3g , N_2E_3g , R_3E_3g , N_3E_3g , R_4E_3g . Все ортозоны по присутствующим в них семенным комплексам относятся к тургайскому флористическому этапу и новомихайловскому типу флоры. В спорово-пыльцевых спектрах установлены два последовательно сменяющих друг друга палинокомплекса. Две нижние ортозоны и часть третьей содержат палинокомплекс *Betula suberrecta*—*Pinaceae*, характерный для новомихайловской свиты Западной Сибири. Оставшиеся верхние ортозоны свиты соответствуют палинокомплексу *Alnus*—*Juglans sieboldianiformis*—*Betulaceae*. Тот и другой палинокомплексы сопоставляются с палинозоной *Betula suberrecta*—*Juglans sieboldianiformis* региональной шкалы нижнего олигоцена (рюпеля). Четырьмя разнополярными ортозонами — R_5E_3h , N_4E_3h , R_6E_3h и N_5E_3h — в сводном магнитостратиграфическом разрезе представлена журавская свита. Ортозонам соответствуют слои с семенными комплексами, харак-

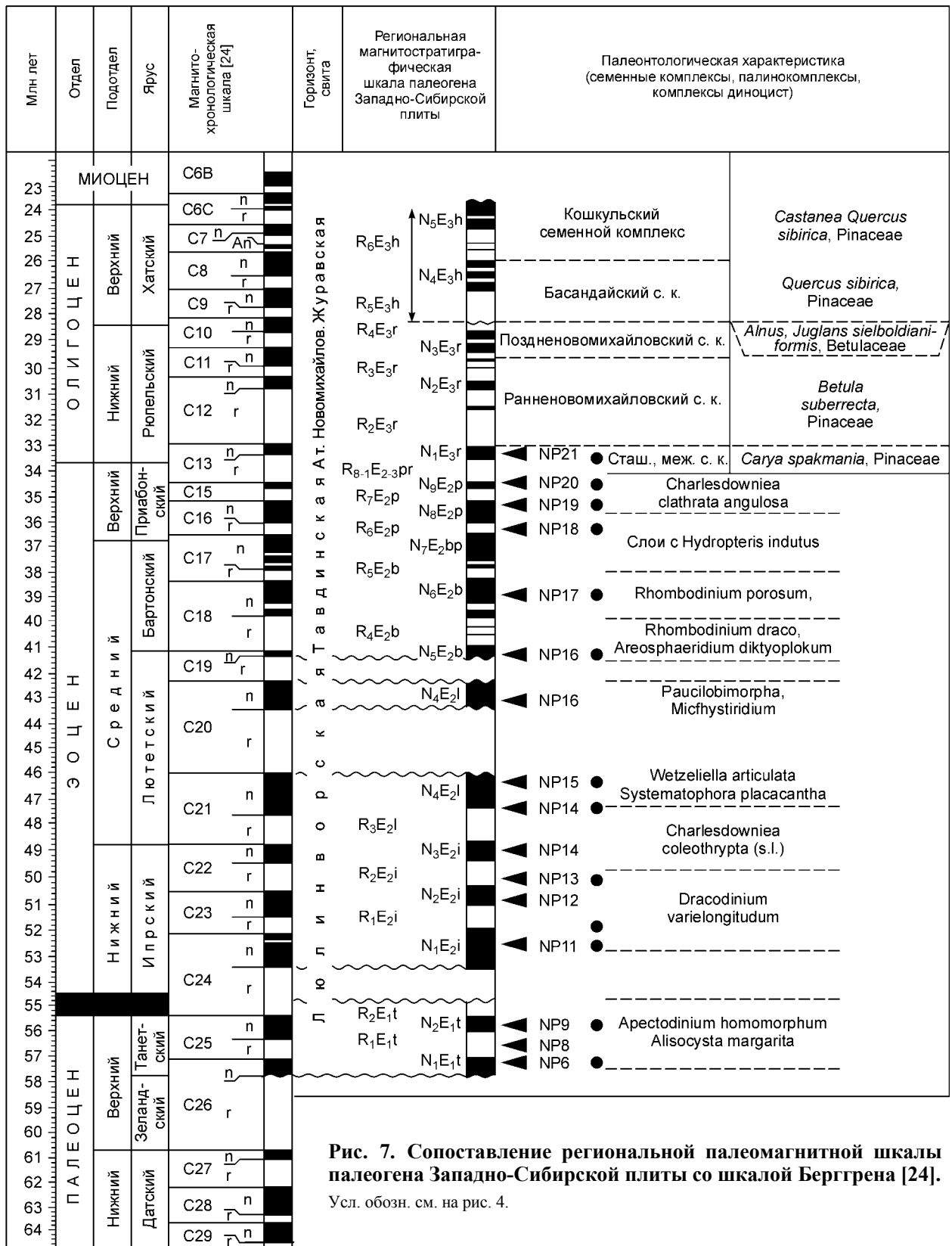


Рис. 7. Сопоставление региональной палеомагнитной шкалы палеогена Западно-Сибирской плиты со шкалой Берггрена [24].

Усл. обозн. см. на рис. 4.

теризующими тургайский флористический этап и лагерносадский тип флоры. В этих же ортозонах установлены два палинокомплекса, снизу — *Quercus sibirica*—Pinaceae, а сверху — *Castanea*—*Quercus sibirica*—Pinaceae, которые относятся к палинозоне *Fagus grandidoliiformis*—*Pterocarya stenopteroides* [3] и датируются поздним олигоценом [10, 21].

Сопоставление с мировой временной шкалой. Региональная палеомагнитная шкала ЗСП была сопоставлена с магнитохронологической шкалой В. Берггрена [24], для чего были использованы палеомагнитные реперные уровни, хорошо датированные по биостратиграфическим данным. К первому реперному уровню относятся четыре ортозоны нижнелюлинворской подсвиты: N_1E_{1t} , R_1E_{1t} , N_2E_{2t} , R_2E_{2t} , эквивалентные диноцистовым зонам *Alisocysta margarita* и *Apectodinium homomorphum* танетского яруса и соответствующим им зонам нанопланктона NP8 и NP9. Во временном диапазоне они могут быть сопоставлены только с хронами или фрагментами хронов C26n, C25r, C25n, C24r (рис. 7). Такой вариант сопоставления предполагает расширить, не выходя за пределы нижней границы танетского яруса (~57,9 млн лет), диапазон нанопланктонных зон, соответствующих выделенным ортозоном, включив во временной диапазон подсвиты верхнюю часть зоны NP6 (хрон C26n — верхи). Возрастной диапазон этой подсвиты ~57,8—54,9 млн лет. Вторым реперным уровнем являются семь ортозон верхнелюлинворской подсвиты (N_1E_{2i} , R_1E_{2i} , N_2E_{2i} , R_2E_{2i} , N_3E_{2i} , R_3E_{2i} , N_4E_{2i}), соответствующие диноцистовым зонам *Dracodinium varielongitudum*, *Charlesdownia coleothrypta* и *Wetzeliella articulata* (акме)—*Systematophora placacantha* и, через опосредованные сопоставления, нанопланктонным зонам NP11 (верхняя часть), NP12—NP16 (нижняя часть). В свою очередь, последние могут быть сопоставлены с хронами C24n, C23r, C23n, C22r, C22n, C21r, C21n, C20n шкалы Берггрена в возрастном диапазоне ~53,2—42,5 млн лет. В разрыв попадают отложения, соответствующие хрону C20r.

К следующему реперному уровню принадлежат ортозоны тавдинской свиты. Три ортозоны нижнетавдинской подсвиты — N_5E_{2b} , R_4E_{2b} , N_6E_{2b} , охарактеризованные диноцистами зон *Areosphaeridium diktyoplokum*—*Rhombodinium draco* и *Rhombodinium porosum* и сопоставимые с зонами нанопланктона NP16 (верхняя часть) и NP17, могут быть отнесены к хронам C19n, C18r, C18n. Шесть полярных ортозон верхнетавдинской подсвиты — R_5E_{2b} , N_7E_{2b} , R_6E_{2p} , N_8E_{2p} , R_7E_{2p} , N_9E_{2p} и фрагмент седьмой $R_{8-1}E_{2-3p}$, охватывающие диноцистовые зоны *Charlesdownia clathrata angulosa* и частично *Rhombodinium porosum* и соответствующие нанопланктоновым зонам NP17 (верхняя часть), NP18—20, сопоставляются с хронами C17r, C17n, C16r, C16n, C15r, C15n, C13r (нижняя часть). Приблизительный возрастной диапазон ортозон тавдинской свиты 41,5—33,8 млн лет. Следующим реперным уровнем являются две ортозоны — $R_{8-1}E_{2-3p}$ и N_1E_{3r} — атлымской свиты, соответствующие зоне NP21 нанопланктона — хроны C13r (верхняя часть) и C13n (~33,8—33,0 млн лет).

Таким образом, сопоставление региональной шкалы геомагнитной полярности кайнозоя ЗСП с мировой временной шкалой позволило определить возрастное (хронологическое) положение большинства ортозон палеогена. Выявленная последовательность распределения ортозон магнитной полярности в палеомагнитной шкале палеогена ЗСП позволяет установить в абсолютном летоисчислении границы отделов раннего кайнозоя в региональной стратиграфической схеме. В морских отложениях ЗСП граница палеоцена и эоцена, определяемая приблизительно в 55 млн лет (хрон C24r), фиксируется в региональной шкале вблизи кровли нижнелюлинворской подсвиты (внутри ортохрона R_2E_{1t}); граница эоцена и олигоцена в 33,8 млн лет (хрон C13r) — в континентальных отложениях близ подошвы атлымской свиты в ортохроне $R_{8-1}E_{2-3p}$, граница олигоцена и миоцена в 23,8 млн лет — между журавской и абросимовской свитами, в подошве ляминских слоев, в низах ортохрона R_1N_{1aq} .

Правомерность выполненных построений подтверждается радиометрической датировкой регионального стратотипа границы между эоценовым и олигоценовым отделами для Северной и Центральной Азии. Этим стратотипом является разрез эоцена и олигоцена в бассейне р. Тэсийн-Гол (Долина Озер, Монголия). Здесь, в нижней части хорошо охарактеризованной палеонтологически свиты шанд-гол над границей эоцена и олигоцена залегает слой базальтов, датированный K/Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ методами около 31—32 млн лет [25, 26]. По геологическим и палеонтологическим данным эта граница в Западной Сибири проводится под отложениями атлымской свиты, а с использованием полученных палеомагнитных данных она датируется в 33,7 млн лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В процессе выполненных палеомагнитных исследований разработана шкала геомагнитной полярности палеогена ЗСП, являющаяся сегодня единственной для всей Северной Азии. Эта шкала включает стратиграфические подразделения от танета (палеоцен) до хата (верхний олигоцен) и состоит из 31 ортозоны прямой и обратной полярности. В ней определены палеомагнитные реперные уровни, позволяющие установить в абсолютном летоисчислении границы отделов раннего кайнозоя в региональной стратиграфической шкале и выйти, таким образом, на глобальный уровень корреляций, что позволит сопоставить региональную палеомагнитную шкалу кайнозоя ЗСП с палеомагнитными разрезами (шкалами) других регионов. Впервые получена палеомагнитная характеристика люлинворской, тавдинской, атлымской, новомихайловской и журавской свит палеогена и составлены опорные палеомагнитные разрезы и корреляции.

ляционные схемы этих отложений для Барабинской, Кулундинской и Томской литолого-фациальных зон Западно-Сибирской плиты, привязанных на основе комплексных данных к региональной стратиграфической схеме.

Таким образом, получен новый источник информации, позволяющий решать на новом более высоком уровне ряд конкретных задач региональной геофизики и геологии раннего кайнозоя Западно-Сибирской плиты.

Работа поддержана РФФИ (проекты № 01-05-65245 и 02-05-64787).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Мартынов В.А.** Местные и региональные стратиграфические подразделения кайнозоя Западно-Сибирской плиты // Проблемы стратиграфии Сибири в свете современных данных. Новосибирск, СНИИГиМС, 1980, с. 79—99.
2. **Шацкий С.Б.** Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Западной Сибири // Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Западной Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, Наука, 1984, с. 9—15.
3. **Панова Л.А.** Палеогеновые комплексы спор и пыльцы южной и центральной частей Западно-Сибирской низменности // Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных схем Западно-Сибирской низменности, Ч. 2. Тюмень, ЗапСибНИГНИ, 1970, с. 121—132.
4. **Кулькова И.А., Шацкий С.Б.** Зональное деление морского палеогена Западно-Сибирской равнины по диноцистам // Геология и геофизика, 1990 (1), с. 25—31.
5. **Кулькова И.А.** Диноцисты морского палеогена Западно-Сибирской равнины // Микрофитофоссилии и детальная стратиграфия морского мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск, Наука, 1994, с. 98—106.
6. **Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О. и др.** Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001, т. 9, № 2, с. 30—57.
7. **Никитин В.П.** Палеокарпология и стратиграфия палеогена и неогена Северной Азии: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в форме науч. докл. Новосибирск, ОАО „Новосибирскгеология“, 1999, 54 с.
8. **Панова Л.А.** Олигоцен Западно-Сибирской низменности // Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., Наука, 1971, с. 40—51.
9. **Бойцова Е.П., Панова Л.А.** Корреляция олигоценовых отложений Северного Устюрта, Северного Приаралья, Тургайской равнины и Западно-Сибирской низменности (по палинологическим данным) // Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск, Наука, 1973, с. 78—86.
10. **Волкова В.С., Кулькова И.А., Кузьмина О.Б.** Палиностратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Барабинско-Кулундинской фациальной зоны Западной Сибири // Геология и геофизика, 2002, т. 43(11), с. 1017—1037.
11. **Стратиграфический кодекс.** Изд. второе, дополненное. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1992, 120 с.
12. **Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н. и др.** Новые данные по морскому палеогену Западно-Сибирской плиты. Статья 1 // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, № 1, с. 67—93.
13. **Храмов А.Н., Шолпо Л.Е.** Палеомагнетизм. Л., Недра, 1967, 252 с.
14. **Петрова Г.Н.** Лабораторные методы при палеомагнитных исследованиях // Геомагнитные исследования, 1977, № 19, с. 40—49.
15. **Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.** Палеомагнитология. Л., Недра, 1982, 312 с.
16. **Молостовский Э.А., Храмов А.Н.** Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов, Изд-во Саратов. ун-та, 1997, 179 с.
17. **Zijderveld J.D.A.** A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in paleomagnetism. Amsterdam, 1967, p. 254—286.
18. **Kirschvink J.L.** The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, v. 62, p. 699—718.
19. **Enkin R.J.** A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. Sidney, 1994, 16 p.
20. **Кулькова И.А.** Стратиграфия палеогеновых отложений Западной Сибири по палинологическим данным // Геология и геофизика, 1987 (6), с. 11—17.
21. **Кузьмина О.Б., Волкова В.С., Гнибиденко З.Н., Лебедева Н.К.** Микрофитофоссилии и магнитостратиграфия верхнемеловых и кайнозойских отложений юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (4), с. 348—363.

22. **Гнибиденко З.Н., Мартынов В.А., Никитин В.П.** Магнитостратиграфический разрез палеоген-неогеновых отложений Западной Сибири // Материалы региональной конференции геологов Сибири, Дальнего Востока и северо-востока России. Томск, 2000, с. 375—377.
23. **Гнибиденко З.Н., Никитин В.П., Кулькова И.А.** Палеомагнитная структура и динамика осадконакопления кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Проблемы региональной геофизики: Материалы геофизической конференции. Новосибирск, 2001, с. 29—31.
24. **Berggren W.A., Kent D.V., Swicher C.C., Aubry M.P.** A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM (Society for Sedimentary Geology). Oklahoma, USA, 1995, Special Publication, p. 129—212.
25. **Девяткин Е.В.** Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., ГИН АН СССР, 1978, 34 с.
26. **Devyatkin E.V., Balogh K., Dudich A.** Geochronology of basalts from the Valley of Lakes, Mongolia, and their correlation with the Cenozoic sedimentary sequence // Russian J. Earth Sci., 2002, v. 4, № 5, p. 389—397.

*Рекомендована к печати 25 февраля 2005 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
17 ноября 2004 г.*