



История геологического развития

Авторы: В. Е. Хаин

История геологического развития

В истории геологического развития территории России выделяют два мегаэтапа. Первый охватывает [архей](#) и ранний [протерозой](#) и отвечает времени формирования фундамента древних Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Вторым мегаэтапом (поздний протерозой – [фанерозой](#)) связан с образованием океанов, давших начало развитию подвижных поясов.

Архейско-раннепротерозойский мегаэтап

Архейский этап (4,0–2,5 млрд. лет назад). В раннем и среднем архее в результате переработки первичной базальтовой коры происходило формирование серогнейсовой протоконтинентальной коры, реликты которой имеются на Балтийском, Алдано-Становом и Анабарском щитах древних платформ. В начале позднего архея в условиях растяжения на протоконтинентальной коре сокращённой мощности закладываются зеленокаменные пояса, разделившие относительно стабильные блоки. Пояса заполняются осадками с участием магматических пород основного и ультраосновного состава, которые в конце архея в результате сжатия испытали складчатость и [метаморфизм](#) зеленосланцевой фации. Блоки спаиваются между собой либо посредством зеленокаменных поясов, либо через гранулитогнейсовые пояса (Беломорский на Восточно-Европейской платформе, Центральноалданский на Сибирской платформе), отличающиеся более высокой степенью метаморфизма и чрезвычайно интенсивной деформированностью пород с развитием [надвигов](#). Следствием процессов складчатости, метаморфизма, гранитизации стало образование к концу архея обширных областей со зрелой континентальной корой, которые составили основу фундамента (ядра) древних платформ. В начале раннего

протерозоя эти области, возможно, входили в состав единого суперконтинента

Пангея 0.

Раннепротерозойский этап (2,5–1,65 млрд. лет назад). В начале раннего протерозоя в условиях растяжения континентальной коры возникли скопления (рои) даек магматических пород основного состава, а затем рифтовые системы (протоавлакогены), которые заполнялись мощными толщами осадков и вулканитов (Печенга-Имандра-Варзугская структура на Кольском полуострове). Дальнейшее дробление коры привело к расколу суперконтинента на множество мелких блоков (протоплатформ), разделённых подвижными поясами, которые частично заложились на океанической коре (Свекофенский пояс на Восточно-Европейской платформе, подвижные зоны на северо-востоке и западе Сибирской платформы). В подвижных поясах накапливались мощные вулканогенно-осадочные толщи, испытывавшие впоследствии интенсивное сжатие, складчатость, метаморфизм, гранитизацию и надвигание на смежные континентальные блоки. На остальной площади протоплатформ в течение раннего протерозоя в пределах отдельных впадин (например, Удоканской на Сибирской платформе) происходило формирование чехла континентальных, реже мелководно-морских осадков, претерпевших в дальнейшем деформации и метаморфизм. Юго-восточная, краевая часть Сибирской платформы (Становая зона) испытала в раннем протерозое интенсивную тектонотермальную переработку: более древние архейские породы были зонально метаморфизованы и прорваны крупными расслоенными плутонами габбро-анортозитов, а затем интрузиями гранитов. На этом этапе в юго-западной части платформы сформировался Аkitканский вулканоплутонический пояс с развитием вулканизма кислого состава и внедрением сиенитов, гранодиоритов и гранитов типа рапакиви. К концу раннего протерозоя завершилась консолидация фундамента Сибирской (1,9–1,8 млрд. лет назад) и Восточно-Европейской (ок. 1,7 млрд. лет назад, за исключением северо-западной периферии) платформ. Предполагается, что эти две платформы в начале позднего протерозоя вошли в состав нового суперконтинента Пангея I.

Позднепротерозойско-фанерозойский мегаэтап

Раннесреднерифейский этап (ранний и средний рифей; 1,65–1,03 млрд. лет назад).

На этом этапе Пангея I подверглась дроблению с образованием систем континентальных рифтов (будущие авлакогены); они заполнялись обломочными отложениями, на фоне накопления которых происходило излияние базальтов.

В конце раннего рифея Пангея I, возможно, претерпела частичный распад и возродилась в среднем рифее в эпоху гренвильского тектогенеза благодаря спаиванию континентальных блоков гранулитогнейсовыми поясами с возрастом ок. 1 млрд. лет (на арктической окраине России они слагают фундамент острова Северный архипелага Новая Земля, архипелага Северная Земля и северной части полуострова Таймыр). Образовался новый суперконтинент – Родиния.

Позднерифейско-среднепалеозойский этап (1,03–0,32 млрд. лет назад). Данный этап разделяется на два подэтапа – позднерифейско-раннепалеозойский и среднепалеозойский.

Позднерифейско-раннепалеозойский подэтап (поздний рифей, вендский, кембрийский, ордовикский периоды; 1,03–0,44 млрд. лет назад). В начале позднего рифея произошёл распад Родинии на древние континенты: Балтику (Восточно-Европейский континент) на западе, Сибирь (Сибирский континент) на востоке, Баренцию-Гиперборею на севере, которые разделили новообразованные океанические бассейны и порождённые ими подвижные пояса – Палеоазиатский океан (Урало-Охотский пояс), Прототетис (Средиземноморский пояс), Протопацифик (Тихоокеанский пояс). Подвижные пояса претерпели затем сложную и многоэтапную эволюцию.

В Урало-Охотском поясе в позднем рифее и венде (на байкальском этапе) на крайнем северо-западе, севере, востоке и юго-востоке, в областях современных Баренцево-Тимано-Печорского региона, Полярного Урала, центральной части Таймыра, Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкало-Патомского региона существовали вулканические островные дуги и окраинные моря. В конце венда – начале кембрия (в байкальскую эпоху тектогенеза) произошло столкновение вулканических дуг с окраинами древних континентов – Балтики, Баренции-Гипербореи, Сибири, что сопровождалось складчато-надвиговыми деформациями, метаморфизмом, внедрением гранитоидов и накоплением моласс в возникших передовых и межгорных

прогибах. В Алтае-Саянском и Байкало-Патомском регионах в тылу зон байкальской складчатости началось раскрытие новых бассейнов с океанической корой, которое продолжалось до конца кембрия – начала ордовика. На этом рубеже (в эпоху салаирского тектогенеза) вулканические дуги новой генерации причленяются к окраине древнего Сибирского континента. В ордовике в западной части Алтае-Саянской области продолжали существовать остаточные междуговые бассейны, которые заполнялись флишем. В конце ордовика область охватывает каледонский тектогенез, продолжавшийся до середины последующего этапа. В западной и центральной частях Урало-Охотского пояса в ордовике раскрылись два бассейна с океанической корой – Уральский и Иртыш-Зайсанский, разделённые Центральнокзахстанским микроконтинентом. В позднем ордовике в Уральском бассейне появились вулканические дуги.

Средиземноморский пояс пережил байкальский этап активного развития, что задокументировано горными породами позднепротерозойского возраста в южной части Предкавказья. В ордовике здесь раскрывается новый бассейн с океанической корой (офиолиты Центрального Кавказа).

Верхояно-Колымская система Западно-Тихоокеанского пояса на протяжении весьма длительного времени представляла собой пассивную окраину древнего Сибирского континента, развивавшуюся с рифея до юры включительно с накоплением в раннем, а затем среднем палеозое преимущественно карбонатных отложений. В раннем палеозое был заложен бассейн с океанической корой, отделивший от Сибирского континента Колымо-Омолонский микроконтинент. К юго-востоку от него, очевидно, развивалась активная окраина океана Палеопацифик (предшественник Тихого океана) с вулканическими дугами и окраинными морями. К северо-востоку от Колымо-Омолонского микроконтинента, по-видимому, существовал океанический бассейн, являвшийся заливом со стороны Палеопацифика и разделявший древние континенты Сибирь и Гиперборею. На подводной окраине последнего в раннем, а затем среднем палеозое накапливались мелководно-морские карбонатно-терригенные отложения.

На обособившихся древних платформах – Восточно-Европейской и Сибирской, составивших ядра древних континентов – Балтики и Сибири, в позднем рифее и

раннем венде продолжали развиваться рифтогенные прогибы. В раннем венде территорию Восточно-Европейской платформы охватило лапландское оледенение, фиксирующееся в виде горизонтов древних ледниковых отложений (тиллитов) в разрезе платформенных отложений. В середине венда произошёл переход от авлакогенной к плитной стадии развития платформ: континентальные рифты переродились в обширные впадины (будущие синеклизы) и в дальнейшем были перекрыты чехлом осадков. В пределы Восточно-Европейской платформы в конце венда – кембрии с северо-запада, со стороны океана Япетус, проникло мелкое море, распространившееся в западную часть будущей Московской синеклизы (Палеобалтийский прогиб). В нём с перерывами до конца силура накапливались терригенные и карбонатные осадки. В ордовике юго-восточная часть платформы, примыкающая к Урало-Охотскому поясу, втягивается в погружение.

В юго-западной части Сибирской платформы, обрамлённой байкальскими горно-складчатыми сооружениями, в конце венда – начале кембрия образовался огромный солеродный бассейн, в котором осаждались каменная и калийные соли. Бассейн отделялся от простиравшегося на северо-востоке открытого и относительно глубокого моря барьерным рифом. В течение кембрия он постепенно сокращался в размерах и в ордовике сменился мелким эпиконтинентальным морем, которое сохранялось на севере до конца раннего карбона. В раннем палеозое северная периферия Сибирской платформы представляла собой пассивную окраину бассейна, возможно являвшегося соединительным звеном между Палеоазиатским океаном и Палеопацификом. На его месте была впоследствии сформирована южная зона Таймырской складчатой системы. На шельфе древнего Сибирского континента, ядром которого была Сибирская платформа, в раннем, а затем среднем палеозое накапливались карбонатные отложения.

Среднепалеозойский подэтап (силурийский, девонский периоды, 1-я половина карбона; 0,44–0,32 млрд. лет назад). В западной части Урало-Охотского пояса – Уральской подвижной системе – в среднем палеозое продолжали развиваться вулканические дуги, у подножия которых накапливался флиш. В позднем девоне началось их столкновение с окраиной Восточно-Европейского континента (Балтики). На востоке подвижного пояса, в Алтае-Саянской области, в силуре – девоне

завершается каледонская эпоха тектогенеза: на западе внедряются граниты и формируются молассы в орогенных впадинах. В девоне активизируется восточная часть области. В образованных крупных и мелких межгорных впадинах, часто рифтогенной природы, проявляется базальтовый магматизм, отлагается обломочная моласса. Одновременно происходит внедрение щёлочно-гранитоидных плутонов. В среднем девоне в пределах Рудно-Алтайской зоны на каледонском фундаменте закладывается окраинный вулканоплутонический пояс над наклонённой к северо-востоку зоной субдукции. В забайкальской части Урало-Охотского подвижного пояса в среднем палеозое тектономагматическая активность сосредоточивается в пределах Монголо-Охотской системы. Под влиянием субдукции со стороны Монголо-Охотского океанического бассейна в Байкало-Патомской области формируется огромный Ангаро-Витимский (Баргузинский) гранитный батолит (по мнению других исследователей – под воздействием мантийного плюма).

В кавказском сегменте Средиземноморского подвижного пояса – в северной периферии океана Палеотетис (см. в статье Тетис) – в девоне возникла вулканическая дуга, которая в конце девона – раннем карбоне была перекрыта карбонатными отложениями. В бассейне между ней и окраиной древнего Восточно-Европейского континента с девона и до начала перми шло накопление черносланцевой формации.

В российском секторе Западно-Тихоокеанского подвижного пояса в среднем палеозое сохранялись тектонические обстановки предшествующего этапа развития.

Древние платформы в среднем палеозое были тектонически и магматически активизированы. Восточно-Европейская платформа в 1-й половине девона испытала общее поднятие и осушение. Во 2-й половине девона проявился новый этап рифтогенеза. Образовалась Днепровско-Донецкая рифтовая система, отделившая Воронежскую антеклизу от Украинского щита и его ныне погребённого Ростовского выступа. К этой же эпохе относится возобновление рифтинга в рифейском Вятском авлакогене. В пределах рифтов активизировался базальтовый вулканизм. С конца девона и на протяжении позднего палеозоя на Кольском полуострове происходило становление крупных многофазных кольцевых плутонов щелочного состава. На

северном борту Мезенской синеклизы образуются алмазоносные кимберлитовые [трубки взрыва](#). В конце среднего палеозоя Восточно-Европейская платформа вновь втягивается в погружение, сопровождавшееся [трансгрессией моря](#), пришедшей со стороны Палеоазиатского океана и наиболее ярко проявившейся на востоке – в Волго-Уральской области (Восточно-Русская впадина). Молодая Баренцево-Печорская платформа, осадочный чехол которой начал формироваться на байкальском и частично гренвильском фундаменте ещё в раннем палеозое, в девоне также пережила эпоху рифтогенеза, с заложением (или возрождением) Печоро-Колвинского и Восточно-Баренцевского рифтов. На Сибирской платформе в среднем девоне возрождается рифейский Вилюйский авлакоген с образованием сложной рифтовой системы, в пределах которой происходило излияние щелочных базальтов. В позднем девоне рифт заполнялся соленосной толщей. На востоке платформы в эту эпоху внедрялись алмазоносные кимберлитовые трубки. Осадконакопление в девоне и раннем карбоне сохранялось в мелководно-морских условиях лишь на крайнем северо-западе. В девоне под воздействием надвигания Байкало-Патомского орогена на краевую часть Сибирской платформы кембрийско-силурийские отложения Предпатомского прогиба и восточной части Иркутского амфитеатра были сорваны с фундамента вдоль кембрийской соленосной толщи и смяты в систему линейных складок.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап (2-я половина каменноугольного периода, пермский, триасовый периоды; 0,32–0,2 млрд. лет назад). На западе Урало-Охотского пояса – в Уральской подвижной системе – на протяжении позднего палеозоя происходила субдукция (поддвигание) океанической коры Уральского бассейна под Центральноказахстанский микроконтинент. Над зоной субдукции в карбоне сформировался вулканоплутонический пояс. В конце перми и начале триаса, в [герцинскую эпоху тектогенеза](#), развитие системы завершается. Происходит [коллизия](#) (столкновение) Центральноказахстанского микроконтинента с древним Восточно-Европейским континентом – Балтикой, приведшая к становлению Уральского орогена. Коллизия сопровождалась внедрением гранитных батолитов. На границе формирующегося горно-складчатого сооружения и Восточно-Европейской платформы возникла полоса передовых прогибов, которые сначала заполнялись

маломощными глубоководными отложениями, а затем обломочными молассами с участием солей на юге и углей на севере. В позднем триасе на восточном склоне Уральского орогена закладываются рифтогенные впадины, в которых до конца ранней юры накапливались угленосные осадки.

На Восточно-Европейской платформе в Волго-Уральской области в начале позднего палеозоя продолжалось погружение и накопление мелководно-морских осадков. На юге, в Донецком звене Днепровско-Донецкой рифтовой системы, в карбоне в прибрежно-морских условиях отлагалась угленосная толща, а восточнее на протяжении карбона и ранней перми шло накопление терригенных осадков. В середине ранней перми произошла инверсия Донецко-Каспийского прогиба, что привело к началу формирования внутриплатформенной складчато-надвиговой системы (Донецко-Каспийской, или кряжа Карпинского). На крайнем юго-востоке платформы, в Прикаспийской синеклизе, в позднем девоне – ранней перми в результате интенсивного погружения образовался относительно глубоководный морской бассейн, не компенсированный осадками, представленными глинисто-кремнистыми отложениями. В конце перми, благодаря орогенезу в периферических частях Палеотетиса и Палеоазиатского океана, Прикаспийский бассейн оказался окружён герцинскими складчатыми сооружениями и сохранил связь только с арктическими морями через Предуральский прогиб. Прикаспийский бассейн и южная часть Предуральского прогиба в условиях сухого и жаркого климата заполнялись солями. В начале мезозоя (в триасе) большая часть территории Восточно-Европейской платформы втягивается в поднятие и осушается. Исключение составила Прикаспийская синеклиза, где осадконакопление продолжается в континентальных и мелководно-морских условиях. Московская и Мезенская синеклизы в начале триаса представляли собой области седиментации континентальных красноцветных отложений. Баренцево-Печорская молодая платформа в позднем палеозое испытывала стабильное погружение с накоплением мощных толщ осадков, которое продолжалось до конца мезозоя.

В северных районах Средиземноморского подвижного пояса, примыкавших с юга к Восточно-Европейской платформе, в триасе на палеозойском складчатом основании накапливались континентальные отложения, чередующиеся с лагунными и

мелководно-морскими. Южнее шла карбонатная седиментация, формировались рифогенные постройки.

На Сибирской платформе в начале данного этапа развития – в среднем карбоне – наступает регрессия моря, после которой основной областью погружений становится крупная Тунгусская синеклиза, где в среднем – позднем карбоне и перми в озёрно-болотных условиях отлагается угленосная формация. Осадконакопление происходило на фоне морских вторжений с севера. Позднепалеозойское угленакопление распространилось также на Канско-Тасеевскую синеклизу, расположенную к юго-западу от Тунгусской, и на Вилюйскую рифтовую систему. На востоке платформы в карбоне и перми происходит проникновение морских вод со стороны современного Верхоянья, представлявшего в то время пассивную окраину океана Палеоокеан. На рубеже перми и триаса Тунгусская синеклиза стала центром траппового магматизма с образованием обширного платобазальтового поля. Излияния базальтов сопровождалась внедрением силлов, даек и мелких интрузий долеритов. Трапповый магматизм в интрузивной форме проявился также севернее и южнее Тунгусской синеклизы. К востоку от неё, в пределах Маймеча-Котуйского прогиба, в триасе возникло семейство кольцевых плутонов щёлочно-ультраосновных пород.

На востоке Урало-Охотского пояса – в Минусинской межгорной впадине и Кузнецком предгорном прогибе Алтае-Саянской складчатой области – на протяжении позднего палеозоя в лагунно-морских, а затем в континентальных условиях шло накопление мощной угленосной толщи. В триасе в Кузнецкой впадине проявился трапповый магматизм. В осевой зоне подвижного пояса в позднем палеозое продолжал существовать реликт Палеоазиатского океана – Иртыш-Зайсанский бассейн. По его западной и восточной окраинам до среднего карбона над зонами субдукции развивались вулканоплутонические пояса (один из них – Рудно-Алтайский, на востоке). На рубеже перми и триаса, в эпоху герцинского тектогенеза, бассейн замкнулся. Накопленные отложения испытали интенсивное сжатие, складчато-надвиговые деформации. С окончанием развития Иртыш-Зайсанской подвижной системы Палеоазиатский океан прекратил своё существование. В забайкальской части подвижного пояса, на западе Монголо-Охотской подвижной системы, в перми над наклонённой к северу зоной субдукции возник вулканоплутонический пояс,

продолжавший активно развиваться в триасе. В это время океанический бассейн (залив Палеопацифика) постепенно сокращался в размерах. В эпоху герцинского тектогенеза происходит отмирание западной части бассейна (складчато-надвиговые деформации, внедрение гранитоидов). В восточной части подвижной системы залив Палеопацифика продолжал существовать до конца юры.

Межконтинентальные подвижные пояса (Урало-Охотский, Средиземноморский – Палеотетический), образовавшиеся за счёт распада Родинии, в начале мезозоя переродились в горно-складчатые пояса. Произошло объединение разрозненных континентальных блоков в суперконтинент Пангея. В северном сегменте Урало-Охотского горно-складчатого пояса, в области будущей молодой Западно-Сибирской платформы, на пермско-триасовом рубеже интенсивно проявился рифтинг, создав сложную систему грабенов, ориентированных в основном меридионально, за исключением северо-восточной Енисейско-Хатангской ветви. В триасе и начале юры эти грабены заполнялись континентальными обломочными отложениями и базальтами. На севере раскрытие рифтов достигло перехода к [спредингу](#) с новообразованием океанической коры.

В Верхояно-Колымской подвижной системе Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, представлявшей собой пассивную окраину палеозойского Сибирского континента, с середины раннего карбона в связи с увеличением количества сносимого с суши обломочного материала устанавливается терригенное осадконакопление. В пределах Колымо-Омолонского микроконтинента продолжал формироваться чехол мелководно-морских терригенно-карбонатных отложений. К северо-востоку от микроконтинента существующий Южно-Аньюский океанический бассейн (залив Палеопацифика) на протяжении позднего палеозоя – раннего мезозоя постепенно сокращался в размерах. На его северной окраине, в подножии Гиперборейского континента (на месте современной Новосибирско-Чукотской складчатой системы), в перми и триасе накапливались глубоководные терригенные флишеидные отложения.

Позднемезозойско-кайнозойский этап (юрский, меловой, палеогеновый, неогеновый, четвертичный периоды; 0,2 млрд. лет назад – доныне). В пределах Урало-Охотского подвижного пояса в мезозое оставалось несколько систем, не охваченных

герцинским тектогенезом. Одна из них – Пай-Хой-Новоземельская, которая продолжала своё активное развитие в триасе, в начале юры была охвачена складчатостью, сопровождавшейся надвиганием на смежную часть Баренцево-Печорской молодой платформы и внедрением небольших гранитных плутонов. На крайнем юго-востоке подвижного пояса, в восточном сегменте Монголо-Охотской системы, в эпоху мезозойского (киммерийского) диастрофизма произошло столкновение ограничивавших её с юга древних континентальных блоков с окраиной Сибирской платформы. В результате чего располагавшийся здесь реликтовый океанический бассейн (залив Палеопацифика) прекратил своё существование. На северо-востоке пояса – в южной зоне Таймырской подвижной системы – отложения, накопленные на северной погружённой окраине Сибирской платформы в течение палеозоя и начале мезозоя, в конце триаса испытали складчатость. Деформации были связаны со столкновением Сибирской платформы с гипотетическим континентальным блоком, локализующимся севернее. Складчатость на востоке зоны завершилась только в начале мела; Таймырский ороген был надвинут на край Сибирской платформы.

В середине мезозоя Пангея распалась и образовались молодые океаны. С заложением океана Неотетис возобновилось развитие Средиземноморского (Альпийско-Гималайского) подвижного пояса, в северных районах которого в конце триаса – начале юры возник вулканоплутонический пояс, протягивающийся на территорию России с востока, из районов современной Туркмении, и свидетельствующий о субдукции (поддвигании) океанической коры к северу. В области Горного Крыма и Большого Кавказа в это время существовал открытый морской бассейн (окраинное море Неотетиса), испытывавший расширение и углубление. На континентальном склоне и в подножии формировались мощные толщи терригенного флиша (Горный Крым). В осевой зоне окраинного моря (Большой Кавказ) в ранней, а затем средней юре накапливались чёрные сланцы. В средней юре трансгрессия моря распространилась на часть Скифской плиты – Предкавказье (началось образование терригенно-карбонатного чехла). Крымско-Кавказский сегмент Средиземноморского пояса в средней юре претерпел деформации сжатия и покровообразование, обусловленные, вероятно, столкновением расположенного

южнее микроконтинента или островной дуги с южной окраиной Евразии, представленной Скифской платформой. После этого события над зоной субдукции возникла вулканическая дуга, разделившая бассейн на две части – северную мелководную (северный склон Большого Кавказа) и южную глубоководную, где с поздней юры до эоцена включительно шло отложение флишевой формации. Зона флишенакпления протягивалась в северо-западном направлении до Судакского района Горного Крыма. Западнее в поздней юре формировались рифовые массивы; по-видимому, располагалось поднятие, являющееся источником грубообломочного материала, сносимого в область Горного Крыма; происходило олистостромообразование (см. в статье [Олистостром](#)), по мнению других учёных – покровообразование, завершившееся к концу раннего мела. Начиная с позднего мела до эоцена включительно на территории Горного Крыма в обстановке мелкого моря накапливались существенно карбонатные осадки.

На Восточно-Европейской платформе отголоском киммерийского диастрофизма стала инверсия Доно-Медведицкого и Вятского авлакогенов, а также заключительная инверсия Донецко-Каспийского рифтогенного прогиба и образование Азовского вала (в конце триаса). В юрском периоде на платформе начинается новая эпоха погружения и седиментации. Морская трансгрессия, продвигавшаяся с юга, со стороны океана Неотетис и Прикаспийского бассейна, охватывает центральную часть платформы (Московскую синеклизу). В поздней юре южные моря соединяются с северными. Единый мелководно-морской бассейн сохранялся в течение мелового периода. В позднем мелу в южной половине платформы и на шельфе Неотетиса (в области молодой Скифской платформы) шло накопление пясчег мела. В начале палеогена северная половина Восточно-Европейской платформы осушается, появляются новые источники сноса, что привело к увеличению количества терригенного материала в осадках и вытеснению мела мергелями.

На северо-западе Сибирской платформы, в западном обрамлении Тунгусской синеклизы, в связи с киммерийским тектогенезом вендско-нижнетриасовый чехол был смят в систему линейных складок (Турухано-Норильская зона дислокаций). В юре платформа на большей части площади представляла собой низкую сушу. Исключение составлял морской залив на месте Вилюйской синеклизы, образованной в триасе над

одноимённой среднепозднепалеозойской рифтовой системой. В средней юре возник пролив, соединяющий мелкое море на востоке платформы с Западно-Сибирским бассейном. В южных районах платформы, примыкающих к активизированному в мезозое складчатому обрамлению, сформировались небольшие озёрные бассейны (Иркутский, Канско-Тасеевский, Чульманский, Токинский и др.). В их пределах шло интенсивное угленакпление, распространившееся также на Кузнецкую и Минусинскую впадины Алтае-Саянской складчатой области. На рубеже юры и мела краевая юго-восточная часть Сибирской платформы испытала активизацию: Становой мегаблок Алдано-Станового щита был вовлечён в поднятие и охвачен кислым магматизмом, связанным с субдукцией коры располагающегося южнее реликтового Монголо-Охотского океанического бассейна. В мелу Становой мегаблок был надвинут на севере на Алданский мегаблок, на юге – на складчатые структуры Монголо-Охотской системы. В течение мела Сибирская платформа оставалась континентальной равниной, омываемой мелкими морями на западе, севере и востоке. В Вилюйской синеклизе продолжалось погружение и накопление терригенных отложений. В палеогене и неогене континентальные осадки отлагались лишь в пределах небольшой Нижнеалданской впадины на востоке платформы.

В области Западно-Сибирской молодой платформы в средней юре над триасово-раннеюрской рифтовой системой в условиях общего погружения начал формироваться чехол континентальных осадков. В поздней юре сюда проникло море, которое достигло наибольшей глубины в конце юры – начале мела. В его центральной части накапливались кремнисто-глинистые осадки, а на периферии получили развитие клиноформы. В мелу и палеогене осадконакопление продолжалось в мелководно-морских условиях. Западно-Сибирский бассейн на севере открывался в Карское море, на северо-востоке через Енисейско-Хатангский пролив соединялся с морем Верхоянья. В начале палеогена к северу от арктического шельфа Евразии начал раскрываться океанический бассейн (Евразийский суббассейн Северного Ледовитого океана), что привело к отделению от шельфа подводного хребта Ломоносова.

На северо-западе Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, в Верхояно-Колымской подвижной системе, в средней юре возникла вулканическая дуга. В поздней юре

начинается столкновение дуги и Колымо-Омолонского микроконтинента с окраиной Сибирской платформы, по периферии которой мощно проявляется гранитоидный магматизм. На границе формирующегося горно-складчатого сооружения с древней платформой закладывается Предверхоанский передовой прогиб, который заполнялся угленосной формацией. В раннем мелу внутренний борт прогиба, а также Лено-Анабарское продолжение системы охватываются складчато-надвиговыми деформациями. В пределах Новосибирско-Чукотской подвижной системы на северной окраине Южно-Аньюского океанического бассейна в поздней юре закладывается вулканическая дуга. В середине раннего мела происходит замыкание бассейна вследствие столкновения ограничивающих его континентальных блоков (Колымо-Омолонского микроконтинента и Гипербореи). Вдоль коллизионного Аньюско-Чукотского шва образуется цепочка гранитных плутонов. В результате проявления [киммерийской эры тектогенеза](#) складывается структура Верхояно-Чукотской складчатой области. В середине мела в её северной части возникают рифтогенные прогибы Чукотского моря (на востоке) и Восточно-Сибирского моря (на западе), наложенные на киммерийское складчатое основание и частично на Гиперборейскую платформу. В южных районах Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, в области Сихотэ-Алинской подвижной системы, в начале мела в результате надвигания фрагментов коры Тихого океана на край континента сформировалась складчато-покровная структура западной мегазоны системы. Повторные деформации с внедрением гранитных интрузий произошли в середине мела. В восточной части системы с середины мела до палеогена включительно существовал краевой вулканоплутонический пояс (Восточно-Сихотэ-Алинский), имеющий продолжение на северо-востоке (Охотско-Чукотский пояс, развивался в середине мелового периода на границе Верхояно-Чукотской складчатой области с Тихим океаном). Глубоководный жёлоб, примыкавший к поясу с востока, заполнялся флишем. На востоке Западно-Тихоокеанского подвижного пояса, в Корьякско-Камчатской подвижной системе, в начале мела продолжали существовать островные дуги, образование которых началось ещё в палеозое. С конца раннего мела происходило их последовательное причленение к окраине формирующегося Евразийского континента. Столкновение самой молодой позднемеловой – палеоценовой дуги с континентальной окраиной завершилось в эоцене в период [альпийской эпохи тектогенеза](#). С конца эоцена на

складчато-надвиговое основание наложились впадины, которые заполнялись вначале прибрежно-морской, а затем континентальной молассами. В Сахалинской подвижной системе до конца миоцена существовала вулканическая дуга, примкнувшая к краю континента по сдвигу, сохраняющему сейсмическую активность доныне.

В олигоцене начинается **неотектонический подэтап** развития, подчинённый позднемезозойско-кайнозойскому этапу. За это время были окончательно сформированы современная структура и рельеф территории России. В эпоху альпийского тектогенеза в результате столкновения Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит Средиземноморский (Альпийско-Гималайский) подвижный пояс переродился в горно-складчатый пояс, частью которого являются сооружения Горного Крыма и Большого Кавказа. Формирование горно-складчатых сооружений сопровождалось образованием надвигов и тектонических покровов. Первоначально в олигоцене возникло поднятие, к северу от которого обособился Понто-Каспийский морской бассейн – реликт Неотетиса, в пределах которого накапливалась мощная глинистая серия. Заложилась передовые прогибы – Западно- и Восточно-Кубанские, Терско-Каспийский, сначала заполнявшиеся морской молассой. В миоцене под влиянием напора со стороны Аравийской плиты, отделившейся от Африканской, глинистое выполнение реликтового бассейна было смято в складки и нарушено надвигами (Керченско-Таманская зона), стал формироваться высокогорный рельеф Большого Кавказа, образовалось поперечное Минераловодско-Ставропольское поднятие, разделившее Понто-Каспийский бассейн на самостоятельные бассейны – Черноморский и Каспийский; в передовых прогибах морские условия накопления молассы сменились континентальными. В плиоцене – квартере вдоль южного берега Крыма и его подводной окраины продолжались деформации сжатия, происходило образование мощных олистостромов. На Большом Кавказе появились вулканы [Эльбрус](#) и [Казбек](#), проявлявшие активность до четвертичного периода включительно.

На юге Сибири, в южных районах Урало-Охотского складчатого пояса и Сибирской платформы, на неотектоническом этапе проявилось повторное горообразование, что стало следствием столкновения Индо-Австралийской литосферной плиты с южным краем Евразийской плиты. Возникшему Центральноазиатскому

внутриконтинентальному поясу принадлежат горные массивы – Алтай, Саяны, Байкальское и Становое нагорья, Становой хребет. На фоне коллизии континентальных блоков образовалась Байкальская рифтовая система. Горный рельеф также возродился в пределах мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области Западно-Тихоокеанского пояса.

На крайнем востоке территории России с олигоцена формируется активная окраина Евразии. В кайнозойской Корьякско-Камчатской складчатой области на границе с Тихим океаном над зоной субдукции, маркируемой глубоководным жёлобом, развивается Восточно-Камчатский вулканический пояс, продолжающийся в Курильском архипелаге. К нему приурочены все ныне действующие вулканы ([Шивелуч](#), [Толбачик](#), [Ключевская Сопка](#) и др.). В тылу Курильской дуги, между Сахалином и Камчаткой, обособились неглубокая впадина Охотского моря спорного происхождения и глубокая Южно-Охотская (Курильская) впадина, возможно образовавшаяся вследствие задугового рифтинга. В миоцене возникла впадина Японского моря вместе с рифтом Татарского пролива, который отделил остров Сахалин от материка.

Территория к западу от реки Лена и к северу от горных сооружений Южной Сибири на новейшем этапе развивалась в равнинно-платформенном режиме. Исключение составляет возрождённое под влиянием внутриплитных напряжений поднятие Уральских гор. Незначительное поднятие испытали также Тиманский кряж, хребты Пай-Хойский, Бырранга и плато Путорана на месте Тунгусской синеклизы. В Западной Сибири и Енисейско-Хатангском прогибе в континентальных условиях продолжалось накопление осадков. Юг Европейской России временами затоплялся мелким морем реликтового бассейна океана Неотетис. Наиболее далеко к северу в бассейн Волги из Каспия проникала позднеплиоценовая акчагыльская трансгрессия, до этого в раннем плиоцене долина Волги достигала Южного Каспия. Кратковременные [ингрессии моря](#) испытывала долина Палео-Дона. С наступлением четвертичного периода северная половина Европейской части России и север Сибири стали покрываться ледниковым покровом, наступания и отступления которого продолжались в течение всего плейстоцена.

Литература

Лит.: Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М., 1990; Новейшая тектоника Северной Евразии / Под ред. А. Ф. Грачева. М., 1998; Хаин В. Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., 2001; Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы 46 Тектонического совещания: В 2 т. / Отв. редакторы *Дегтярев К. Е., Кузнецов Н. Б.* М., 2014.