

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО СВЯЗИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ТЕЛЕКОММУНИКАЦИЙ ИМ. ПРОФ. М.А. БОНЧ-БРУЕВИЧА» (СПбГУТ)

Кафедра экологии и безопасности жизнедеятельности

**ЗАДАНИЯ ДЛЯ ПРАКТИЧЕСКИХ РАБОТ ПО ДИСЦИПЛИНЕ
«РЕГИОНАЛЬНЫЕ АСПЕКТЫ ПРОЕКТИРОВАНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННЫХ
ОБЪЕКТОВ»**

**Направление подготовки 05.04.06 Экология и природопользование
Разработчик: профессор, к.г.н. Никитин М.Ю.**

**Санкт-Петербург
2018**

Введение

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На востоке Восточно-Европейскую платформу (ВЕП) обрамляет герцинское складчатое сооружение Урала, вытянутое в субмеридиональном направлении. Их разделяет Предуральский краевой прогиб, выполненный молассами пермского и, на юге, триасового возраста. Он наложен на восточную краевую часть ВЕП, вовлеченную в глубокое опускание, которое контролировалось продольными разломами и флексурами в добайкальском фундаменте. В конце перми - триасе внутренняя часть прогиба подверглась деформациям сжатия, вызванным надвиганием на него Уральское складчатое сооружение. Около 60° с.ш. структура Предуральского прогиба осложнена поднятием Полюдова кряжа. Здесь граница ВЕП поворачивает на северо-запад, следуя вдоль юго-западного края Тиманского кряжа до полуостровов Рыбачий и Варангер. На этом отрезке длиной около 1700 км на чехол ВЕП надвинута краевая часть Тимано-Печоро-Баренцевоморского байкальского складчатого сооружения, так же как Уральское, входящего в состав Урало-Азиатского подвижного пояса. В западной части полуострова Варангер граница ВЕП резко поворачивает на юго-запад и на протяжении 1500 км следует вдоль края каледонского складчатого сооружения Скандинавии, представляющего собой одно из звеньев Северо-Атлантического (Грампианского) подвижного пояса. Слагающие его каледонские комплексы, представленные позднепротерозойскими и раннепалеозойскими отложениями, надвинуты в юго-восточном направлении на Балтийский щит ВЕП. Амплитуда горизонтальных перемещений тектонических покровов составляет 150-200 км. Об этом свидетельствует, в частности, наличие в каледонских структурах ряда тектонических окон, в которых обнажаются автохтонные раннедокембрийские отложения фундамента ВЕП. К юго-западу от Балтийского щита ВЕП граничит со Средиземноморским подвижным поясом. Ограничение ее проходит здесь через восточную часть Северного моря, затем следует севернее о. Рюген и далее вдоль северо-восточного края Среднепольского плакантиклинория и Свентокшиских гор. Далее к юго-востоку на протяжении 750 км граница ВЕП следует вдоль северо-восточного борта Предкарпатского краевого прогиба, наложенного в миоцене на юго-западный ее край. На юге обрамлением ВЕП является Скифская плита, обладающая герцинским и, частично, байкальским фундаментом и занимающая равнинные части Крыма и Предкавказья. Граница ВЕП следует здесь от устья Дуная на восток, пересекая северо-западную часть Черного моря. Перекопский перешеек и северную часть Азовского моря и далее в широтном направлении через северо-западное Предкавказье до района г. Сальска. Здесь граница поворачивает на запад-северо-запад и огибает с юга, запада и севера глубоко вдающееся в ВЕП с востока интракратонное герцинское складчатое сооружение Донбасса. От среднего течения р. Северный Донец южная граница ВЕП следует через дельту р. Волга, достигая восточного берега северного Каспия примерно в 100 км южнее устья р. Эмба. Отсюда граница ВЕП поворачивает к северо-востоку и далее к северу и, огибая с юго-востока и востока Прикаспийскую впадину, подходит в районе г. Актюбинска к южному окончанию Предуральского краевого прогиба. Тектоническая структура ВЕП обладает метаморфическим фундаментом архейского и, в меньшей степени раннепротерозойского возраста. В отдельных районах, расположенных на северо-западе и юго-западе ВЕП, метаморфический фундамент выходит на дневную поверхность. На большей части ВЕП он перекрыт платформенным чехлом, сложенным горизонтально- или пологозалегающими отложениями верхнего протерозоя и фанерозоя общей мощностью от нескольких сотен метров до 5-10 и, местами, даже 20-22 км (приложения 1, 2). Поверхность фундамента имеет первичноденудационное происхождение и срезает различные комплексы метаморфических и магматических образований раннего докембрия. Около 75% ВЕП занимает Русская плита и около 25% – щиты: Балтийский (Фенно-Скандинавский) на ее северо-западе и Украинский (Азово-Подольский) – на юго-западе. Балтийский щит на северо-западе граничит с надвинутыми на него каледонидами Скандинавии, на северо-востоке – с байкалидами Тимано-Печоро-Баренцевоморской зоны и на юге и юго-востоке он погружается под чехол Русской плиты. На большей части щита поверхность фундамента прикрыта маломощной «пленкой» четвертичных осадков и поднята на первые сотни метров и, местами, до 0,5-1 км (Хибинские горы) над уровнем моря. Участками она погружена под верхнепротерозойские и палеозойские отложения, выполняющие отдельные чашеобразные впадины или линейные грабены (например, Кандалакшский, Ладожский) глубиной до 1-2 км. Украинский щит с северо-востока и севера по разрывным нарушениям сбросового типа отделен от Днепровско-Донецкой складчатой зоны. На западе, юго-западе и юге поверхность фундамента полого погружается под чехол Львовской и Причерноморской перикратонных впадин. Русская плита, занимающая площадь около 4 млн. кв. км, характеризуется сложным строением платформенного чехла и неровным рельефом кровли фундамента с общим размахом высотных отметок, превышающим 20 км. Нижние горизонты чехла (рифейский и нижневендский) выполняют многочисленные глубокие грабенообразные прогибы (авлакогены), а также отдельные односторонние перикратонные впадины, прилегающие к смежным с ВЕП подвижным поясам. На территории ВЕП выявлена густая сеть выполненных рифейскими и нижневендскими отложениями

линейных грабенообразных прогибов-авлакогенов, рассекающих метаморфический ее фундамент. Относительная глубина этих прогибов варьирует от 1-2 до 4-6 км, длина составляет от нескольких сотен до тысячи километров, ширина от нескольких десятков до ста километров. Эти структуры ограничены и рассечены сбросами и имеют клавишное строение. Авлакогены ориентированы в северо-западном (Пачелмский, или Рязано-Саратовский, Ладожский, Кандалакшский, Камско-Бельский), северо-восточном (Крестцовский, или Валдайский, Яренский и др.), реже субширотном (Абдуллинский) и субмеридиональном (Кировский и Доно-Медведицкий) направлениях. Вышележащие отложения, начиная с верхневендских, плащеобразно налегают как на позднепротерозойские, так и на раннедокембрийские образования фундамента и в совокупности образуют плитный мегакомплекс чехла ВЕП. Главными структурными элементами плитного чехла являются: - обширные сводовые поднятия (антеклизы); - обширные чашеобразные впадины (синеклизы); - односторонние перикратонные впадины; - переходные формы (подземные склоны щитов и седловины-перемычки, разделяющие смежные антеклизы и синеклизы). Ширина антеклиз и синеклиз измеряется сотнями (до 1000) километров. По поверхности фундамента в плане эти структуры имеют неправильно-многоугольную, а в структуре чехла - более сглаженную форму, приближающуюся к овальной или округлой. Приосевые зоны синеклиз обычно наследуют положение погребенных под ними авлакогенов, а большинство антеклиз и сводов возникло на месте блоков фундамента, расположенных между рифейскими авлакогенами. Амплитуда относительных превышений в рельефе нижних горизонтов смежных антеклиз и синеклиз измеряется первыми километрами. Большинство антеклиз и синеклиз отчетливо выражается в рельефе кровли фундамента Русской плиты: антеклизам отвечают обширные выступы, а синеклизам – опускания складчатого основания. Лишь некоторые, относительно неглубокие и молодые, наложенные синеклизы (Ульяновско-Саратовская, Глазовская, Прибалтийская) проявлены в верхних горизонтах чехла и поэтому хорошо «читаются» на геологической карте, а в рельефе фундамента не выражены. Глубинное строение. Анализ результатов проведенных на территории ВЕП геофизических (гравиметрических, магнитометрических, геотермических и сейсмических) исследований позволил получить представление о глубинном ее строении. Общая мощность земной коры варьирует в пределах ВЕП от 27-30 до 60-65 км, составляя на большей ее части 35-50 км. Наименее мощная (27-35 км) кора характерна для Прикаспийской впадины (синеклизы). В составе земной коры выделяют осадочный, гранитнометаморфический и базальтовый (гранулитобазальтовый) геофизические «слои». Осадочный слой имеет мощность от первых метров и сотен метров на щитах, до 0,5-2 км – в пределах антеклиз и даже до 10-15 (Баренцевоморская впадина) и 20-25 км (Прикаспийская впадина) – в центральных частях наиболее глубоких синеклиз (приложение 2). Гранитно-метаморфический слой характеризуется обычно мощностью от 10-20 км до почти полного выклинивания в пределах осевой части Прикаспийской впадины. Базальтовый слой имеет мощность 20-35 км, сокращаясь до 10-15 км и менее в самых глубоких впадинах (Прикаспийской и Днепровско-Донецкой).

НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС Консолидированное основание ВЕП сложено метаморфическими и интрузивными породами архея и нижнего протерозоя. Этот фундамент обнажается на Балтийском и Украинском щитах и в приосевой части Воронежской антеклизы и перекрыт платформенным чехлом на остальной части Русской плиты. Стратиграфическое расчленение, корреляция, определение возраста пород фундамента, расшифровка его внутреннего строения вызывают большие трудности. Слагавшие его первично-осадочные, вулканические и интрузивные породы подверглись разнофациальному региональному метаморфизму гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В ряде случаев они несут следы неоднократных метаморфических преобразований как прогрессивной (с повышением во времени значений температуры и давления), так и регрессивной направленности. Время метаморфизма датируется археем - ранним протерозоем. Ведущими методами определения возраста дорифейских геологических комплексов являются радиогеохронологические. Балтийский щит Балтийский щит занимает территорию Карелии и Кольского полуострова, Финляндию и большую часть Скандинавского полуострова. Он представляет собой наиболее крупный на ВЕП выступ кристаллического фундамента. Балтийский щит сложен в основном метаморфическими и интрузивными образованиями архея и нижнего протерозоя. Лишь на небольших участках присутствуют породы верхнего протерозоя и палеозоя. В тектоническом отношении Балтийский щит подразделяется на три геоблока (области): - Карело-Кольский; - Свекофеннский (Шведско-Финский); - Свеко-Норвежский. В пределы России почти целиком попадают Карело-Кольский и юго-восточная часть Свекофеннского геоблоков. Геологическое строение первого геоблока рассмотрено ниже. В составе Карело-Кольского геоблока выделены три вытянутые в северо-западном направлении мегазоны, различающиеся по составу и строению слагающих их геологических комплексов: Беломорская, Кольская и Карельская. Беломорская мегазона простирается вдоль юго-западного побережья Беломорья. Расположенная северо-восточнее Беломорской Кольская мегазона надвинута на последнюю по Лапландско-Кандалакшскому

тектоническому шву, представляющему собой зону развития наиболее глубоко метаморфизованных образований архейского (?) возраста (Колвицкий и Лапландский гранулитовые массивы, сложенные гранатовыми, гиперстеновыми, кордиеритовыми гнейсами, эндербитами и эклогитоподобными породами). Вдоль границы Беломорской и Карельской мегазон простирается Северо-Карельская (Куоло-Выгозерская) шовная зона, обычно включаемая в состав последней. Беломорская мегазона целиком сложена отложениями беломорской серии нижнего архея, которая состоит из гранито-гнейсов, амфиболитов, амфиболовых, биотитовых, двуслюдяных и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев, прорванных интрузиями габброидов и гранитов архейского и раннепротерозойского возраста. Мощность отложений превышает 10 км. Породы беломорской серии характеризуются сложной складчатой структурой и проявлением многофазного (выделяются до четырех фаз) метаморфизма ретроградной направленности (от гранулитового, датируемого 2,85 млрд. лет, через амфиболитовый с возрастом 2,5-2,7 млрд. лет до эпидот-амфиболитового и зеленосланцевого, проявившихся 2,2 и 1,8-1,9 млрд. лет назад). Необходимо отметить относительно слабое проявление в Беломорской мегазоне по сравнению со смежными Кольской и Карельской процессов гранитизации. Кольская мегазона подразделяется на три продольные зоны (блока): Северо-Кольскую (Мурманскую), Центрально-Кольскую (Кольскую) и Южно-Кольскую (Терско-Лоттинскую), разделенные Северо-Кейвской (Колмозеро-Воронья) и Печенгско-Имандра-Варзугской шовными зонами. В пределах Северо-Кольской зоны развиты плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые граниты и гранодиориты, содержащие реликты реоморфизованных двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов (возраст метаморфизма датируется цифрой более 2,5-3,0 млрд. лет). Эти ортометаморфические породы, возникшие за счет преобразования магматических (вулканических и/или плутонических) пород среднего состава в условиях амфиболитовой - низов гранулитовой фаций, имеют архейский (возможно, раннеархейский) возраст и рассматриваются как древнейший субстрат (комплекс основания, протогора) Мурманского блока. Процессы гранитизации происходили неоднократно в течение архея и раннего протерозоя, но наиболее интенсивно – в конце архея - начале протерозоя. Древнейшее плагиогранито-гнейсовое основание в пределах Центрально-Кольской зоны выходит на поверхность локально на некоторых участках ее восточного сегмента. Зона сложена в основном мощным (более 3-4 км) слоистым комплексом пара- и ортометаморфических пород, объединяемых в кольскую серию (одновозрастную с беломорской): гранат-биотитовыми, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и, в меньшей степени, метаконгломератами и кварцитами, лептитами и амфиболитами с пачками магнетитовых сланцев и слюдистых кварцитов. Последние нередко несут промышленные скопления железных руд (Оленегорское, Комсомольское, Октябрьское месторождения). Породы, слагающие кольскую серию, смяты в интенсивно сжатые линейные складки, вытянутые в северо-западном и северо-северо-западном направлениях. Выделяют несколько этапов метаморфизма, датируемых 2,8-2,9 млрд. лет и 2,6-2,8 млрд. лет. Вдоль южного края Центрально-Кольской зоны располагаются Печенгская (на северо-западе) и линейно-вытянутая Имандра-Варзугская впадины. Выполнены они одноименными мощными сериями нижнепротерозойских осадочно-вулканических образований, среди которых преобладают основные лавы. Печенгская серия (8-10 км) по составу соответствует средней и верхней частям более мощной (до 13 км) имандра-варзугской серии. Обе серии состоят из нескольких (до 4-7) крупных ритмов, каждый из которых начинается пачкой осадочных пород мощностью до сотен метров, сменяющейся выше по разрезу эффузивной толщей мощностью от сотен метров до 2-3 км. Вулканические толщи состоят из основных лав (с подушечной отдельностью) и туфов, редких горизонтов кислых эффузивов и игнимбритов. Вверх по разрезу формационный состав вулканитов изменяется: слабодифференцированные толеитовые базальты и андезито-базальты сменяются эффузивами непрерывно дифференцированной формации базальтов, андезито-базальтов, андезитов и дацитов, затем формации субщелочных базальтов-трахибазальтов-трахиандезитов и, наконец, - базальтами, базальтовыми коматиитами и пикритами с редкими горизонтами риолитов. С верхним (четвертым) ритмом связаны согласные и секущие тела габбро-перидотитового состава, к которым приурочено богатое медно-никелевое оруденение (Печенгское, Заполярное и др. месторождения). Печенгская серия несогласно залегает на гнейсах и амфиболитах кольской серии. Верхний возрастной предел ее формирования - 1,9-2 млрд. лет. В Южно-Кольской зоне распространены в основном слюдяные, гранатоподобные, амфиболовые гнейсы и амфиболиты, а также микроклиновые граниты архея. Эти отложения сопоставляются с кольской серией по присутствию среди гнейсов магнетитовых кварцитов. Карельская мегазона сложена лопийским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород и прорывающими их интрузиями гранитоидов. Комплекс интенсивно гранитизирован и в значительной степени превращен в массивы позднеархейских гранитоидов. Он наблюдается в виде реликтов, заключенных между телами гранитоидов. Сложен он амфиболовыми, пироксеновыми гнейсами, амфиболитами, биотит-плагиоклазовыми гнейсами, гнейсо-гранитами и высокоглиноземистыми гнейсами. Комплекс основания Карельской мегазоны сопоставляется как с древнейшим гранито-гнейсовым основанием Северо-Карельской зоны, так и

более молодой беломорской гнейсово-амфиболитовой серией. Возраст его, вероятно, не превышает 2,9-3 млрд. лет. Лопийский (верхнеархейский) осадочно-вулканогенный комплекс видимой мощностью 3-5 км слагает несколько узких прерывающихся синклинальных зон субмеридионального простирания, разделенных более широкими полями выходов гранитизированного комплекса основания. В различных структурных зонах описываемый комплекс представлен гимольской, парандовской и тикшозерской сериями. Нижняя часть разреза лопия сложена (снизу вверх): метатерригенными породами → основными эффузивами, часто с подушечной отдельностью → вулканитами и туфами кислого состава. Названные породы превращены в амфиболиты (по основным эффузивам) и различного состава гнейсы и сланцы. Верхняя часть разреза представлена первично осадочными графитовыми сланцами, кварцитами, кварц-слюдистыми сланцами с прослоями метаконгломератов и мраморизованных доломитов, а также пачками железистых кварцитов, вмещающих железорудные месторождения в гимольской серии (Костомукшское и др. месторождения в Западной Карелии). Лопийские отложения метаморфизованы в условиях амфиболитовой-зеленосланцевой фаций. Они смяты в линейные складки. Особенно интенсивная складчатость (до изоклинальной) приурочена к частям разреза, сложенным сланцами и железистыми кварцитами. Доскладчатые тела, присутствующие в лопийских отложениях, представлены ультрамафитами и мафитами. Поздняя фаза складчатых деформаций лопийского комплекса (2,7 млрд. лет назад) сопровождается внедрением плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Геологические комплексы нижнего протерозоя в пределах Карельской мегазоны образуют 3 разделенных перерывами крупных стратиграфических комплекса: нижний (сумийско-сариолийский), средний (ятулийский) и верхний (венский). Нижний комплекс залегает с перерывом и угловым несогласием на лопийских и более древних метаморфических образованиях. Сложен он метаморфизованными в зеленосланцевой (реже эпидот-амфиболитовой) фации осадочно-вулканогенными отложениями (снизу вверх): - сумий (тунгудско-надвоицкая серия): полимиктовые конгломераты (0,2 км) → основные вулканиты с прослоями силицилитов и пластовыми телами ультрамафитов и габбро-диабазов (до 2,5 км) → вулканиты среднего и кислого состава (0,5-0,8 км) → карбонатные породы, общая мощность 1-3 км; - сариолий (2,3-2,5 млрд. лет): лавы и пирокластолиты андезитов-базальтового состава, туфобрекчии и туфоконгломераты (с галькой гнейсов, амфиболитов и эффузивов); общая мощность до 3 км; - ятулий (1,9-2,2 млрд. лет): базальные конгломераты, гравелиты и кварцевые песчаники (фалаховая формация) - переотложенные остаточные глины химических кор выветривания - кварцевые и аркозовые конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, глинистые сланцы, мраморизованные доломиты (со строматолитами); общая мощность 0,5-2 км.; в составе комплекса отмечаются также покровы толеитовых базальтов и их порфирокластолитов, занимающие в разрезе заметное (Сенозерский тип разреза) или резко подчиненное (Онежский тип разреза) положение. Ятулийские отложения формировались в платформенной обстановке в обширном водном бассейне, занимавшем большую часть Карельской мегазоны. В результате свекофенских (~1,9 млрд. лет назад) деформаций возникли мульды с крутыми крыльями. Вепсий имеет мощность 0,8-1 км. Он выполняет брахиформные впадины в юго-западном Прионежье и сложен серыми и красными кварцитовидными песчаниками с горизонтальной и косой слоистостью и прослоями конгломератов, накопившихся в дельтовой обстановке и мелководном бассейне. Наиболее молодыми раннепротерозойскими образованиями в пределах Карельской мегазоны являются посторогенные порфиридные граниты типа рапакиви, слагающие несколько массивов в южной части мегазоны между Ладожским и Онежским озерами. Радиологический возраст этих гранитов - 1,65-1,7 млрд. лет. Внедрение этих гранитов совпадает с периодом кратонизации Балтийского щита. Воронежский кристаллический массив Архей-нижнепротерозойский фундамент в пределах Воронежской антеклизы залегает вблизи поверхности и фрагментарно обнажается в долине Дона и нескольких наиболее глубоких карьерах. В основании разреза основания Воронежского массива залегает обоянская серия нижнего архея (возраст 3-3,5 млрд. лет), сложенная биотитовыми, биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми, гранат-пироксеновыми, гранатсодержащими силлиманитовыми, кордиеритовыми и другими по составу гнейсами и гранито-гнейсами. Метаморфизованная в амфиболитовой фации серия в реликтах содержит минеральные ассоциации гранулитовой фации. В полях ее развития широко проявлены процессы мигматизации и гранитизации. Метаморфизованная в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций михайловская серия (верхний архей, возраст 2,7-2,8 млрд. лет) сложена амфиболитами, метаперидотитами, зелеными сланцами, гнейсами и метапесчаниками. Вулканиты нижней части, разреза представлены толеитовыми и магнезиальными базальтами, перидотитами и пироксеновыми коматитами, верхней - андезитами, дацитами и риодацитами. Мощность серии варьирует от 2-3 до 10 км. Верхнепротерозойские отложения залегают на разных горизонтах михайловской и обоянской серий с угловым несогласием и местами на метаморфизованной коре выветривания. В разрезе нижнего протерозоя выделяют курскую железорудную, оскольскую и воронцовскую серии. По составу курская железорудная серия напоминает криворожскую и, по-видимому, имеет тот же возраст (2,3-2,6 млрд. лет). Сложена она (снизу вверх): базальными

полимиктовыми метаконгломератами, переслаивающимися с метагравелитами и метапесчаниками, кварцитами и кварц-слюдистыми сланцами → железистыми кварцитами, разделенными пачками слюдистых сланцев → маломощной пачкой метапесчаников и метааргиллитов. Общая мощность серии 2-5 км. Средняя (железисто-кварцитовая) толща имеет мощность от сотен до 2-2,5 км. Она включает крупные запасы железных руд. Около половины запасов представлено богатыми рудами (сложены мартитом, железной слюдой, лимонитом, сидеритом; содержание железа – 53-62%) - продуктами окисления и природного обогащения первичных бедных руд и связано с фанерозойскими корами выветривания. Первичные бедные руды представлены железистыми кварцитами (рудные компоненты – магнетит и гематит) с содержанием железа 32-38%. Ингулецкой серии Украинского щита на Воронежском массиве соответствует оскольская серия, представленная (снизу вверх): конгломератами и гравелитами с обломками железистых кварцитов → карбонатно-слюдистыми сланцами с горизонтами мраморизованных известняков и доломитов → метатерригенными, в том числе углеродсодержащими, и метавулканическими породами основного, среднего и кислого состава. Общая мощность серии – 2,5-4 км. Породы, слагающие курскую и оскольскую серии, смяты в сильно сжатые (до изоклинальных) складки. Раннепротерозойский этап развития Воронежской антеклизы завершился становлением двух многофазных интрузивных комплексов с возрастом около 2 и 1,7 млрд. лет. Формирование каждого из них начинается с внедрения габбро. Позднее внедряются гранодиориты и, наконец, калиевые плагиоклаз-микроклиновые граниты и сиениты. В восточной части Воронежского массива к нижнему протерозою относится воронцовская серия, сложенная гнейсами, слюдистыми и другого состава сланцами, представляющими собой метаморфизованные в амфиболитовой фации углисто-терригенные породы и образующими флишеидную толщу. Породы смяты в систему сильно сжатых складок, образующих протяженный (сотни километров) и широкий (около 100 км) Восточно-Воронежский синклиниорий юго-восточного простирания. Хотя метаморфические комплексы архея - нижнего протерозоя Курской мегазоны Воронежского массива и аналогичны таковым Приднепровской мегазоны Украинского щита, они не находятся в непосредственной тектонической связи, но как бы смещены по зоне Днепровско-Донецкого авлакогена на несколько десятков километров. Фундамент Русской плиты Геологическое строение фундамента на большей части Русской плиты изучено значительно слабее, чем в пределах Балтийского и Украинского щитов и Воронежского массива. Данные бурения характеризуют различные районы Русской плиты неравномерно: основная масса материала характеризует Белорусскую и Волго-Уральскую антеклизы. Геофизические данные позволяют наметить лишь общий структурный рисунок фундамента. По данным бурения на большей части плиты фундамент сложен преимущественно гнейсами и гранито-гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций. Широко развиты здесь и комплексы плутонических пород от основных и ультраосновных до плагиогранитов и калиевых гранитов. В фундаменте Русской плиты выделяют два типа структур (по К.О.Кратцу): - поля – массивы (мегаблоки) округлой, овальной, линзовидной и серповидной в плане формы с мозаичным, редко концентрически-зональным размещением частных структурных элементов; - межи – разделяющие поля относительно узкие (до 100-200 км), протяженные прямолинейные или дугообразные зоны со сложной в целом линейной внутренней структурой, выраженной интенсивными полосовидными положительными магнитными аномалиями, связанные с развитием в их пределах магнетитсодержащих пород (вулканических и интрузивных пород основного состава и железистых кварцитов архейского и раннепротерозойского возраста); межи образуют сложную систему, отдельные звенья которой имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное, реже, субширотное и субмеридиональное простирания. По представлениям С.В.Богдановой, общим древнейшим субстратом массивов и меж является наиболее древний комплекс гиперстеновых и высокоглиноземистых плагиогнейсов, близких по химическому составу диоритам и среднему составу континентальной коры. Предполагается, что уже в раннем архее этот субстрат подвергся раздроблению и распался на отдельные массивы, разделенные линейными зонами – межами. Последние представляли собой ограниченные продольными разломами трюги, в которых происходили излияния основных и ультраосновных (коматиитовых) лав и внедрение их интрузивных комагматов. Названные комплексы превращены в амфиболиты и основные кристаллические сланцы гранулитовой фации. В пределах массивов происходило накопление вулканитов основного, среднего состава, а также терригенных и железокремнистых отложений, их метаморфические преобразования и становление габбро-анортозитов и ультраметаморфических плагиогранитных и чарнокитовых комплексов. Как в линейных зонах, так и в массивах широко распространены проявления архейского метаморфизма гранулитовой фации, на который наложен ретроградный метаморфизм амфиболитовой фации. В раннем протерозое в гранито-гнейсовых массивах протекали процессы гранитообразования, формировались гранито-гнейсовые купольные структуры и широко проявились процессы ретроградного метаморфизма. В целом фундамент плиты, за исключением ее западной части существенно отличается от фундамента щитов отсутствием в пределах последних раннепротерозойских

протогеосинклинальных прогибов. Вероятно, с этим и связано обособление щитов как областей длительного устойчивого поднятия, а плит как областей устойчивого опускания. В позднем протерозое межконтинентальные контролировали развитие авлакогенов. Они специфичны для тех частей фундамента, которые в дальнейшем были перекрыты плитным чехлом. Области, где авлакогены выклиниваются, вошли позднее в состав щитов. В приложении 3 приведена характеристика основных стратиграфических таксонов и структурно-вещественных комплексов и история основных геологических событий в пределах Волго-Уральского сегмента ВЕП. Отметим, что поверхностные горизонты фундамента в пределах северной части Татарского свода сложены преимущественно отложениями отраденской серии, а южной его части (в девонских-каменноугольных отложениях перекрывающего ее чехла сконцентрированы нефтяные месторождения) – породами, принадлежащими большечеремшанской серии.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ МЕГАКОМПЛЕКС По современным представлениям континентальные блоки, известные в настоящее время как Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американско-Гренландская древние платформы Лавразийской группы и Африкано-Аравийский, Южно-Американский, Индийский, Корейско-Китайский, Австралийский и Антарктический кратоны Гондванской группы, в конце раннего протерозоя входили в состав единого суперконтинента (континентального мегаблока) – Пангеи. На рубеже раннего и позднего протерозоя на ее территории закончился этап кратонизации фундамента. Термический режим и тектоническая подвижность земной коры существенно понизились и с начала рифея Пангея вступила в более спокойный, платформенный этап своего развития. Однако в то же время в теле Пангеи возникли линейно-вытянутые области повышенной мобильности – подвижные пояса (Урало-Азиатский, Северо-Атлантический, Средиземноморский и Тихоокеанский), развитие которых привело к фрагментированию и расчленению Пангеи на отдельные изолированные друг от друга блоки, в контурах которых продолжалось господство платформенного режима. Одним из таких «фрагментов», начиная с рифейского времени, и являлась ВЕП в современных ограничениях. Осадочный платформенный чехол (мегакомплекс) ВЕП подразделяется на два мегаэтажа: авлакогенный (нижний) и плитный (верхний). Формирование названных этажей происходило во временных рамках одноименных (авлакогенного и плитного) мегаэтапов развития ВЕП. Авлакогенный мегаэтаж В течение рифея и раннего венда большая часть ВЕП сохраняла приподнятое положение, подвергалась воздействию процессов денудации и служила источником обломочного материала, сносившегося в пределы смежных Урало-Азиатского, Северо-Атлантического и Средиземноморского (Палеотетис) подвижных поясов. Процессы тектонического растяжения и раздробления в пределах ВЕП были сосредоточены в узких линейных грабенообразных (ограниченных сбросами) прогибах – авлакогенах. Именно эти структуры в течение рифея - раннего венда являлись основными областями седиментации (преимущественно терригенной) на ВЕП. Авлакогены простирались в основном в северо-восточном и юго-западном направлениях, реже имели субширотное и субмеридиональное простирания. Они образовывали довольно плотную сеть. Интересно отметить, что большая часть авлакогенов маркирует древние линейно вытянутые зоны в фундаменте – архейские гранулитовые пояса («межи»). Часть авлакогенов (Камско-Бельский, Абдуллинский, Пачелмский) «вдавалась» в тело ВЕП под прямым или косым углом из смежных подвижных поясов, часть возникла внутри платформы в виде изолированных, затухающих на обоих концах, структур, простиравшихся параллельно ее границам с обрамляющими подвижными поясами. Формирование ряда авлакогенов сопровождалось проявлением существенного базальтового вулканизма. Отметим здесь, что тектонические условия формирования и геологическое строение авлакогенов ВЕП во многом идентичны грабенообразным (горсто-грабеновым) структурам, формирующимся в пределах подвижных поясов неогей в областях господства геодинамического режима внутриконтинентального рифтогенеза. Продолжительность авлакогенного мегаэтапа составляет около 1 млрд. лет и ограничена рамками 1650 ± 50 - 620 ± 15 млн. лет. В раннем рифее возникли Камско-Бельский и Абдуллинский авлакогены, «открывавшиеся» в сторону Уральского палеоокеана, заложение которого также относится к началу позднего протерозоя. В среднем и позднем рифее многочисленные авлакогены формируются в центральной, северо-западной и юго-западной частях ВЕП, тяготеющих к заложенным в среднем рифее Северо-Атлантическому и Средиземноморскому подвижным поясам. Заполняющие авлакогены верхнепротерозойские отложения несогласно залегают на метаморфических породах архея и нижнего протерозоя и характеризуются горизонтальным и субгоризонтальным залеганием. Среди рифейских и нижневендских отложений основное место принадлежит песчано-алеврито-глинистым осадкам преимущественно кварцевого (или аркозового) состава, образующимся за счет размыва обширных внутриплатформенных поднятий, сложенных кристаллическими породами фундамента ВЕП. Базальные горизонты в ряде авлакогенов представлены грубообломочными гравийно-галечниковыми слабоотсортированными континентальными образованиями. На разных стратиграфических уровнях рифея и нижнего венда в разрезе авлакогенов присутствуют вулканогенные образования. Это базальтовые лавы,

пирокластиты (туфы, пеплы), образующие пачки мощностью до первых сотен метров, и связанные с ними пластообразные (силы) и секущие (дайки) интрузивные тела. Особую группу отложений представляют ледниковые образования лапландского горизонта нижнего венда, известные в Пачелмском и Ладожском авлакогенах и сложенные гляциальными (валунными суглинками), лимногляциальными (ленточными глинами) и флювиогляциальными отложениями. В течение позднего рифея и раннего венда некоторые авлакогены прекращают свое развитие, другие – расширяются, постепенно превращаясь в синеклизы. Эпоха байкальской складчатости (конец раннего - начало позднего венда) ознаменовалась прекращением развития большинства авлакогенов ВЕП. Нижний рифей присутствует на востоке ВЕП в перикратонных прогибах и авлакогенах, прилегающих к западной части Урало-Азиатского пояса. В Камско-Бельском авлакогене развиты отложения кирпичной свиты (R1) мощностью до 3-5 км, представленные (снизу вверх): красноцветными песчаниками с отдельными потоками миндалекаменных базальтов и порфиритов → серыми аргиллитами с прослоями алевролитов, мергелей и доломитов → толщей доломитов → толщей глинисто-карбонатного состава. Этот разрез по общей последовательности напоминает нижнерифейскую серию Башкирского Урала. В Абдуллинском авлакогене описан сходный разрез нижнего рифея, но имеющий меньшую мощность. Средний рифей распространен значительно шире. К нему относятся толщи красноцветных преимущественно грубообломочных отложений (конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты), залегающие в основании разреза многих авлакогенов различных районов ВЕП. Мощность среднего рифея в западных авлакогенах (Ладожском, Крестцовском) составляет 0,5-1 км, в более восточных (Московском, Пачелмском и др.) – 1-1,5 км, в Солигаличско-Яренском – 2-3 км. На поверхность среднерифейские (и, частично, вероятно, нижнерифейские) отложения (терская серия) выходят в северном борту Кандалакшского авлакогена. Средний рифей в названных авлакогенах представлен в основном терригенными образованиями, подчиненное положение в разрезе занимают эффузивные, эффузивно-кластические и интрузивные (силы и дайки) породы. В западной части Балтийского щита (Швеция) средний рифей (иотний) представлен кварцитовидными косослоистыми песчаниками, перемежающимися с покровами базальтов общей мощностью до 1 км. К среднему рифею относится также овручская серия, развитая в авлакогенах северо-западной части Украинского щита и сложенная (снизу вверх): основными и кислыми эффузивами → кварцитовидными песчаниками и пирокластитовыми сланцами. Верхний и терминальный (кудаш) рифей распространен в большинстве авлакогенов, в которых присутствуют среднерифейские отложения, реже – залегают на нижнем рифее. Сложен он красноцветными и сероцветными отложениями: песчаниками (с прослоями гравелитов), алевролитами, аргиллитами, раздельными поверхностями несогласий, фиксирующих перерывы в осадконакоплении. В верхней части разреза верхнего рифея в некоторых авлакогенах (Пачелмском и др.) распространены толщи доломитов. Мощность верхнерифейских отложений в целом растет в восточном направлении: от 500-800 м в западной и центральной частях ВЕП до 1,5 км (Пачелмский авлакоген) и 2-3 км (Камско-Бельский авлакоген) в восточных. Нижний венд, объединяемый в вильчанскую и волынскую серии, заполняет Пачелмский, Ладожский авлакогены, Оршанскую и Волынскую впадины, а также перикратонный прогиб на юго-западе ВЕП (здесь он лежит на отложениях нижнего протерозоя). Вильчанская серия общей мощностью 200-500 м сложена красноцветными песчаниками и ледниковыми отложениями лапландского горизонта. Последние представлены валунными неслоистыми глинами, песчано-глинистыми флювио- и лимно-гляциальными отложениями, в том числе ленточными глинами. Мощность ледниковых отложений достигает десятков и даже первых сотен метров. Волынская серия сложена лавами и пирокластическими породами базальтового и дацитового состава, которые подстилаются (нижняя часть разреза) и латерально замещаются терригенными отложениями (конгломератами, песчаниками и аргиллитами). Мощность отложений, входящих в состав серии, не превышает 300-500 м. Плитный мегаэтап В позднем венде, т.е. примерно 600 млн. лет назад, на ВЕП начинают формироваться более широкие и плоские по сравнению с авлакогенами тектонические депрессии – синеклизы, знаменующие ее переход в плитный (называемый также синеклизным) мегаэтап своего развития, продолжающийся до настоящего времени. Не кажется случайным поэтому, что центральные (осевые) части синеклиз часто оказывались приуроченными к ранее существовавшим авлакогенам. В составе плитного мегаэтапа развития ВЕП выделяют три этапа, отвечающие каледонскому, герцинскому и альпийскому этапам развития обрамляющих ее подвижных поясов. Каждый из названных этапов выражен в виде крупного цикла вертикальных движений и седиментации со свойственным ему планом расположения зон поднятий и опусканий. В начале каждого цикла происходила перестройка тектонического плана платформы, усиливались погружения, достигавшие максимума примерно в середине цикла, а во второй его половине области погружений сокращались и начинали преобладать поднятия, охватывавшие в конце его почти всю территорию ВЕП. В начальные стадии циклов происходило накопление в основном терригенных отложений, в средние – карбонатных и, частично, кремнистых осадков и в завершающие – терригенных, в том числе и широко развитых континентальных. Каледонский этап Каледонский этап развития начался на ВЕП

в позднем венде и завершился в раннем девоне (на границе пражского и эмского веков). В его возрастных рамках выделяются два частных этапа (подэтапа): салаирский (поздний венд - средний кембрий) и собственно каледонский (поздний кембрий - ранний девон). В течение обоих этапов в погружение вовлекались в основном северо-западная и юго-западная зоны ВЕП, простиравшиеся параллельно Северо-Атлантическому (обширный Палеобалтийский прогиб, отделенный от последнего Балтийским щитом) и Средиземноморскому (примыкавший к поясу Львовско-Кишиневский перикратонный прогиб) подвижным поясам. В каледонской структуре плитного мегакомплекса ВЕП наиболее отчетливо выражена зональность северо-восточного направления, которой подчинены четыре главные зоны преобладающих поднятий и опусканий (приложение 1): - Балтийская зона поднятий, выраженная одноименным щитом; - Прибалтийско-Среднерусская зона опусканий, маркируемая Прибалтийской, Московской и Мезенской синеклизами; - Сарматская зона поднятий (Сарматский каледонский щит), охватывающая Украинский щит, Воронежскую, Белорусскую и Волго-Уральскую антеклизы и разделяющие их авлакогены; - Прикаспийская зона опусканий, реально фиксируемая с ордовикского периода в виде одноименной сверхглубокой синеклизы. Верхний венд. В поздневендскую эпоху области аккумуляции на ВЕП значительно расширились, на месте авлакогенов были сформированы обширные плоские перикратонные и внутрикратонные (типа синеклиз) впадины. Отложения верхнего венда ВЕП объединяются в валдайскую серию, в составе которой выделены два горизонта (подсерии): редкинский и котлинский. Основание редкинского горизонта сложено базальными гравелитами и конгломератами, выше залегают аргиллиты, перемежающиеся с редкими пачками алевролитов и песчаников. В восточной части Палеобалтийской впадины, а также в Приднестровье и Приуралье редкинский горизонт включает также ряд прослоев туфов и туффитов. Отложения котлинского горизонта, несогласно (и трансгрессивно) залегающие на нижележащих породах, сложены: в Палеобалтийской впадине – песчаниками и глинами, в восточной приуральской части платформы – пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, объединяемыми в бухбулянскую и верхнебавлинскую серии. Общая мощность отложений валдайской серии изменяется от 200-500 м в западной и центральной частях ВЕП до 1-1,5 км – в восточной и северо-восточной частях Палеобалтийской впадины и Приуралье. В конце венда - начале кембрия в некоторых районах Балтийского щита формируются интрузивные массивы центрального типа, сложенные ультраосновными, щелочными породами и карбонатитами (массивы Африканда, Ковдорский и др.). В течение раннего палеозоя осадконакопление в пределах ВЕП происходило в мелководных морских водоемах в условиях господства тропического климата. Кембрийские отложения выполняют Палеобалтийский прогиб (синеклизу), отделяющий Балтийский щит от южной и восточной частей ВЕП, и Львовско-Кишиневский перикратонный прогиб, располагавшийся в ее западной периферии. На дневную поверхность они выходят в северных районах Эстонии и Ленинградской области, залегая несогласно на вендских, а в западной части Палеобалтийского прогиба – на нижнерифейских отложениях. В раннем (среднем?) кембрии завершился начавшийся в позднем венде салаирский этап терригенной седиментации на ВЕП. Кембрийская система на ВЕП представлена в основном своим нижним отделом. Нижнекембрийские отложения объединяются в балтийскую серию, состоящую из трех горизонтов (ровенского, лонтовского и пиритаского). Характер залегания отложения балтийской серии на нижележащих образованиях различается: на верхневендских отложениях они залегают согласно или со следами перерыва и корой выветривания в основании, на метаморфитах нижнего протерозоя – трансгрессивно. Ровенский горизонт, отвечающий нижней части томмотского яруса Сибирской платформы, сложен светло-зелеными и пестроцветными песчаниками с прослоями гравелитов, алевролитов и глин с остатками червей и акритарх. Мощность горизонта 10-30 м. Лонтовский горизонт, отвечающий верхней части томмотского яруса, сложен голубовато- и зеленовато-серыми глинами (толща синих глин) с прослоями алевролитов и песчаников общей мощностью 60-130 м. В отложениях данного горизонта отмечены единичные находки остатков трилобитов. Отложения пиритаского горизонта (атдабанский ярус) сложены кварц-глауконитовыми глинистыми песчаниками с линзами гравелитов, прослоями глин, алевролитов и конкрециями фосфоритов. В отложениях пиритаского горизонта отмечены остатки первых (наиболее ранние виды) брахиопод и головоногих моллюсков, присутствуют также и остатки водорослей. Мощность горизонта варьирует от 2 до 50 м. Общая мощность отложений балтийской серии в средней и восточной частях Палеобалтийского прогиба достигает 100-200 (и даже 300) м, в западной, сложенной в основном мелководными песчаными фациями, – 50-100 м. На отложениях балтийской серии залегают маломощный (до 40 м) ижорский (фукоидный) горизонт, сложенный кварцевыми песчаниками с прослоями глин и алевролитов. В песчаниках отмечаются знаки ряби и косои слоистости. Возраст ижорской свиты (ранне- или среднекембрийской) недостаточно ясен. Ордовикские отложения, как и кембрийские, распространены на северо-западе и западе ВЕП, где выполняют Палеобалтийский и Подольский перикратонный прогибы. На поверхность они выходят в Белоруссии и Приднестровье. Отложения тремадокского яруса общей мощностью до первых десятков метров трансгрессивно перекрывают различные горизонты

кембрия. Сложены они кварцевыми песчаниками с прослоями фосфоритов, некоторые несогласно перекрываются глауконитовыми песчаниками и глинами лезтского горизонта. Тремадокские отложения содержат остатки граптолитов и беззамковых брахиопод. Выше отложений тремадокского яруса залегает карбонатный комплекс, содержащий обильные остатки трилобитов, брахиопод, головоногих моллюсков, иглокожих и мшанок, но лишенный граптолитов. Он сформировался в обширном мелководном заливе эпиконтинентального морского бассейна, открывавшегося на запад и обрамлявшегося в это время низкой выровненной сушей. Разрез карбонатного комплекса подразделяется на 2 части. Нижняя часть карбонатного комплекса (онтицкий и пуртский надгоризонты арениг-раннекарадокского возраста) сложена доломитизированными известняками, доломитами, глинистыми известняками, мергелями и известковистыми глинами. В средней части пуртского надгоризонта (низы карадока) выделяется кукерскитовый горизонт. В его составе отмечено 4-6 сближенных прослоев общей мощностью до 2 м, сложенных кукерскитами (разновидность горючих сланцев), состоящими на 20-70% из керогена – органического вещества, образовавшегося в результате биохимических преобразований синезеленых водорослей. Верхняя часть карбонатного комплекса (невский надгоризонт позднекарадокского - ашгилского возраста) также имеет карбонатный состав и представлена известняками, доломитовыми известняками, доломитами и глинистыми известняками. Общая мощность ордовикских отложений в восточной части Палеобалтийской впадины достигала 300-500 м, в западной – не превышала 200-250 м. Силурийские отложения распространены в тех же районах, что и ордовикские, но на несколько меньшей площади. Они образуют два, вероятно, разобщенных последующей денудацией ареала: первый находится в западной зоне перикратонного погружения ВЕП (Палеобалтийская, Брестская и Львовско-Кишиневская впадины), второй – на юго-восточной ее периферии (внешняя часть Прикаспийской синеклизы). Силурийские отложения согласно или с перерывом залегают на ордовикских. Представлены они в основном карбонатными породами, заключающими обильные остатки кораллов, брахиопод, мшанок, пелеципод, криноидей, остракод, трилобитов и граптолитов, а в верхней части разреза – также панцирных рыб и остатки флоры. В северной части Палеобалтийской впадины силур представлен мелководноморской толщей зоогенных известняков, доломитов и мергелей мощностью до 200-300 м, в южной – более глубоководной терригенной алевроито-глинистой толщей мощностью до 1 км. В западной части Палеобалтийского прогиба (современная южная часть Балтийского моря) мощность силурийских отложений достигает 2 км. На юго-западе платформы силурийский разрез общей мощностью 0,3-0,5 км представлен переслаивающимися слоями, сложенными доломитами, известняками и мергелями с богатой и разнообразной фауной. Девонские отложения. В конце силура - начале девона, вероятно, в связи с основными импульсами каледонской складчатости в Северо-Атлантическом поясе происходит крупноамплитудное ($n \times 100$ м) шарьирование аллохтонных пластин, сложенных верхнекембрийскими - нижнепалеозойскими отложениями, сформированными в этом поясе, на северо-западную окраину Балтийского щита. С этим временем связано воздымание западной части ВЕП, следствием чего явилось, в частности, полное осушение к концу пражского века Палеобалтийского прогиба. В то же время в лохковский и пражский века в восточной части ВЕП, в пределах зарождающегося Русско-Балтийского прогиба, отлагались лагунно-озерные пестроцветные алевроито-глинистые и известковистые отложения небольшой (менее 200 м) мощности. Морские условия в начале раннего девона (лохковском и пражском веках) существовали в пределах Палеобалтийской и Львовско-Кишиневской впадин. В первой в это время образовались карбонатно-глинистая толща небольшой (в первые десятки метров) мощности. Разрез Львовско-Кишиневской впадины, наиболее полный и представительный для ВЕП, имеет следующий вид. Лохковский ярус суммарной мощностью 300-500 м согласно залегающий на верхнем силуре, подразделяется на два горизонта. Нижний (борщевский) горизонт сложен сероцветными известняками с прослоями мергелей и аргиллитов с остатками брахиопод, мшанок, трилобитов и др. Верхний (чертковский) горизонт представлен глинистыми песчаниками с прослоями известняков, в верхней части – красноцветных алевролитов и песчаников. При этом происходит смена брахиопод остракодами и панцирными рыбами. Пражский ярус сложен мощной (0,5-1 км) красноцветной континентальной толщей, в состав которой входят косослоистые песчаники, алевролиты и глины со знаками ряби и трещинами усыхания. Отложения эмского яруса отсутствуют. Герцинский этаж Начало герцинского этапа развития ВЕП датируется эмским веком раннего девона, окончание – поздним триасом. Заложенный ранее в восточной части ВЕП Русско-Балтийский прогиб в течение среднего девона постепенно расширяется в западном направлении. В позднем девоне в восточной части ВЕП возникает обширная Восточно-Русская впадина, функционировавшая в течение всего карбона и перми. Девонские отложения выходят на дневную поверхность в трех основных районах: Главном девонском поле, Центральном девонском поле и Львовско-Кишиневской впадине. Ниже приведены разрезы отложений девонской системы наиболее важных районов. Девонские отложения Львовско-Кишиневской перикратонной впадины общей мощностью 600-1000 м сложены (снизу вверх): - песчано-глинистыми осадками с остатками рыб (нижний эйфель), лагунной доломит-ангидритовой толщей (средний эйфель), морскими

глинисто-карбонатными отложениями (верхний эйфель - живет) общей мощностью 100-200 м; - известняковой толщей (верхний девон) мощностью 500-800м. Разрез нижнего-среднего девона (начиная с эмского яруса) Русско-Балтийского прогиба имеет следующий вид (снизу вверх), Эмский ярус представлен переслаиванием песчаников и глин морского происхождения. Нижний эйфель сложен песчано-глинистыми континентальными и мелководно-морскими отложениями (мощность первые десятки метров), сменяющимися эвапоритами (галит и ангидрит) и доломитами и еще выше мелководно-морскими доломитами и известняками мощностью 50-100 м. Средний-верхний эйфель сложен также мелководно-морскими глинистыми известковыми отложениями мощностью 100-200 м. Живетский ярус представлен чередованием мелководно-морских пачек глинисто-известковистого и песчано-глинистого состава мощностью 150-300 м (песчано-глинистые отложения в пределах Татарского свода нефтеносны). В возрожденных Кировском и Доно-Медведицком авлакогенах мощность живета достигает 500-600 м. Верхний девон в западной части Восточно-Русской впадины представлен в нижней своей части аллювиально-дельтовыми отложениями (до 50-100 м), сменяющимися вверх по разрезу известково-глинисто-песчаными морскими кадками (до 100 м), и в верхней – красноцветными песчано-глинистыми отложениями (100-200 м). В центральной части впадины верхний девон сложен мергелисто-карбонатными отложениями. Верхнедевонские отложения восточной части Восточно-Русской впадины подразделяются на три комплекса: нижнецигровский (D3fr1), верхнецигровский (D3fr2) и фаменско-турнейский (D3fm-C1t). В составе нижнецигровского комплекса выделяются пашийский и кыновский нефтеносные горизонты, представленные чередованием пачек песчано-алевритоглинистого и известково-глинистого состава. Мощность комплекса варьирует от десятков (поднятия) до 700 (в Кировском прогибе, унаследованном от рифей-ранневендского авлакогена) метров. В позднецигровское время происходит смена терригенного мелководного осадконакопления существенно карбонатным (и, предположительно, более глубоководным). Этот комплекс сложен маломощной (50-100 м) толщей глинисто-кремнисто-карбонатных отложений, обогащенных органическим веществом (доманиковая нефтематеринская фация). Фаменско-турнейские отложения были сформированы в шельфовой обстановке. Представлены они в основном карбонатными (органогенными известняками и доломитами) отложениями мощностью 200-300 м (фаменский ярус) и известняками с прослоями аргиллитов и алевролитов мощностью 150-200 м (турнейский ярус). В пределах глубоководных некомпенсированных прогибов Камско-Кинельской зоны в это время происходило накопление глинисто-кремнистых известняков, битуминозных сланцев, аргиллитов и мергелей (доманиковая фация) общей мощностью до 200-300 м (в том числе, фаменский ярус – 100-200 м, турнейский – до 100 м). Прогибы эти обрамлялись барьерными рифами. Рифтогенные известняки, слагающие их, позднее сыграли роль литологических ловушек, вместивших промышленные скопления нефти, возникшей первоначально в нефтематеринских отложениях доманиковой фации. Девон Прикаспийской впадины представлен терригенными отложениями (нижний девон - нижний фран) и выше (средний фран - турне) – глубоководными глинисто-кремнисто-карбонатными битуминозными осадками доманикового типа. Вдоль северной и западной границ Прикаспийской впадины наблюдается пояс развития карбонатных рифовых известняков общей мощностью до 500 м. С девонским периодом связано проявление щелочного интрузивного магматизма (Хибинский и Ловозерский массивы) и базальтового вулканизма (отмечен в основании отложений, слагающих Кировский регенерированный прогиб и Татарский свод). Каменноугольные отложения покрывают значительную часть Русской плиты, выходя на поверхность в западном крыле Московской и обрамлении Прикаспийской синеклиз. В течение каменноугольного периода продолжается погружение Восточно-Русской впадины, осадконакопление происходит также в Прикаспийской и Львовской впадинах. Начиная со среднего карбона происходит постепенное изменение гумидного тропического климата, господствовавшего почти на всей территории ВЕП в раннем карбоне, на более сухой – аридный – в позднем. Проиллюстрируем строение каменноугольных отложений в типовых районах их распространения. Разрез каменноугольной системы центральной зоны Восточно-Русской впадины (Московская синеклиза): C1t1 - доломиты, известняки, мергели (50-80 м); C1t2 - песчаники, алевролиты, глины с прослоями бурых углей (30-35 м); C1v12 - (бобриковский горизонт) – континентальные аллювиально-лимнические песчано-алевритовые (на СВ – бокситоносные) отложения (10-100 м); C1v22 - песчаники, алевриты, глины аллювиально-дельтовые и болотные (20-60 м); C3v3 (окский горизонт) - известняки, доломиты, глины (50-100м); C1s1 - каолиновые глины коры выветривания; C2m - морские карбонатные отложения → терригенные отложения → глинистые известняки → известняки, доломиты, мергели, глины (100-150 м); C3 - известняки, доломиты, мергели, глины, отдельные пестроцветные пачки, в верхней части преобладают доломиты (150м). Разрез каменноугольных отложений восточной зоны Восточно-Русской впадины (Волго-Уральская антеклиза) имеет следующий вид: C1t - (см. выше фаменско-турнейский комплекс); C1v1 - толща песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями углистых сланцев и линзами углей (n x 10 - 150-200 м); C1v2 (бобриковский горизонт) - кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты с растительными остатками, отмечаются прослой углистых

сланцев и углей; C1v3-s - известняки и доломиты (200-500 м); C2b - известняки, реже доломиты, в верхней части – также глины и алевролиты (50-150 м); C2m - пестроцветные терригенные и карбонатные осадки (верейский горизонт, выше – органогенно-детритовые и обломочные известняки с прослоями доломитов); C3 - известняки, реже доломиты, иногда с включениями гипса и ангидрита (150-200 м). В пределах Прикаспийской впадины в разрезе карбона наблюдается чередование мощных терригенных пачек (нижнее визе, башкирский - московский ярусы) с относительно маломощными карбонатно-кремнисто-глинистыми (другие ярусы и подъярусы). Как и в девоне Прикаспийская глубоководная впадина отделялась от Восточно-Русской барьерными рифами, сложенными органогенными известняками. Разрез карбона Львовской впадины имеет мощность 800-1000 м. Сложен он снизу вверх: c1t-v1 - континентальные гравелиты и песчаники (5-50м) → известковистые глины (150м); C1v3-C1b - континентальные угленосные гравелиты, песчаники и глины (700-800 м). Пермские отложения ВЕП представлены преимущественно карбонатными морскими фациями (нижняя пермь) и терригенными континентальными (верхняя пермь) фациями. Пермские отложения присутствуют в Московской, Мезенской синеклизах, Волго-Уральской антеклизе, Прикаспийской, Польско-Литовской синеклизах, площади которых в пермский период были залиты водами Восточно-Русского, Прикаспийского и Польско-Литовского бассейнов. Восточно-Русский бассейн в перми на востоке граничит с воздымающимся горным сооружением Урала, отделенным от него Предуральским краевым прогибом, на юго-востоке – с Прикаспийским бассейном (через пояс барьерных рифов). Обобщенный разрез пермских отложений Восточно-Русского бассейна имеет следующий вид: P1a - морские мелководные доломиты, доломитовые известняки с богатой фауной фораминифер, кораллов и брахиопод (0-100м (до 180м)); P1s-ag - морские мелководные мергели, доломиты, ангидриты, гипсы (в восточных зонах Московской синеклизы – прослойки каменных углей) (n x 10 м); P1k - ангидриты с прослоями доломитов и мергелей (n x 10 -100-150м); P2u - континентальные красноцветные аллювиально-дельтовые и озерные отложения (глины, алевролиты, косослоистые песчаники с пресноводной фауной) (200-300 м); в направлении на запад мощность отложений снижается до десятков метров; P2kz - морские отложения обширного внутриконтинентального Казанского моря (песчаники, мергели, известняки и доломиты с остатками брахиопод, пелеципод и др.) (100-200 м); P2t - континентальные (аллювий, дельтовые и озерные отложения) красноцветные песчаники (часто косослоистые), алевролиты, глины, мергели, известняки и доломиты, часто гипсоносные (200-500 м). Суммарная мощность пермских отложений Востока Русской плиты составляет, таким образом, 600-1300 (достигающая 2000 м). Пермский разрез Прикаспийской впадины имеет мощность, достигающую 7-10 км. Ассельско-артинский комплекс нижней перми представлен во внешней части прогиба карбонатной толщей мелководных известняков и доломитов, слагающих барьерные рифы мощностью 1-1,5 км, во внутренней – маломощной (n x 100м) толщей глубоководных карбонатно-кремнисто-глинистых отложений. Кунгурский ярус сложен соленосной толщей мощностью 1-3 км во внешней до 4-6 км во внутренней части впадины. Она представлена мощными пачками галита (в верхней части также калийных и магниевых солей) с прослоями глин. Формирование соленосной толщи происходило в глубоководной лагуне в условиях аридного климата и быстрого и значительного опускания. Общие оцененные запасы галита в пределах впадины составляют около 1 трлн. т, калийных солей – 45 млрд. т. Верхнепермские отложения, обнажающиеся в соляных куполах, сходны с отложениями Восточно-Русской впадины, но имеют значительно большую мощность. Триасовые отложения выходят на поверхность в пределах Прикаспийской, Московской и Мезенской синеклиз. Формирование их происходило в условиях аридного (ранний - средний триас) и влажного гумидного (поздний триас) климата в нескольких изолированных внутриконтинентальных впадинах. В Прикаспийской впадине (синеклизе) мощность триасовых отложений достигает 3-3,5 км. Они имеют следующее строение (снизу вверх): T1i - красноцветные терригенные отложения (200-300 м, до 1,4 км – в центральной части впадины); T1o - мелководно-морские глинисто-карбонатные отложения (от 100 м до 1000 м – в центральной части впадины); T2 - морские известняки, глины, песчаники (до 250 м); T3 - континентальные пестро- и сероцветные отложения (глины с прослоями песчаников, алевролитов и углей) (600-700 м). Нижнетриасовые отложения Московской синеклизы представлены красноцветными континентальными осадками мощностью до 200 м. В разрезе нижнего триаса выделяют 5 седиментационных циклов, каждый из которых начинается песчаниками и заканчивается алевролитами и глинами с известковистыми конкрециями. На рубеже триаса и юры в пределах Урала и Тимана происходят заключительные деформации сжатия, в результате которых, в частности, геологические комплексы Тиманской зоны были надвинуты на Мезенскую синеклизу. В конце триаса почти вся территория ВЕП была осушена. В обрамляющих ВЕП подвижных поясах в герцинский этап происходят следующие события: - в рассекающем тело ВЕП Днепровско-Донецком авлакогене на границе ранней и поздней перми происходят складчатые деформации, и он превращается в интракратонную складчатую зону; - в северной части Средиземноморского пояса (пассивной окраине океана Тетис), в области, находящейся между Днепровско-Донецким авлакогеном, Украинским щитом на севере и Горным Крымом и Большим Кавказом – на юге, в

конце перми происходят блоково-складчатые деформации, и далее она развивается в плитном режиме (Скифская плита); - в западной части Урало-Азиатского пояса в конце палеозоя в результате коллизии ВЕП и микроконтинентов – террейнов (Казахстанского, Мугоджарского и др.) происходит возникновение горного сооружения, а на границе с ВЕП – Предуральского краевого прогиба. Альпийский этап Альпийский этап ВЕП охватывает отложения юры-голоцена, сформированные во временных рамках одноименного тектоно-магматического этапа развития Земли. Смежные с ВЕП подвижные пояса и их сегменты в течение альпийского этапа развивались в следующих геодинамических режимах: - платформенном (Скифская плита, Печоро-Баренцевоморская зона); - платформенном (J-Pg2) и, начиная с Pg3, – эпиплатформенного орогенеза (западная, примыкающая к Предуральскому краевому прогибу и ВЕП область Уральского складчатого сооружения; Скандинавские горы); - рифтогенно-спрединговом, островодужном (J-Pg) и коллизионном – в неогене-квартере (Карпатская зона). Юрская система. Основные области распространения юрских отложений - это Московская, Мезенская, Прикаспийская и Ульяновско-Саратовская синеклизы, западная часть Воронежской антеклизы и Причерноморская впадина. В ранне- и среднеюрскую эпохи на территории ВЕП господствовал теплый влажный климат, о чем свидетельствуют, в частности, широкое развитие среди отложений этого возраста угленосных отложений, осадочных железных руд, высокоглиноземистых огнеупорных глин и преобладание сероцветных фаций. В поздней юре южная и юго-западная части ВЕП попадают в зону жаркого относительно сухого климата. В это время в морских бассейнах формируются карбонатные породы (в том числе коралловые известняки и доломиты), а в континентальных условиях – пестроцветные лагунные терригенные отложения. Ниже приведены разрезы юрских отложений основных областей седиментации этого периода. Московская синеклиза: - келловейский ярус средней юры представлен континентальными, песчано-глинистыми, элювиальными, аллювиальными, озерными и болотными отложениями, содержащими прослой бурых железняков, бурых углей, огнеупорных глин, мощность 0-60 м (до 300 м); - верхняя юра сложена морскими отложениями мощностью, не превышающей 100 м, выполняющими овалы в плане впадины диаметром 50-80 км; разрез центральной части Московской синеклизы снизу вверх: келловейский ярус (песчаные глины) → оксфордский ярус (глины с конкрециями фосфоритов) → нижневолжский подъярус (песчано-глинистые отложения с фосфоритами) → верхневолжский подъярус (глауконитовые и кварцевые пески). Ульяновско-Саратовская синеклиза: - отложения байосского и батского ярусов средней юры залегают трансгрессивно на каменноугольных и сложены мелководно-морскими фациями (песчаными в нижней и глинистыми в верхней части), мощность – до 100-150м: - келловейский ярус средней юры сложен глинами с известковистыми, сидеритовыми и пиритовыми конкрециями; - оксфордский и киммериджский ярусы верхней юры представлены глинами с прослоями конкреционных фосфоритов; - волжский ярус верхней юры сложен глинами с подчиненными пластами битуминозных глин и горючих сланцев (нижневолжский подъярус), глауконитовыми песками, песчаниками и фосфоритовыми конгломератами. Общая мощность верхнеюрских отложений не превышает 80-100м. Прикаспийская синеклиза: - нижняя юра - ааленский ярус средней юры представлены кварцевыми косослоистыми аллювиально-дельтовыми песками и глинами мощностью 100-150 м; - байосский - батский ярусы средней юры в восточной части синеклизы сложены песчано-глинистыми континентальными отложениями мощностью 300-500 м, содержащими прослой бурых углей, в западной части – морскими глинистыми отложениями с прослоями мергелей и известняков (мощность – до 200 м); - верхняя юра представлена терригенными (глины, алевролиты) и карбонатными (мергели, известняки) отложениями мощностью 200-400 м; в нижневолжских отложениях кроме того присутствуют прослой горючих сланцев, верхневолжские сложены глауконитовыми песками и песчаниками с прослоями конгломератов. Причерноморская впадина: - келловейский ярус средней юры сложен морскими глинами и алевролитами; - оксфордский и киммериджский ярусы верхней юры представлены оолитовыми и органогенными известняками с прослоями доломитов, мергелей, глин и алевролитов; - волжский ярус сложен регрессивной пестроцветной толщей с преобладанием гипсов и ангидритов, сменяющейся вверх по разрезу песчанистыми глинами с прослоями конгломератов. Общая мощность средне-, верхнеюрских отложений достигает 1-1,5 км. Полезные ископаемые. Отложения юрского возраста вмещают месторождения следующих видов полезных ископаемых: - нефти (морские отложения байоса - бата северо-восточной части Прикаспийской синеклизы); - бурых углей (континентальные отложения байоса - бата восточной части той же синеклизы); - огнеупорных глин (элювиальные отложения) и бурых железняков (болотные отложения келловейского яруса Московской синеклизы); - фосфоритов (отложения нижневолжского подъяруса Московской синеклизы); - кварцевых песков - стекольное сырье (отложения верхневолжского подъяруса Московской синеклизы); - горючих сланцев (отложения нижневолжского подъяруса Ульяновско-Саратовской синеклизы). Меловые отложения на ВЕП присутствуют, главным образом, в восточной и юго-восточной ее частях, т.е. в тех же районах, что и юрские. Наибольшим распространением они пользуются во внутренних частях Московской, Ульяновско-Саратовской и Прикаспийской синеклиз.

Нижнемеловые отложения формировались в условиях гумидного климата и почти целиком представлены терригенными сероцветными фосфорито- и сидеритоносными морскими и, в меньшей степени, континентальными отложениями. Верхнемеловые отложения имеют существенно карбонатный состав. По происхождению это осадки морского бассейна, располагавшегося в области с гумидным очень теплым климатом. Мощности нижнемеловых отложений последовательно возрастают в направлении с северо-запада на юго-восток Русской плиты: от 100 м в Московской до 200-300 м в Ульяновско-Саратовской и 500-700 м в Прикаспийской синеклизах. Разрез нижнего мела в Ульяновско-Саратовской синеклизе имеет следующий вид (снизу-вверх): ожелезненные песчаники с фосфоритовой галькой, мощность 0,5 м (валанжинский ярус) → темно-серые глины с конкрециями пирита и фосфоритов с фауной аммонитов, мощность до 100 м (готтеривский ярус) → чередование глин и глауконитовых песчаников с фауной белемнитов (мощность 30 м) → песчаные глины с кальцитовыми и сидеритовыми конкрециями и фауной аммонитов, мощность 50 м (аптский ярус) → кварц-глауконитовые пески и глины, мощность 30-100 м (средний и верхний подъярусы альбского яруса). Верхний мел покрывает почти всю южную часть Русской плиты, залегая на нижнем трансгрессивно (несогласно). Мощность верхнемеловых отложений постепенно увеличивается в юго-восточном и юго-западном направлениях: в Ульяновско-Саратовской синеклизе она составляет 100-250 м, в Прикаспийской – 300-600 м, в Причерноморской впадине – 0,5-1 км (до 2 км), в Львовской – не превышает 1 км. Ниже приведены разрезы верхнемеловых отложений некоторых структур. В Причерноморской впадине верхний мел представлен мергелями, известняками со стяжениями кремней, в северной ее части – известковистыми песками и песчаниками. Верхняя часть разреза (маастрихтский ярус) сложена мергелями и известняками с повышенной алевритистостью и песчаностью. Верхнемеловые отложения Ульяновско-Саратовской впадины сложены в основном мергелями и писчим мелом (слабо сцементированной микропористой карбонатной породой биогенного происхождения), а также опоками и трепелами, глауконитовыми песками, алевролитами и глинами. Полезные ископаемые в отложениях мелового возраста представлены месторождениями писчего мела (Ульяновская область), фосфоритами (готтеривские отложения северо-восточной части Московской и Ульяновско-Саратовской синеклизы), кварцевыми песками (аптские отложения Подмосковья), а также карбонатными (сидеритовыми) и оксидными (лимонитовыми) рудами нижнего мела. Палеогеновые отложения развиты в южной части Русской плиты, прилегающей к Средиземноморскому подвижному поясу. Они выполняют Ульяновско-Саратовскую, Причерноморскую и большую часть Прикаспийской впадины и отсутствуют в Львовской впадине и Воронежской антеклизе. Морские отложения палеоцена и эоцена Причерноморской и Прикаспийской впадин были сформированы в едином бассейне, связанном со Средиземноморским. В олигоцене - раннем миоцене на территории названных впадин существовало обширное изолированное внутриконтинентальное глубоководное озеро-море. Осадконакопление происходило в условиях сероводородного заражения придонных слоев воды. Морские отложения палеогенового возраста накапливались также в полуизолированных, частично опресненных впадинах (Ульяновско-Саратовской, Украинской). Континентальный седиментогенез наиболее широко проявлен в пределах Украинского щита. На большей его части на меловой каолиновой коре выветривания кристаллического фундамента залегают прерывистый покров отложений нижнего - среднего эоцена: кварцевые пески с прослоями каолиновых глин, углистых глин и бурых углей, содержащие остатки тропической и субтропической флоры. В соответствии с этим выделяют два типа разрезов палеогена: южный и северный. Южный тип разрезов палеогена характерен для областей, испытавших в этот период интенсивные опускания (Причерноморская и Прикаспийская впадины). Суммарная мощность палеогена - нижнего миоцена в пределах этих структур достигает в Причерноморской впадине 1-1,5 км (до 2 км). Нижний и средний палеоген выражены мощной морской, относительно глубоководной толщей глинисто-мергелисто-известковистых отложений (250-500 м). Оligocen и нижний миоцен, залегающие на эоцене со следами перерыва, представлены мощной (до 500-1000 м) толщей темных глин, а также алевролитов и песчаников с конкрециями пирита, объединяемых в майкопскую серию. На северной границе Причерноморской впадины с южным краем Украинского поднятия (щита) нижняя часть майкопской серии замещается прибрежно-морскими отложениями, вмещающими Никопольскую группу месторождений осадочных оксидных марганцевых руд. Северный тип разрезов характерен для областей слабого погружения (Ульяновско-Саратовская впадина). Общая мощность разреза палеогена- нижнего миоцена здесь не превышает 200-300 м. Палеоцен и эоцен сложены (снизу вверх): кварц-глауконитовые пески и песчаники, алевролиты → опоки, диатомиты, иногда мергели, а также бурые угли → мелководные песчаники. Оligocen - нижний миоцен представлены глауконитовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами. Полезные ископаемые палеогена немногочисленны. Это упоминавшиеся выше месторождения марганцевых руд (Pg3), диатомиты Среднего Поволжья (Pg2) и прибрежно-морские месторождения янтаря (Pg2). Неогеновые отложения присутствуют в основном в южной части Русской плиты. Они выполняют Причерноморскую и Прикаспийскую впадины, а также покрывают маломощным чехлом ряд

участков Украинского щита и Воронежской антеклизы. Плиоценовые отложения ингрессивно заполняют древние долины Волго-Камской речной системы. Морской неоген представлен осадками замкнутых и полуизолированных водоемов (озер-морей), лишенных связи с мировым океаном. В Причерноморской впадине низы миоцена представлены регрессивной верхней частью майкопской серии (светлоокрашенные глины и пески) мощностью в несколько десятков метров. Верхняя часть миоцена - плиоцена общей мощностью до 500 м сложена (снизу вверх): мергелями (с пресноводной фауной) → мелководными карбонатными и терригенными отложениями, залегающими на нижележащих несогласно → известняками-ракушняками → мелководными песчано-глинистыми отложениями и, в верхней части, → континентальными красноцветными осадками. Прикаспийская впадина после регрессии в конце майкопского времени на протяжении большей части миоцена оставалась приподнятой. Лишь в ее южной части отмечены мощные морские песчано-глинисто-мергелистые осадки, замещаемые к северу маломощными континентальными. В начале плиоцена на юго-востоке Русской плиты в условиях жаркого засушливого климата происходит резкое падение уровня Каспийского бассейна (до 500 м ниже уровня океана), и площадь его сокращается в несколько раз (до размеров современной Южно-Каспийской впадины). Понижение базиса эрозии привело к глубокому врезанию рек Каспийского бассейна и выносу ими в Южно-Каспийскую впадину огромного количества обломочного (преимущественно песчаного) материала, образовавшего здесь мощную (первые километры) продуктивную (нефтеносную) толщу, с которой связаны основные нефтяные месторождения Азербайджана и Ирана. Время ее формирования названо веком продуктивной толщи. Отметим здесь, что уровень русла палео-Волги этого времени находился на следующих отметках: -100-200 м (Татария), -300-400 м (Саратовское Заволжье), а дельта – в районе Апшеронского полуострова. В конце века продуктивной толщи – начале акчагыльского века вследствие резкого глобального похолодания площадь Каспийского озера-моря стала расширяться. В связи с подъемом уровня базиса эрозии рек Каспийского бассейна эрозия в их долинах ослабевает и почти прекращается. В результате в долине палео-Волги происходит накопление аллювиальных, аллювиально-лимнических песчано-глинистых по составу отложений. Эта толща пресноводных отложений, выполняющая долину палео-Волги, получила название кинельской свиты. Мощность ее достигает 200-300 м. Во второй половине акчагыльского века воды Каспийского бассейна заполнили территорию всей Прикаспийской синеклизы, Терско-Кумскую, Куринскую впадины и глубоко ингрессировали в долины палео-Волги (до Нижнего Новгорода), палео-Камы и палео-Белой. В долине палео-Волги солонатоводные отложения акчагыльского яруса (глины с конкрециями сидеритов и прослоями битуминозных сланцев) несогласно залегают на кинельских. Их мощность – 50-100 м. В Прикаспийской впадине акчагыл представлен морской толщей (темно-серые глины с прослоями песков и ракушнякав со своеобразной солонатоводной фауной моллюсков) мощностью 200-500 м. Квартер. На ВЕП пользуются развитием четвертичные отложения самой различной генетической принадлежности. Среди них выделяется комплекс морских отложений, сформированных в крупных водоемах, связанных с мировым океаном (Балтийское, Баренцево, Белое и Черное моря) и не связанных с ним (Каспийское озеро-море), континентальных (гляциальных и флювиогляциальных, эоловых, элювиальных, склоновых, озерных, аллювиальных и др.) толщ, образование которых обусловлено различными физико-географическими и климатическими обстановками, существовавшими на территории ВЕП в четвертичный период. В течение четвертичного периода на ВЕП происходило чередование эпох похолодания и потепления, имевших глобальный характер. В эпохи наиболее резкого и интенсивного похолодания (примерные возрастные рамки: 480-380, 240-190, 125-110, 85-60 и 20-10 тыс. лет назад) северо-западная и срединная часть ВЕП подвергалась масштабным покровным оледенениям, распространявшимся с Балтийского щита и Полярного Урала. Эпохи глобального похолодания и оледенения сопровождались значительным (до отметки -100 м) понижением уровня мирового океана и морскими регрессиями. В межледниковые эпохи, напротив, происходило повышение уровня мирового океана и, как следствие, увеличение площади морских бассейнов. Так, наиболее крупные в квартере трансгрессии Каспия связаны с эпохами потепления (апшеронская в эоплейстоцене, бакинская в раннем и хвалынская в позднем неоплейстоцене). В целом в четвертичное время большая часть ВЕП, за исключением площадей, занятых морями, воздымалась. Амплитуды неоген-четвертичного поднятия составляли величины до 100-200 м и лишь участками (Приволжская, Бугульминская возвышенности и др.) достигали 250-300 м. Процессы горообразования (вероятно, связанные с областями проявления геодинамического режима эпиплатформенного орогенеза) с амплитудами блоковых воздыманий до 1000 м проявлены на весьма ограниченных площадях (Хибинские горы на Балтийском щите). Образование Балтийского и Белого морей, а также Ладожского и Онежского озер связано с опусканием днищ этих водоемов с амплитудой до 200-500 м. Погружение нередко проявлялось в этой полосе в виде грабенообразных проседаний, концентрировавшихся в контурах рифейских авлакогенов (Кандалакшского, Ладожского, Центрально-Балтийского и др.). Отметим здесь, что суммарная амплитуда новейших (N-Q) опусканий в северной части Каспийского моря составила до

5 км (четвертичных – до 1 км). Балтийское море образовалось в конце позднего неоплейстоцена на месте доледниковой денудационной равнины у края ледникового щита примерно 13 тыс. лет назад и представляло собой в это время обширный приледниковый пресноводный озерный бассейн. Лишь в начале голоцена оно приобрело связь с Мировым океаном и после непродолжительного перерыва, в среднем голоцене, превратилось в солонатоводное внутреннее море. Мощность континентальных (гляциальных, озерных и др.) и морских отложений на дне Балтийского моря достигает 50-100 м. В Причерноморской и Прикаспийской впадинах распространены морские и, в меньшей степени, континентальные остатки, отлагавшиеся в пределах одноименных бассейнов. Их мелководные и прибрежные фации представлены песками и алевролитами с ракушечниками, а внутреннее – глинами и глинистыми илами. В краевых частях этих бассейнов фиксируется чередование морских (фиксирующих эпохи межледниковий и потепления климата) и континентальных (отлагавшихся в периоды похолодания и ледниковых эпох). Характер и тип континентального литогенеза на территории ВЕП в течение четвертичного периода определялся прежде всего климатическими условиями, господствовавшими в отдельные его отрезки в различных частях ВЕП, составом и особенностями залегания пород дочетвертичного субстрата, элементами и формами рельефа, в контурах которых эти отложения формировались. В четвертичном разрезе северо-запада России отмечается до 3-4 разновозрастных ледниковых горизонтов, сложенных валунными суглинками, перемежающимися с синхронными им флювиогляциальными, лимногляциальными, и межледниковых горизонтов, представленных широким спектром континентальных отложений (аллювиальных, склоновых и др.) В областях, примыкавших к ледниковым щитам (южные степные зоны Русской плиты), в ледниковые эпохи в условиях перигляциальной зоны накапливались эоловые по происхождению толщи лессов и лессовидных пород, перекрывавшие многометровым плащом все ранее сформированные геологические комплексы и формы рельефа (водоразделы, долины рек и др.). В восточной внеледниковой области ВЕП формировались отложения разнообразного состава и происхождения: - аллювиальные отложения, в основном песчано-глинистые по составу, в меньшей степени песчано-гравийно-галечниковые и глинисто-суглинистые (руслевая, пойменная и старичная фации), слагающие террасы в долинах рек; - элювиальные отложения (преимущественно глинистые, песчано-глинистые), образующие маломощный покров на водоразделах; - делювиальные и солифлюкционно-делювиальные отложения (глинистые, песчано-глинистые, гравелито-песчано-глинистые и др.), формирующие шлейфы на пологих склонах речных долин и возвышенностей. Относительно меньшим распространением среди четвертичных отложений ВЕП пользуются коллювиальные (Хибины), пролювиальные, карстовые (в областях развития карбонатных отложений каменноугольного и пермского возраста) и оползневые отложения и связанные с названными физико-геологическими процессами формы рельефа. Полезные ископаемые в недрах ВЕП заключены промышленные месторождения многих видов полезных ископаемых. Остановимся кратко на главных из них. Месторождения железа связаны с джеспилитовыми формациями архейского (Оленегорское и Костомукшское и др. на Балтийском щите) и раннепротерозойского (Криворожская группа в Воронежской антеклизе и район Курской магнитной аномалии на Украинском щите) возраста. Залежи осадочных железных руд (бурые железняки, оолитовые руды, сидериты) известны в различных районах ВЕП в отложениях девонского, юрского и мелового возраста. Месторождения марганцевых осадочных руд приурочены к олигоценовым отложениям Никопольского района на границе Украинского щита и Причерноморской впадины. Месторождения медно-никелевых сульфидных руд известны на Кольском полуострове (район г. Печенга), будучи локализованными в нижнепротерозойских отложениях печенгской серии. Среди раннепермских отложений востока ВЕП отмечены горизонты медистых песчаников. Алюминиевые руды связаны с интрузиями нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. Залежи бокситов приурочены к нижнекаменноугольным отложениям северо-запада Русской плиты (район г. Тихвин). Редкие элементы. Промышленные скопления редкоземельных элементов локализованы в некоторых (Ловозерский и др.) щелочных массивах Кольского полуострова. Месторождения фосфатного сырья представлены залежами апатитовых руд, уникальных по качественным и количественным характеристикам (Хибинский щелочной массив на Кольском полуострове), и пластовыми скоплениями фосфоритов в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях центральных и восточных районов Русской плиты. Калийные соли, образующие крупные месторождения, связаны с отложениями кунгурского яруса нижней перми. Наиболее масштабные скопления их располагаются в Прикаспийской синеклизе. Галит. Огромные запасы каменной соли (до 1 трлн. т) сосредоточены в тех же, что и калийные, соленосных толщах кунгурского яруса Прикаспийской впадины. Гипс. Промышленные скопления гипса известны в нижнепермских отложениях, сформированных в пределах Восточно-Русской впадины, а также в породах среднемиоценового возраста западной Украины. Залежи высокоглиноземистого сырья представлены скоплениями кианита, сконцентрированными в породах беломорской серии, сложенной, в частности, высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами. Месторождения каолиновых и огнеупорных глин связаны с отложениями нижнего - среднего карбона (северо-

западный и западный районы Московской синеклизы), средней юры, верхнего мела и нижнего палеогена (месторождения Украинского щита). Песчаный мел образует крупные месторождения, связанные с верхнесенонскими отложениями различных районов Русской плиты. Месторождения облицовочного камня. В качестве облицовочного сырья используются многие типы магматических и метаморфических пород (граниты, граниты-рапакиви, лабрадориты и др.), широко распространенных на Украинском и Балтийском щитах. Каменные и бурые угли. Значительные запасы каменных углей заключены в паралических бассейнах (Львовско-Волынском, за пределами ВЕП – Днепро-Донецком и Кизеловском) каменноугольного периода. Месторождения бурых углей связаны со среднеюрскими отложениями восточной части Прикаспийской впадины, за пределами ВЕП (в Донбассе) – с нижнекаменноугольными, и нижнеюрскими стратиграфическими уровнями. Месторождения нефти и газа приурочены к трем основным регионам. В пределах Волго-Уральской области они приурочены к восточной и юго-восточной периферии Волго-Уральской антеклизы и смежным частям Предуральского краевого прогиба. Наиболее значительные запасы нефти сосредоточены в отложениях среднего и верхнего девона (например, уникальное Ромашкинское месторождение в южной части Татарского свода), а в породах карбона и перми известны как нефтяные, так и газовые месторождения. В Прикаспийской впадине нефтегазоносность связана с подсоловым (D-P13) и надсоловым (P2-MZ) комплексами ее разреза. К первому уровню приурочен ряд месторождений в северной, западной и южной прибортовых частях впадины, ко второму – месторождения эмбинского бассейна, локализованные среди отложений юры – нижнего мела. Балтийская синеклиза вмещает месторождения нефти в кембрийских отложениях, а признаки нефтеносности в ее пределах установлены по всему разрезу нижнего палеозоя.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Сибирская платформа (СП) по площади несколько уступает ВЕП. В отличие от равнинного рельефа ВЕП на территории СП преобладают денудационные и структурно-денудационные возвышенности и плато со средними высотами более 500 м и максимальными – 2-2,5 км. Основную часть СП занимает Средне-Сибирское плоскогорье. Южная часть его (Лено-Ангарское плато) приподнята до 1-1,2 км, средняя – относительно понижена (менее 500 м), северная – приподнята до 700-900 м. В крайней северной части плоскогорья находятся округлые в плане Анабарское (900 м) и Путоранское (до 1700 м) плато. К югу от восточного участка Средне-Сибирского плоскогорья (Приленское плато) находится сильно расчлененное Алданское нагорье с высотами в 1-1,5 км (до 2-2,5 км), ограниченное с юга и востока Становым и Джугджурским хребтами (1,9-2,4 км). Восточная и северо-восточная части Сибирской платформы входят в состав низменных равнин: Северо-Сибирской и Центрально-Якутской. Тектоническая структура СП во многом сходна с ВЕП. Ее архейско-нижнепротерозойский фундамент выходит на поверхность в трех участках: на юго-восточной (Алдано-Становой щит), северной (Анабарский выступ, или щит) и северо-восточной (Оленекский выступ) ее окраинах (приложение 4). Верхнепротерозойско-фанерозойский чехол СП образует огромную Лено-Енисейскую плиту. В структуре СП выявлен ряд заложённых в рифее авлакогенов: Вилуйско-Патомская система и др. Отличительными особенностями СП по сравнению с ВЕП являются: - значительно большая роль магматитов трапповой (нижний триас Тунгусской синеклизы) и гранитоидных формаций (юрские интрузии на Алдано-Становом щите); - большая интенсивность проявления складчатых деформаций в платформенном чехле (Ангаро-Ленская зона); - интенсивное проявление процессов новейшего горообразования (Алдано-Становой щит, Средне-Сибирское плоскогорье). В платформенном чехле СП выделяются, как правило, выраженные в рельефе фундамента синеклизы (глубина залегания фундамента в Тунгусской и Вилуйской синеклизах составляет от -4 до -6-8 км и, предположительно, до -10-12 км), антеклизы (с абсолютными отметками поверхности фундамента от -1-2 км в Мархинском, Айхальском и Моркокинском поднятиях до -3-4 км – во впадинах Анабарской антеклизы, -1-3 км – в Непско-Присянской антиклинальной зоне и -2-3 км – в Байкитской антеклизе), перикратонные прогибы и впадины (от -2,5-4 км в Прибайкальском прогибе до -4-6 км в Алдано-Майской впадине) и Алданская моноклиза (зона пологого погружения на север кровли фундамента Алдано-Станового щита до глубин 1-2 км)(приложения 4, 5). В структуре СП важную роль играют авлакогены (грабенообразные впадины), входящие в состав Патомско-Вилуйской зоны дислокаций, скрытые под отложениями Вилуйской синеклизы. Это Кемпендяйская впадина (глубина залегания фундамента -8-10 км), Мархинская впадина (-6-7 км), Лунгинская впадина (-10-14 км), которые разделены горстообразными поднятиями: Сунтарским (-0,25-2 км) и др. На поверхность отложения авлакогенного комплекса выходят в пределах Уринского антиклинория (обращенного авлакогена), структура которого была сформирована к началу девона. Четыре грабенообразные впадины (Котуйская, Верхнеанабарская, Уджинская, Хастахская) отмечены в основании платформенного чехла Анабарской антеклизы.

НИЖНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС Нижнедокембрийские отложения выходят на дневную поверхность в пределах Алдано-Станового щита, Анабарского и Оленекского выступов. Алдано-Становой щит Алдано-Становой щит разделяется на два мегаблока: Алданский и Становой (приложение 6). Граница мегаблоков маркируется Северо-Становой шовной зоной запад-юго-западного простирания, представляющей собой серию разрывных нарушений, ограничивающих с юга юрские по возрасту впадины (Чульманскую, Токкинскую и др.). В контурах Алданского мегаблока выделяются (с запада на восток) Чаро-Олекминский (с наложенной на его тело Кодаро-Удоканской впадиной), Иенгрский, Тимптоно-Учурский и Батомгский блоки. В пределах Станового мегаблока выделяются Зверевско-Сутамский и собственно Становой блоки. Иенгрский, Тимптоно-Учурский и Зверевско-Сутамский блоки сложены в основном нижнеархейскими, Чаро-Олекминский, Батомгский и собственно Становой – верхнеархейскими отложениями. Нижнепротерозойские комплексы наиболее широко представлены в пределах Чаро-Олекминского блока, где ими выполнен Кодаро-Удоканский прогиб, и слагают верхние горизонты трогового комплекса. Нижнеархейские отложения Алданского мегаблока объединяются в одноименный (алданский) комплекс. В его составе выделяются три серии (иенгрская, тимптонская и джелтулинская), сменяющие друг друга в восточном направлении и образующие «зоны» субмеридионального направления. Иенгрская серия сложена мономинеральными кварцитами (с реликтами первичной слоистости), переслаивающимися с высокоглиноземистыми (силлиманит-, кордиерит-биотитовыми) гнейсами и сланцами, пироксен-амфиболовыми сланцами и амфиболитами. Первичный состав метаморфитов – кварцевые песчаники, алевролиты и пелиты, в меньшей степени – основные вулканиты. Видимая мощность – 4-6 км. Тимптонская серия, залегающая несогласно на иенгрской, представлена гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, амфиболитами, известковистыми диопсидсодержащими кристаллическими сланцами, кальцифирами и мраморами. Нижняя (метакarbonатная) часть разреза называется федоровской свитой. Первичный состав метаморфитов – вулканиты основного состава и карбонатные породы. Мощность – 5-8 км. Реконструированные условия метаморфизма пород тимптонской серии: $T=800-900^{\circ}\text{C}$, $P=7-9$ Кбар. Джелтулинская серия сложена гранат-биотитовыми, биотитовыми и диопсидовыми гнейсами, гранулитами с прослоями мраморов, кальцифиров и графитсодержащих гнейсов. Первичный состав метаморфитов – терригенные (песчано-глинистые) породы при подчиненной роли карбонатных пород. Условия метаморфизма пород серии: $T=700-800^{\circ}\text{C}$, $P=5-7$ Кбар. Мощность отложений 3-5 км. Породы, слагающие алданский комплекс, образуют сложные складчатые структуры (гнейсовые овалы) размером в поперечнике от первых десятков до 350 км. В центральных частях этих куполовидных структур вскрываются интрузивные тела алякитовых гранитов, окруженные полями развития мигматитов. В поперечном сечении эти структуры представляют собой концентрически-зональные складчатые комплексы. Осевые поверхности и зеркала входящих в их состав складок (часто изоклинальных) падают в направлении от центра овалов. Время проявления процессов гранитизации в пределах описываемых структур датируется 3-3,2 млрд. лет. Нижнеархейские отложения Зверевско-Сутамского блока объединяются в сутамский комплекс. В его составе преобладают пироксеновые, пироксен-плаггиоклазовые и гранат-пироксеновые кристаллические сланцы, возникшие за счет глубокого метаморфизма ($T=800-900^{\circ}\text{C}$, $P=7-9$ Кбар) мафитов и ультрамафитов. Эти породы содержат прослои кварцитов, биотит-гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов и мраморов. Мощность более 5 км. Параллелизация отложений сутамского комплекса с сериями алданского комплекса дискуссионна в связи с тем, что все их контакты происходят по разрывным нарушениям. Верхнеархейские отложения наиболее широко развиты в Становом блоке. Сложены они гнейсами разнообразного состава и мигматитами, содержащими реликты образований гранулитовой ступени метаморфизма, в том числе образующими овалы и купольные структуры. Этот гнейсово-мигматитовый комплекс возник, вероятно, в результате диафореза (регрессивного метаморфизма) в условиях амфиболитовой фации за счет метаморфитов сутамского и/или алданского комплексов. Время проявления диафореза датируется концом позднеархейского - началом раннепротерозойского эонов. Структурная зональность в Становом блоке имеет субширотное простирание: именно в этом направлении ориентированы основные складчатые структуры, сланцеватость и разрывные нарушения. Нерасчлененные верхнеархейские-нижнепротерозойские отложения образуют троговый комплекс, заполняющий многочисленными (более 20), протяженными (50-300 км), узкими (от 1-2 до 10-30 км), почти прямолинейными грабенообразными прогибами. Большая часть прогибов расположена в Чаро-Олекминском блоке (здесь они имеют северо-северо-западное простирание), незначительная – в Северо-Становой шовной зоне (субширотное – запад-юго-западное простирание). Мощность выполняющих прогибы отложений составляет 2-7 км. Нижняя часть разреза трогов сложена метатерригенно-вулканическими отложениями (аповулканические зеленые сланцы, амфиболиты, слюдисто-кварц-полевошпатовые сланцы, апотерригенные кварциты, хлорит-, серицит-кварцевые и глиноземистые сланцы). Средняя-верхняя части разреза представлены железисто-кремнистыми отложениями: джеспилитами и железистыми кварцитами. Мощность пачек последних достигает

первых десятков метров. Нижнепротерозойские отложения заполняют обширный Кодаро-Удоканский прогиб (длина – 300 км, ширина – 60-80 км), представляющий собой блюдцеобразную брахисинклинальную структуру. Отложения PR1 объединены в терригенную пестроцветную удоканскую серию общей мощностью 6-8 км (до 12 км). В ее разрезе выделяются 4 ритмично построенные подсерии, сложенные (снизу вверх): - 1-я – кварцитами, кварцевыми метаконгломератами, глино-земистыми (с гранатом, андалузитом, кордиеритом и силлиманитом) сланцами, сменяющимися вверх по разрезу метапесчаниками и метаалевролитами; - 2-я и 3-я – метапесчаниками и метаалевролитами с прослоями медистых песчаников, образованных в мелководных и прибрежно-морских условиях; - 4-я – полимиктовыми песчаниками, алевролитами, медистыми песчаниками и алевролитами, метаконгломератами. В средней части верхней (4-й) подсерии находится удоканский горизонт медистых песчаников мощностью до 300 м, являющийся продуктивной толщей Удоканского месторождения меди. Накопление отложений удоканской серии происходило 2-2,5 млрд. лет назад. Развитие Кодаро-Удоканского прогиба завершилось становлением Кодаро-Кеменского лополита, внедрившегося между архейскими метаморфитами и терригенными отложениями удоканской серии. Время внедрения интрузии датируется 1,9-2 млрд. лет. Полезные ископаемые Алдано-Станового щита связаны с отложениями иенгской серии (апатитовые руды), карбонатными породами федоровской свиты тимптонской серии (месторождения апатита и флогопита), железисто-кремнистыми отложениями трогового комплекса (месторождения железа) и медистыми песчаниками удоканской серии (Удоканское месторождение меди). Анабарский выступ Анабарский выступ сложен, в основном, отложениями нижнего архея и, в меньшей степени, – нижнего протерозоя (приложение 7). Нижнеархейские отложения объединены в анабарский комплекс, в разрезе которого выделяется три серии (снизу вверх): далдынская, верхнеанабарская и хапчанская. По составу, степени метаморфизма, набору пород, развитым в них минеральным ассоциациям и последовательности разреза анабарский комплекс надежно сопоставляется с алданским. При этом далдынская серия Анабарского выступа, по современным представлениям, соответствует тимптонской серии Алдано-Станового щита, а верхнеанабарская и хапчанская серии – джелтулинской. Архейские отложения смяты в сложные сильно сжатые (до изоклинальных) опрокинутые на юго-запад складки, группирующиеся в антиклинории и синклинории северо-западного простирания. Параллельно складчатым структурам простирается несколько линейно вытянутых (длиной до нескольких сотен и шириной до нескольких десятков километров) зон, в пределах которых отложения анабарского комплекса подверглись катаклазу и ретроградному метаморфизму амфиболитовой фации. Эти зоны маркируются также интрузиями гранитов и анортозитов. Оленекский выступ Оленекский выступ сложен метаморфизованными в Р-Т-условиях зеленосланцевой фации метатерригенными отложениями флишоидного типа раннепротерозойского возраста. Мощность этого комплекса пород – 3-3,5 км. Породы флишоидного комплекса смяты в линейные пологие и иногда гребневидные складки северо-северо-западного простирания. Их прорывают интрузии габбро-диабазов и гранитов с возрастом 1,9-2 млрд. лет.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ МЕГАКОМПЛЕКС Возникновение Сибирской платформы (СП), как обособленной относительно тектонически стабильной области, относится к рубежу раннего и позднего докембрия. По современным представлениям к концу раннего протерозоя сформировался единый континентальный мегаблок, называемый Пангеей, в состав которого входили все кратоны: Восточно-Европейский, Сибирский и др. Этот континентальный массив был окружен палеоокеаном – областью литосферы с океанической корой (Панталассой). В течение рифея в теле Пангеи были заложены Урало-Азиатский, Средиземноморский, Тихоокеанский и Палеоатлантический подвижные (мобильные) пояса, разделившие и расчленившие ее на отдельные блоки. Одним из таких блоков и является Сибирская платформа. Первоначально площадь Сибирской платформы превышала современную, особенно на северо-востоке, где в ее состав входила западная часть будущей Верхояно-Чукотской области. От Восточно-Европейской, Таримской и Китайско-Корейской платформ Сибирский кратон был отделен Урало-Азиатским подвижным поясом, от Северо-Американской – Тихоокеанским. Краевые части Сибирского континентального блока (в настоящее время это Туруханско-Норильская, Енисейско-Восточно-Саянская, Байкало-Патомская, Верхоянская и Южно-Таймырская складчатые зоны, примыкающие к Сибирской платформе) вошли в состав подвижных поясов и в рифее развивались в геодинамическом режиме пассивных континентальных окраин. Западнее, севернее, восточнее и южнее (в современных координатах) Сибирского континентального блока существовали океанические области, в пределах которых функционировали линейно-вытянутые трансрегиональные рифтогенно-спрединговые структуры, в осевых частях которых происходило новообразование океанической коры, представленной офиолитами. В направлении к континентальным блокам области офиолитогенеза сменялись зонами, где осадконакопление происходило в более спокойной морской обстановке (океанические плиты), и, наконец, непосредственно примыкавшими к платформе – пассивными континентальными окраинами.

Наиболее веским доводом в пользу существования в пределах обрамляющих Сибирский кратон областей рифогенно-спрединговых структур (зон новообразования океанической коры) является наличие в пределах внешних контуров палеопассивных окраин кратона поясов офиолитов рифейского возраста (Исаковского – на западе Енисейского Кряжа, пояса Главного Восточно-Саянского глубинного разлома, Байкало-Витимского в пределах Байкальской области, Северо-Таймырского и др.). В истории развития Сибирской платформы выделяется два мегаэтапа: ранний – авлакогенный и зрелый – плитный, смена которых произошла в начале юдомия (примерно 700 млн. лет назад). Во временных рамках плитного мегаэтапа выделяется четыре крупных этапа, отвечающих последовательным циклам развития окаймляющих платформу подвижных поясов: - каледонский (юдомий-силур); - герцинский (девон- триас); - мезозойский (юра- мел); - кайнозойский (палеоген - квартал). Названные этапы выражены в виде крупных циклов колебательных движений и седиментации, разделенных фазами регрессии, почти полного поднятия и осушения платформы (начало девона, средний-поздний триас, палеоген- квартал). Каждому этапу отвечает свой план расположения поднятий и погружений, существенно перестраивавшийся при переходе к следующему циклу. Отметим здесь, что во второй половине кайнозоя (неогене-квартере) на обширных территориях Сибирского кратона (Алдано-Становая область, северо- и юго-западная его части) проявились процессы интенсивного эпиплатформенного орогенеза, результатом которого явилось формирование таких горных областей, как Алданское нагорье, Становой хребет, Средне-Сибирское плоскогорье, Лено-Ангарское плато и др. Кроме того, западная часть Алдано-Станового щита в неоген-четвертичное время оказалась в области проявления геодинамического режима внутриконтинентального рифтогенеза (Байкало-Хубсугульская рифтовая зона). Авлакогенный мегаэтап В течение авлакогенного мегаэтапа развития (1650-700 млн. лет назад) погружения на Сибирской платформе проявлялись не только в авлакогенах, как это имело место на Восточно-Европейской, но, эпизодически, и за пределами этих структур (в межавлакогенных массивах и перикратонных зонах). В раннем рифее большая часть платформы была приподнята и подвергалась выветриванию и денудации. В северной части ее обособилось несколько авлакогенов (Западно-Анабарский, Уджинский, Нижнеленский), в которых в обстановке умеренного погружения накапливались терригенно-карбонатные и, частично, вулканогенные отложения. Средне-позднерифейские отложения залегают на раннерифейских и более древних трансгрессивно и покрывают более обширные площади, но в авлакогенах их мощность значительно больше (до 3-10 км), нежели вне их (до 1-3 км). В течение среднего - позднего рифея выделяется 3 цикла колебательных движений и седиментации, в начале которых прогибы заполнялись терригенным материалом, а затем, в фазы максимальных трансгрессий, когда море заливало значительную часть межавлакогенных массивов, накапливались мелководные карбонатные (в основном, доломитовые) осадки. Присутствие в отложениях среднего - верхнего рифея месторождений железных осадочных руд, фосфоритов и каолинов, а также их сероцветность указывают на преобладание в этот период гумидного климата. На поверхности рифейские отложения обнажены в следующих районах: в Иркинеевском и Уринском поднятиях (с R2), Уджинской зоне (с R1). Приведем разрезы рифейских отложений типовых районов их развития. В пределах Иркинеевского поднятия (обращенного авлакогена) разрез рифея имеет следующий вид. Сухопитская серия (R2) сложена (снизу вверх): глауконитовыми и кварцевыми песчаниками (1,5 км) → известковистыми сланцами, глинистыми известняками и доломитами (0,5 км). Тунгусикская свита (R2-R3) представлена 3-мя ритмично построенными толщами общей мощностью 2-2,5 км, нижние части которых сложены переслаивающимися горизонтами песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, а верхние – известняками и доломитами. В южной части Оленекского выступа развиты вулканогенно-осадочные образования R2-R3 общей мощностью около 1 км. Разрез этих отложений выглядит следующим образом (снизу вверх): переслаивание песчаников и алевролитов → доломитовая пачка → пачка вулканических пород (субщелочные базальты). В Западно-Анабарской (Котуйской) зоне разрез рифея имеет следующий вид. Нижний рифей представлен мукутской толщей кварцевых и аркозовых песчаников с прослоями гравелитов в нижней и алевролитов и аргиллитов в верхней ее части. Отмечаются отдельные покровы базальтов и туфов щелочного состава. Общая мощность этой толщи 400-800 м. Завершает разрез толщи пачка, сложенная доломитами, чередующимися с алевролитами и песчаниками, общей мощностью 500 м. Средний - верхний рифей сложены чередующимися слоями алевролитов и доломитов. В основании толщи отмечена пачка, сложенная песчаниками, переслаивающимися с потоками лав и туфов трахибазальтового состава. Общая мощность – 600 м. В конце рифея в западном, северном и юго-западном обрамлениях Сибирской платформы произошло преобразование пассивных континентальных окраин в активные, которое сопровождалось проявлением процессов интенсивного складкообразования, метаморфизма и формированием вулcano-плутонических поясов (Акитканского и др.). Вероятно, после этих событий (около 700 млн. лет назад) Сибирская платформа вступает в следующий, плитный мегаэтап своего развития. Плитный мегаэтап Каледонский этап В состав каледонского этапа входят отложения юдомия, венда, кембрия, ордовика и силура. Необходимо отметить, что к перерыву между

накоплением верхнерифейских и юдомских отложений в Учуро-Майской зоне приурочено внедрение интрузий щелочного-ультраосновного состава. Наиболее крупная из них представлена Инаглинским массивом, вмещающим месторождения металлов платиновой группы и ювелирного хромдиоксида. Юдомский комплекс занимает обширные площади в пределах Сибирской платформы. Он залегает на отложениях нижнего докембрия и рифея несогласно. В составе юдомского комплекса на севере и востоке платформы преобладают доломиты и известняки (юдомская свита и ее аналоги), и лишь на юго-западе – терригенные породы. Источником обломочного материала для формирования последних служили разрушающиеся горные сооружения Восточного Саяна, Енисейского Кряжа и Байкало-Патомской области. Мощность отложений юдомия составляет первые сотни метров. Широко распространены юдомские отложения на северном и северо-восточном склонах Алдано-Станового щита. Юдомский комплекс этого района представлен двумя толщами: нижней (терригенной) и верхней (доломитово-известняковой). Нижняя толща сложена кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками и пестроцветными кремнистыми породами, верхняя – сахаровидными доломитами с прослоями известняков и песчаников. Мощность терригенной толщи не превышает первых десятков - 100 м, карбонатной – составляет 200-500 м. Терригенные отложения нижнего юдомия и карбонатные по составу верхнеюдомские породы, развитые в пределах Непской и Байкитской антеклиз (юго-западная часть Сибирской платформы), нефтегазоносны (Братское газовое месторождение и др.). К концу венда горные сооружения юго-западного обрамления Сибирской платформы были сnivelированы и в этом (юго-западном) бассейне стали накапливаться мелководные карбонатные отложения. В кембрийский период Сибирская платформа интенсивно опускалась: морской бассейн этого времени кроме Лено-Енисейской плиты перекрыл также Анабарский массив и северную часть Алдано-Станового щита. Главные поля развития кембрийских отложений на поверхности – это Анабарская антеклиза, Алданская моноклиза, Байкитская антеклиза и Прибайкальский прогиб. Среди кембрийских отложений преобладают карбонатные и галогенные осадки морского и лагунного происхождения. Мощность кембрия варьирует от 0,5-1 км (на северо-востоке) до 3-3,5 км (на юго-западе). На территории Сибирской платформы выделяют три структурно-формационных зоны, характеризующиеся различными типами разрезов кембрийских отложений. В Северо-Восточной (Юдомо-Оленекской) зоне нижний - средний кембрий представлен маломощной (0,5-1 км) толщей относительно мелководных карбонатных (в средней части - битуминозных) отложений открытого на северо-восток (в сторону Верхоянья) бассейна. В Переходной (Алдано-Анабарской) зоне кембрийские отложения представлены мелководной известняково-доломитовой толщей, слагающей пояс рифовых построек и биогермов. В Юго-Западной (Олекмо-Тунгусской) зоне в кембрии существовал интенсивно погружавшийся полуизолированный бассейн лагунного типа. В его контурах происходило накопление доломитовых осадков, а также пестроцветных гипсоносно-соленосных (в нижней части разреза) и терригенных отложений – в верхней. Общая мощность отложений варьирует в пределах 2,5-3,5 км. В пределах Иркутского амфитеатра с кембрийскими отложениями связаны месторождения каменной и калийной солей. Ордовикские отложения согласно перекрывают кембрийские. На поверхности они обнажены в юго-западной части Анабарской и Байкитской антеклиз и Присяяно-Непском поднятии. Ордовик представлен нормальными морскими мелководными, частью лагунными, серо- и пестроцветными отложениями, сформированными в условиях жаркого гумидного климата. Наиболее широко распространены среди них карбонатные отложения (органогенные известняки, доломиты и мергели), в меньшей степени – терригенные (аргиллиты, песчаники, редко гравелиты и конгломераты), очень редко – сульфатные породы. Терригенные породы развиты в основном в юго-западной и южной периферийных частях платформы. Мощность ордовикских отложений изменяется от 0,3 до 1,5 км. Силурийские отложения распространены в западной половине Сибирской платформы в тех же областях, что и ордовикские, однако, на значительно меньшей площади. В литолого-фациальном отношении силурийские отложения близки ордовикским. Они представлены в основном карбонатными и в меньшей степени – терригенными отложениями. Верхние части разреза ордовика сложены сульфатными породами. Общий разрез силурийских отложений имеет следующий вид. Нижний силур сложен песчано-глинистыми отложениями мощностью в первые десятки - первые сотни (северо-западная часть платформы) метров. Вверх по разрезу терригенные породы сменяются карбонатными (известняки, доломиты, мергели). Мощность верхней (карбонатной) части разреза варьирует от 50-200 м до 300-500 м. Верхний силур представлен (снизу вверх): мелководными карбонатными (известняки, доломиты, мергели) отложениями с прослоями гипса и ангидрита → пестро- и красноцветными доломитами, мергелями, гипсоносными глинами и гипсами. Мощность верхнесилурийских отложений составляет от 100-400 м до 800-1000 м (на севере Тунгусской синеклизы). На рубеже силурийского и девонского периодов территория Сибирской платформы испытала воздымание, сопровождавшееся общей (за исключением Тунгусской впадины) регрессией моря. Возможно, поднятие было связано с заключительными фазами процесса складкообразования в Байкало-

Патомной зоне Байкальской складчатой области, который захватил также и краевую часть платформы (Ангара-Ленская линейно-складчатая зона). Герцинский этаж Начало герцинского этапа развития Сибирской платформы датируется средним девонем. В эту эпоху возобновляются опускания в северной и средней частях Тунгусской и Тасеевской синеклиз, происходит регенерация некоторых грабенообразных впадин в западной части Вилуйской синеклизы (Мархинский и Кемпендяйский авлакогены). Здесь в условиях аридного и семиаридного климата накапливаются пестроцветные терригенно-карбонатно-сульфатные и соленосные мелководноморские, лагунные и континентальные осадки. Одновременно в пределах грабенообразных впадин происходят мощные излияния лав и пирокластитов (оливин-базальтовая и трахибазальтовая формации). К позднему девону (началу карбона?) относятся фазы кимберлитового магматизма, приуроченные в основном к Ботуобинской седловине и восточной части Анабарской антеклизы. В герцинской истории развития Сибирской платформы выделяются два подэтапа: раннегерцинский (D2-C1) и позднегерцинский (C2-T). Разрез нижнегерцинского подэтапа в пределах северной части Тунгусской синеклизы выглядит следующим образом (снизу вверх): - нижний девон: пачка пестроцветных аргиллитов, мергелей, доломитов с прослоями гипсов в нижней части (мощность 0,2-0,3 км) → пачка серых, коричневых аргиллитов и известняков с прослоями сидеритов и фосфоритов (0,1 км); - средний - верхний девон: пачка пестроцветных аргиллитов, мергелей, известняков и доломитов с прослоями гипсов и ангидритов (0,6-1 км); - нижний карбон: толща серых морских известняков (50-100 м) → пачка пестроцветных известковистых сланцев и песчаников (до 100 м), по латерали замещающихся континентальными косослоистыми кварцевыми песчаниками. В Мархинской и Кемпендяйской впадинах нижняя (эйфельско-живетская) часть разреза имеет мощность в сотни метров и представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей, известняков, редко гипсов. Верхний девон - нижний карбон сложены: в нижней части – вулканогенными (лавы, туфогенные породы), выше по разрезу – терригенными и карбонатными отложениями. В разрезе верхнего девона присутствуют соленосная толща, содержащая мощные (до 100 м) прослои галита, Общая мощность девона - нижнего карбона варьирует от 1,5-2 км в краевых до 3-5 км во внутренних частях впадин. Канско-Тасеевская впадина выполнена аллювиальными и озерными отложениями общей мощностью 300-400 м. В основании разреза отмечается пачка базальных конгломератов, выше залегают красно-коричневые, зеленовато-серые косослоистые песчаники и алевролиты, содержащие прослои озерных аргиллитов, мергелей и известняков. Позднегерцинский подэтап был ознаменован расширением и углублением Тунгусской впадины, приобретшей в это время конфигурацию, близкую к современной. В среднем карбоне - казанском веке поздней перми осадконакопление в пределах Тунгусской впадины происходило в условиях гумидного климата умеренного пояса. В это время была сформирована толща сероцветных континентальных (озерных) и прибрежноморских угленосных терригенных отложений (тунгусская угленосная серия), сложенная песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями и пластами каменных углей мощностью до нескольких десятков метров. Общая мощность серии варьирует от 200-500 м до 1000-1200 м. Наиболее продуктивными являются татарские отложения, которые формировались в условиях прогрессирующей аридизации климата. Они образуют одноименный терригенно-туфогенный комплекс, представленный переслаиванием туфов, туфопесчаников с отдельными потоками базальтовых лав общей мощностью 300-700 м. Триасовые отложения распространены в пределах Тунгусской синеклизы, в обрамлении Анабарской антеклизы и Оленекского свода, а также за пределами Сибирской платформы (в Пясино-Хатангской впадине и южной части Таймыра). Разрез триаса обрамления Оленекского свода сложен морскими сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами (нижний триас - карнийский ярус верхнего триаса). Верхняя его часть (норийский и рэтский ярусы) представлена континентальными песчано-глинистыми отложениями с прослоями гравелитов. Общая мощность триасовых отложений варьирует от первых сотен метров до 2-2,5 км. Разрез Тунгусской синеклизы сложен континентальным вулканогенным комплексом нижнего триаса, объединенным в путоранскую серию. Путоранская серия представлена в основном толеитовыми базальтами, слагающими многочисленные покровы мощностью в десятки (до 100-200) метров, образующие в совокупности многослойный «пирог» высотой (мощностью) от нескольких сотен метров на юге до 2-2,5 км на северо-западе (плато Путорана) и 3,5 км (Маймеча-Котуйский район). В нижней части разреза покровы базальтов чередуются с прослоями туфов и туфопесчаников мощностью до 5-15 м. Общая площадь, покрытая пирокластическими образованиями верхней перми - триаса, составляет около 675 тыс. кв.км, лавами – 337 тыс. кв. км. В состав путоранского комплекса входят также пластовые (силлы) и секущие (штоки и дайки) интрузии основного состава. Мощность силлов составляет 10-150 м. Штоки имеют размеры в поперечнике до 1-10 км. Мощность даек достигает 100 м, протяженность – до сотен пог. км. Интрузии развиты в основном по периферии Тунгусской синеклизы. Они прорывают отложения докембрия - нижнего палеозоя и внедряются в вулканогенные отложения путоранской серии. Некоторые пластовые интрузии (Талнахская, Норильская) испытывают глубокую дифференциацию: их нижние части сложены плагиоклазовыми

перидотитами и оливинитами, верхние – габбро и диоритами. С раннетриасовой эпохой связано также внедрение порядка 20 интрузий ультраосновных-щелочных пород. Наиболее крупная из них (Гулинская) обнажается на площади около 500 кв.км. В среднем - позднем триасе происходит почти повсеместное (кроме северо-восточной части) поднятие и активизация эрозионных процессов на площади Сибирской платформы. Полезные ископаемые герцинского этажа представлены: - месторождениями алмазов (позднедевонские кимберлиты Западно-Якутской провинции); - месторождениями каменной соли (соленосная толща верхнего девона Кемпедяйской впадины); - месторождениями каменного угля (тунгусская угленосная серия обрамления Тунгусской синеклизы); - месторождениями сульфидных медно-никелевых с платиноидами руд (Талнахская и Норильская раннетриасовые расслоенные интрузии габброидов); - месторождениями флогопита, апатита, нефелина и хризолита (центральные интрузии ультраосновных-щелочных пород на севере Сибирской платформы); - Ангаро-Илимской группой месторождений железных руд и аметиста контактово-метасоматического типа (на контакте интрузий основного состава и карбонатных пород палеозоя в обрамлении южной части Тунгусской синеклизы).

Мезозойский этаж

Мезозойский этап развития Сибирской платформы начинается в раннеюрскую эпоху с погружения ее северной окраины (Пясино-Хатангская и Лено-Хатангская впадины), где в условиях теплого гумидного климата в течение юры - начала раннего мела накапливались мелководно-морские сероцветные терригенные отложения. В барреме произошла регрессия и стали отлагаться пресноводные континентальные отложения с пластами углей. В позднем мелу большая часть Пясино-Хатангской впадины представляла собой мелководный морской залив. Территория большей части Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы в юрско-меловое время была приподнята. В восточной и южной частях Сибирской платформы в начале юры возникли различных размеров впадины (Канская, Иркутско-Черемховская, Вилюйская, ряд мелких впадин Алдано-Станового щита и др.). На северо-восточной окраине в лейасе формируется зона перикратонного опускания, переходящая в Верхоянскую пассивную континентальную окраину. На севере она была относительно узкой, а южнее расширялась, образуя Вилюйскую синеклизу, западная часть которой наследовала палеозойскую Патомско-Вилюйскую палеорифтовую зону. В синемюрский век Вилюйская перикратонная зона начинает затопливаться водами моря и здесь начинается накопление мелководно-морских сероцветных терригенных осадков. С середины доггеря море покидает сначала южную, а затем и северную часть Вилюйской впадины, и морские отложения постепенно сменяются параличскими, а затем лимническими терригенными угленосными осадками. В конце юры морской режим сохраняется лишь в северной (Нижнеленской) части прогиба. В конце юры и раннем мелу в пределах Верхоянской пассивной континентальной окраины происходят процессы синколлизии складкообразования, а прилегающая к ней узкая периферийная зона платформы превращается в краевую прогиб, носящий название Предверхоянского, в котором в течение мелового периода происходит глубокое погружение и накопление мощных, преимущественно песчано-глинистых угленосных отложений молассового типа. Прогиб в это время представляет собой обширную заболоченную аллювиально-пролювиальную равнину. Юрско-меловой разрез юры и мела Вилюйской синеклизы имеет следующий вид: - геттангский ярус представлен континентальной толщей каолиновых глин (перемытые продукты коры выветривания) и алмазоносных кварцевых песков с линзами гравия и угля в верхней части (мощность десятки метров); - синемюрский-плинсбахский (нижняя часть) ярусы сложены континентальными и частично мелководноморскими песчано-галечниковыми отложениями (мощность 100-200 м); - плинсбахский (верхняя часть) - ааленский ярусы сложены морскими песчано-алеврито-глинистыми отложениями (мощность 100-200 м); - байосский ярус - верхняя юра представлены континентальными угленосными (бурые угли) отложениями (мощность 500-900 м); - неоком сложен чередованием песчаников, алевролитов и глин с пластами угля, аптский-альбский ярусы – песками и песчаниками, также вмещающими отдельные угольные пласты (общая мощность нижнего мела около 1 км); - верхний мел представлен ожелезненными песчаниками и песками с прослоями алевролитов, сменяющимися вверх по разрезу белыми каолиновыми песчаниками и глинами с прослоями лигнитов (мощность 400-500 м). Интенсивные погружения происходили и на южной окраине платформы, где у подножья возникшего в середине мезозоя горного массива Восточного Саяна образовались цепочки предгорных впадин, заполнявшихся озерными терригенными угленосными осадками. Обобщенный разрез Иркутско-Черемховской и Канской впадин имеет следующий вид. Геттангский ярус сложен кварцевыми ильменитсодержащими песками и каолиновыми глинами – переотложенными продуктами выветривания. Синемюрский ярус представлен конгломерато-песчано-алевритовыми слабоугленосными отложениями, переходящими вверх по разрезу в продуктивную толщу, вмещающую ряд мощных пластов бурого угля. Плинсбахский ярус - средняя юра (в Канской впадине также и верхняя юра) сложены слабоугленосными терригенными отложениями с

остатками флоры и пресноводной фауны. Общая мощность юрских отложений в Камской впадине составляет 1 км, в Иркутско-Черемховской - 0,6 км. Алдано-Становой щит в юрско-меловое время, вероятно, представлял собой активную континентальную окраину «закрывающейся» восточной части Урало-Азиатского палеоокеана. В его юрской структуре реконструируются основные элементы окраинно-континентального ансамбля: аккреционная призма (тектонические блоки, сложенные палеозойскими и раннемезозойскими отложениями в полосе, обрамляющей щит с юга) → вулканоплутонический пояс (пояс позднеюрских-раннемеловых дифференцированных интрузий гранодиоритов и диоритов Станового блока и, в меньшей степени, сильно денудированных покровов лав и пирокластитов кислого и среднего состава) → зона тыловодужного рифтогенеза (зона развития юрских впадин на границе Алданского и Станового блоков, выполненных континентальными отложениями). Разрез Чульманской и Токкинской впадин представляется следующим (снизу вверх): - нижняя юра (каолиновые аргиллиты → песчаники с прослоями конгломератов с обломками гранитов и кислых эффузивов и алевролитов); - средняя-верхняя юра (песчано-алеврито-глинистая лимническая толща с пластами каменного угля мощностью до первых десятков метров; присутствуют также горизонты туфов и лав кислых и щелочных пород); - нижний мел (песчаники, гравелиты и конгломераты с линзами глинисто-алевритовых пород); - верхний мел (толща лав кислого и среднего состава, переслаивающихся с туфами). Общая мощность юрских отложений составляет 2-3,5 км, нижнемеловых – не превышает 0,9 км, верхнемеловых – 300-350 м. Кайнозойский этаж В палеогене - раннем неогене территория Сибирской платформы испытывала слабодифференцированные малоамплитудные поднятия и представляла собой равнину. В этот отрезок геологического времени на платформе господствовали условия субтропического (жаркого и влажного) климата. Названные климатические и физико-географические условия способствовали формированию на площадях развития алюмосиликатных пород латеритных кор выветривания, с которыми связаны промышленные скопления бокситов. Остатки бокситоносных кор выветривания сохранились на юго-западном крыле Анабарской и северо-западном крыле Вилюйской синеклиз. Палеоген-миоценовые отложения, не связанные с процессами корообразования, распространены на Сибирской платформе на ограниченных площадях (восточная часть Вилюйской синеклизы, южная часть платформы). Они представлены континентальными (озерными и др.) отложениями небольшой (десятки - сотни метров) мощности. Так в разрезе Нижне-Алданской впадины выделяют две пачки (снизу вверх): - нижнюю, сложенную кварцевыми и аркозовыми песками с прослоями алевролитов, глин и линзами бурого угля (палеоцен-низы олигоцена); - верхнюю, представленную косослоистыми песчаниками с прослоями галечников, алевролитов и каолиновых глин (верхняя часть олигоцен - миоцен). Общая мощность отложений составляет 300-500 м. На юге и юго-западе Сибирской платформы развиты серо- и пестроцветные терригенные отложения палеогенового возраста мощностью до 500 м, выполняющие ряд мелких впадин, расположенных в пределах Прибайкальского предгорного прогиба. Полезные ископаемые, связанные с палеогеновыми отложениями, представлены месторождениями латеритных бокситов, каолинитов и огнеупорных глин, локализованных на юго-западе платформы, а также кварцевыми озерными песками, которые удовлетворяют требованиям в качестве сырья для стекольной промышленности. Попигайская структура находится в северной части платформы и представляет собой округлую котловину, диаметром 75-80 км, непосредственно примыкающую к Анабарскому выступу фундамента. Она выработана в породах архея, слагающих ее южный борт, и рифея - кембрия, образующих ее западное и восточное обрамления. Попигайская структура заполнена коптогенными отложениями, т.е. перемещенными продуктами механического ударного разрушения пород «мишени» (аллохтонными брекчиями), и импактитами, т.е. продуктами их ударного плавления. Кровля раздробленного фундамента во внутренней части структуры залегает на отметках -1,5 - 2 км. Зона внешнего желоба заполнена в основном аллохтонными брекчиями значительной мощности (до 1 км). Они состоят из раздробленного и перемешанного материала пород кристаллического субстрата и чехла и имеют вид обломков и глыб размером от многих сотен метров до частиц меньше 1 см, сцементированных мелкоперетертым порошковатым веществом того же состава. Сортировка, слоистость в брекчиях отсутствуют. Большую часть внутренних зон котловины заполняют импактиты. Мощность их достигает 1,6-1,7 км. Они образовались в результате ударного плавления, которому подвергались главным образом гранитоиды и гнейсы кристаллического фундамента. Среди них выделяются лавоподобные массивные разности, заключающие обломки различных пород и минералов, – тагамиты и обломочные, туфоподобные разности – зювиты. Тагамиты состоят из перекристаллизованного, частично или полностью раскристаллизованного стекла, а зювиты сложены обломками и глыбами различных пород, окаймленных стеклом. Тагамиты слагают субгоризонтальные, пластообразные линзовидные и ветвящиеся тела в нижних частях импактной толщи, а также дайки мощностью до первых сотен метров и длиной до нескольких километров. Химический состав этих пород близок таковому хапчанской серии архея. По современным представлениям Попигайская структура представляет собой астроблему, т.е. структуру, возникшую в результате удара астероида. Возраст

столкновения датируется олигоценом (43-29 млн. лет назад). В конце миоцена и в течение всего четвертичного периода значительная часть территории Сибирской платформы продолжала развиваться в платформенном режиме, испытывая слабодифференцированные малоамплитудные (до 200-400 м) поднятия и опускания. В областях господства платформенных условий в плиоцен-четвертичное время были сформированы низкие (Центрально-Алданская равнина в северной части Вилюйской синеклизы, равнины северо-восточной части платформы – на площади Оленекского и Анабарского сводов) и высокие (Центрально-Тунгусское плато в южной части Тунгусской синеклизы, Приангарское – в пределах Тасеевской синеклизы, Приленское – в южной и восточной частях Вилюйской синеклизы) равнины. В то же время в ряде других регионов Сибирской платформы проявились преимущественно блоковые, средне-, крупноамплитудные (500-2500 м), разной контрастности тектонические воздымания, которые автор склонен относить к орогеническим эпиплатформенным. В результате в пределах палеоген-раннеэоценовой Сибирской равнины возникли следующие геоморфологические единицы, очевидно, относящиеся к элементам горного ландшафта (в скобках – тектонические элементы «основания»): - Алданское нагорье (абс. отм. от 500 до 2400 м), Олекминский Становик, Становой хребет и др. (Алдано-Становой щит); - Среднесибирское плоскогорье, в т.ч. плато Путорана, Северма (абс. отм. 500-1700 м) (северная часть Тунгусской синеклизы); - Лено-Ангарское плато с абсолютными отметками 500-1000 (до 1500) м (Непско-Присянская зона); - Заангарское плато с абсолютными отметками 500-1000 м (Байкитская антеклиза); - Анабарское плато (500-1000 м) (Анабарский массив). Отметим здесь, что в новейшее время процессы горообразования проявились и в обрамлении Сибирской платформы: Становое и Северо-Байкальское нагорья, а также южная часть Патомского нагорья возникли на площади Байкальской складчатой области, горное сооружение Восточного Саяна и Енисейского Кряжа – на территории одноименных складчатых зон. Верхоянский хребет был сформирован на месте одноименной складчатой зоны и, наконец, хребет Бырранга – в осевой части Таймырского складчатого сооружения. Литогенез на территории Сибирской платформы в новейшее время происходил в континентальной обстановке. Основными факторами, определявшими развитие тех или иных генетических типов четвертичных отложений, являлись неотектонический, климатический и геологический. Влияние неотектонического и геологического факторов проявляется в том, что в областях новейшего орогенеза формируются низко-, высокогорные (в зависимости от амплитуды поднятий) геоморфологические ландшафты типа нагорий (например, Алданское нагорье – область горообразования интенсивно деформированных, расчлененных разнонаправленными разрывами геологических образований), горных хребтов (Становой хребет, маркирующий зону одноименного тектонического шва) и плоскогорий (Среднесибирское плоскогорье – область проявления средне-, крупноамплитудных поднятий на площади развития горизонтально залегающих геологических комплексов). В то же время равнинные ландшафты формируются в областях слабого и умеренного (до 500 м) воздымания или опускания. Совершенно естественно, что в пределах развития различных орографических элементов образуются и различные по генетической принадлежности типы неоген-четвертичных отложений. Горные ландшафты представляют из себя области преимущественного проявления процессов денудации, а равнинные – аккумуляции. В областях проявления интенсивного орогенеза в районах развития глубокометаморфизованных комплексов четвертичные отложения представлены коллювием (образующим скопления в подножьях крутых склонов), делювием (слагающим предгорные шлейфы в подножьях относительно пологосклонных возвышений), аллювием и др. Горообразование в пределах областей развития горизонтально залегающих пород приводит к формированию плоскогорий и плато, перекрытых чехлом четвертичных отложений, образующих зональный ряд: элювиальные (на горизонтальных водоразделах) → коллювиальные (на крутых склонах) → делювиальные (на пологих склонах) → аллювиальные или пролювиальные (в долинах постоянных или временных водотоков, пересекающих плато и плоскогорья). В названных районах широким проявлением пользуется также и особый тип солифлюкционных отложений (курумы), одевающих пологие склоны чехлом обломков глыбовой размерности. Низкие равнины – это области наиболее широкого развития аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений. Изменения климата и, в частности, неоднократные (не менее 5) оледенения оказывали влияние на строение разрезов антропогена, строение и особенности проявления процессов литогенеза в пределах речных долин и склонов не только в районах, подвергшихся оледенению, но и во внеледниковых областях. Ледниковая зона занимает меньшую (северо-западную) часть платформы, внеледниковая – северо-восточную, центральную и южную ее части. Наиболее информативными среди других в стратиграфическом и палеогеографическом отношении являются ледниковые и аллювиальные отложения. Рассмотрим историю их формирования в пределах названных ледниковой и внеледниковой зон. Во внеледниковой зоне к эоплейстоцену относятся древнейшие аллювиальные и отчасти озерные отложения, сохранившиеся на низких водоразделах и самых верхних широких террасах крупных речных долин (VII и VIII террасы Енисея, Ангары, Лены, VI терраса Вилюя и Нижней Тунгуски) высотой 100-120 м, а иногда и более 150 м. Аллювиальные отложения, состоящие из нижнего, песчано-гравийно-галечного, и верхнего,

суглинистого или супесчаного горизонтов, несут следы выветривания и обладают красноватой, красно-бурой, оранжевой или белесоватой окраской. В обломочном материале преобладают устойчивые породы и минералы – кремень, кварцит, кварц, халцедон, а также комплекс устойчивых к выветриванию минералов тяжелой фракции, в частности, алмаз и пироп. Спорово-пыльцевые комплексы содержат наряду с представителями четвертичной таежной флоры значительное количество реликтовых третичных растений, в частности широколиственных древесных пород, а также переотложенной мезозойской и даже пермской пыльцы и спор. К эоплейстоцену относится формирование части покровных водораздельных образований – глин и суглинков, часто с линзами торфа и прослойками льда, широко распространенных в северо-восточных районах платформы, в левобережье Вилюя и междуречье Лены и Оленека. Накопление этих толщ, по-видимому, началось в плиоцене и продолжалось в плейстоцене. Нижнеплейстоценовые отложения выражены аллювием VI террасы в долинах Енисея (высотой 110-130 м), Ангары (55-60 м), Лены (70-80 м) и V террасы в долинах Нижней Тунгуски и Вилюя (70-80 м). В них встречаются остатки млекопитающих Тираспольского фаунистического комплекса. Нижняя, песчано-галечная, часть аллювия с обедненной по сравнению с эоплейстоценом тундрово-лесостепной флорой отвечает доледниковому горизонту, верхняя, песчано-галечная и суглинистая часть – демьянскому ледниковому горизонту. Зона распространения многолетнемерзлых пород в раннеплейстоценовую ледниковую эпоху, судя по данным изучения ископаемых криогенных явлений, продвинулась к югу до 56° с.ш., охватив большую часть платформы. Среднему плейстоцену во внеледниковой зоне отвечает формирование аллювиальных и аллювиально-озерных отложений двух более низких речных террас с остатками млекопитающих хазарского фаунистического комплекса: это V и IV террасы Енисея (высотой 75-80 и 45-55 м), Ангары (40-45 и 25-35 м), Лены (60-80 и 40-60 м) и IV и III террасы Нижней Тунгуски (45-55 и 30-38 м) и Вилюя (45-60 и 30-40 м). Накопление аллювия верхней террасы начиналось в тобольскую межледниковую эпоху и завершалось в самаровскую ледниковую, являющуюся временем самого значительного распространения оледенения на севере Сибири. В связи с этим в нижнем течении Енисея и Лены возникали запруды, созданные Путоранским ледниковым щитом (на Енисее) и ледниками, спускавшимися в долину Лены с Верхоянского хребта. Выше (южнее) этих запруд на широких площадях Западно-Сибирской и Центральноякутской (Ленно-Вилюйской) равнин накапливались озерно-аллювиальные слоистые песчано-глинистые осадки мощностью до нескольких десятков, а на Лене – до 100 м, Абсолютная высота самаровского подпрудного бассейна на Енисее, доходившего на юге до устья Ангары, достигала 120-140 м. В позднем плейстоцене формировались аллювиальные отложения с остатками млекопитающих верхнепалеолитического комплекса III, II и I террас Енисея, Ангары, Лены, II и I террас Нижней Тунгуски и Вилюя высотой от 25-40 до 10-15 м. Аллювий верхней террасы отвечает казанцевскому межледниковому и зырянскому ледниковому горизонтам, нижних террас – каргинскому межледниковому и сартанскому ледниковому. Сползавшие с плато Путорана и с Верхоянских гор ледники вызывали подпруды долин Енисея и Лены. На Енисее уровень подпрудного водоема, в котором накапливались аллювиально-озерные осадки III террасы, достигал абсолютной высоты 55-60 м. Остатки пыльцы и спор в перигляциальных отложениях зырянского горизонта свидетельствуют о безлесных тундрово-степных ландшафтах, а криотурбации о связи их с эпохой оледенения. Остатки растительности таежного типа в отложениях казанцевского и каргинского горизонтов говорят о климатических условиях, близких к современным, а в отдельные моменты несколько более теплых. К голоцену относится формирование пойм речных долин. Палинологические данные свидетельствуют о сильном потеплении, происходившем до климатического оптимума 5-7 тыс. лет назад и похолодании во второй половине голоцена. В ледниковой зоне северо-западной части платформы не обнаружено ни ледниковых, ни типично перигляциальных эоплейстоценовых образований. К эоплейстоцену в нижнем течении Енисея близ Туруханска относятся аллювиальные отложения на абсолютных отметках до -200-240 м, выполняющие древние переуглубленные погребенные долины. Достоверно ледниковых нижнеплейстоценовых образований на северо-западе платформы пока не обнаружено; по-видимому, они были уничтожены последующей эрозией и экзарацией. Нижнеплейстоценовые отложения в Приенисейской зоне представлены аллювиальными, иногда мореноподобными и покровными делювиально-солифлюкционными образованиями, а в Усть-Енисейске и впадине – также озерно-эстуарными и морскими глинистыми и супесчаными осадками. Главный центр оледенения, вероятно, находился в районе Путораны, откуда ледник расползался до Енисея, низовий Нижней Тунгуски и верховий Пясины и Хатанги. К началу среднего плейстоцена – тобольской межледниковой эпохе – в нижнем течении Енисея относятся аллювиальные, озерно-аллювиальные и морские глинистые отложения (туруханские слои) северной трансгрессии, в значительной мере уничтоженные последующей эрозией и экзарацией. Самаровской ледниковой эпохе соответствует самое значительное покровное оледенение на Сибирской платформе. Судя по широкому распространению донных морен и скоплениям ледниковых валунов, ледниковый покров, центрами которого были Путоранская и Анабарская возвышенности, спускался на севере в

Пясино-Хатангскую депрессию, на востоке к верховьям Оленека и Вилюя, а на юге и западе переходил на Нижнюю Тунгуску и Енисей и смыкался с Северо-Уральским ледниковым щитом. Меньшие ледниковые щиты покрывали Таймыр и о-ва Северной Земли Самаровская моренная толща (в понижениях рельефа – низовьях Енисея, Норильской депрессии мощностью 30-80 м) фациально смыкается и перекрывается озерно-ледниковыми и флювиогляциальными образованиями (до 20-30 м), а местами также морскими отложениями межледниковой трансгрессии, отвечающей мессовско-ширтинской эпохе. Моренные отложения тазовского ледникового горизонта распространены в тех же районах, что и самаровского, но на меньшей площади. В Приенисейской зоне к нему относятся несколько поясов моренных гряд. К западу от Енисея в разрезе самаровского и тазовского горизонтов, первоначально считавшихся донными моренами, впоследствии были обнаружены остатки холоднолюбивой морской фауны (моллюски и пр.), позволившие предполагать их мариногляциальное происхождение. К казанцевскому (межледниковому) горизонту низов верхнего плейстоцена относятся мелководно- и прибрежно-морские пески, супеси, суглинки с бореальной фауной, широко распространенные в низовьях Енисея, в Пясино-Хатангской впадине и ингрессивно проникающие в Норильскую и Попигайскую депрессию. По возрасту им соответствуют озерные ленточные алеврито-глинистые отложения с известковыми конкрециями, залегающие в понижениях ледникового рельефа. Казанцевские отложения перекрываются комплексом моренных, озерно-ледниковых и флювиогляциальных отложений зырянского ледникового горизонта. Зырянское оледенение охватило несколько меньшую площадь, чем тазовское и тем более самаровское, и было выражено самостоятельными Путоранской, Анабарской и Таймырской ледниковыми шапками. Границы распространения оледенения фиксируются краевыми моренами нескольких стадий. На поздних стадиях оно приобрело в Путоранском нагорье горно-долинный характер. Каргинской межледниковой эпохе (50-25 тыс. лет назад) отвечает на северо-западе платформы накопление озерно-аллювиальных, лагунных, прибрежно- и мелководно-морских отложений. Мощность песчано-алевритовых и валунно-галечных прибрежных и мелководно-морских каргинских осадков достигает 50-70 м. При последующем гляциоэвстатическом «воздымании» они были подняты на несколько десятков – 100 м над уровнем океана. Палинологический анализ разреза каргинских отложений позволяет выделить в этой межледниковой эпохе три потепления, чередовавшихся с похолоданиями. Последнее оледенение – сартанское (25-10 тыс. лет назад) – было меньшим, чем зырянское, проявилось только на плато Путорана и имело горно-долинный, троговый, а на последних стадиях – каровый характер. Максимальное продвижение ледников (гыданское) имело место 20 тыс. лет назад, второе – 14 тыс. лет и последнее (норильское, соответствующее стадии Сальпауселья на Балтийском щите) – около 11 тыс. лет назад.