

Er.5.12

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA GEOLOOGIA INSTITUUDI UURIMUSED
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

X

ГЕОЛОГИЯ ПАЛЕОЗОЯ

ТАЛЛИН 1962 TALLINN

К ГЕОЛОГИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ (ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ)

К. Ф. КАЯК

Материалом для настоящего сообщения послужили изученные автором керны глубоких скважин Каагвере, Сирваку, Киома, Кариярве, Эльва, Ньуни, Отепя, пробуренные Управлением геологии и охраны недр при СМ ЭССР в 1960—1961 гг., а также данные глубокого бурения прежних лет (скважины Вьямела, Выру, Палу и Мынисте).^{*} Кроме того, в целях увязки со стратиграфическими разрезами средней части Эстонии были использованы данные Л. Пылма, Н. Кырвел и автора по глубоким скважинам Лаэва, Паламузе, Раннапунгерья и Ныва (рис. 1).

Определение фауны ордовика и силура из глубоких скважин выполнено А. Рыымусоксом, Р. Мяннилем, Д. Кальо, В. Журавлевой и др., которым автор выражает свою признательность. Л. Сарв на основании остракод расчленил разрез ордовика в скважине Выру^{**}. Анализ ордовикской фауны Юго-Восточной Эстонии показывает, что она значительно отличается от фауны ордовика Северной Эстонии и содержит сравнительно много скандинавского элемента. Ввиду этого при предварительном расчленении разрезов ордовика Юго-Восточной Эстонии мы исходили главным образом из литологического характера пород с учетом, по возможности, и фаунистических данных. Проведенное нами расчленение разрезов требует уточнения на основе дальнейшей обработки палеонтологического материала.

Как это следует из приведенных в статье разрезов (рис. 2 и 3), в геологическом строении территории Юго-Восточной Эстонии принимают участие докембрийские, кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские и четвертичные отложения. Их расчленение произведено в соответствии со стратиграфической схемой, принятой для Эстонской ССР (Аалоз и др., 1958).

Докембрий представлен главным образом гнейсами архея (Ag) с интродуцированными в них протерозойскими (Prz) гранитами. В более южных скважинах (Отепя, Вьямела, Выру) обнаружены диабазы и габбровые породы. При интерпретации геофизической аномалии Лаэва—Тарту, протягивающейся в юго-восточном направлении, по дан-

^{*} Л. Б. Паасикиви. Геологическое строение Хааньяско-Локновского поднятия, расположенного на южном склоне Балтийского щита Русской платформы, 1955. Рукопись. Фонды ВНИГРИ; Л. Б. Паасикиви. Геологическое строение Локновского района и его возможные коллектора, 1956. Рукопись. Фонды ВНИГРИ.

^{**} L. Sarv. Ordoviitsiumi ostrakoodide levikust Aiaama, Võru, Plavinase ja Vilniuse piirauagus. 1958. Рукопись. Фонды Института геологии АН ЭССР.

ным скважины Каагвере здесь следует предполагать наличие и амфиболо-мигматито-гранитовой формации.

Мощность коры выветривания составляет обычно несколько метров, местами же она развита и глубже (по трещинам).

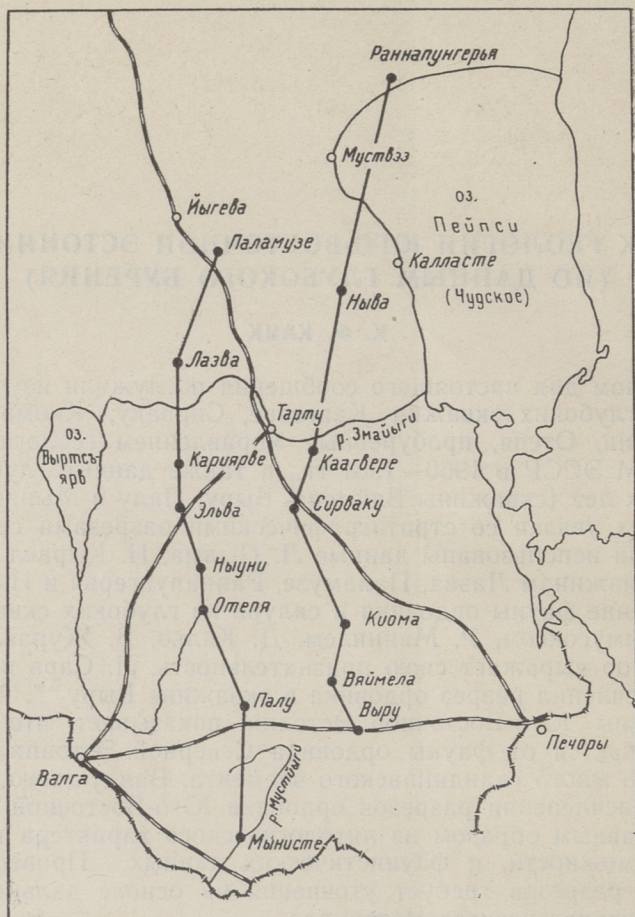


Рис. 1. Схема расположения буровых скважин и геологических профилей по линиям Раннапунгерья—Каагвере—Выру и Паламузе—Отепя—Мынисте.

Поверхность кристаллического фундамента постепенно погружается к югу (ее абс. отметка в Паламузе — 342 м, в Каагвере — 433 м и в Отепя — 490 м); в средней части рассматриваемого района она залегает почти на одном и том же уровне (Отепя — 490 м, Ваймела — 496 м и Выру — 500 м), а на южной окраине Юго-Восточной Эстонии, в районе Мынистеско-Локновского поднятия, поверхность кристаллических пород резко поднимается на несколько сотен метров (в Мынисте абс. отметка 232 м).

В пределах Мынистеско-Локновского поднятия девонские породы несогласно ложатся на ордовикские и кембрийские отложения и на кристаллический фундамент. Следовательно, Мынистеско-Локновское поднятие формировалось главным образом во время каледонской складчатости, в результате глыбовых движений. Поднятие продолжалось и

позже, так как, по данным Л. Б. Паасикиви, Локновская структура прослеживается в виде куполовидных поднятий и в девонских отложениях.

На размытой поверхности кристаллического фундамента (кроме сводовой части Мынистеско-Локновского поднятия) залегают кембрийские отложения. Кембрий начинается комплексом (19—35 м) песчаников и алевроитов, местами с прослойками гравелитов и глин гдовской свиты ($Сm_{1gd}$). Окраска пород обычно серая или красноватая.

За ними следуют серые глины котлинской свиты ($Сm_{1kt}$), для которых характерна тонкая ленточная слоистость и сапропелитовые пленки (ламинариты) на поверхностях наслоения. Встречаются тонкие (0,5—4 мм) прослойки светло-серого алевроита. В кровле котлинской свиты развиты разноцветные (белые, желтые, фиолетовые, красноватые) каолиновые глины, указывающие на подводное или наземное выветривание. Мощность свиты уменьшается в южном направлении (Раннапунгерья — 30 м, Паламузе — 23 м, Каагвере — 19 м, Выру — 12 м), а в районе Отепя свита совсем отсутствует (как и ломоносовская, и лонтоваская свиты).

Следующий цикл осадконакопления начинается серыми песчаниками и алевролитами ломоносовской свиты ($Сm_{1lm}$) мощностью 0—14 м. Над ними залегают алевролитовые, синевато-зеленые и зеленовато-серые, местами фиолетовые глины лонтоваской свиты ($Сm_{1ln}$). В нижней части свиты встречаются прослойки (0,1—30 см) серого песчаника и алевроита. Верх лонтоваской свиты сложен пестроцветными каолиновыми глинами. Мощность свиты к югу уменьшается (Раннапунгерья — 68 м, Паламузе — 51, Каагвере — 29, Выру — 6 м).

Разрез кембрия венчается мощной толщей песчаников, соответствующих, по-видимому, пиритаской ($Сm_{1pr}$) (?) и тискреской ($Сm_{2ts}$) свитам. Песчаники кварцевые, светлые, слабо сцементированные, алевроитовые, местами с редкими зернами глауконита; мощность их увеличивается в южном направлении от 20 до 45 м.

Залегание в разрезе скважины Отепя описанных песчаников непосредственно на гдовской свите показывает, что пиритаская (?) и тискреская свиты залегают в пределах Отепяской возвышенности несогласно на более древних кембрийских породах, которые в южном направлении постепенно выклиниваются (рис. 3). Южнее Отепяской возвышенности тискреская и пиритаская (?) свиты лежат уже непосредственно на кристаллическом фундаменте (рис. 3), как это установлено в разрезе скважины Лаанеметса, заложенной на северном склоне Мынистеско-Локновского поднятия (в 10 км к западу от скважины Мынисте). Следовательно, район современной Отепяской возвышенности, а также Мынистеско-Локновская структура имели тенденцию к поднятию еще в кембрии.

Описанным несогласием, по-видимому, объясняется и тот факт, что воды нижнекембрийского водоносного горизонта в этой части Эстонии обычно минерализованные, в пределах Отепяской возвышенности (по данным откачки из скважины Отепя) оказались пресными, так как они свободно сообщаются с водами более верхних слоев, в частности с водами кембро-ордовикского водоносного горизонта.

Разрез ордовика в Юго-Восточной Эстонии начинается пакерортским горизонтом (O_{1pk}), представленным слабо сцементированными кварцевыми мелкозернистыми алевроитистыми светло-серыми и желтоватыми песчаниками с мелкими фрагментами оболуд. Мощность горизонта 8—13 м.

Лээтсеский горизонт (O_{1lt}) слагается разноцветными доломитовыми песчаниками, доломитизированными известняками и доломитами, для

которых характерно содержание многочисленных крупных зерен глауконита. Мощность горизонта измеряется несколькими десятками сантиметров.

Над породами лээтсеского горизонта лежит мощная (18—36 м) нижнеордовикская коричневатокрасная песчанокарбонатная толща. В средней части этой толщи наблюдаются железистые оолиты и резко выраженная поверхность перерыва, импрегнированная желтоватобурым железняком; выше последней зерна глауконита не встречаются. На основании этой литологической границы выделяются волховский (O_{1vl}) и кундаский (O_{1kn}) горизонты*. Мощность горизонтов увеличивается в южном направлении соответственно от 5 до 20 и от 13 до 17 м. Волховский горизонт обычно представлен в нижней своей части доломитами и песчаниками, а в верхней его части преобладают глинистые известняки. Кундаский горизонт сложен глинистыми, местами доломитизированными известняками, в нижней же части разреза — также и песчанистым известняком.

К азерскому горизонту (O_{2as}) относятся серые, коричневатокрасные (в более южных районах) известняки, для которых характерно присутствие железистых оолитов. Мощность горизонта 3,5—7 м.

Ласнамягиский горизонт (O_{2ls}) слагается в нижней части разреза синеватосерыми (в окрестностях Выру также и красноватобурыми) крепкими известняками со стилолитовыми образованиями и пиритизированными поверхностями перерыва; в верхней его части преобладают глинистые известняки. Мощность горизонта увеличивается с севера на юг от 4 до 16 м.

За этими известняками следуют сильно глинистые, синеватосерые и зеленоватосерые, крупнодетритовые известняки ухакусского (O_{2uh}) и кукурузеского (O_{2kk}) горизонтов с обильной фауной и частыми более темными тонкими прослойками глин и мергеля. Если в более северных из рассматриваемых скважин (Раннапунгерья, Ныва, Паламузе, Лаэва) встречаются еще тонкие прослойки горючих сланцев, то в более южных скважинах (Каагвере, Отепя, Вяймела, Выру) они отсутствуют совсем; лишь местами наблюдаются тонкие прослойки битуминозного мергеля.

Мощность ухакусского горизонта (10—18 м) возрастает в южном направлении, как это характерно и для вышеописанных горизонтов ордовика. Последующие горизонты среднего ордовика, наоборот, характеризуются общим уменьшением мощности в южном направлении. Так, мощность кукурузеского горизонта в скважине Паламузе — 13,4 м, Лаэва — 12,7 м, Каагвере — 9,8 м, Отепя — только 2,8 м; в скважине Выру снова отмечается возрастание мощности — она достигает здесь 12 м.

В качестве курнаской подсерии выделяется толща зеленоватых, зеленоватосерых и серых известняков, мергелей и глин, общей мощностью 16,5—37 м. Из них в идавереском (O_{2id}) горизонте преобладают известняки мощностью 5—10 м, в йыхвиском (O_{2jh}) — мергели и глины (6—9 м), в кейласком (O_{2kl}) и оандуском (O_{2on}) горизонтах — известняки и мергели (5—12 м). Местами встречаются тонкие прослойки метабентонита и его аналогов — мергелей и глин с биотитом. Количество их уменьшается в южном направлении.

Раквереский горизонт (O_{3rk}) характеризуется главным образом

* По фауне остракод границу между волховским и кундаским горизонтами следовало бы провести на несколько метров ниже. Это относится и к границам между кундаским, азерским, ласнамягиским и ухакусским горизонтами.

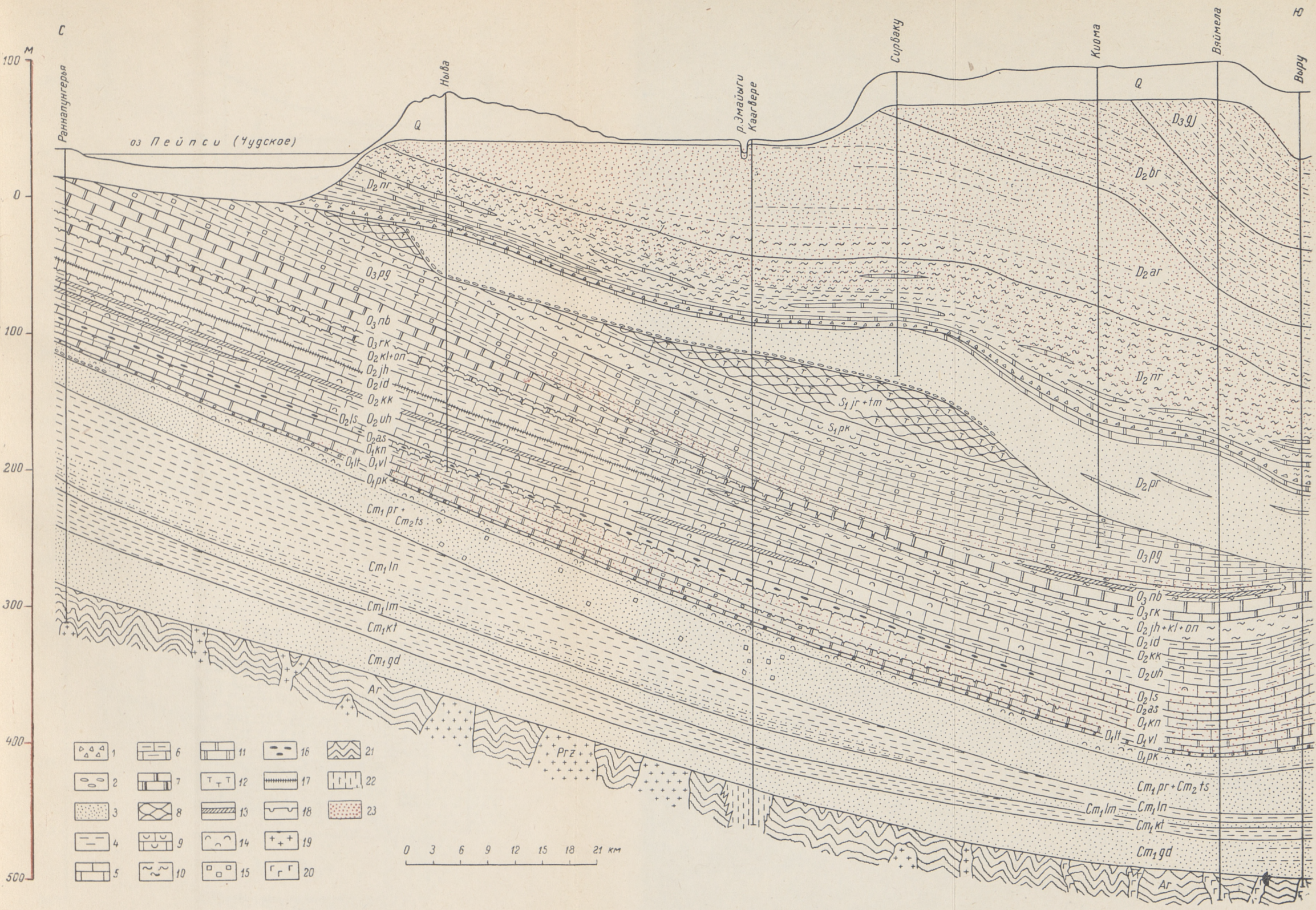


Рис. 2. Геологический профиль по линии Ранпаунгерья—Каагвере—Выру.

1 — брекчия; 2 — конгломерат; 3 — песчаник (песок) или алевролит (алеврит); 4 — глина; 5 — известняк; 6 — известняк глинистый, часто с тонкими прослойками мергеля и глин; 7 — известняк афанитовый; 8 — известняк комковатый; 9 — известняк биоморфный; 10 — мергель; 11 — доломит; 12 — доломитизация; 13 — кукурсит и глинистые битуминозные сланцы; 14 — обилие фауны; 15 — зерна глауконита; 16 — железистые оолиты; 17 — метабентонит (и его аналоги); 18 — поверхности перерыва; 19 — граниты; 20 — основные породы (габбро, диабаз); 21 — гнейсы; 22 — амфиболо-мигматито-гранитовая формация; 23 — красноцветные отложения. Ввиду мелкого масштаба слоистые комплексы перемежающихся пород обозначены комбинацией условных знаков. Кроме того, местами для показа маломощных слоев даны внесмасштабные условные обозначения, например для лээтского горизонта.

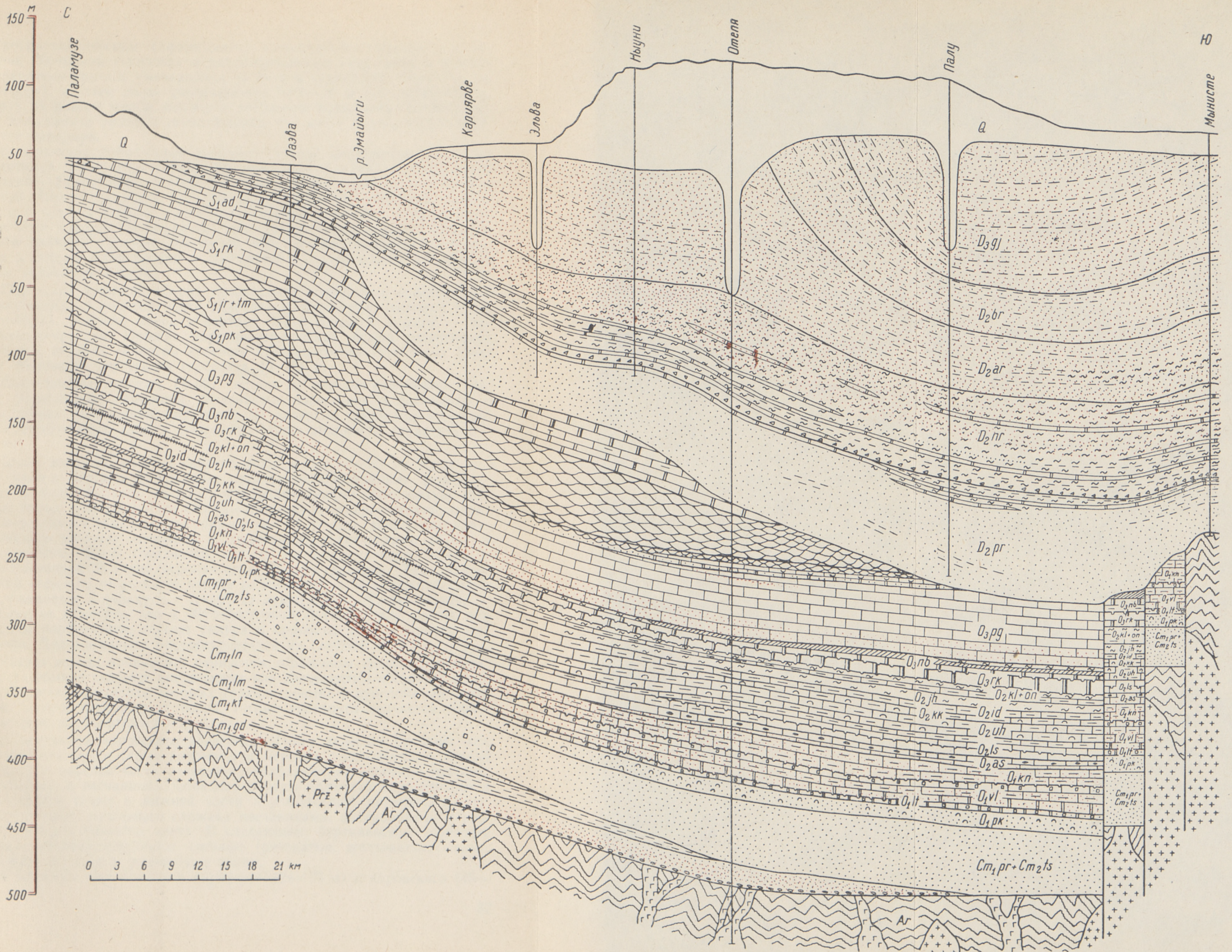


Рис. 3. Геологический профиль по линии Паламузе—Отеля—Мынисте.
 Условные обозначения см. на рис. 2.

микросталлическим (афанитовым) известняком с раковистым изломом. Мощность горизонта в рассматриваемых скважинах в южном направлении вначале уменьшается до 3—4 м (скважины Ныва, Лаэва, Каагвере), а затем снова увеличивается до 6—10 м (скважина Отепя, Выру). В районе малой мощности горизонта афанитовые разновидности известняков развиты незначительно и с ними связан ряд поверхностей перерыва.

В основании набалаского горизонта (O_3pb) выделяются глинистые известняки (паэжнская пачка), над которыми залегают микросталлические (афанитовые) известняки с раковистым изломом (сауньяская пачка). Верхи горизонта представлены комплексом мергелей, известняков и глин, в которых встречаются тонкие прослойки черного битуминозного сланца. По-видимому, они соответствуют черным третасписовым сланцам Швеции. Мощность набалаского горизонта уменьшается в южном направлении и составляет в более южных скважинах лишь несколько метров.

Пиргуский горизонт (O_3pg) представлен глинистыми известняками (преобладают в нижней части разреза) и мергелями (верхняя часть горизонта). Окраска пород в верхней части серая, в нижней — коричневатокрасная. Нижняя коричневатокрасная толща известняков является, видимо, аналогом красного третасписового известняка Швеции. Мощность пиргуского горизонта 45—53 м.

Поркуниский горизонт (S_{1pk}) состоит из песчано-карбонатных пород (известковые песчаники, песчаные известняки и доломиты) и биогермных известняков, над которыми залегают глинистые известняки с прослойками глин и мергелей. Общая мощность горизонта 8—13 м.

Далее вверх по разрезу следует мощная (до 50—55 м) толща известняков с частыми волнистыми глинистыми прослойками (преобладают в нижней части толщи), обуславливающими комковатую текстуру пород. Эти известняки и глины представляют нерасчлененную толщу юурского и тамсалуского горизонтов ($S_{1jr—tm}$). Ввиду досреднедевонского размыва доломиты и известняки райккюлаского (S_{1rk}) и адавереского (S_{1ad}) горизонтов, как и всего лландовери, имеют в Юго-Восточной Эстонии ограниченное распространение. Так, адавереский горизонт отсутствует южнее р. Эмайыги, а весь нижний силур выклинивается к западу и к северу от линии Ныва—Киома—Палу.

Следует отметить, что в Юго-Восточной Эстонии залегающие под девоном карбонатные породы силура и ордовика сильно доломитизированы. Доломитизация распространяется на глубину до 20 м.

Разрез девона начинается пярнуским горизонтом (D_2pr). В основании его обычно залегает конгломерат или гравелистый песчаник; выше лежат песчаники (верхи которых трохилисковые) с прослойками алеврита, глин и карбонатных пород. Разрез горизонта венчается тонкослоистыми карбонатными породами.

В основании наровского горизонта (D_2nr) залегает брекчия, над ней располагаются серые доломиты и мергели с прослойками черной глины, а в верхней части разреза преобладают разноцветные мергели, алевриты и песчаники. Последние породы являются переходными и доминируют также в нижней части арукюлаского горизонта (D_2ar). Верхняя часть последнего сложена песчаниками, алевритами и глинами, обычно красного цвета. В следующем, буртниеком горизонте (D_2br) наблюдаются более светлые (розоватые, желтоватые, серые, красные) песчаники, алевриты и глины.

В то время как мощность пярнуского (24—73 м) и наровского (45—

79 м) горизонтов увеличивается с севера на юг, мощность арукюлаского (43—88 м) и буртниекского (36—62 м) горизонтов имеет тенденцию к уменьшению в южном направлении.

Из пород верхнего девона в рассмотренных скважинах вскрыты лишь песчаники, алевролиты и глины гауйского горизонта (D_3gj), мощностью 65—70 м.

Управление геологии и охраны недр
при СМ ЭССР

ЛИТЕРАТУРА

Аалое А. О., Марк Э. Ю., Мянниль Р. М., Мююрисепп К. К., Орвику К. К. 1958. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Ин-т геологии АН ЭССР, Таллин.

KAGU-EESTI GEOLOOGIAST SÜGAVPUURIMISE ANDMEIL

К. КАЖАК

Resümee

Artiklis esitatakse lühiülevaade Kagu-Eesti geoloogiast Kaagvere, Sirvaku, Kioma, Otepää, Nõuni, Karijärve, Väimela, Võru, Palu, Mõniste, Palamuse, Rannapungerja, Nõva ja Laeva puuraugu andmeil (joon. 1). Nimetatud puuraukude alusel koostatud põhja—lõuna-suunalistest läbilõigetest (joon. 2, 3) nähtub, et Kagu-Eesti aluspõhi koosneb eelkambriumi, kambriumi, ordoviitsiumi, siluri, devoni ja kvaternaari ladestust. Nende stratigraafiline liigestamine on läbi viidud põhiliselt litostratigraafilisel alusel. Fauna analüüs näitab, et Kagu-Eesti ordoviitsiumi fauna levik erineb sellest Põhja-Eestis.

Aluskord koosneb arhaikumi gneissidest ning neisse intrudeerunud proterosoikumi graniitidest, harvem aluselitest kivimitest. Aluskorra pealispind madaldub üldiselt lõuna suunas, tõustes järsult Lokno—Mõniste kerkealal, mis on tekkinud pangaseliste tõusuliikumiste tulemusena kaledoonilise kurrutuse ajal. Kambriumi alumises osas esinevad gdovi kihistu (Cm_1gd) liivakivid, siis kotlini kihistu (Cm_1kt) savid, lomonossovi kihistu (Cm_1lm) liivakivid, lontova kihistu (Cm_1ln) savid ning lõpuks pirita (Cm_1pr) ja tiskre kihistu (Cm_2ts) liivakivid. Viimased lasuvad Otepää kõrgustiku piires ja sellest lõuna suunas lontova ning kotlini kihistu arvel. Alamordoviitsiumi ontika alamseeriale (punakad lubjakivid, dolomiidid, liivakivid) on iseloomulik paksuste suurenemine lõuna suunas. See tendents jätkub keskordoviitsiumi aseri (O_2as), lasnamäe (O_2ls) (hallid lubjakivid) ja uhaku (O_2uh) (hallid lubjakivid savikate vahekihtidega) lademes. Kukruse lade (O_2kk) (samuti hallid lubjakivid savikate vahekihtidega) ja kurna alamseeria (rohekashallid lubjakivid, merglid, savid) õhenevad lõuna suunas. Ka rakvere lademe (O_3rk) (põhiliselt afaniitne lubjakivi) paksus väheneb esmalt lõuna suunas, millega kaasneb rohkete diskontinuiteedipindade esinemine, kuid veelgi lõuna-poolsemates puuraukudes võib jällegi täheldada lademe paksuse suurenemist. Saaremõisa kompleksis võib nabala lademe (O_3nb) piires eristada all hallikaid savikaid lubjakive (paekna kihid), siis afaniitseid lubjakive (saunja kihid) ning ülal mergleid musta bituminoosse savikilda vahe-

kihtidega, mis vastavad tõenäoliselt Rootsi mustadele *Tretaspis*-kiltadele. Pirgu lademes (O_3pg) esinevad all punakad lubjakivid (Rootsi punase *Tretaspis*-lubjakivi tõenäoline analoog), ülal hallid savikad lubjakivid ja merglid. Nabala lademe paksus väheneb, pirgu lademel aga mõnevõrra suureneb lõuna suunas. Siluri ladestu algab porkuni lademe (S_{1pk}) terrigeense-karbonaatse kompleksiga. Enamiku siluri läbilõikest haaravad juuru ja tamsalu lademe (S_{1jr-tm}) savikad muguljad lubjakivid. Raikküla (S_{1rk}) ja adavere (S_{1ad}) dolomiitide ning lubjakivide levik on keskdevoniseelse denudatsiooni tõttu piiratud. Sellepärast suidub ka kogu silur Nõva—Kaagvere—Palu joonel. Devonialused ordoviitsiumi ja siluri lubjakivid ning merglid on dolomiidistunud. Dolomiidistumisvööndi sügavus ulatub 20 m. Devon algab keskdevoni pärnu lademe (D_{2pr}) konglomeraatide, liivakivide, aleuoliitide ja karbonaatsete kivimitega. Naroova lademes (D_{2nr}) võib alt üles esile tõsta bretšat, halle dolomiite ja mergleid musta savi vahekihtidega, violetjaid, pruunikaid ja punakaid liivakive ja aleuoliite. Viimased lähevad üle aruküla lademesse (D_{2ar}), mis moodustubki punakatest liivakividest ja aleuoliitidest savivahekihtidega. Burtnieki lademes (D_{2br}) esinevad samad kivimid, kuid nad on heledamate värvitoonidega. Kui pärnu ja naroova lademetes paksused suurenevad kagu suunas, siis aruküla ja burtnieki lademetes täheldatakse samasuunalist õhenemist. Ülemdevonit iseloomustab all terrigeenne, ülal karbonaatne kompleks.

*Eesti NSV Ministrite Nõukogu
Geoloogia ja Maapõuevarade
Kaitse Valitsus*

ON THE SUBSURFACE GEOLOGY OF SOUTH-EAST ESTONIA

K. KAJAK

Summary

The author presents a brief survey of the geology of South-East Estonia on the basis of deep boring effected at Kaagvere, Sirvaku, Kioma, Otepää, Nõuni, Karijärve, Väimela, Võru, Palu, Mõniste, Palamuse, Rannapungerja, Nõva and Laeva (fig. 1). The NS sections effected on the basis of the above-mentioned borings (figs. 2, 3) show that the bedrock of SE Estonia is composed of Pre-Cambrian, Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian and Quaternary rocks. Their stratigraphic division has been carried out chiefly on the basis of lithological data. The analysis of the fauna shows that the vertical range of South-Estonian Ordovician fauna differs from that of North-Estonia.

The basement consists of the gneisses of the Archaicum and granites intruded therein in the Proterozoicum, and less frequently — of basic rocks. The surface of the basement generally deepens in a southerly direction and rises abruptly in the uplift of Lokno-Mõniste which was formed as a result of tectonic movements during the Caledonian folding.

In the lower part of the Cambrian occur sandstones and aleurolites of the Gdov formation (Cm_{1gd}) upon which follow the clays of the Kotlin formation (Cm_{1kt}), sandstones of the Lomonossov (Cm_{1lm}), clays of the Lontova (Cm_{1ln}), and at last, sandstones of the Pirita (Cm_{1pr}) and Tiskre (Cm_{2ts}) formations. In the area of the Otepää elevation and south

of it, the two last-mentioned formations lie in disconformity on older rocks. The thicknesses of the Cambrian decrease in a southerly direction, and that at the expense of the Lontova and Kotlin formations.

Typical of the Lower Ordovician Ontican subseries (reddish limestones, dolomites, sandstones) is an increase of the thicknesses in a southerly direction. This tendency continues with the Middle-Ordovician Aseri (O_{2as}), Lasnamägi (O_{2ls}) (grey limestones), and Uhaku (O_{2uh}) (grey limestones with argillaceous interstratification) stages. The Kukruse stage (O_{2kk}) (grey limestones with argillaceous interstratifications) and the Kurna subseries (greenish-grey limestones, marls and clays), on the other hand, have a tendency of decreasing towards the south. The thickness of the Rakvere stage (O_{3rk}) (mainly aphanitic limestones) at first also decreases towards the south, with a great number of discontinuity surfaces occurring in that part, but in the southernmost boreholes an increase is again observed. In the Saaremõisa complex, in the part of the Nabala stage (O_{3nb}) greyish argillaceous limestones (Paekna beds) can be defined, then aphanitic limestones (Saunja beds), and above them marls with black bituminous argillaceous shale interstratifications, which probably correspond to the black Tretaspis shales in Sweden. In the lower part of the Pirgu stage (O_{3pg}) lie reddish limestones (a probable analogue of the red Tretaspis limestone of Sweden), and above them — grey argillaceous limestones and marls. The thickness of the Nabala stage decreases towards the south, but that of the Pirgu stage somewhat increases in the same direction.

The Silurian deposits begin with the terrigenous carbonate complex of the Porkuni stage (S_{1pk}). The greater part of the Silurian section is made up by argillaceous nodular limestones of the Juuru and Tamsalu stages (S_{1jr-tm}). The distribution of the dolomites and limestones of the Raikküla (S_{1rk}) and Adavere (S_{1ad}) stages is limited on account of the pre-Middle-Devonian denudation. Owing to this denudation the Silurian rocks thin out on the line of Nõva-Kaagvere-Palu.

The Ordovician and Silurian limestones and marls which lie under the Devonian strata have been dolomitized. The zone of dolomitization attains a thickness of 20 m.

The Devonian deposits begin with the conglomerates of the Middle-Devonian Pärnu stage (D_{2pr}) (sandstones, aleurolites, and carbonate rocks). In the Narova stage (D_{2nr}), in the upward direction, breccia is followed by grey dolomites and marls with black clay interstratifications, violet, brownish and reddish sandstones and aleurolites. A gradual transition of the latter into the Aruküla stage (D_{2ar}) is observed. This stage is mainly composed of reddish sandstones and aleurolites with argillaceous interstratifications. In the Burtniek stage (D_{2br}) the same rocks occur in a lighter shade of colour. The thicknesses of the Pärnu and Narova stages increase towards the southeast, while the Aruküla and Burtniek stages show a decreasing tendency in the same direction.

The Upper Devonian is characterized by a terrigenous complex in the lower, and a carbonate complex in the upper part.

*Board of Geology and Protection of Mineral Resources
attached to the Council of Ministers
of the Estonian S. S. R.*