

Санкт-Петербургский государственный университет

Шергина Евгения Андреевна

Выпускная квалификационная работа

Физико-механические свойства песков территории Санкт-Петербурга

Основная образовательная программа магистратуры

по направлению 05.04.01 «Геология»

Кафедра грунтоведения и инженерной геологии

Научный руководитель:

ст. преподаватель М.А. Лаздовская

Рецензент:

ген. директор ООО "ГеоЛаб" Асриян Д.Э.

Санкт-Петербург

2018 г.

Содержание

Введение.....	3
Глава 1. Физико-географическое описание района.....	5
1.1 Географическая характеристика района.....	5
1.2 Климат.....	5
1.3 Гидрография.....	5
Глава 2. Геологические и гидрогеологические условия.....	7
2.1 Геологические условия.....	7
2.1.1 Геоморфологические условия.....	7
2.1.2 Стратиграфия.....	7
2.1.3 Тектоника.....	20
2.1.4 История геологического развития.....	23
2.2 Гидрогеологические условия.....	33
Глава 3. Основные генетические типы песчаных отложений на территории Санкт-Петербурга.....	36
Глава 4. Литературный обзор.....	38
Глава 5. Природа физико-механических свойств песчаных грунтов.....	41
5.1. Типы структурных связей в песчаных грунтах.....	42
5.2. Основные физические свойства песчаных грунтов.....	47
5.3. Понятие прочности и деформируемости песчаных грунтов.....	51
Глава 6. Исследование физико-механических свойств песчаных грунтов.....	55
6.1 Пенетрационные испытания.....	56
6.2 Сдвиговые испытания.....	77
6.3 Угол естественного откоса.....	82
6.4 Обсуждение результатов исследований.....	85
Заключение.....	90
Список литературы.....	91

Введение

При проведении инженерно-геологических изысканий одной из главнейших задач является определение физико-механических свойств грунтов. Физические свойства грунтов необходимы для точного определения наименования грунта, механические свойства необходимы для расчета устойчивости фундаментов, оснований зданий и сооружений.

Инженерно-геологический разрез города Санкт-Петербурга весьма разнообразен. Большую его часть слагают дисперсные грунты, такие как суглинки, супеси, пески различного генезиса. Объектом исследования данной работы стали песчаные отложения в силу их широкого распространения на территории Санкт-Петербурга.

Пески являются одним из наиболее широко распространенных в геологической среде типов дисперсных грунтов. Кроме того, дисперсные несвязные грунты (пески) повсеместно используют в строительстве для возведения различных инженерных сооружений и в качестве строительного материала. Поэтому правильное определение физико-механических свойств песков является важной практической и теоретической задачей.

Целью данной работы является определение механических, а именно прочностных (угол внутреннего трения и величина сцепления) и физических свойств дисперсных несвязных грунтов (песков) территории Санкт-Петербурга при проведении инженерно-геологических изысканий методом лабораторной пенетрации.

Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи:

- Выявление зависимости между физическими свойствами грунта и глубиной погружения конуса, что крайне важно при определении плотности сложения песков как в инженерно-геологическом разрезе, так и устройстве дорожного полотна (насыпи) при строительстве линейных сооружений.
- Определение зависимости между удельным сопротивлением пенетрации (R) и величинами сцепления (c) и угла внутреннего трения (φ) – основными расчетными показателями, используемыми при проектировании оснований сооружений.

Использование метода лабораторной пенетрации имеет ряд достоинств, которые выделяют его среди остальных. Во-первых, простота испытания и простая конструкция прибора; во-вторых, способность исследовать слабые грунты (илы, текучие глины); в-третьих, возможность проведения испытания как в полевых условиях, так в стационарной грунтовой лаборатории.

Хотелось бы выразить особую благодарность научному руководителю Лаздовской М.А., заведующему кафедры грунтоведения Бурлуцкому С.Б. Особую благодарность автор

выражает генеральному директору ООО «Технологии XXI века» кандидату физико-математических наук Михаилу Васильевичу Кнатько за неоценимую помощь в подготовке данной работы.

Глава 1. Физико-географическое описание района

1.1 Географическая характеристика района

Санкт-Петербург расположен на северо-западе Российской Федерации, на прилегающем к устью реки Невы побережье Невской губы Финского залива и на многочисленных островах Невской дельты. Протяженность города с северо-запада на юго-восток составляет около 90 км. На территории города насчитывается 33 имеющих официальное название острова, из которых можно выделить основные, образованные рукавами Невы: Васильевский, Петроградский, Крестовский, Каменный, Петровский, Елагин.

В городе насчитывается около 385 водотоков общей протяженностью около 800 км и 620 водоемов общей площадью 3300 га. Река Нева, глубокая, широкая и судоходная на всем протяжении, с широкой дельтой, достигающей 1000-1200 м, является основной водной и транспортной артерией города. Город расположен на границе двух геологических структур: Балтийского кристаллического щита и Русской плиты, сложенной преимущественно осадочными породами (Геологические и экологические..., 2014).

1.2 Климат

Климат города является переходным от морского к континентальному, с умеренно холодной зимой и умеренно теплым летом. Среднегодовая температура воздуха, по данным многолетних наблюдений, составляет 5,6°C. Санкт-Петербург по своему географическому местоположению попадает в зону избыточного увлажнения. Среднегодовая сумма осадков составляет 653 мм, при этом их внутригодовое распределение неравномерное: за теплый период (апрель – октябрь) выпадает около 70% осадков. На территории города преобладают ветры западных и юго-западных направлений, наблюдается большая облачность и высокая влажность в течение всего года. В последние десятилетия наблюдаются существенные изменения основных климатических параметров для территории Санкт-Петербурга (Геологические и экологические..., 2014)

1.3 Гидрография

Поверхностные воды и, прежде всего, Финский залив Невская губа и р. Нева на протяжении всего исторического развития формировали и определяли современный облик Санкт-Петербурга.

Финский залив в пределах города неглубокий, глубина его 2,5-6 м, а в береговой полосе - до 1м. Восточная часть Финского залива от дельты р. Невы до острова Котлин -

Невская губа - с остальной частью Финского залива сообщается через Северные и Южные Ворота комплекса защитных сооружений (КЗС). Для прохода судов по дну Невской губы проложен морской канал и фарватеры. Солёность воды в Невской губе не превышает 2%, что объясняется большим притоком воды из рек, особенно из Невы. В Финском заливе часты штормы, особенно осенью в период сильных циклонов.

Среди многочисленных озёр на территории города из наиболее крупных следует упомянуть Суздальские озёра, а также оз. Щучье вблизи г. Зеленогорска. Эти озёра имеют естественное происхождение. Другие - Лахтинский и Сестрорецкий Разливы - имеют техногенное происхождение и образовались при зарегулировании рек Сестры и Каменки.

Речная сеть города густая и разветвлённая. Она представлена небольшими реками и многочисленными ручьями, часть которых была спрямлена и канализована при городском строительстве. Главная речная артерия города - река Нева, по существу представляет собой озерную протоку общей длиной 74 км из них 32 км в черте города.

Река Нева в пределах города принимает ряд рек и ручьёв. Наиболее крупные из них: северные притоки - р. Охта и р. Чёрная, южный - р. Ижора.

Речная сеть остальной части города представлена небольшими реками и ручьями, впадающими в Финский залив. В северной части самые значительные из рек, Сестра, Каменка и Рощинка, берут начало в крупных болотах Ленинградской области. Реки южной части, наиболее крупные из которых Стрелка, Караста, Дудергофка, Пулковка, берут начало из многочисленных родников вдоль Балтийско-Ладожского уступа и питаются подземными водами (Дашко, 2011).

Глава 2. Геологические и гидрогеологические условия

2.1 Геологические условия

2.1.1 Геоморфологические условия

Рассматриваемая территория г. Санкт-Петербурга и его окрестностей приурочена к северо-западной окраине обширной Восточно-Европейской равнины. Кроме поверхности суши с абсолютными высотами до 150-180 м в пределах описываемой площади расположена восточная часть Финского залива с преобладающими глубинами менее 17 м (максимально до 30 м). По морфологии и генезису рельеф этого района, несмотря на общую равнинность, достаточно разнообразен. Основной его особенностью является ступенчатость - преобладание плоских и волнистых равнин высотой от нескольких до 110 м над уровнем моря, на которых развиты формы, связанные с определенными террасами озерно-ледниковых и морских бассейнов. Общий план орографии обусловлен положением территории в зоне субширотной внутриплатформенной структурно-денудационной депрессии, к которой приурочены крупные впадины Финского залива и Ладожского озера.

В современном рельефе города выделяются следующие основные элементы: 1) Балтийско-Ладожский глинт или уступ; 2) Ижорская возвышенность (плато); 3) Предглинтовая низменность; 4) Приневская низина; 5) Приладожская низина; 6) Приморская равнина; 7) Приморская низина; 8) Юкковская гряда, Токсовская, Всеволожская и Колтушская возвышенности; 9) Лемболовская возвышенность или Центральная возвышенность Карельского перешейка (Дашко, 2011).

2.1.2 Стратиграфия

Территория Санкт-Петербурга располагается в пределах северо-западной части крупной региональной структуры – Русской плиты, которая имеет двухэтажное строение.

Нижний этаж (фундамент) сложен кристаллическими породами самого древнего архей-протерозойского возраста (AR-PR) – это граниты, гнейсы, диориты и другие магматические и метаморфические породы. В пределах города породы фундамента залегают на достаточно большой глубине 180-240 м, реже глубже. Кристаллический фундамент перекрыт отложениями осадочного чехла, которые составляют верхний этаж плиты и которые сложены венд-фанерозойскими и четвертичными отложениями. Осадочный чехол представлен отложениями, различающимися по генезису, составу, состоянию и свойствам (Дашко, 2011).

Протерозойская акротема

Верхняя эонотема

Вендская система.

Верхний отдел

Валдайская серия

Вендские образования представлены терригенными отложениями валдайской серии верхнего отдела системы, резко несогласно залегающими на породах кристаллического фундамента. Они распространены на рассматриваемой территории повсеместно. В северной большей части территории отложения выходят на дочетвертичную поверхность, на юге перекрыты кембрийскими отложениями, где достигают мощности 190-200 метров.

В составе валдайской серии на площади выделяются старорусская и котлинская свиты, отвечающие редкинскому и котлинскому горизонтам региональной стратиграфической шкалы. Старорусская свита распространена наиболее широко, котлинская - несколько меньше, будучи местами, на северо-западе площади, сэродирована в дочетвертичное время.

Старорусская свита представляет собой нижний трансгрессивный цикл валдайского циклического комплекса. В нижней части она сложена преимущественно песчаниками, вверху - глинами и аргиллитами

Фанерозойская эонотема

Палеозойская эратема

Кембрийская система

Нижний отдел

Балтийская серия

Балтийская серия в составе ломоносовской и сиверской свит распространена на юге и юго-востоке площади, начиная от южного берега Финского залива и южных окраин г. Санкт-Петербурга.

Ломоносовская свита (V_2 - C_{1lm}) распространена к югу от Финского залива, к югу и юго-востоку от окраин г. Санкт-Петербурга. Нижняя граница свиты с подстилающей верхнекотлинской подсвитой-«ляминаритовыми глинами», выветрелыми вверху, отчетливая - по резкой смене состава пород. В основании ломоносовской свиты залегает маломощный прослой (3-5см) гравелистого кварцевого с зернами глауконита песчаника, выше она представлена неравномернопереослаивающимися мелко-тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми алевролитами и глинами алевролитистыми (мощность прослоев от 0,30 до 0,70 м, реже до 1-1,5м) с преобладанием песчаников - внизу, алевролитов, алевролитов и глин - вверху. Окраска пород - серая, зеленовато-серая. Верхняя

граница свиты неотчетливая, условно определяется по сокращению мощности и количества песчаных прослоев. Мощность ломоносовской свиты в прибрежной к Финскому заливу зоне колеблется в пределах 7-10 м, южнее и восточнее увеличивается до 15-20, максимум до 26 м.

Сиверская свита (E_{1sv}) сложена относительно однородной толщей глин. Глины, слагающие свиту, в различной степени алевритистые, голубовато-зеленовато-серые, неравномернослоистые, с алевритовыми присыпками по плоскостям наслоения, с пиритизированными следами червеобразных, с мелкими кристаллами и друзами пирита. В нижней части встречаются редкие маломощные (3-10 см) прослойки светло-серых и буроватых кварцевых тонко- и мелкозернистых песчаников и алевритов.

Средний отдел

Отложения среднего кембрия представлены на территории саблинской свитой. Саблинская свита (E_{2sb}) распространена на юго-востоке территории.

Свита представлена уплотненными песками светло-серыми, желтоватыми и розоватыми, мелкозернистыми, кварцевыми, косо- и горизонтальнослоистыми, а иногда с прослоями кремнистых и карбонатных песчаников, внизу с прослойками и линзами (1-5 см) глин и алевролитов. Ее мощность здесь составляет 3-8 м.

Верхний отдел

Ладожская свита ($E_3 ld$) имеет несколько меньшее, чем подстилающая саблинская, распространение в юго-восточной части территории, где перекрыта с размывом ордовикскими отложениями. Сложена ладожская свита, в основном, песками и песчаниками светло-серыми с желтоватым оттенком, местами ожелезненными - охристыми, мелко- и тонкозернистыми, кварцевыми, с примесью (до 15%) полевых шпатов, горизонтально- и наклоннослоистыми. В средней части присутствуют прослои глин и глинистых алевролитов (5-10 см) серых и темно-серых с голубоватым и фиолетовым оттенками. Мощность свиты на территории, в поле ее распространения колеблется от 1 до 3-х метров.

Ордовикская система

Отложения ордовика, представленные нижним и средним отделами общей неполной мощностью до 65 м распространены вдоль южной границы исследованной территории, по глинтю и приглинтовой части Ордовикского плато. Разрез ордовика имеет двухчленное строение. Нижняя часть разреза слагают терригенные, верхнюю - карбонатные образования.

Нижний отдел

Тосненская свита (O_{1ts}) распространена повсеместно по глинту и к югу от него, где она перекрывается более молодыми и ордовикскими отложениями. Повсеместно свита представлена мелко- и разномерными, местами детритистыми пологокослоистыми песками и слабо сцементированными песчаниками, коричневато-серыми и буровато-желтыми. В основании разреза нередко встречаются линзовидные прослои гравийно-галечного материала фосфатизированных и кварцитовидных песчаников. Детрит беззамковых брахиопод распределяется неравномерно в разрезе. В ряде мест он образует протяженные скопления, в которых количество створок раковин, сложенных биогенным фосфатом, может достигать 30-40% от объема породы. В верхней части разреза нередки тонкие (1-3 см) линзовидные прослойки буровато-серого сланцевидного аргиллита. В основании или кровле свиты изредка встречаются прослои крепких песчаников с доломитовым цементом мощностью до 0,2 м.

Копорская свита (O_{1kr}), наиболее известная в литературе под названием «диктионемовых сланцев», повсеместно залегает на тосненской свите, с которой имеет литологически четкую границу. Мощность отложений колеблется от 0,05 до 2,5 м в юго-восточной и далее до 4,8 м в юго-западной части территории.

Разрез свиты сложен однородной толщей черных и буровато-темно-серых сланцевидных битуминозных аргиллитов, содержащих в нижней части тонкие прослойки и присыпки мелкозернистого песка и алевролита. В породе встречаются радиально-лучистые конкреции антраконита и марказита, а также кристаллики пирита.

Средний отдел

На рассматриваемой территории Ордовикского плато породы представлены обуховской свитой (фторцератитовые известняки) и нижней подсвитой медниковской свиты (эхиносферитовые известняки).

Обуховская свита (O_{1ob}) расположена повсеместно в верхней части глинта и к югу от него. В основании разреза залегает маломощный (0,20-0,70 м) «нижний чечевичный слой» - темно-серые глинисто-доломитовые мергели с многочисленными охристо-бурыми чечевицеобразными или округлой формы железисто-фосфатными оолитами диаметром до 4-5 мм. Их количество варьирует в пределах 15-40% от объема породы. В обнажениях на реках Славянка и Поповка чечевичный слой представлен глиной мощностью около 0,3 м, переполненной оолитами, в результате чего порода приобретает общую темно-бурю окраску. Близ южной границы описываемой территории в составе чечевичного слоя появляются прослои доломитистых известняков и глин мощностью по 3-5 см.

Выше по разрезу наблюдается пачка мощностью 1,5-4,0 м серых и светло-серых тонко- и мелкокристаллических известняков, и доломитов с редкими оолитами и зернами глауконита. Породы неравномерно кавернозные от выщелачивания органических остатков.

Медниковская свита подразделяется на две подсвиты - нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (O_2md_1) сложена пятнисто-серыми и зеленовато-серыми тонкокристаллическими крепкими известняками с отдельными глинистыми примазками. Местами встречаются участки доломитизации и скопления охристо-бурых железистых оолитов, собранные в слоевидные полосы («верхний чечевичный слой»).

Девонская система

Средний отдел

Девонские отложения, относящиеся к наровскому горизонту эйфельского яруса, распространены на незначительных площадях близ

Наровская свита (D_2nr) имеет в районе неполную мощность до 10 м и повсеместно перекрывается четвертичными образованиями изменчивой мощности.

Разрез свиты представлен переслаивающимися слоями слаботрещиноватых темно- и зеленовато-серых доломитовых мергелей и серых с фиолетово-бурыми пятнами доломитов с подчиненными прослоями глинистых известняков. В верхней части разреза появляются прослои разноцветных мергелевидных алевролитов и карбонатных песчаников. Для доломитовых слоев характерны частые трещины усыхания. В основании разреза отдельных скважин - брекчиевидные доломиты (до 0,6 м) (Отчет о комплексном..., 2011).

Кайнозойская эратема

Четвертичная система

Плейстоцен. Неоплейстоцен

Среднее звено.

Днепровский горизонт

Отложения днепровского горизонта территории г. Петербурга и его окрестностей являются наиболее древними. Отложения горизонта сложены из одного-двух, а кое-где и из трех слоев морен, разделенных и местами подстилаемых флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями.

Флювиогляциальные подморенные отложения ($fs\ II\ dn$) вскрываются скважинами в основании образований днепровского горизонта, залегая исключительно в нижних частях погребенных древних долин непосредственно на дочетвертичных породах.

Мощность отложений изменяется от 2-3 до 40 м, а возможно (в скважинах, не достигших дочетвертичные образования) и 50 м.

Флювиогляциальные отложения представлены разнозернистыми, иногда гравелистыми песками и песками с включениями того или иного количества гравия, гальки и валунов кристаллических пород. Подморенные флювиогляциальные отложения слагают нижний (третий) межморенный водоносный горизонт.

Озерно-ледниковые подморенные отложения (lgs II dn) залегают в условиях аналогичных флювиогляциальным. В составе озерно-ледниковых слоев супеси, тонко- и мелкозернистые пески, гораздо реже суглинки и глины. Мощность отложений также от 2-3 до 50 м.

Ледниковые отложения (g II dn) распространены шире нежели подморенные водно-ледниковые образования. В северной части территории они не только выполняют древние долины, но местами имеют хотя и прерывистое, но площадное развитие. Залегают днепровская морена чаще всего непосредственно на коренных породах, реже (в древних долинах) на подморенных водно-ледниковых образованиях, перекрывается водными осадками днепровского и днепровско-московского горизонтов или московской мореной. В последнем случае граница между разновозрастными моренами проводится условно.

Морена, имеющая мощность до 30-35 м, выражена суглинками реже супесями темно-серыми, зеленовато-серыми и серовато-бурыми с включениями гравия, гальки и валунов кристаллических пород, принесенных с Балтийского щита, а также разных по величине обломков местных голубовато- и зеленовато-серых глин, песчаников и алевролитов. Иногда морена состоит из гравийно-галечного или песчаного материала, слабо сцементированного глинистой массой. Среди обломочных фракций были определены следующие разновидности метаморфических и изверженных пород: плагио-микроклиновые и биотитовые граниты, гнейсо-граниты, инъецированные кварцем, гранито-биотитовые гнейсы, кварциты; из осадочных — кварцито-песчаники. В днепровскую морену иногда включены отторженцы котлинских глин. В древних долинах, а иногда и на водораздельных участках морена содержит линзы и прослои водно-ледниковых отложений (пески, пески с гравием и галькой, супеси) мощностью, достигающей 16 м (Отчет о комплексном..., 2011).

Московский горизонт

Отложения, связанные с московским оледенением, состоят из морены, флювиогляциальных и озерно-ледниковых образований. Среднеплейстоценовый московский возраст их можно считать вполне обоснованным, поскольку они завершают разрез домикулинских отложений.

Ледниковые отложения (g II ms) образуют второй от поверхности моренный-горизонт широкого площадного распространения. Морена отсутствует на Ижорской возвышенности и в Предглинтовой низине, т.е. в районах где мощность четвертичной толщи менее 40 м.

Залегает московская морена большей частью на дочетвертичных породах, реже на образованиях днепровского горизонта обычно водно-ледникового генезиса, местами на Карельском перешейке непосредственно на днепровской морене. Почти повсеместно морена перекрывается отложениями различных стратиграфо-генетических таксонов сложно построенного московско-валдайского межморенного горизонта. В его составе принимают участие маркирующие мгинские морские слои микулинского межледниковья, которые достоверно определяют московский возраст подстилающей морены.

Мощности морены колеблются в широком диапазоне от 1-2 м (в местах размыва) до 30-61 м. Морена представлена твердыми суглинками, реже супесями коричневатого-серого, серовато- и буровато-коричневого, иногда с красноватым оттенком, цвета с включениями того или иного количества (до 20-25%) гравия, гальки и валунов изверженных и частично осадочных пород. Отмечено, что в пределах древней долины р.Невы и прилегающих к ней участков морена менее плотная, имеет серый, темно-серый и зеленовато-серый цвета, содержит меньше крупнообломочного материала и в ней наблюдается увеличение глинистой фракции за счет захваченных ледником подстилающих глинистых дочетвертичных отложений.

Распределение крупнообломочных фракций в морене неравномерное.

Верхнее звено

Микулинский горизонт

Отложения микулинского межледникового горизонта в данном районе представлены исключительно морскими фациями.

Мгинские слои. Морские отложения (m III mg) образуют главнейший маркирующий горизонт четвертичного покрова района, являющийся основой его стратиграфического расчленения. Общая мощность глин с учетом пройденных скважин ниже уровня воды составляет 10 м. Мгинская толща сложена осадками относительно глубоководной, застойной части бассейна, представленными характерными темными (зеленовато-черными

и серыми, черными, темно-серыми) глинами и суглинками, местами слоистыми, обычно гумусированными, с запахом битума, с включениями вивианита и раковин морских моллюсков, часто газоносными (метан). Довольно часто в нижних слоях глин и суглинков содержатся хорошо окатанные включения гравия, гальки и валунов кристаллических пород, переотложенных из московской морены.

Осташковский горизонт

Отложения ледникового комплекса осташковского горизонта покрывают практически всю территорию рассматриваемого района, составляя основную верхнюю часть разреза четвертичного покрова.

Лужские слои

Флювиогляциальные подморенные отложения (f_s III lz), формирование которых происходило в процессе наступания осташковского оледенения (предледниковые потоки), залегают под лужской мореной и входят в сложный по возрасту и генезису состав верхнего межморенного комплекса. Соответственно в самой верхней части они венчают его разрез и выделяются по условиям залегания выше мгинских морских и ленинградских озерных отложений. Помимо последних флювиогляциальные отложения ложатся на морену и водно-ледниковые образования московского возраста (граница с последними условная), а кровлей их повсеместно служит лужская морена.

В составе флювиогляциальных отложений, как и обычно, представлены полевошпатово-кварцевые пески различной зернистости и пески с переменной по количеству примесью включений гравия и гальки кристаллических пород. Иногда встречаются более грубые гравийно-валунно-галечные образования с песчаным заполнителем.

Озерно-ледниковые подморенные отложения (lgs III lz) по условиям залегания и распространенности идентичны описанным выше флювиогляциальным образованиям, накопление их происходило в различных по масштабу озерно-ледниковых водоемах, возникавших перед фронтом надвигающегося осташковского ледника. Мощности озерно-ледниковых отложений также подвержены сильным колебаниям, максимальные составляют 16-40 м. Наибольшим развитием пользуются пески тонкие, мелкие и пылеватые светло-серые, в отдельных линзах и прослоях с небольшой долей участия гравийно-галечного материала кристаллических пород. Алевритисто-глинистые отложения - супеси, суглинки и глины - также играют определенную роль в разрезах толщи. Они представлены тяжелыми и легкими разностями от текучих до тугопластичных, на отдельных участках имеющих ленточную слоистость. Окрашены, преимущественно, в серый цвет, иногда с коричневым и голубоватым оттенками.

Слой Балтийского ледникового озера

Озерно-ледниковые отложения (lg III b1) Балтийского ледникового озера весьма широко распространены на всей центральной части территории и в акватории Финского залива. Здесь они слагают обширные террасированные равнины на ряде уровней от 10-15 м до 45-50, максимально 55 м абсолютной высоты.

Отложения залегают большей частью на морене и водно-ледниковых осадках лужского возраста, местами перекрываются современными торфяно-болотными, озерными и аллювиальными отложениями. Ниже литоринового уступа в Приморской и Приневской низинах озерно-ледниковые отложения перекрываются морскими и озерными осадками голоцена.

Отложения разнообразны по составу и представлены песками, часто с включениями гравия и гальки различного содержания, супесями, суглинками и глинами, в т.ч. ленточными. В целом в них можно выделить два основных литологических комплекса: 1) ленточный глинистый комплекс и 2) комплекс неленточных образований - песков и супесей, получивших широкое распространение на всем севере территории и в Предглинтовой низине.

Породы с ленточной слоистостью являются опорным горизонтом верхней части разреза четвертичных образований всей рассматриваемой территории до высоты 45-55 м над уровнем моря.

Нижний слой подленточных суглинков, залегающий на контакте с подстилающими породами, сформировался в наиболее ранний этап существования БЛО. Он представлен суглинками пылеватыми серыми, иногда внизу с коричневым оттенком, с очень тонкой слабо выраженной слоистостью, иногда с гнездами и прослоями супесей и песков. В наиболее полных разрезах наблюдается трехкратное чередование суглинков и супесей при мощности слоев от 1 до 2 м. Мощность нижнего слоя составляет в среднем 2-3 м, иногда возрастает до 5-7 м, а по левому берегу Невы до 15 м.

Второй слой ленточных глин и суглинков, иногда переходящий в ленточную супесь, представлен чередованием прослоев мощностью от 1-2 мм до 1-1,5 см тонкодисперсной темно-коричневой глины и пылеватого светло-коричневого песка, толщина слоев которого 1-2 мм, реже до 3 мм.

Третий слой состоит из неслоистых однородных супесей, содержащих гнезда пылеватого светло-желтого песка, редкие зерна гравия и частые бурые включения органических остатков. Местами он представлен мелкими и пылеватыми песками. В средней части слоя отмечаются прослой суглинков с невыдержанной слоистостью ленточного типа. Местами такими суглинками третий слой слагается нацело.

Четвертый, самый верхний слой осадков БЛО в нижней части разреза состоит из суглинков со слабо выраженной слоистостью, а в верхней - из ленточных суглинков, представленных чередованием суглинистых прослоев в 2-5 мм с прослоями супесей и песков толщиной от 1-3 до 5-7 мм. Последние, местами увеличивая свою мощность вверх по разрезу, образуют более мелководную фацию пород ленточного комплекса -ленточные супеси.

Пески и супеси слагают с поверхности высокие озерно-ледниковые террасы во всей северной части района в Предглинтовой низине и по обрамлению Колтушской возвышенности. Отсюда, от высоты с абсолютными отметками около 50 м происходит постепенное ступенчатое погружение кровли осадков к побережьям Финского залива и р. Неве через промежуточные уровни до 5-10 м и ниже. В наиболее глубоких размывах, приуроченных к Неве, Охте, Юнголовки, Лахтинской впадине, кровля их снижается до 10-23 м.

Пески покрывают значительные площади на севере территории по берегам всех крупных озер и в бассейнах рек Великая, Гладышевка, Сестра, Рощинка, Охта, Черная, на склонах Приветнинской котловины, в районах Зеленогорска, Репино, Шувалово, Парголово, Песочный, во впадине к востоку и югу от Колтушской возвышенности. В южной части пески распространены в Предглинтовой низине и на склоне Ижорского плато.

Пески БЛО также, как и лужские, очень разнообразны по крупности - от пылеватых, тонких и мелких до разнозернистых и крупных с тем или иным содержанием гравия и гальки. Гравийно-галечный материал с единичными валунами иногда образует отдельные линзы и прослои в песчаной толще и состоит из гранитов и других изверженных и метаморфических пород. Мощности песчаных толщ различны - от 1-2 до 15-20 и даже 25 м. Хорошо отсортированные тонкие и мелкие пески открытых областей бассейна, рыхлые и сыпучие, как правило, горизонтально-слоистые характерны для террас по берегам рек Великая, Гладышевка, Лубья, Охта в районе устья Пиппеловки, а также в районах Зеленогорска, Песочного, Кузьмолловский, во впадине между Токсовской и Всеволожской возвышенностями и ряде других мест. Цвет песков коричневатого- и серовато-желтый, желтый и желтовато-серый, в верхних слоях иногда с ржаво-бурыми прослоями.

На отдельных участках в приповерхностной части (до глубины 1-1,5 м) слоистых песков изредка наблюдаются отдельные, а иногда и многочисленные плохо окатанные крупные валуны и глыбы (размером до 1-1,5 м) кристаллических пород. Кроме того, в этих же местах валуны встречаются и выступающими непосредственно на дневную поверхность. В частности, описанное явление выразительно представлено на поверхности и в обнажении толщи горизонтально-слоистых песков на правобережье р.Гладышевки у

перекрестка Средне-Выборгского шоссе с дорогой от пос. Приветнинское, где на глубине около 0,5-1 м. крупные валуны образуют почти непрерывную цепочку по всей обнаженной их части.

Более крупные, разнозернистые и гравийно-галечные пески слагают многочисленные береговые валы к северу от Репино, на правобережье р.Черной к западу от пос. Сертолово, на берегах р.Лубья, в восточных частях Приневской и Предглинтовой низин. Помимо этого, из таких разностей состоят прибрежные фации, встречающиеся в том или ином объеме почти на всей площади развития озерно-ледниковых отложений в уступных зонах террас и по периферии их распространения. Особенно крупные и мощные (до 10 и более м) скопления песчано-гравийного материала прибрежного генезиса известны на южном склоне Приветнинской котловины в районе ныне уже выработанного одноименного месторождения и на его продолжении к северо-западу.

Сортированные мелкие и разнозернистые пески, иногда с примесью гравийно-галечного материала, помимо террас и береговых валов, слагают весьма характерные, хотя и немногочисленные формы рельефа - прибрежные косы. Наиболее крупная песчаная коса известна в районе Удельная-Суздальские озера. Между г. Сестрорецк и пос. Солнечное такая коса в среднем голоцене была перевеяна и превращена в дюнную гряду.

Голоцен

Голоценовые образования представлены, в основном, отложениями водного ряда, главным образом, морскими и озерными, связанными со стадийным развитием послеледниковой Балтики. Большое площадное распространение имеют биогенные (болотные) отложения. На небольших участках развиты эоловые, хемогенные и техногенные образования, а по всем рекам аллювиальные отложения.

Стратиграфически голоценовые отложения делятся на три части (нижнюю, среднюю и верхнюю), однако в основном такое расчленение возможно только на основании комплексного изучения конкретных разрезов.

Отложения послеледниковых стадий Балтийского моря

В эту группу входят осадки следующих основных стадий развития Балтики: иольдиевого моря, анцилового озера, литоринового и лимниевского морей. Морские и озерные отложения (m, IV) Морские и озерные нерасчлененные отложения объединяют осадки, формировавшиеся в течение всех основных (или какой-то их части) послеледниковых стадий развития Балтики.

Образования озерно-морского комплекса представлены песками, супесями и суглинками серого и голубовато-серого цвета с прослоями хорошо разложившегося погребенного торфяника. В суглинках, на некоторых участках, наблюдается слоистость,

линзы и прослой пылеватых песков. Суглинки преимущественно развиты на площади, где возможно существовали наиболее глубоководные условия пребореального и бореального времени. На Васильевском острове и в Лахтинской котловине тонкодисперсные суглинки сменяются супесями, а затем мелкими и крупными песками, что характерно для образования литоральной зоны бассейна.

Иольдиевые слои. Морские отложения (m IV₁ jl)

Отложения иольдиевого моря характеризуются ограниченным распространением. Состав отложений довольно разнообразен: супеси, алевриты, глины, суглинки (преобладают) с гнездами и прослоями пылеватого песка и редкими, хорошо разложившимися растительными остатками и прослоями погребенного торфа мощностью до 20 см.

Анциловые слои. Озерные отложения (IV₁ an)

Трансгрессивная серия осадков представлена ритмично переслаивающимися илами с тонкими песками и алевритами, содержащими в большом количестве растительный детрит с распыленным вивианитом и намывной торф. Регрессивная серия анцилового бассейна - это тонкие пески со сравнительно небольшим количеством растительных остатков.

Литориновые слои. Морские отложения (m IY lt)

Литориновые отложения залегают трансгрессивно на анциловых или более древних образованиях. Наибольшей мощности, до 13,6 м, отложения достигают в районе Петербурга, где они представлены гумусированными голубоватыми и серыми песками, супесями и суглинками, местами с включениями вивианита и с выдержанным по простиранию прослоем торфа в середине толщи.

Лимниевые слои. Морские отложения (IV₃ lm)

Лимниевые морские отложения акватории залива представлены исключительно волновыми песчаными осадками современной прибрежной зоны, включая пляжные образования. Они развиты на глубинах от 0 до 10-15 м. Лимниевые пески протягиваются вдоль побережий залива в виде полос различной ширины. Волновые пески залегают с размывом на гетерогенном субстрате: кровле морены, озерно-ледниковых глинах.

Озерные отложения нерасчленённые (IV)

В составе осадков преобладают хорошо отсортированные пески разной зернистости, иногда с редким гравием и часто с растительным детритом. Меньшую роль играют супеси и глины, содержащие, как правило, значительное количество растительного материала, а также торфа и диатомит.

Аллювиальные отложения (a IV)

В пределах рассматриваемого района аллювий пользуется сравнительно ограниченным распространением. Он развит в долинах современных рек и ручьев и представлен русловыми и пойменными фациями.

Русловой аллювий сложен разнообразными образованиями от гравийно-галечного материала до супесей и суглинков. На участках, где реки пересекают моренные отложения в их руслах наблюдаются многочисленные валуны кристаллических пород размером от 0,5 до 2-3 м.

Пойменные аллювий представлен тонко- и мелкозернистыми хорошо отсортированными, иногда иловатыми песками, а также суглинками и супесями, обычно обогащенными растительными остатками.

Биогенные (болотные) отложения (bIV)

Биогенные (болотные) отложения широко распространены в пределах всей рассматриваемой территории, охватывая около 15% ее площади. Среди болот района известны все основные морфологические типы - низинные, переходные, смешанные и верховые при преобладании последних двух типов. Биогенные отложения повсеместно сложены торфом, залегающим на образованиях различного генезиса и возраста. Краевые и придонные части крупных торфяников обычно сложены низинным (осоково-топяным), а центральные и верховые - переходным и верховым типами залежи (типа сфагнум-фускум).

Эоловые отложения (v IY, v IV²⁺³)

Основной областью их развития является побережье Финского залива, существенно меньшую роль играют участки развития береговых отложений балтийского ледникового озера. Формирование эоловых отложений данной территории относится ко времени регрессии бассейнов БЛО и послеледниковой Балтики, поэтому они имеют разный возраст в пределах голоцена.

Все эоловые отложения представлены хорошо отсортированными мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми желтыми и желтовато-серыми.

Техногенные образования (t IV₁)

Техногенные образования распространены достаточно широко, но неравномерно по всей территории.

Наибольшее значение в техногенных образованиях территории безусловно принадлежит отсыпным и намывным грунтам. Представлены они пылеватыми и мелкими песками с прослоями супесей, реже суглинков, за счет чего наблюдается четко выраженная

горизонтальная слоистость, весьма схожая с естественной в подобных отложениях. Мощность этих образований 1-4 м. Залегают они на морских поздне- и среднеголоценовых отложениях или на торфе (Отчет о комплексном..., 2011).

2.1.3 Тектоника

В геологическом отношении территория города характеризуется типичным платформенным двухэтажным строением. Нижний этаж - фундамент - сложен преимущественно свекокарельскими комплексами. Он дооформлен массивами и, возможно, небольшими отрицательными структурами готского яруса, и с резким структурным несогласием практически повсеместно перекрыт плитным чехлом позднебайкальского цикла, который характеризует верхний этаж. Пенепленезированная поверхность кристаллического фундамента крайне полого, под углом не более 20° , погружается на юго-восток.

Тектоническое строение определяется структурой кристаллического фундамента погребенного склона Балтийского щита и условиями залегания осадочного чехла. Анализ структур, выделяемых по геолого-геофизическим данным, показывает, что большинство их связано с сетью тектонических нарушений. Это позволяет рассматривать образовавшиеся «блоки» как геодинамические системы, сформированные в процессе геологической эволюции земной коры. Размер таких блоков 40-60 км, что отражает характерное свойство делимости верхнекоровых элементов литосферы.

Так называемый Ленинградский блок, включающий площадь мегаполиса, выражен в гравитационном поле положительной аномалией, что обусловлено повышенной плотностью пород, слагающих кристаллический фундамент. Крупным тектоническим элементом, определяющим обстановку здесь в целом, является выделяемый по геолого-геофизическим данным региональный разлом по линии Вещево-Колпино-Чудово. У северной границы площади электроразведочными работами установлено смещение поверхности кристаллического фундамента амплитудой до 40 м, которому соответствует аналогичное смещение пород вендского комплекса.

Блоки, разделяемые мощным разломом, двигаются под воздействием слабых землетрясений. Каждый из блоков характеризуется своей частотой колебаний.

При составлении схемы рельефа кристаллического основания в пределах Санкт-Петербурга малоамплитудные линейные понижения в фундаменте отнесены к классу денудационно-эрозионных структур, а в осадочном чехле - к классу структур обтекания. В принципе подобные структуры могут иметь и тектоническую природу - это либо сбросы,

либо взбросы, образовавшиеся в условиях хрупких деформаций верхних горизонтов земной коры в период фанерозойских активизации.

Основные элементы кристаллического фундамента сформировались к рубежу 1.6-1.8 млрд, лет назад в результате аккреции на активной западной части Восточно-Европейского кратона. Тектонические движения в периоды активизаций связаны в основном со сдвигами. Конец позднего протерозоя на Восточно-Европейской платформе характеризуется активизацией глубинных процессов, происходящих уже в условиях «зрелой коры». Начиная с рубежа 620 млн. лет назад начинается формирование осадочного чехла, тектоническое развитие территории определяется механизмом внутриплитной тектоники. При проявлении в периоды активизации горизонтальной составляющей каждая геодинамическая система реагировала в соответствии со своей уже сформированной структурой и использовала для разрядки напряжения наиболее близкую по направлению сеть разломов. Система разломов кристаллического фундамента была активизирована в постордовикское время, что нашло отражение и в структуре осадочного чехла, в которой в значительной степени отражена морфология поверхности фундамента. Последняя наклонена на юго-восток (примерно 2м на 1км) и осложнена рядом желобообразных впадин, вытянутых в юго-восточном направлении. Предполагается, что эти впадины имеют эрозионное происхождение и приурочены к ослабленным зонам древних разломов.

В строении осадочного чехла выделяются три структурных яруса, отражающих этапы тектогенеза: верхнебайкальский, образованный поздневендскими и раннекембрийскими отложениями, каледонский, сложенный средне-позднекембрийскими и ордовикскими образованиями и герцинский, затрагивающий соседние с юга территории. Структурные ярусы разделяются отчетливо выраженными стратиграфическими перерывами.

Верхнебайкальский структурный ярус, который начинает собственно плитный этап развития территории, залегает несогласно на денудированной поверхности кристаллического фундамента. На поверхность эти образования выходят на большей части территории, практически до подножия Балтийско-Ладожского уступа - глинта. Нижние горизонты этого яруса осложнены пликативными куполовидными поднятиями и впадинами, связанными с аналогичными блоками фундамента. Колпинское поднятие размером в плане 5х2 км близ восточной окраины г.Колпино имеет амплитуду по кровле фундамента 20-25 м, по подошве - 15-20 м. Отрицательной структурой является Белоостровская впадина с размером в плане 11х2,5 км и амплитудой по фундаменту до 25 м.

Каледонский структурный ярус залегает с перерывом и структурным несогласием на кембрийских глинах и в весьма сглаженном виде отражает особенности пликативной тектоники подстилающего яруса.

Роль неотектонических процессов заключается, прежде всего, в сводовом поднятии Балтийского щита. В региональном плане имела и имеет место микросейсмическая трещиноватость.

На территории Санкт-Петербурга отчетливо выражены две формы новейших тектонических движений: региональные, связанные с поднятием Балтийского щита, и локальные. Основной вид неотектонических процессов - это эпейрогенические движения, вызвавшие перекосы земной поверхности после исчезновения ледникового покрова. Наиболее четко они выражены в деформациях береговых линий озерных и морских бассейнов. Считается, что в первое время после исчезновения ледникового покрова поднятие земной коры было обусловлено гляциоизостатическим фактором (компенсация, снятие ледниковой нагрузки). Начиная со среднего голоцена, происходит существенное уменьшение этого эффекта.

Местами на современные вертикальные движения существенно влияют техногенные нагрузки: городское крупномасштабное строительство, строительство крупных гидротехнических сооружений, интенсивная эксплуатация водоносных горизонтов и др. Этим можно объяснить отмеченное в пределах городских территорий Санкт-Петербурга и Сестрорецка преобладание движений отрицательного знака до 1.5-2.5 мм/год.

Наряду с движениями, имеющими региональный характер, выявлены локальные аномалии, предположительно обусловленные неотектоническими движениями и выраженные в рельефе в виде геоморфологических аномалий различного характера.

На рассматриваемой территории достаточно широко развиты проявления гляциотектоники в виде разнообразных пликативных и дизъюнктивных дислокаций (Геологический атлас..., 2009).

2.1.4 История геологического развития

Дочетвертичный этап

Архей и ранний протерозой

Историю образования гнейсовых комплексов можно воспроизвести весьма схематично, основываясь на изотопных и геологических исследованиях в Южной Финляндии и Северном Приладожье, где представлены южные свекофениды, которые по современным представлениям являются сильно метаморфизованным возрастным аналогом осадочно-вулканогенных комплексов раннего Карелия Южной Карелии, фундаментом для которых служат гнейсовые комплексы архея.

Свекофениды в своем фундаменте архея не имеют и рассматриваются рядом современных исследователей (по гипотезе плитной тектоники), как глубоководные образования окраинного моря в условиях растяжения и деструкции юго-западной части постархейского палеоконтинента на месте тыловодужного бассейна в зоне субдукции.

Принимая такую схему геологического строения кристаллического фундамента, можно заключить, что итогом геологического развития свекофенид этой части региона стало формирование новой, раннепротерозойской континентальной коры. Этот древнейший этап подразделяется на четыре стадии: начальную (раниорогенную) (1,88-1,87 млрд. лет назад), синорогенную (1,87-1,86 млрд. лет), поздне- (1,856-1,850 млрд. лет) и посторогенную (1,850-1,800 млрд. лет), сопровождающиеся соответствующими этапами метаморфизма и магматизма, что укладывается в геосинклиналиную схему развития геологической структуры региона. Следующий этап - протоплатформенный (рифейский). Он включает в себя стадии формирования гранитов рапакиви выборгского комплекса и рифтогенную. Только после этого, с позднего венда, начинает образовываться осадочный платформенный чехол.

Итак, в течение людиковия и калевия (2,1-1,9 млрд.лет назад) образовалось окраинное море (тыловодужный бассейн). В этом бассейне формировалась новая океаническая кора. Многие считают, что здесь происходило становление офиолитового комплекса. Этот древний бассейн делился на шельф, прилегавший к кратону, и глубоководный тыловодужный трог, не имевший гранитного слоя в основании.

Образование таких трогов сопровождается мантийным диапиризмом, то есть подъемом горячей мантии, до глубин 10-15 км, и аномально высоким тепловым потоком, который может сохраняться сотни миллионов лет. В таких условиях, на фоне затухающего теплового потока, проходили выше указанные стадии складчатости, метаморфизма и магматизма. Неоднократно проявленные метаморфизм и складчатость обусловили глубокие изменения осадков, преобразовав их в гнейсовый полиметаморфический

нестратифицированный комплекс (лахденпохский метаморфический комплекс). На данной территории из орогенных магматических образований проявлены лишь порфиробластические граниты кузнеченского комплекса, а из посторогенных - граниты рапакиви выборгского комплекса. Со становлением гранитов кузнеченского комплекса связана площадная микроклинизация гнейсов.

Венд, кембрий, ордовик, девон

С редкинского времени позднего венда территория вступила в плитный этап геологического развития. С востока-юго-востока из центральных частей Московской синеклизы, заложение которой начиналось несколько ранее, на северо-запад распространялась трансгрессия моря. Балтийский щит, расположенный в непосредственной близости к северу, служил областью сноса терригенного материала -продуктов денудации, слагающих его супракрустальных образований архея - раннего протерозоя. Трансгрессия в венде и раннем кембрии развивалась по единому структурному плану и имела циклический характер с периодическими отступлениями и перерывами в осадконакоплении. В венде и кембрии существовали два взаимосвязанных этапа цикличности: ранний - валдайский и поздний балтийский, обусловившие формирование одноименных серий терригенных отложений.

Циклический характер строения валдайской серии свидетельствует о колебаниях уровня наступающего моря и сменах трансгрессивных фаз осадконакопления регрессивными и их неоднократными повторениями. Таким образом, в общем поступательном движении трансгрессии моря на северо-запад, существовало несколько ее циклов меньшего порядка.

В редкинское время трансгрессия повторилась дважды в циклах меньшего порядка, обусловивших формирование двух подсвет старорусской свиты.

В начальную фазу трансгрессии в прибрежной зоне бассейна накапливались, гравелисто-песчаные массы и в большем объеме в желобообразных впадинах, продолжавшихся на дно с прилегающей суши и характерных для северной части территории, в том числе, северных районов города. В прибрежной зоне превалировала окислительная среда, поэтому в составе цемента присутствует окисное железо, окрашивающее породы в серо-бурые тона с последующим расширением границ бассейна и углублением зоны шельфа, осаждался алевритовый материал. Таким образом сформировалась нижняя старорусская подсвета. Последующий импульс трансгрессии в редкинское время вновь привел к образованию вначале прибрежно-морских песчаных отложений в условиях неспокойной краевой части шельфа, благодаря чему по латерали и в

разрезе неравномерно чередуются более и менее крупные фракции песков. В максимальную стадию трансгрессии позднередкинского цикла осадконакопления, более длительную в сравнении с таковой раннередкинского цикла, накапливался алевроглинистый и глинистый материал, местами с примесью туфогенного. В результате была сформирована верхнестарорусская подсвита.

На рубеже редкинского и котлинского времени территория испытала подъем с выводом на поверхность аэриального выветривания и денудации ранее сформировавшихся осадков.

Возможно, в этот перерыв осадконакопления и последовавшей за ним котлинской трансгрессии были уничтожены осадки регрессивной фазы позднередкинского цикла, а на поверхности глин, завершающих разрез старорусской свиты, ее верхней подсвиты, сохранилась частично каолиново-железистая кора выветривания.

Котлинская трансгрессия, распространявшаяся шире редкинской, охватила на западе районы северной Прибалтики. Вначале она сопровождалась накоплением песчаных прибрежных фаций от грубозернистых гравелистых в основании до мелкозернистых вверху, иногда чередующихся неравномерно в разрезе в зависимости от неустойчивых гидродинамических условий. При дальнейшем углублении и расширении бассейна в разрезе появляются алевритовые, иногда глинистые осадки.

Песчано-алевритовые отложения отличались в целом от таких же редкинских (старорусская свита) более мелкими фракциями, большей однородностью минерального состава - олигомиктовым с преобладанием кварца. Гидродинамическая обстановка была более спокойной, среда - окислительно-восстановительная. Окраска пород зеленовато-серая, появляется водорослевая органика (ляминаритовые пленки), сидерит в линзовидных прослойках, карбонатно-железистый цемент в песчаных пластах. Нижнекотлинский цикл осадконакопления постепенно сменился верхнекотлинским, где в основании вновь стали преобладать песчаные осадки, сменившиеся вскоре алевритовыми и, наконец, сравнительно длительным максимальным этапом трансгрессии. Установилась восстановительная среда более глубокого шельфа открытого спокойного моря, в котором формировалась мощная толща (до 130 м) ритмично слоистых глин с сезонными алевритовыми прослойками (1-2 мм), частыми линзами и желвачками сидерита с бентосной водорослевой органикой (Laminarites), с сульфидными вкраплениями. За трансгрессивной фазой осадконакопления последовала - регрессивная в связи с постепенным отступлением обмелевшего котлинского бассейна. На западе от рассматриваемой территории сохранилась так называемая, воронковская свита - красноцветная в основании, вверху пластом кварцевых мелкозернистых песчаников.

На рубеже котлинского и ровенского время валдайской и последующей балтийской трансгрессий, происходил новый подъем территории над уровнем моря и перерыв в осадконакоплении. Ранее сформировавшиеся морские отложения, выведенные на поверхность, испытали выветривание денудацию и снос, в результате чего отложения регрессивной фаз котлинского цикла седиментации (воронковская свита) оказались смытыми, а ляминаритовые глины максимальной фазы сохранили вверху следы аэральное выветривания.

В ровенское время началась новая - балтийская трансгрессия моря, распространившаяся к западу и охватившая в лонтовасское время смежную северную Прибалтику. Вначале территория находилась в прибрежной зоне шельфа, где накапливались вблизи береговой линии песчаные разнозернистые до гравелистых мономинеральные - кварцевые осадки с примесью глауконита и гидрослюды, что указывает на относительно спокойные гидродинамические условия и восстановительную среду.

Прилегающая к бассейну суша была, по-видимому, низкой равниной, полого понижавшейся к морю, и сложена терригенными осадочными породами. В прибрежной зоне расширявшего свои границы бассейна вслед за разнозернистыми песчаными осадками малой мощности (3-5 см), накапливались мелко- и тонкозернистые пески, алевроиты и алевроитовые глины, неравномерно чередовавшиеся между собой, как в разрезе, так и по латерали. Для них характерен мономинеральный кварцевый состав, с примесью глауконита и гидрослюды, горизонтальная и волнистая слоистость, проявление фауны - червеобразных (ломаносовская свита).

По мере быстро распространявшейся трансгрессии территория становилась областью мелкого открытого моря с восстановительной средой и в его пределах, как и на смежных к югу и западу пространствах накапливались алевро-глинистые и глинистые осадки в течение всего лонтовасского времени (сиверская свита).

В послелонтовасское время границы раннекембрийского моря сместились на запад в Прибалтику, а на востоке и на рассматриваемой территории происходил подъем дна бассейна на дневную поверхность, выветривание и денудация «синих глин», каолинистая железистая кора выветривания на которых местами сохранилась от последующего размыва.

В начале среднего кембрия произошла значительная перестройка структурного плана. На западе закладывается Балтийская синеклиза. На рассматриваемую территорию новая трансгрессия моря распространялась в конце среднего кембрия с востока - юго-востока из Московской синеклизы. Бассейн был мелководный с заливами, отмелями, окруженный низкой прибрежной равниной, местами нередко погружавшейся ниже уровня моря. В условиях прибрежной зоны накапливались песчаные осадки или полностью

лишенные бентосной фауны (саблинская свита) или содержащие ее (беззамковые брахиоподы, граптолиты) в ладожской свите позднего кембрия. В конце последнего территория вновь испытывала подъем и снос материала в отступавший к югу бассейн.

На рубеже кембрия и ордовика имело место крупное понижение уровня Балтийского морского палеобассейна, в результате которого рассматриваемая территория на некоторое время стала областью неравномерной континентальной денудации. В начале нового, тосненского, этапа седиментации территория представляла собой поверхность прибрежной равнины, в пределах которой выделялось несколько зон пологих впадин и валообразных повышений общего субширотного направления.

Первая тремадокская трансгрессивная фаза развивалась с запада, со стороны Скандинавской геосинклинали и привела к образованию постепенно расширявшегося эпиконтинентально мелководного морского бассейна. Глубина его определялась рельефом дна бассейна и положением береговой линии несколько севернее описываемой площади (судя по палеогеографическим реконструкциям).

Ориентировочная глубина этого палеобассейна составляла от нескольких до 10-12 м, в нем существовал ряд пологосклонных банок и отмелей, обусловивших сложную систему вдоль береговых течений с интенсивным переотложением более древних образований, в т.ч. фосфоритоносных раковин оболид.

Непродолжительная регрессивная фаза в середине тосненского времени привела к низкому положению уровня палеобассейна, результатом которого стало обособление его северной части, в которой стали накапливаться богатые органическим (граптолит-водорослевым) веществом илы.

Быстрое развитие бескислородных условий осадконакопления обусловило полное исчезновение бентосной фауны и накопление в процессе диагенеза характерной толщи диктионемовых «сланцев».

Наиболее существенные изменения в ордовикской истории геологического развития района происходили на границе тремадокского и аренигского веков. В результате новой наиболее обширной трансгрессии моря произошла смена терригенной седиментации на карбонатную. В начальную фазу трансгрессии, в латорпское время, в составе отложений еще господствовал терригенный материал с широким присутствием глауконита. Наличие глауконита объясняется общим слабовосстановительным характером среды осадконакопления, в условиях которого принесенные с суши вместе с терригенным материалом гидроокислы железа, реагируя с содержащимися в воде соединениями калия и магния, образовали аутигенные скопления глауконита, встречающегося в виде отдельных зерен также в вышележащих карбонатных породах аренига.

В ходе развития аренигской трансгрессии бассейн стал более глубоководным с нормальной соленостью, в результате чего в нем стала развиваться богатая и разнообразная бентосная фауна, связанная с карбонатными илами. Однако, в ранние фазы трансгрессии (в волховское время) существенную роль играли колебательные тектонические движения дна бассейна, о которых свидетельствуют многочисленные поверхности подводного перерыва и размыва осадков, а также преобладающая пестрая окраска пород. Наиболее интенсивная общая регрессия бассейна приурочена к концу аренигского века, в итоге которой на рассматриваемой площади были размывы отложения нижнего подгоризонта кундаского горизонта, сохранившиеся только юго-восточнее, в бассейне р.Лава.

В основном стабильное положение бассейна осадконакопления было характерно для среднеордовикской эпохи. Начало нового, лланвирнского, этапа осадконакопления ознаменовалось отложением маломощной пачки глинисто-карбонатных илов, обогащенных гидроокислами железа и фосфатным материалом, которые в процессе литификации образовали т.н. «нижний чечевичный слой» - хороший маркирующий горизонт для стратификации разрезов.

В дальнейшем в течение всего среднего и позднего ордовика продолжалось накопление карбонатных илов без ярко выраженной фациальной зональности осадков.

Господствовали условия прибрежного шельфа с нормальной соленостью и существованием системы подводных течений средней интенсивности, свидетельством - которых является широкое распространение комковатых, линзовидных и пятнистых текстур в распределении глинистого и карбонатного материала, появление текстур отмучивания и подводной абразии, а также ряд других второстепенных признаков, связанных с колебательными движениями дна бассейна. Наибольшая доля карбонатного материала характерна для отложений ласнамягиского времени (верхняя часть нижнемедниковской подсвиты), которые могут иметь практическое значение в качестве сырья для стройматериалов. Среднеордовикская эпоха характеризуется также развитием многочисленной и разнообразной фауны беспозвоночных.

К началу раннего девона вся территория региона под влиянием максимальной фазы каледонского орогенеза стала областью интенсивной денудации. Были уничтожены все отложения силура, позднего и значительной части среднего ордовика, местами до ласнамягиского горизонта, в том числе выработана древняя эрозионная сеть, основные врезы которой сохранились под среднедевонскими породами к югу от описываемой площади.

В эйфельском веке среднего девона поднятие сменилось общим погружением Русской плиты, связанным с началом денудации каледонских гор Скандинавии и нового,

герцинского, этапа тектогенеза. На юго-восточном склоне Балтийского щита вновь господствующими стали процессы осадконакопления. С юга и юго-востока на территорию трансгрессировало мелководное море. В условиях затрудненного водообмена из-за сравнительно расчлененного рельефа дна бассейна и относительно высоких палеотемператур образовавшееся наровское море характеризовалось повышенной соленостью и накоплением преимущественно глинисто-доломитовых осадков. Осадконакопление имело достаточно четко выраженный ритмический характер.

В начале арукюлаского времени продолжалось возрастание роли терригенного осадконакопления.

Отложения моложе арукюлаского горизонта эйфельского яруса в районе отсутствуют. Они были уничтожены в ходе длительного периода развития континентальных условий, когда юго-восточный склон Балтийского щита являлся преимущественно областью сноса. Основным свидетелем этих процессов можно считать только Балтийско-Ладожский глинт, выработанный преимущественно в ордовикских и кембрийских отложениях в неогене как один из элементов куэстового рельефа (Отчет о комплексном..., 2001).

Четвертичный этап

Геологическое развитие описываемого района в четвертичное время, в первую очередь, связано с деятельностью покровных материковых оледенений, главным образом, с обусловленными ими процессами экзарации, аккумуляции и абразии. В его пределах в настоящее время достоверно установлены следы трех покровных оледенений среднего и верхнего неоплейстоцена, одной межледниковой эпохи и одного мегаинтерстадиала.

Наиболее ощутимые следы деятельности древних ледников оставлены в зоне глинта, где широко представлены проявления гляциотектоники, выразившиеся как в нарушении залегания палеозойских пород в их поверхностной части (в районе Павловска, поселков Саблино, Колпино, Глядино, Ропши, Пулково и т.д.), так и в формировании резко выраженных в современном рельефе морен напора - ледниковых наволоков с крупными отторженцами коренных пород в ядрах последних.

Самые древние отложения квартера, залегающие в днищах наиболее глубоких древних долин материковой части района, представлены водно-ледниковыми образованиями, накопление которых предположительно происходило во время наступления днепровского оледенения. Отступление днепровского ледника сопровождалось активной деятельностью водноледниковых потоков, постепенно сменившейся широким развитием озерно-ледниковых бассейнов. Окончательная деградация ледника привела к гляциоэвстатической трансгрессии, в результате чего Финский залив и прилегающие

пониженные континентальные участки оказались в пределах обширного морского холодноводного бассейна, однако на рассматриваемой территории его осадков не обнаружено, а возможно они вообще не сохранились.

Новое похолодание, наступившее за этой трансгрессией, обусловило развитие московского оледенения, льды которого вновь полностью покрыли весь описываемый район. Отложения московского оледенения - морена и водноледниковые образования, - формировавшиеся в период его дегляциации, слагают мощный горизонт площадного распространения на Карельском перешейке и в Приневской низине.

Начало позднего неоплейстоцена ознаменовалось крупным потеплением - микулинским межледниковым. После полного исчезновения ледникового покрова, приведшего к значительному повышению уровня мирового океана, данная территория являлась частью обширного морского бассейна, возникшего в результате мгинской (земской) трансгрессии. Границы его были значительно шире, чем границы современных бассейнов (Финский залив, Ладожское озеро). Таким образом Предглинтовая и Приневская низины, впадина Финского залива и Карельский перешеек, за исключением возвышенного Котовского (Лемболовского) плато, остававшегося островом, являлись морской акваторией.

Микулинское межледниковье было относительно непродолжительным, но одним из наиболее теплых. В морском бассейне, глубоководном или сравнительно мелководном, в зависимости от неровностей московского рельефа дна и фаз развития трансгрессии, существовали благоприятные условия для развития фауны моллюсков, фораминифер и диатомовой флоры, о чем свидетельствует богатство этих органических остатков, обнаруженных в охарактеризованных выше разрезах мгинских глинистых осадков. Со второй половины межледниковья началось некоторое похолодание климата.

Волна похолодания, начавшаяся примерно 110-115 тыс. лет назад и обусловившая возникновение последнего валдайского покровного оледенения, вновь резко изменила палеогеографическую обстановку в пределах описываемого района.

Убывание ледника сопровождалось остановками и незначительными осцилляциями его края. Одновременно заметно интенсифицируются аккумулятивные рельефообразующие процессы с образованием многочисленных положительных форм ледниковой и водноледниковой скульптуры. На суше это конечно-моренные гряды и возвышенности, холмисто-моренные и камовые массивы и гряды, моренные равнины и озерно-ледниковые равнины высоких уровней и др. Аккумулятивные ледниковые формы в это же время формировались и в акватории будущего современного Финского залива, такие как, например, субширотная моренная гряда, являющаяся цоколем о. Котлин.

Абразионные процессы, связанные с деятельностью широко развитых локальных приледниковых бассейнов, выразившиеся в возникновении таких морфологических элементов рельефа как уступы и склоны, которые фиксируют их уровни спада, а также в некотором нивелировании облика ледниковых скульптур, имели в тот период лишь второстепенное значение.

Дальнейшее отступление ледника к северо-западу около 13-13,5 тыс. лет назад привело к слиянию местных приледниковых озер с образованием обширного Приневского ледникового озера, последующие этапы спуска которого в позднеледниковое время широко известны как озеро Рамсея, а затем Балтийское ледниковое озеро (БЛО).

На юге БЛО доходило до глинта, северный его берег весьма причудливый по очертаниям фиксируется абразионными уступами и склонами, тыловые швы которых находятся на 45-50 м выше уровня моря. Сформированные в более раннее лужское время Южковская, Токсовская, Колтушская и Всеволожская возвышенности, а также более мелкие высокие аккумулятивные формы ледникового и водно-ледникового рельефа выступали из озера в виде островов.

В период регрессии происходило заложение и развитие системы консеквентных рек, берущих начало, у подножия глинта. В руслах этих рек концентрировались, главным образом, крупнообломочные песчано-гравийно-галечные материалы с валунами.

Начало голоценового времени ознаменовалось резким падением уровня палеобассейна (до 26 м), что вызвано соединением БЛО с мировым океаном через систему среднешведских проливов.

Озера, реликты БЛО, в этот период имели гораздо более широкое распространение чем сейчас, занимая пониженные участки территории и котловины в Предглинтовой и Приневской низинах и на озерно-ледниковых равнинах Карельского перешейка. Большинство из них были в дальнейшем спущены и превратились в торфяники.

Когда около 9500 лет назад средне-шведские проливы, в результате гляциоизостатических движений, закрылись, а на их месте образовалась река со стоком в сторону океана, в Балтике возникло анциловое озеро, в которое из внутренних водоемов суши переместилась пресноводная фауна маллюсков и диатомей. Уровень бассейна анцилового озера был на 5-18 м выше современного. Вследствие этого, акватория озерного бассейна была гораздо более обширной.

Озерные отложения бореального времени в разрезе правобережья р.Невы в Невском лесопарке, залегающие под морскими литориновыми осадками по составу диатомовой флоры не содержат видов, свидетельствующих о связи существовавшего здесь водоема с анциловым озером.

В связи с анциловой трансгрессией характер осадконакопления в акватории не претерпел существенных изменений. В центральной зоне бассейна продолжали накапливаться тонкозернистые «глубоководные» отложения.

В конце бореального времени начинается регрессия анцилового озера. В это время произошло окончательное соединение Балтийского моря с Мировым океаном, что и привело к развитию последней, продолжавшейся в течение всего атлантического периода. Начало ее датируется временем 7100 лет тому назад. Во всех многочисленных комплексно изученных разрезах петербургского района в отложениях, перекрывающих анциловые озерные осадки, торфяники и гиттии, установлено значительное повышение солености бассейна по возрастанию содержания солоноватоводных и морских видов диатомей, что указывает на типично морской характер литориновой трансгрессии.

Литориновая трансгрессия имела два трансгрессивных этапа, разделенных регрессивным циклом, сопровождавшимся опреснением палеоводоема. Кульминация уровня трансгрессии происходила после климатического оптимума атлантического периода. Береговая линия литоринового моря хорошо сохранилась в рельефе в виде абразионных уступов, скатов и береговых валов. Литориновая терраса наиболее широка в вершине Финского залива (около 20 км), а также в районе Лахты, Сестрорецка и Приветнинской котловины.

В конце атлантического - начале бореального времени морской бассейн вследствие продолжающегося неотектонического поднятия суши непрерывно сокращался, и на освобождаемой морем поверхности значительное развитие получили эоловые процессы с формированием дюнного рельефа (Сестрорецкие дюны и др.). Регрессия литоринового моря была настолько значительной, что привела к осушению Невской губы, а также территории между о. Котлин и северным берегом. На остальной части описываемой площади очертания берегов палеоводоема стали практически соответствовать современным. В акватории это обусловило появление мелководных, в т.ч. и волновых фаций осадков, и с этого периода фациальная зональность сходна с современной.

Сопоставление результатов изучения рельефа и разрезов анциловых-литориновых отложений в районе Петербурга и северного побережья Финского залива позволяет выделить следующие важные особенности геологического развития этого времени:

1. На всей этой территории устанавливается одинаковая ритмичность осадконакопления, где водные осадки, чередуются с наземными, указывая на неоднократные колебания уровня палеобассейнов.

2. Различная интенсивность поднятия в послеледниковое время устанавливается по различному гипсометрическому положению одновозрастных отложений и послеледниковых террасовых уровней.

3. Скорости поднятия в голоцене постепенно убывали.

В послелиториновое время все более быстрыми темпами продолжалось зарастание реликтовых озер и превращение их в торфяные массивы.

Это же время ознаменовалось важнейшим событием послеледниковья - феноменом возникновения р.Невы.

Гляциоизостатическое поднятие северного Приладожья вызвало так называемую Ладожскую трансгрессию на южных ее берегах.

Эрозионный эффект работы Невы был весьма значительным, так как за короткий промежуток времени, следовавший за максимумом трансгрессии, уровень Ладожского озера упал с 15 до 5 м (подошва торфа в разрезе Невский пяточок имеет отметку около 5 м).

На Ижорской возвышенности в течение всего голоцена некоторое развитие имели эрозионные процессы и карстопоявление (Отчет о комплексном..., 2001).

2.2 Гидрогеологические условия

Территория Санкт-Петербурга находится в пределах северо-западной части Московского артезианского бассейна на южном склоне Балтийского щита со стоком подземных вод в Балтийское море. Согласно существующей гидрогеологической стратификации разреза Санкт-Петербурга выделяют водоносные горизонты и комплексы. Подземные воды, приуроченные к породам четвертичного возраста, в том числе техногенным образованиям (насыпным и намывным), повсеместно присутствующим в верхней части разреза, современным отложениям болот и озерно-морским (литориновым) пескам и супесям, озерно-ледниковым разностям верхнечетвертичного времени, а также спорадически развитым песчаным линзам валдайской морены.

Верхний межморенный водоносный горизонт, обычно вскрывается в погребенных долинах города; этот горизонт, получивший название "полуостровский", даже в погребенных долинах распространен локально из-за значительной фациальной и литологической изменчивости отложений в пределах территории города.

Нижний межморенный водоносный горизонт, прослеживаемый под московской мореной, имеет в пределах города более локальное развитие по сравнению с упомянутыми выше, так как он обнаруживается только в отдельных глубоких палеодолинах города в его

северной части и на юго-восточной окраине Санкт-Петербурга и рассматривается как водоносный горизонт стратегических запасов воды.

Ордовикский и кембро-ордовикский водоносные горизонты вскрываются на Ижорском плато южнее Ладожско-Балтийского глинта; ордовикский приурочен к известнякам, а кембро-ордовикский - к песчаникам; эти горизонты прослеживаются в юго-западной части города в Красносельском районе.

Ломоносовский водоносный горизонт вскрывается в песчаниках, нижним водоупором которого служат верхнекотлинские глины венда, а верхним - нижнекембрийские синие глины лонтовасского горизонта; однако в южной части города, где глинистая толща верхнего водоупора отсутствует в разрезе, ломоносовский водоносный горизонт перекрывается четвертичными отложениями.

Нижнекотлинский (гдовский) водоносный горизонт, принадлежит песчаникам котлинской свиты венда, распространен повсеместно. Грунтовые воды имеют региональное распространение на территории города, режим которых нарушается в островной части существованием шпунтовых ограждений и набережных, которые формируют локальные, практически замкнутые гидрогеологические системы в пределах отдельных островов.

На территории города выделяется 2 подтипа гидродинамического режима грунтовых вод. В периферийных северных, северо-восточных и восточных районах с рассредоточенной застройкой и обилием зеленых массивов реализуется естественный и слабонарушенный гидродинамический режим, определяющийся сезонными климатическими изменениями: предвесенние низкие уровни, устанавливаются с середины февраля до конца марта; весенний максимальный уровень - в апреле - мае. При обилии осадков в летнее время, обеспечивающих высокое положение уровня подземных вод до конца года, летне-осенние и осенне-зимние экстремумы сильно сглаживаются. Отмечается уменьшение годовой амплитуды колебаний уровней подземных вод. В островной части города гидродинамический режим подземных вод определяют в основном техногенные факторы. Сплошная застройка, асфальтовое покрытие и так далее приводит к его малой зависимости от климатических колебаний. Отмечается сглаженность экстремальных значений уровней и незначительная годовая амплитуда колебаний. Отсутствие зон активного дренирования подземных вод в пределах исторического центра города предопределяет их застойный гидродинамический режим и подтопление территории. Подтопление усиливается в местах утечек канализационно-ливневых, водопроводных и других коммуникаций (при этом возникают локальные купола подпора, предопределяющие значительную дифференциацию абсолютных отметок уровня подземных вод), а также за счет конденсационных процессов. В настоящее время практически всю островную часть

города можно рассматривать как зону подтопления. Гидрохимический режим подземных вод также, как и гидродинамический, определяется техногенными факторами (исключения составляют периоды наводнений). Значительный уровень загрязнения подземных вод фиксируется практически на всей территории исторического центра, особенно в зонах палеодолин, которые являются ложбинами стока и аккумулируют загрязняющие компоненты. В таких зонах, как правило, формируются наиболее неблагоприятные геоэкологические условия, развиваются различные негативные физико-химические и биохимические процессы.

На большей части площади распространения Полюстровского водоносного горизонта воды напорные. При проведении строительных работ в районе развития Полюстровского горизонта возможны прорывы вод в котлованы. В настоящее время за счет подъема пьезометрической поверхности в районе местонахождения образовались восходящие родники, происходит затопление подвалов и деформация ряда зданий (ТСН 50-302-2004 Санкт-Петербург..., 2004).

Глава 3. Основные генетические типы песчаных отложений на территории Санкт-Петербурга

На территории Санкт-Петербурга отложения дисперсных несвязных грунтов (песков) представлены различными генетическими типами, а именно, моренными, водно-ледниковыми (флювиогляциальными и озерно-ледниковыми), озерно-морскими, эоловыми, техногенными отложениями.

Моренные отложения

В настоящее время на территории Санкт-Петербурга выделяются моренные образования трех стадий материкового оледенения - днепровской, московской и лужской. Ледниковые отложения (морены) расчленены водно-ледниковыми морскими и озерными отложениями и представлены валунными супесями, суглинками, то есть уплотненной несортированной смесью обломков пород, валунов и супесчано-суглинистой массой, перемежающуюся с разнозернистыми песчано-глинистыми слоями.

Водно-ледниковые отложения

Водно-ледниковые (озерно-ледниковые и флювиогляциальные) надморенные отложения последней стадии оледенения представлены мелкозернистыми песками, супесями и суглинками.

В разрезе толщи озерно-ледниковых отложений Балтийского ледникового озера выделяются ленточные глины, суглинки, супеси, реже пески. Наиболее широко развиты в разрезе породы с ленточной слоистостью. В верхней части разреза ленточные глины постепенно переходят в суглинки и супеси, которые представляют собой верхний горизонт ленточных образований, утративших свою первоначальную слоистость за счет процессов выветривания. Для грунтов данной группы характерны высокая природная влажность и пористость, анизотропность механических свойств, высокая сжимаемость, пучинистость, тиксотропность (Геологический атлас..., 2009).

Озерно-морские отложения

Повсеместным распространением в пределах исторического центра города пользуются современные озерно-морские (литориновые) отложения, в основном пылеватые пески и супеси, реже суглинки, локально распространены анциловые образования. Являясь отложениями теплого мелкого моря, они в значительной степени обогащены органикой. Пылеватые пески, как правило, обладают плавунными свойствами, легко переходят в плавунное состояние при изменении гидродинамического режима и приложении дополнительных напряжений, особенно знакопеременных. Супеси и суглинки следует рассматривать как слабые квазипластичные тиксотропные грунты. В слоях озерно-

морских отложений содержатся линзы и прослой торфа и заторфованных грунтов разного состава (ТСН 50-302-2004 Санкт-Петербург..., 2004).

Эоловые отложения

Локально-развитые эоловые отложения, иногда образующие дюны высотой до – метров, представлены однородными мелкими полевошпатово-кварцевыми желтыми и желто-серыми песками.

Техногенные отложения

Особенностью геолого-литологического строения четвертичного разреза Санкт-Петербурга является наличие техногенных образований. Это насыпные грунты, смесь отходов промышленного и строительного производства, бытовых отходов (свалки), шоссейные и железнодорожные насыпи, а также отсыпные и намывные грунты (Геологический атлас..., 2009).

Глава 4. Литературный обзор

При написании данной работы была изучена научная и учебно-методическая литература. За основу теоретической составляющей магистерской диссертации были взяты работы авторов, которые, во-первых, наиболее полно раскрыли теоретические основы физических, а также механических (прежде всего, прочностных) свойств дисперсных несвязных грунтов, во-вторых, которые непосредственно занимались исследованием прочностных свойств грунтов – методом лабораторной пенетрации. Разработкой теоретических и методических вопросов пенетрации занимались многие авторы, например, Васильев П.А., Бойченко П.О., Разорёнов В.Ф., Иваникова Н.П., Богданов Е.Н., Клемяционок П.Л. и другие. Васильев в конце 30-х годов XX века предложил для определения верхнего предела пластичности применять конус с углом раскрытия наконечника 30° и массой 76 г. Глубина погружения конуса в грунт при определённой влажности на 10 мм и является влажностью на границе текучести – W_L .

Большое значение в изучении самой методики пенетрационных испытаний как песчаных, так и глинистых грунтов имеют работы

П.О. Бойченко и В.Ф. Разорёнова. П.О. Бойченко применил метод лабораторной пенетрации коническим наконечником (массой 300 г и с углом раскрытия наконечника в 30°) для определения пределов пластичности. Также он ввёл в научный оборот показатель консистенции (C_v) грунта ненарушенной структуры, прежде всего, для дисперсных связанных глинистых грунтов. Конструкция прибора пенетрометра, предложенная П.О. Бойченко, впоследствии получившая соответствующее название – конус Бойченко – широко применяется в практике лабораторных испытаний грунтов в настоящее время (Шергина, ВКР, 2016).

Дальнейшее исследование в области изучения метода лабораторной пенетрации было выполнено В.Ф. Разорёновым, который предложил ввести объективную характеристику результатов пенетрационных испытаний - величину «удельного сопротивления пенетрации R », равную отношению усилия пенетрации P к квадрату глубины (в случае глинистых грунтов) или к кубу глубины (в случае песчаных грунтов) погружения конуса постоянной массы с постоянным раскрытием угла наконечника. Переход от квадратной зависимости к кубической был объяснен при помощи решения осесимметричной задачи теории предельного равновесия, которая была теоретически решена профессором В.Г. Березанцевым в 1955 г. В.Ф. Разорёнов рассмотрел несколько вариантов выражения результатов пенетрационных испытаний, один из которых описывает случай, когда угол внутреннего трения стремится к нулю, что характерно для глинистых

грунтов. Далее, после нескольких математических преобразований была получена квадратная зависимость величины удельной пенетрации для дисперсных связанных грунтов. Второй случай, рассмотренный В.Ф. Разорёновым, описывает ситуацию, когда величина сцепления близка к нулю, что характерно для дисперсных несвязанных грунтов. Далее, как и в первом случае, были проведены математические преобразования, после которых исходное уравнение приняло вид отношения усилия пенетрации к кубу глубины погружения наконечника.

Также следует отметить работы Н.А. Цытовича по определению сцепления вязких связанных грунтов разработанным им методом шариковой пробы.

К этому же периоду относятся работы Е.Н. Богданова, который во многом развил теории В.Ф. Разорёнова, а именно, внес ясность в вопрос об инвариантности величины удельного сопротивления пенетрации. Также Е.Н. Богданов разработал способ определения прочностных свойств грунтов методом двух пенетраций. Сущность метода заключается в проведении двух пенетрационных испытаний, в одном из которых наконечник конуса раскрыт на 30 градусов, а во другом на 60 градусов, далее по формуле находят величины удельного сопротивления пенетрации для первого и второго испытания. Далее рассчитывают отношение одной величины к другой, после чего по таблице находят угол внутреннего трения, а потом по уравнению величину сцепления. Также необходимо сказать о том, что Е.Н. Богданов поднимает проблему о необходимости изучения механических свойств песчаных грунтов заново, аргументируя это недостаточным обоснованием приведенных значений механических свойств песков в нормативной литературе (Шергина, ВКР, 2016).

По изучению механических, а, прежде всего, прочностных свойств именно песчаных грунтов наиболее важной работой можно считать работу В.И. Осипова «Природа прочности песков», в которой рассмотрена теория контактных взаимодействий в песках. По мнению В.И. Осипова, «прочность и деформируемость песков являются функцией двух основных параметров – количества контактов в единице объема или плоскости деформирования дисперсной системы и сопротивляемость (прочность) единичного контакта деформирования. Зависимость этих параметров от различных факторов и лежит в основе природы прочности и деформируемости песков». Факторы, влияющие на количество контактов в песках, как считает В.И. Осипов, это размер зерен, однородность зерен по размеру, плотность упаковки и форма зерен. На второй фундаментальный параметр, определяющий прочность и деформируемость песчаных грунтов – сопротивляемость единичных контактов - влияет состав зерен, их морфологические характеристики, а также некоторые физико-химические факторы. Также В.И. Осиповым

было высказано мнение, что при деформировании песков на контактах зерен развиваются три основных процесса: трение скольжения, трение качения, зацепление частиц с их последующим разворотом. Вывод, который В.И. Осипов сделал в своей работе, заключается в том, что единственно правильным путем является генетический подход к изучению песков (Осипов, 1984).

Также нельзя не отметить работы И.А. Потапова, который так же, как и В.И. Осипов, считает, что на прочностные показатели дисперсных несвязных грунтов будут оказывать влияние их состав, морфология и плотность упаковки. Кроме того, автор считает «установлено, что степень влажности является важным фактором приобретения прочности песчаными грунтами с различными структурными характеристиками. Но при формировании структурных особенностей песков, прежде всего, их морфологических параметров, а из них морфоскопических характеристик (особенностей характера поверхности песчаных зерен) заметную роль играет наличие различных пленок на частицах грунта», тем самым вводя еще один параметр, определяющий прочностные особенности песчаных грунтов.

Несмотря на то, что в настоящее время в отечественных нормативных документах термин «пенетрация» пока еще не встречался, в международных нормативно-технических документах, данная методика имеет достаточно широкое распространение. К примеру, Международная организация по стандартизации (The International Organization for Standardization) разработала стандарт (ISO 17892), состоящий из нескольких частей лабораторных испытаний грунтов. Одна из его частей как раз посвящена исследованию грунтов методом падающего конуса (Fall cone test). Методика, предложенная в данной работе, не отличается принципиально от методики ISO, но некоторые отличия все-таки присутствуют. Во-первых, испытания, проводимые нами, осуществлялись только при помощи конуса с углом раскрытия наконечника в 30 градусов, что упрощает дальнейшую интерпретацию данных. Во-вторых, итоговая обработка полученных результатов в представленной работе, значительно упрощена: величина нагрузки на грунт делится на квадрат глубины проникновения конуса. Тем самым, получается фундаментальный показатель грунта – величина удельного сопротивления пенетрации (R). Итоговая интерпретация данных ISO проводится несколько иначе: давление, которое оказывает на грунт падающий конус, которое как раз рассчитывается в зависимости от угла раскрытия наконечника, умножается на коэффициент μ , зависящий от глубины проникновения конуса (Шергина, ВКР, 2016).

Глава 5. Природа физико-механических свойств песчаных грунтов

Песчаные грунты широко используются как естественные основания инженерных сооружений и как строительный материал для возведения земляных насыпей, дамб, создания намывных территорий. Изучение физических свойств, а также механических свойств песков, без которых невозможно решать задачи прогнозирования и регулирования поведения песчаных масс, имеет огромное практическое значение.

Песчаный грунт – это несвязный минеральный грунт с массой частиц размером 0,05-2 мм более 50% и числом пластичности $I_p < 1\%$ (ГОСТ 25100-2011 Грунты..., 2011).

По гранулометрическому составу песчаные грунты подразделяют на несколько разновидностей, которые представлены в таблице 1 (ГОСТ 25100-2011 Грунты..., 2011).

Таблица 1

Классификация песчаных грунтов по размеру зёрен

Пески:	Размер частиц d, мм	Содержание частиц, % по массе
Гравелистый	>2	>25
Крупный	>0,50	>50
Средней крупности	>0,25	>50
Мелкий	>0,10	≥75
Пылеватый	>0,10	<75

Песчаные грунты представляют собой сложную гетерогенную дисперсную систему, поведение которой определяется рядом различных факторов, таких как, нормальные давления, минеральный состав, дисперсность, однородность, пористость, структурные особенности зерен, влажность, температура и т.д. (Осипов, 1979).

5.1. Типы структурных связей в песчаных грунтах

Среди факторов, влияющих на физико-механические свойства горных пород, главным, с точки зрения В.И. Осипова, является тип структурных связей (коагуляционный, переходный и фазовый), контролирующей наиболее общие черты прочностного и деформационного поведения горных пород. Понятие структура включает в себя не только морфометрические признаки частиц грунта (размер, форма, характер поверхности структурных элементов, и их количественное соотношение), но также оно несет в себе информацию про энергетические (тип структурных связей и общая энергия структуры) и геометрические (пространственная композиция структуры) признаки (Осипов, 1989). С учетом сказанного можно сформулировать понятие структуры породы следующим образом: структура — это пространственная организация всего вещества породы, характеризующаяся совокупность морфометрических, геометрических и энергетических признаков и определяющаяся составом, количественным соотношением и взаимодействием компонентов пород (Осипов, 1989).

Образование структурных связей в дисперсных системах идёт не по всей межфазной поверхности частиц, а только в местах их наибольшего сближения – контактах. Количество и характер индивидуальных контактов – важнейшая характеристика структур, определяющая их прочностные, деформационные и другие свойства (Осипов, 1979).

Контакты между структурными элементами можно подразделить по их геометрии (взаимному расположению контактирующих элементов в пространстве) и физической природе, т. е. характеру действующих сил. По геометрическому признаку выделяют три типа контактов: базис—базис, базис—скол и скол—скол.

Контакты типа базис — базис (рисунок 2) возникают в тех случаях, когда плоские (базисные) поверхности пластинчатых или листообразных структурных элементов расположены параллельно. При сближении таких структурных элементов на расстояние, измеряемое десятками нанометров, между ними возникает значительный по площади контакт, способствующий снижению поверхностной энергии системы и переходу ее в более стабильное состояние. Контакты этого типа могут возникать между отдельными глинистыми частицами, их ультрамикрoагрегатами и микрoагрегатами при процессах коагуляции на стадии седиментогенеза, а также при диагенезе и катагенезе пород в результате уплотнения глинистых осадков.

Контакты типа базис — скол (рисунок 1а) возникают при взаимодействии между базисной поверхностью одного и боковым сколом другого структурного элемента. Образование таких контактов обуславливается меньшей гидратацией боковых сколов

частиц по сравнению с базисными поверхностями, что приводит к фиксации структурных элементов под некоторым углом относительно друг друга. В кислой среде этому способствует наличие разноименных электростатических зарядов на боковых сколах и базисных поверхностях глинистых частиц. Контакты этого типа чаще всего встречаются внутри микроагрегатов и между микроагрегатами в молодых глинистых осадках и слабоуплотненных глинах. По мере повышения степени уплотнения глин угол наклона между взаимодействующими частицами уменьшается и контакты базис—скол постепенно переходят в термодинамически более устойчивые контакты типа базис—базис с формированием ориентированной текстуры, состоящей из плотных микроагрегатов уплощенной формы.

Контакты типа скол — скол (рисунок 1б) возникают при взаимодействии частиц боковыми сколами. Вероятность образования таких контактов при седиментогенезе невелика, однако в ходе постседиментационных процессов, когда под влиянием уплотнения повышается степень ориентации глинистого материала, возможность контактирования отдельных частиц и микроагрегатов боковыми сколами возрастает. Геометрия контакта существенно влияет на его прочность и, следовательно, на структурную связность породы, поскольку определяет площадь контактного взаимодействия и в конечном счете прочность единичного контакта (Осипов, 1989).

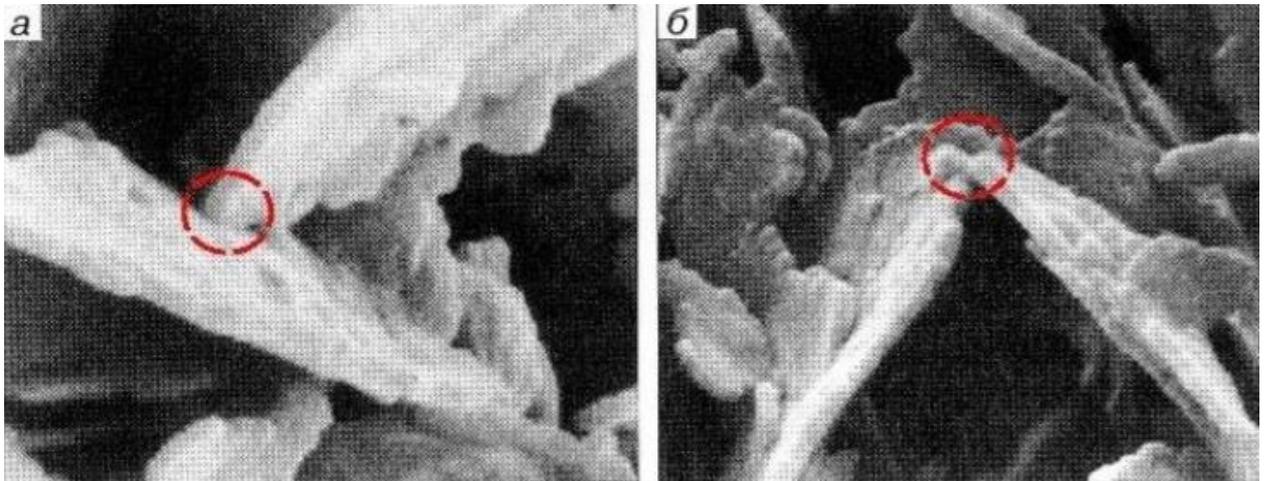


Рисунок 1. Коагуляционные контакты в глинах: а – контакты типа «базис-базис»; б – контакты типа «скол-скол». (Осипов, 1989)

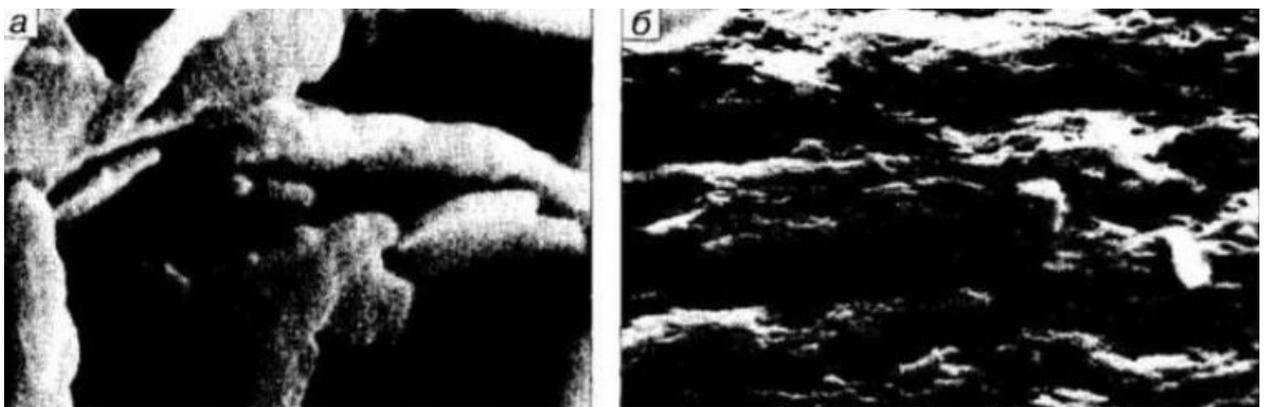


Рисунок 2. Коагуляционные контакты в глинах типа «базис-базис». (Осипов, 1989)

Однако еще большее влияние на свойства глинистых пород оказывает характер контактных взаимодействий, т.е. природа и энергия сил, действующих на контакте и определяющих энергетические признаки структуры. С этих позиций в глинистых породах можно выделить три типа контактов: коагуляционный, переходный (точечный) и фазовый, или кристаллизационно-цементационный. Коагуляционные контакты преобладают у молодых глинистых осадков и слабоуплотненных глин. Они характеризуются наличием в зоне контакта тонкой равновесной пленки связанной воды, толщина которой зависит от физико-химических факторов и изменяется от нескольких до десятков нанометров. Существуют две разновидности коагуляционного контакта, различающиеся толщиной равновесной гидратной пленки в контактном зазоре и получившие названия ближнего и дальнего коагуляционного контакта. Притяжение частиц на коагуляционном контакте обуславливается дальнедействующими молекулярными, магнитными и дипольными (кулоновскими) взаимодействиями. Прочность на разрыв глинистых отложений с таким типом контактов составляет не более 104 Па. Важная особенность коагуляционных контактов — обратимый характер их разрушения: после разрушения они способны быстро восстанавливаться. С этим связано явление тиксотропии в молодых глинистых образованиях.

Переходные (точечные) контакты распространены у водонасыщенных пород средней и высокой степени уплотнения, а также у не полностью водонасыщенных (находящихся в сухом или слабо увлажненном состоянии) глин. Они характеризуются наличием небольшого по площади (точечного) соприкосновения между взаимодействующими элементами и образованием между ними относительно прочной связи (10^{-8} - 10^{-6} Н) за счет действия химических и ионно-электростатических сил. Характерной особенностью таких контактов является их обратимость по отношению к воде, т. е. способность гидратироваться и переходить в коагуляционные контакты при увлажнении породы или снятии с нее внешней нагрузки.

Фазовые контакты развиты у сильноуплотненных сцементированных глин, аргиллитов и алевролитов. Они характеризуются наличием непосредственного («сухого») соприкосновения между структурными элементами на значительной контактной площади или развитием на контакте новой фазы (кремнезем, гипс, карбонаты, гидроксид железа), цементирующей частицы и микроагрегаты. Первый тип фазовых контактов часто называют кристаллизационным, а второй — цементационным. На фазовых контактах действуют силы химической и ионно-электростатической природы, поэтому прочность таких контактов значительна (как правило, не ниже 10^{-6} Н). Отличительная особенность фазовых контактов - их необратимость по отношению к воде: породы с такими контактами не теряют

прочности (или снижают ее незначительно) и не пластифицируются при увлажнении (Осипов, 1989).

В песках возможны все три типа энергетических контактов. Преобладает, прежде всего, коагуляционный тип (для песков с природной влажностью, песков зоны капиллярной каймы и с природной плотностью), затем переходный точечный тип (для маловлажных уплотненных песков с влажностью зоны аэрации) и, наконец, фазовый тип (для плотных сухих песков с плотностью, стремящейся к предельно плотному сложению, с влажностью, близкой к максимальной гигроскопической). Именно коагуляционный тип энергетического контакта реализуется в песках при взаимодействии частиц с сохранением термодинамически устойчивой прослойки воды на контакте. При наличии в песках пылеватых и тем более глинистых частиц отмеченные энергетические типы контактов проявляются более отчетливо (Потапов, 2013).

Структурная прочность песчаных пород также, главным образом, определяется характером структурных связей. Под прочностью структурных связей грунтов понимают сопротивление структурной сетки разрушению (сдвигу). Е.М. Сергеев отмечает факторы, определяющие сопротивление сдвигу песчаных грунтов: трение частиц друг о друга при их скольжении (волочении); зацепление — сопротивление, оказываемое частицами при их выходе из положения равновесия (сопротивление структуры); сопротивление срезу частиц и их раздроблению; сцепление за счет цементационных связей, сцепления за счет капиллярных сил (Потапов, 2013).

5.2. Основные физические свойства песчаных грунтов

Физические свойства грунтов – это свойства, которые описывают физическое состояние грунта, а также его изменение под воздействием различных физико-химических факторов. Физические свойства проявляются в результате действия на них различных физических полей: гравитационного, теплового, электрического, магнитного, гидродинамического, аэродинамического, радиационного, механического и других (Трофимов, 2005).

В данной главе будут рассмотрены, основные физические свойства песчаных грунтов, знание которых оказывает значительное влияние на строительство различных сооружений.

Плотность. Плотность (ρ) — физическое свойство грунтов, количественно оцениваемое величиной отношения их массы к занимаемому объему. При инженерно-геологических исследованиях используют следующие характеристики: плотность твердых частиц грунта, плотность грунта, плотность скелета грунта, плотность грунта под водой, плотность скелета высушенного грунта и другие. Наиболее употребительными являются первые три показателя.

Плотностью твердых частиц (ρ_s) (твердой компоненты, твердой фазы) грунта называется масса единицы их объема. Численно она равна отношению массы твердой компоненты грунта к ее объему.

Величина плотности твердых частиц грунта определяется минеральным составом и присутствием органических и органоминеральных веществ. В соответствии с плотностью наиболее распространенных породообразующих минералов плотность твердых частиц большинства грунтов изменяется от 2,50 до 2,80 г/см³. Для песчаных грунтов плотность твердых частиц варьирует от 2,63 до 2,67 г/см³.

Плотность грунта (ρ), или плотность влажного грунта – это масса единицы объема грунта с естественной влажностью.

Величина плотности грунта зависит от минерального состава, влажности и характера сложения (пористости) грунта. Величина плотности дисперсных грунтов колеблется от 1,30 до 2,20 г/см³.

Плотностью скелета (ρ_d) грунта называют массу твердой компоненты в единице объема грунта при естественной (ненарушенной) структуре. Ее значения изменяются в более узком кругу по сравнению с плотностью грунта, поскольку она зависит только от минерального состава и характера сложения (пористости) грунта. Для песков значения плотности скелета грунта варьирует от 1,40 до 1,80 г/см³.

Пористость. Пористость (n) и коэффициент (e) пористости являются расчетными величинами, которые показывают характер сложения грунта. Для расчета данных показателей используют зависимость, связывающую эти величины с плотностью твердых (ρ_s) частиц, плотностью грунта (ρ) и плотностью скелета грунта (ρ_d) (Трофимов, 2005).

Влажность. Вода в грунтах находится в различных фазовых состояниях: твердом, жидком, газообразном. Все количество воды, содержащееся в породе в естественных условиях, называется естественной влажностью (W_e). Она может быть выражена по отношению к весу породы (весовая) или по отношению к объему породы (объемная).

Состояние воды в грунте зависит от ее связи с твердой компонентой, на основе этой связи воду делят на свободную (гравитационную) и связанную.

Связанная вода образуется на поверхности твердых частиц и оказывает сильное влияние на контактные взаимодействия между отдельными элементами твердой части грунта. По этой причине наличие разных видов связанной воды в грунтах оказывает сильное влияние на их свойства. Механизмы образования связанной воды различны. Связанную воду делят на прочносвязанную – образована процессами физической адсорбции, и слабосвязанную – образована за счет капиллярной конденсации и осмотических явлений. Следовательно, слабосвязанную воду так же делят на капиллярную и осмотическую.

Прочносвязанная вода. Слои воды, образующиеся непосредственно на поверхности частиц в результате процессов адсорбции молекул воды из паров, получили название прочносвязанной или гигроскопической. Содержание такой воды в грунте измеряется гигроскопической влажностью (W_g).

Выделяют две разновидности прочносвязанной воды, отличающихся по своей энергии связи с поверхностью минерала: вода островной адсорбции и вода полислоистой адсорбции.

Вода островной адсорбции адсорбируется наиболее активными адсорбционными центрами поверхности. Вода островной адсорбции образуется при относительной влажности воздуха 20-30%. Образование сплошной пленки связанной воды начинается с появлением второй разновидности прочносвязанной воды – воды полислоистой адсорбции. Ее образование идет при относительной влажности в интервале 30-90%. Вода полислоистой адсорбции удерживается на поверхности минералов за счет сил молекулярного взаимодействия «дальнего» порядка, поэтому энергия ее связи с частицами ниже по сравнению с водой островной адсорбции.

Максимальное содержание прочносвязанной воды в грунте достигается при относительной влажности воздуха 90%. Общее количество прочносвязанной воды,

образующейся в грунте при относительной влажности 90%, характеризуется максимальной гигроскопической влажностью грунта (W_{mg}).

Слабосвязанная вода. Как уже говорилось выше, слабосвязанная вода делится на два вида в зависимости от механизмов образования - капиллярную и осмотическую. Капиллярная вода удерживается у поверхности минералов силами поверхностного натяжения. Капиллярная вода снизу имеет непосредственную связь с грунтовой водой, и при испарении уровень ее восстанавливается. Кроме капиллярной воды выделяется так же подвешенная капиллярная. Этот последний вид воды находится в капиллярах, не имеет связи с грунтовыми водами. Подвешенная вода может получиться, например, при просачивании в грунт осадков, не достигших уровня грунтовых вод.

Осмотическая вода образуется в результате различия в концентрациях ионов, находящихся в поровом растворе и вблизи грунтовых частиц. Выравнивание концентраций приводит к тому, что образуется еще один вид воды, молекулы которого связаны с катионами диффузного слоя ионов и таким образом удерживаются вблизи частиц.

Общее содержание прочносвязанной, капиллярной и части осмотической воды у большинства глинистых грунтов обуславливают их влажность, которая находится в пределе между максимальной гигроскопической и влажностью нижнего предела пластичности. А.Ф. Лебедев ввел понятие максимальной молекулярной влагоемкости грунтов (W_{mmc}). Он определил, что при этой влажности в грунтах содержится максимальное количество воды, удерживаемое молекулярными силами.

Свободная вода делится на иммобилизованную и гравитационную. Иммобилизованная находится в закрытых порах и не может двигаться под действием гравитационных сил. Гравитационная вода движется под действием гравитационных сил. Максимально возможное содержание в грунте всех видов связанной и гравитационной воды при полном заполнении его пор характеризуется полной влагоемкостью грунта (W_o).

Оптимальная влажность – значение влажности грунта, соответствующее максимальной плотности сухого грунта (Сергеев, 1983).

Водопроницаемость. Водопроницаемостью называют способность водонасыщенных грунтов пропускать через себя воду за счет градиента напора. Водопроницаемость связана с одним из важнейших процессов массопереноса в грунтах – фильтрацией воды (или других жидкостей).

Закономерность фильтрации воды в насыщенных грунтах описывается законом Дарси.

Коэффициент фильтрации (k_f) является основной характеристикой водопроницаемости грунтов и равен линейной скорости фильтрации при единичном градиенте напора, измеряется м/сут или см/с.

Значение коэффициента фильтрации для песчаных грунтов варьируются в достаточно широких пределах, от 0,5 до 50 м/сут (Трофимов, 2005).

5.3. Понятие прочности и деформируемости песчаных грунтов

Сопrotивляемость (прочность) единичных контактов является фундаментальным параметром, определяющим прочность и деформируемость песчаных грунтов. Величина сопротивляемости (прочности) единичных контактов является многофакторным показателем, зависящим от состава зерен и их морфологических характеристик, внешнего напряжения на контактах, а также ряда физико-химических факторов.

При деформируемости песков на контактах зерен развиваются, как уже отмечалось выше, три основных процесса: трение скольжения, трение качения, зацепление частиц с их разворотом. Развитие этих процессов контролируется рядом факторов, к числу которых относятся: минеральный состав зерен, поверхностные пленки воды и минеральные рубашки на зернах, округленность зерен, сферичность зерен, внешнее напряжение, действующее на контакте, первичное и капиллярное сцепление. Рассмотрим влияние каждого из названных факторов.

Минеральный состав зерен. При деформации на контактах песчаных зерен развивается статическое (до начала взаимного смещения частиц) и кинетическое (после начала смещения) трение, которое можно рассматривать как истинное трение между двумя твердыми поверхностями. Величина такого трения характеризуется коэффициентом или углом истинного трения:

$$f = \frac{F}{\sigma'} = \operatorname{tg} \varphi_{\text{и}}$$

где σ' – нормальное напряжение, F – сдвигающее напряжение, $\operatorname{tg} \varphi_{\text{и}}$ – угол истинного трения.

Важно отметить, что трение на контакте двух тел идет не по всей поверхности контакта, а только на отдельных выступах этой поверхности. В точках истинного контакта трущихся поверхностей создаются большие нормальные напряжения, которые могут превышать предел текучести минерала и вызывать его пластическую деформацию. Таким образом, площадь истинного контакта зависит от величины нормального напряжения, передаваемого на контакт (σ'), и предела текучести минерала ($\sigma_{\text{т}}$):

$$Ac' = \frac{\sigma'}{\sigma_{\text{т}}}$$

где Ac' – относительная величина площади истинного контакта по отношению к площади всего контакта (в долях единицах).

Если принять, что трение минералов на истинном контакте характеризуется величиной $\tau_{\text{т}}$, то общее сопротивление единичного контакта сдвигу за счет трения будет:

$$F = Ac' * \tau_{\text{т}}$$

Тогда коэффициент трения можно выразить следующим образом:

$$f = \frac{F}{\sigma'} = \frac{Ac'}{\sigma\tau} = \tau m \sigma\tau$$

Из формулы видно, что угол истинного трения во многом определяется свойствами кристаллической структуры минерала: чем выше прочность структуры и величина $\sigma\tau$ минерала, тем меньше значения коэффициента f . Изложенное свидетельствует о том, что минеральный состав зерен может оказывать существенное влияние на сопротивляемость (прочность) отдельных компонентов.

Поверхностные пленки воды и минеральные рубашки на зернах. В природных условиях поверхность песчаных зерен гидратирована и покрыта тонкой пленкой адсорбированной воды. Наличие гидратной пленки оказывает большое влияние на трение частиц.

К примеру, наличие адсорбированных молекул воды на поверхности зёрен кварца, полевого шпата и кальцита оказывает «антисмазочное», а на поверхности слюд и хлорита - «смазочное» действие.

Антисмазочному действию воды на контакте неслоистых силикатов до настоящего времени нет удовлетворительных объяснений. Это может быть связано с несколькими эффектами: во-первых, с взаимодействием воды с атомами кристаллической структуры неслоистых силикатов и образованием на контактах цемента за счет гидроокисей кремния и кальцита; во-вторых, капиллярными явлениями, обусловленными наличием заземленного воздуха в неровностях (углублениях) контакта и приводящими к повышению нормального напряжения на контакте.

Более определенно можно трактовать явление снижения коэффициента трения при увлажнении частиц, наблюдаемое на контактах слоистых силикатов. В этом случае адсорбция молекул воды на базальных поверхностях приводит к появлению расклинивающего эффекта и уменьшению доли истинного контакта на отдельных выступах контактируемых поверхностей. В результате расклинивающего действия воды площадь истинного контакта частицы сокращается и составляет только часть от прежней величины Ac . Сопротивление сдвигу в этом случае будет определяться как истинным трением самих частиц, так и сопротивлением на сдвиг пленки адсорбированных молекул воды, т.е.

$$F = Ac'[\delta\tau m + (1-\delta)\tau c]$$

где Ac' — площадь истинного контакта (в сухом состоянии); δ - доля площади истинного контакта, на которой сохраняется «сухой» контакт минеральных поверхностей

при их увлажнении; t_m - сопротивление сдвигу на «сухом» контакте минеральных зерен; t_c - сопротивление сдвигу гидратной пленки воды на контакте.

Поскольку $t_c < t_m$ то гидратация поверхности частиц слоистых силикатов обуславливает снижение их коэффициента трения, причем величина этого снижения зависит от степени неровности контактируемых поверхностей (их микрорельефа) и размера частиц. С повышением обработанности контактируемых поверхностей (снижение микрорельефа) уменьшается эффективное напряжение, передаваемое на каждый истинный контакт, что приводит к уменьшению δ и снижению величины F . Аналогичный эффект наблюдается при повышении дисперсности частиц. Следовательно, «смазывающий» эффект у слоистых силикатов возрастает с увеличением их дисперсности и снижением микрорельефа.

В глинистых системах вся поверхность истинного контакта между частицами может гидратироваться, и сопротивляемость такого контакта, получившего название коагуляционного, будет определяться исключительно прочностью гидратного слоя связанной воды.

Помимо пленок молекул адсорбированной воды на трение песчаных зерен большое влияние оказывают различные минеральные «рубашки», покрывающие поверхность песчаных зерен. В процессе диагенетических и гипергенных преобразований на поверхности зерен песка может формироваться тонкий покров из соединений железа, марганца, карбонатов, глинистых минералов и органических соединений. Поверхность зерна практически всегда в той или иной степени модифицирована другими соединениями, а часто полностью изменена и по-своему составу и строению коренным образом отличается от внутренних частиц зерна. Особенно активно поверхность кварцевых зерен модифицируется под влиянием карбонатов (карбонатное травление). Минеральные соединения и пленки, образующиеся на зернах, не только меняют микрорельеф зерна, но и оказывают влияние на трение зерен на контактах в соответствии с изложенным выше.

Округленность (микрошероховатость) зерен. Поверхность любого минерала, даже идеально гладкая, на микроскопическом уровне обладает микрошероховатостью. Несомненно, в зависимости от микрорельефа контактируемых поверхностей, будут изменяться площадь их истинного контакта и эффективные напряжения на отдельных участках истинного контакта. Если микрорельеф поверхности низкий, то площадь истинного контакта относительно велика, а эффективные напряжения на нем незначительны и не превышают предела текучести минерала σ_m . В этом случае минерал в точке истинного контакта деформируется упруго, а общая площадь истинного контакта с ростом нормальной нагрузки существенно не изменяется до тех пор, пока не превысит σ_m .

При контактировании поверхностей с высоким микрорельефом площадь истинного контакта может каждый раз изменяться с ростом σ' в силу того, что эффективные напряжения в точках истинных контактов больше σ минерала. Следовательно, в зависимости от характера поверхности зерен прочность (сопротивляемость) на сдвиг их единичного контакта может изменяться.

Сферичность (форма) зерен. Влияние формы зерен на механические свойства песков проявляется двояким образом: через изменения количества контактов, о чем говорилось ранее, и через изменение сопротивляемости (прочности) контакта. Последнее связано с тем, что с появлением анизотропии формы зерен возникает явление их зацепления на контактах, т.е. разворот зерен в процессе трения, что приводит к дилатансии — объемному изменению всей системы, выражающемуся в уменьшении или повышении плотности песка в процессе сдвига. Это в свою очередь обуславливает изменение количества контактов, а самое главное, влияет на сопротивляемость единичного контакта за счет того, что при развороте частиц выполняется дополнительная работа на изменение плотности системы.

Первичное (литогенетическое) и капиллярное сцепление. Величина прочности единичного контакта существенно возрастает при появлении, так называемого, первичного сцепления, обусловленного цементацией песчаных зерен в процессе диагенеза или гипергенеза песков. Величина литогенетического сцепления определяется прочностью песков на разрыв и находится из выражения:

$$P_1 = \frac{P\tau}{X}$$

где P_1 — прочность песка на разрыв, X — количество контактов на единицу поверхности в плоскости разрыва.

У увлажненных песков, имеющих коэффициент водонасыщения меньше единицы, на контактах возникает структурное сцепление за счет капиллярных менисков, величина которого ориентировочно может быть оценена из следующего выражения:

$$P_k = 2\pi\sigma r$$

где σ — поверхностное натяжение жидкости, r — радиус частиц (Осипов, 1979).

Глава 6. Исследование физико-механических свойств песчаных грунтов

Дисперсные несвязные грунты (пески) широко распространены на территории Санкт-Петербурга и активно используются при строительстве различных инженерных сооружений, а именно, дорожных одежд, обустройстве дна котлованов, насыпей и т.д.

Целью данной работы являлось изучение физических и механических (а именно прочностных) характеристик песков, а также, получения этих характеристик методом лабораторной пенетрации.

Объектом исследования данной работы были, во-первых, модельные пески, то есть пески, рассеянные отдельно на каждую фракцию (крупные, средние, мелкие, пылеватые), а во-вторых, природные пески различных генетических типов (флювиогляциальные, эоловые), отобранные в Курортном районе Санкт-Петербурга.

Перед началом проведения основной части эксперимента в лабораторных условиях был определен гранулометрический состав реальных. Результаты испытаний для песков флювиогляциальных и эоловых отложений приведены в таблицах 2, 3 соответственно.

Основная исследовательская часть работы включала в себя большое количество экспериментов, которые группируются в три блока лабораторных исследований. В первом блоке лабораторных испытаний песок помещают в кольцо и проводят серию пенетрационных испытаний и далее рассчитывают удельное сопротивление пенетрации. Во втором блоке работ на тех же самых грунтах проводят серию сдвиговых испытаний. В третьем блоке проводят определение угла естественного откоса грунта в воздушно-сухом и под водой, подразумевая, что в первом приближении данный показатель в песчаных грунтах равен углу внутреннего трения – φ . Все три блока работ проводились как для модельных, так и для природных песков. Параллельно с каждым испытанием на первом и втором этапах определяют влажность и плотность грунта.

После проведения экспериментальной части строились сводные таблицы и графики (Шергина, ВКР, 2016).

Таблица 2 Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений

Фракция грунта, мм	>10	10-5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	<0,1
Содержание фракции, %	0	0	0,2	4,1	50,0	40,8	4,8	0,1

Песок крупный

We = 15%

Таблица 3 Гранулометрический состав эоловых отложений

Фракция грунта, мм	>10	10-5	5-2	2-1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	<0,1
Содержание фракции, %					1,6	8,6	89,1	0,7

Песок мелкий

We = 5%

6.1 Пенетрационные испытания

Метод лабораторной пенетрации может быть применён, во-первых, для определения прямым способом физических свойств грунтов (плотности сложения песков), что крайне важно при устройстве дорожного полотна (насыпи) при строительстве линейных сооружений, во-вторых, для определения прямым способом прочностных свойств дисперсных несвязных (песчаных) грунтов, которые являются основными расчётными характеристиками, используемые в проектировании оснований зданий и сооружений.

Необходимо отметить ряд граничных параметров проведения экспериментов по определению удельного сопротивления пенетрации песков.

Во-первых, в исследованиях использовался один рабочий зонд – конус с углом раскрытия в 30°. Этот лабораторный прибор был выбран из-за того, что в 2015 г. вышла в свет серия статей Д.Ю. Здобина (Здобин, 2015), в которых на основании современных представлений о природе структурных связей дисперсных связных глинистых грунтов (супеси, суглинки, глины) и многочисленных экспериментов (более 10000) были выведены убедительные зависимости и между глубиной проникновения конуса в грунт (30°). Фактически речь идёт об утверждении равнозначности традиционного определения сцепления и угла внутреннего трения в приборах одноплоскостного среза и лабораторной

пенетрации. Поэтому мы решили проверить гипотезу возможной связи σ и φ с R в песчаных грунтах применяя при испытаниях конусе 30° .

Во-вторых, исходя из технологических аспектов проведения лабораторных и полевых испытаний гораздо удобнее работать с одним рабочим зондом чем с двумя. В-третьих, при введении данного лабораторного метода в плоскость общефедеральных государственных стандартов лабораторные испытания песчаных грунтов конусом с углом раскрытия в 60° будут продолжены. И в четвертых, конус конструкции П.О.Бойченко был выбран по причине промышленного производства данного прибора в настоящее время, а также его ценой и доступностью (Шергина, ВКР, 2016).

Оборудование и приборы

1) конус конструкции П.О. Бойченко (пенетрометр грунтовый) с массой конуса 300 граммов и углом раскрытия наконечника 30 градусов, принципиальная схема которого представлена на фото 1; 2) режущее кольцо; 3) шпатель; 4) бюксы; 5) технические весы; 6) сушильный шкаф.

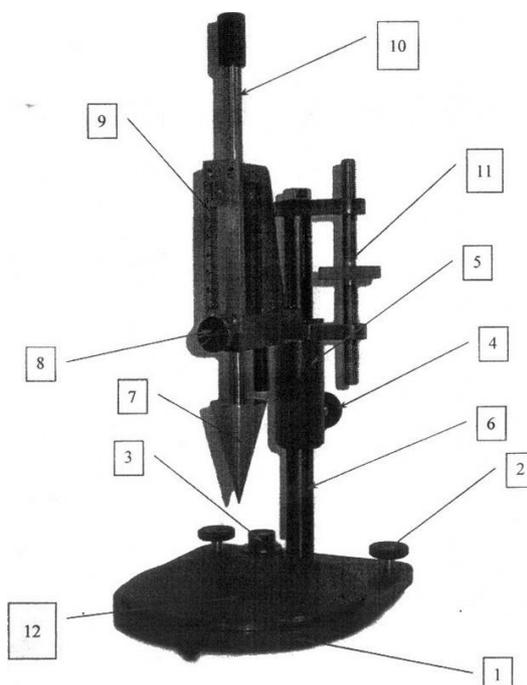


Рисунок 3. Пенетрометр грунтовый конструкции П.О. Бойченко

1 – основание, 2 – винтовая ножка, 3 – уровень, 4 – фиксирующий винт, 5 – подвижный корпус, 6 – стойка, 7 – конус, 8 – кнопка-фиксатор, 9 – шкала с нониусом, 10 – подвижный стержень с грузом, 11 – установочный винт, 12 – рабочий столик.

Методика проведения пенетрационных испытаний

- 1) Грунт помещают в кольцо
- 2) Определяют плотность грунта
- 3) Кольцо с грунтом ставят на столик пенетromетра, подводят острие конуса к поверхности грунта таким образом, чтобы наконечник не нарушал сплошности сложения грунта.
- 4) Конус опускают в грунт, фиксируя значение h (глубину проникновения наконечника в грунт) мм. Для каждого образца испытание рекомендуется повторить от трех до пяти раз
- 5) После завершения эксперимента необходимо извлечь грунт из режущего кольца, отобрать пробу на влажность (Шергина, ВКР, 2016).

Обработка результатов испытаний

Рассчитывают R (удельное сопротивление пенетрации) кгс/см² по формуле:

$$R=P/h^2$$

Далее по рассчитанным значениям строят график зависимости плотности сложения грунта от удельного сопротивления пенетрации, откладывая по оси абсцисс плотность грунта, а по оси ординат – удельное сопротивление пенетрации (Шергина Е.А., ВКР, 2016).

Для написания данной работы пенетрационные испытания проводились в два этапа. Первый этап – это пенетрационные исследования модельных песков, предварительно рассеянных через сито с диаметром отверстий 0,5;0,25;0,1 мм, то есть испытания проводились отдельно для каждой фракции песка (крупной, средней, мелкой, пылевой). Второй этап – это исследования природных песков, отобранных на территории Санкт-Петербурга.

Вначале пенетрационные исследования проводились с песками в воздушно-сухом состоянии, далее с модельными песками при оптимальной влажности, затем с природными песками при определенной заданной влажности, и наконец, с песками водонасыщенными. Для всех четырех случаев образцы испытывали в рыхлом состоянии, в состоянии средней плотности и в плотном состоянии песка.

Подготовка для испытания песков в воздушно-сухом состоянии заключалась в высушивании образцов до влажности равной гигроскопической, после того как пески достигли необходимого состояния проводились пенетрационные испытания. Результаты испытаний приведены в таблицах 4-7 и проиллюстрированы на рисунках 4, 5, 6 и 7.

Таблица 4

Результаты пенетрационных испытаний для модельных песков в воздушно-сухом состоянии рыхлой плотности сложения

Пылеватая фракция			Мелкая фракция		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
24,20	1,45	0,85	32,00	1,52	0,76
25,20	1,45	0,85	32,00	1,51	0,77
24,00	1,46	0,83	34,00	1,50	0,78
20,50	1,46	0,83	33,50	1,51	0,77
21,10	1,46	0,83	32,00	1,51	0,77

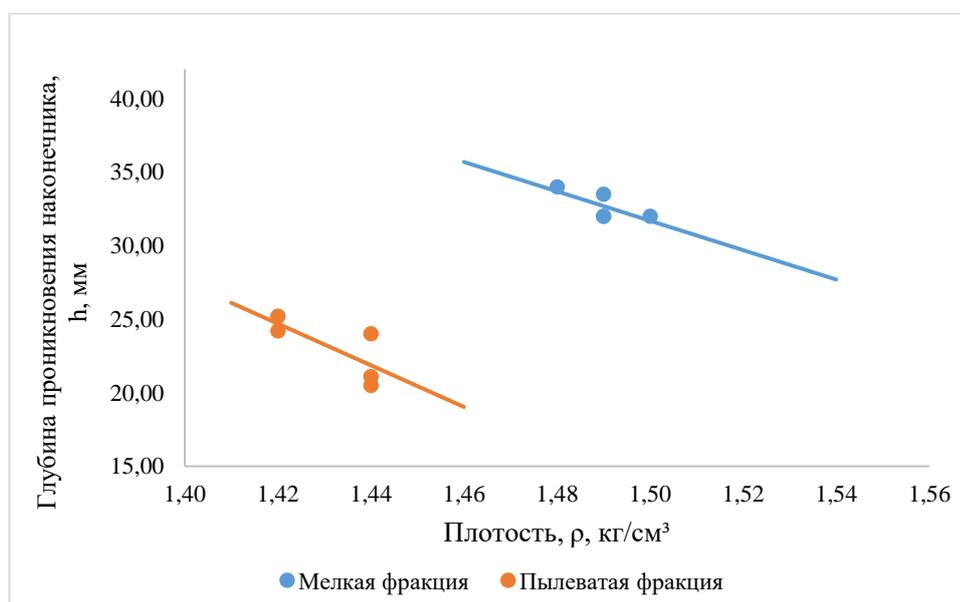


Рисунок 4

График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для модельных песков в воздушно-сухом состоянии рыхлой плотности сложения

Таблица 5

Результаты пенетрационных испытаний для природных песков в воздушно-сухом состоянии рыхлой плотности сложения

Пески мелкие		
h, мм	ρ , г/см ³	e
38,00	1,44	1,27
37,40	1,54	1,13
37,60	1,51	1,18
37,40	1,52	1,15
37,60	1,49	1,20

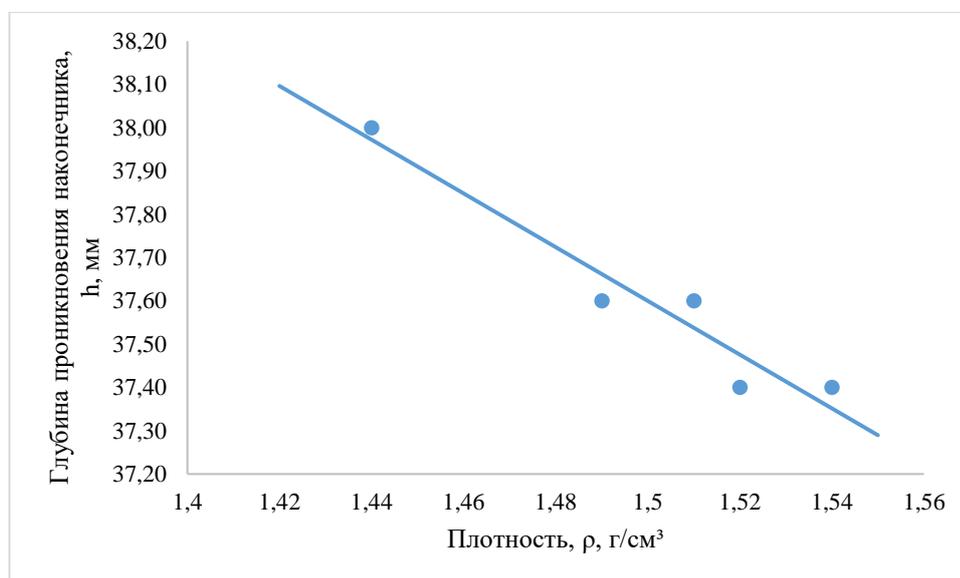


Рисунок 5

График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для природных песков в воздушно-сухом состоянии рыхлой плотности сложения

Таблица 6

Результаты пенетрационных испытаний для модельных песков в воздушно-сухом состоянии средней плотности сложения

Крупная фракция			Средняя фракция			Мелкая фракция			Пылеватая фракция		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
36,00	1,62	0,65	35,50	1,60	0,67	34,00	1,59	0,68	26,71	1,64	0,75
37,50	1,61	0,66	34,70	1,59	0,68	34,20	1,60	0,71	23,60	1,58	0,69
38,80	1,63	0,64	36,70	1,59	0,68	34,10	1,60	0,71	22,30	1,59	0,68
36,50	1,60	0,67	36,20	1,60	0,67	33,00	1,58	0,69	24,20	1,61	0,72
37,90	1,60	0,67	37,00	1,59	0,68	33,70	1,59	0,70	20,00	1,62	0,65
37,50	1,61	0,66	34,80	1,63	0,64	30,70	1,61	0,66	21,10	1,60	0,67

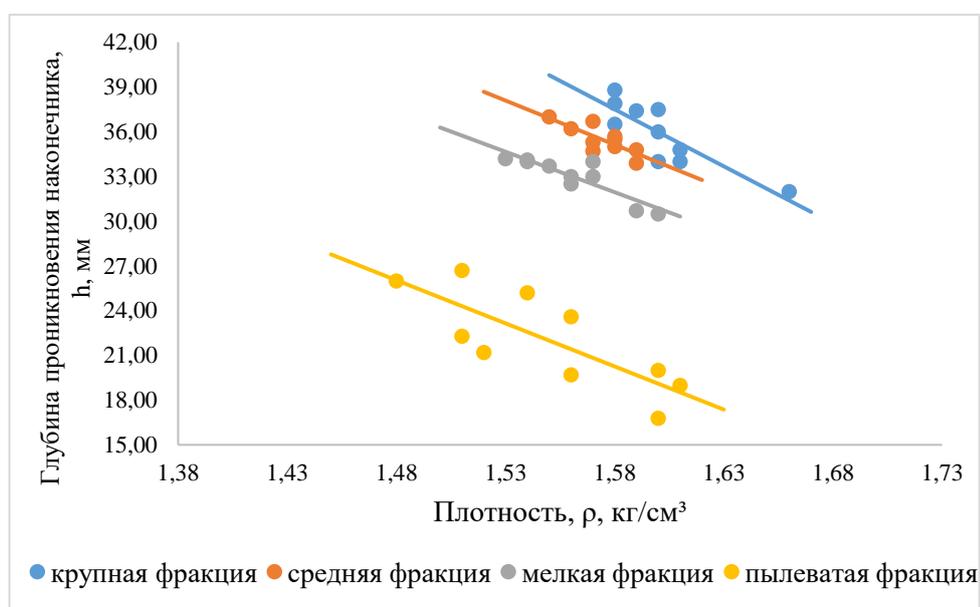


Рисунок 6

График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для модельных песков в воздушно-сухом состоянии средней плотности сложения

Таблица 7

Результаты пенетрационных испытаний для природных песков в воздушно-сухом состоянии средней плотности сложения

Пески мелкие			Пески крупные		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
34,00	1,57	0,70	37,10	1,68	0,59
32,50	1,60	0,67	36,50	1,69	0,58
33,00	1,57	0,71	37,30	1,64	0,63
34,10	1,58	0,69	37,20	1,68	0,59
32,40	1,61	0,66	37,10	1,68	0,59
32,60	1,60	0,67	37,20	1,65	0,62

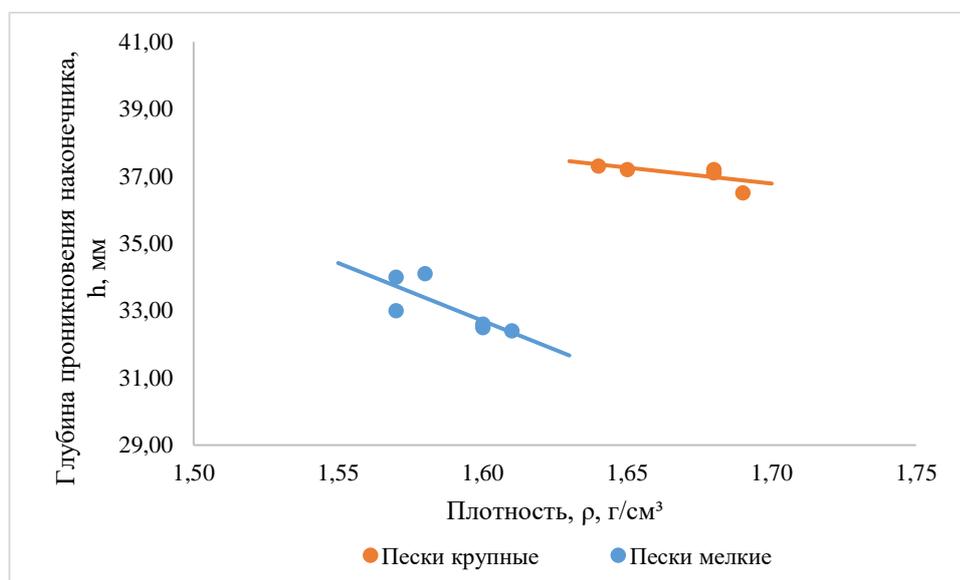


Рисунок 7

График зависимости глубины проникновения наконечника от плотности для природных песков в воздушно-сухом состоянии средней плотности сложения

Проведенные пенетрационные опыты показали, что для модельных песков средней и крупной фракции, а также для природного крупного песка, конус массой 300 граммов и с углом раскрытия наконечника 30 градусов, будет проваливаться ниже высоты режущего кольца, а, следовательно, проведение пенетрационных испытаний в данном случае невозможно. Далее, проанализировав результаты испытаний, представленных в таблицах 4 и 6, можно отметить, что чем выше плотность сложения песка, тем меньше глубина

проникновения конуса для модельных песков всех четырёх фракций; по результатам, приведенным в таблицах 5 и 7, также прослеживается аналогичная зависимость для природных крупных и мелких песков, а, следовательно, можно сделать вывод о том, что теоретически для природных пылеватых и средних песков будет наблюдаться точно такая же зависимость. Более того, на рисунке 7 видно, что при уменьшении размера фракции песка глубина проникновения конуса также становится меньше.

Далее пенетрационные исследования проводились для модельных песков при оптимальной влажности. При оптимальной влажности пенетрационные испытания могут быть проведены в наиболее широких пределах по сравнению с песками в воздушно-сухом состоянии, так как при оптимальной влажности пески могут достигать значений максимальной плотности, то есть доведены до плотного состояния.

Значения оптимальной влажности ($W_{\text{опт}}\%$) для крупной, средней, мелкой и пылевой фракции составило соответственно 5; 8; 10; 12 процентов, значения оптимальной влажности ($W_{\text{опт}}\%$). Методика доведения грунтов до оптимальной влажности заключается в следующем: необходимое количество грунта в воздушно-сухом состоянии взвешивают на весах, далее по формуле рассчитывают количество воды, которое необходимо добавить для доувлажнения пробы грунта.

$$Q = m * \frac{(W_3 - Wg)}{\rho_w(1 + W)}$$

Где Q - количество воды, г; Wg - влажность просеянного грунта в воздушно-сухом состоянии, д.е.; m – масса грунта при влажности Wg , г; W_3 – заданная влажность, д.е.; ρ_w – плотность воды, г/см³ (Шергина, ВКР, 2016).

В отобранную пробу грунта вводят рассчитанное количество воды за несколько приёмов, перемешивая грунт металлическим шпателем. (ГОСТ 22733-2002. Грунты. Метод лабораторного определения максимальной плотности, 2003). Результаты экспериментов представлены в таблицах 8-10 и на рисунках 8, 9 и 10.

Таблица 8

Результаты пенетрационных испытаний для модельных песков при оптимальной влажности рыхлой плотности сложения

Средняя фракция			Мелкая фракция			Пылеватая фракция		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
35,00	1,42	1,01	25,00	1,31	1,20	14,00	1,26	1,35
30,00	1,51	1,01	29,00	1,26	1,30	14,00	1,20	1,44
30,00	1,45	0,96	27,00	1,31	1,20	13,00	1,26	1,35
32,00	1,47	0,904	30,00	1,25	1,30	10,00	1,31	1,22
30,00	1,49	0,91	24,50	1,32	1,20	15,50	1,22	1,40

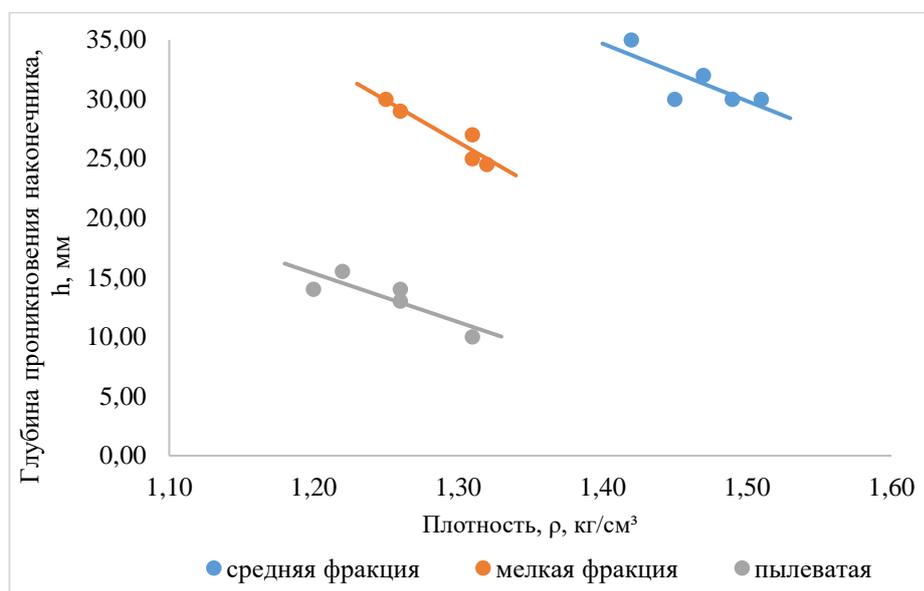


Рисунок 8

График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для модельных песков при оптимальной влажности рыхлой плотности сложения

Таблица 9

Результаты пенетрационных испытаний для модельных песков при оптимальной влажности средней плотности сложения

Крупная фракция			Средняя фракция			Мелкая фракция			Пылеватая фракция		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
23,80	1,68	0,65	15,00	1,72	0,66	11,00	1,75	0,66	6,90	1,74	0,70
21,00	1,72	0,61	15,50	1,72	0,66	10,90	1,75	0,66	6,90	1,74	0,70
21,00	1,68	0,65	15,60	1,72	0,66	11,50	1,75	0,66	6,40	1,76	0,68
21,00	1,72	0,61	17,00	1,70	0,68	10,30	1,75	0,66	6,00	1,76	0,68
23,00	1,71	0,62	15,90	1,70	0,68	9,80	1,78	0,63	7,00	1,76	0,68
21,00	1,72	0,61	16,00	1,70	0,68	10,50	1,78	0,63	6,50	1,78	0,67

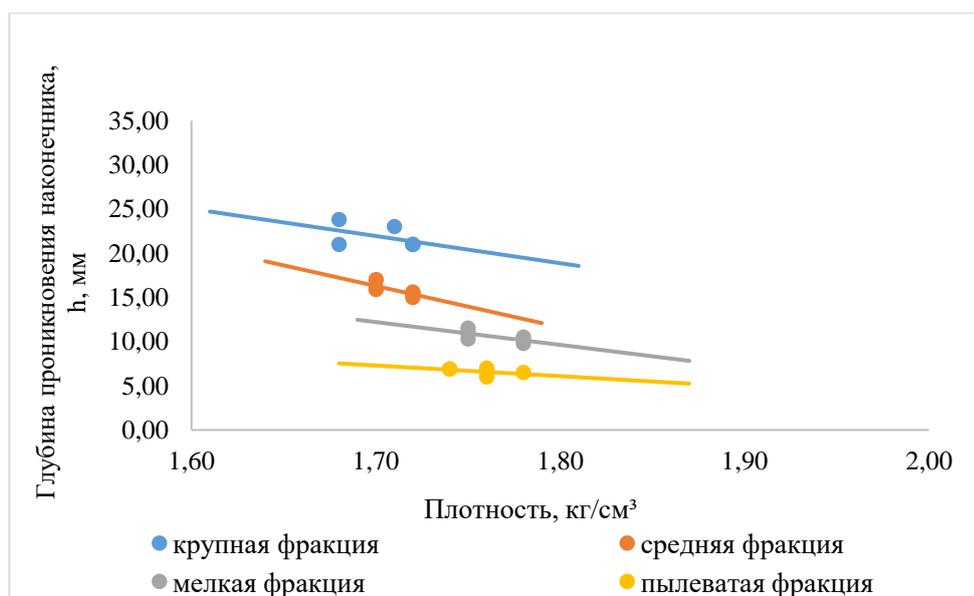


Рисунок 9

График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для модельных песков при оптимальной влажности средней плотности сложения

Таблица 10

Результаты пенетрационных испытаний для модельных песков при оптимальной влажности в плотном состоянии

Крупная фракция			Средняя фракция			Мелкая фракция			Крупная фракция		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
17,40	1,80	0,54	12,90	1,84	0,55	8,20	1,82	0,60	4,90	1,88	0,57
16,70	1,76	0,58	13,00	1,84	0,55	8,00	1,82	0,60	6,00	1,86	0,59
17,00	1,79	0,55	13,00	1,84	0,55	8,10	1,82	0,60	4,80	1,86	0,59
16,00	1,81	0,53	13,50	1,84	0,55	8,90	1,82	0,60	6,90	1,86	0,59
17,00	1,79	0,55	13,70	1,84	0,55	8,10	1,83	0,59	5,50	1,87	0,58
17,00	1,79	0,55	11,00	1,85	0,54	8,90	1,83	0,59	5,60	1,87	0,58

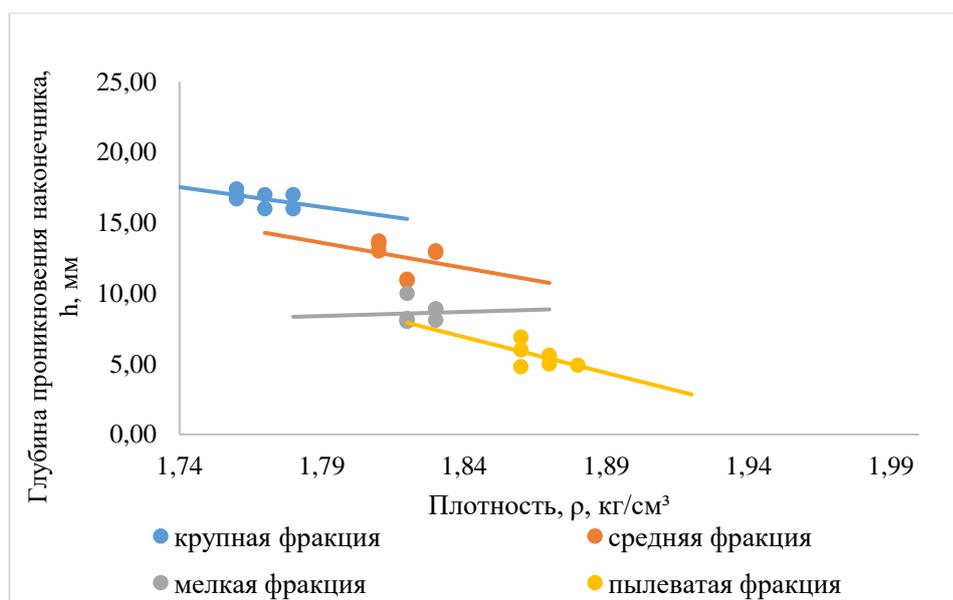


Рисунок 10

График зависимости глубины проникновения наконечника от плотности для модельных песков при оптимальной влажности в плотном состоянии

При проведении пенетрационных испытаний в песках в рыхлом состоянии конус массой в 300 граммов и углом раскрытия наконечника 30° проваливается ниже высоты режущего кольца, следовательно, пенетрационные испытания невозможны.

Также по результатам пенетрационных испытаний при оптимальной влажности видно, что во всех трех состояниях плотности подтвердилась теоретически

предположенная зависимость глубины проникновения конуса от плотности песка. Кроме того, при увеличении размера частиц песка, глубина проникновения конуса увеличивается, так же, как и у песков в воздушно-сухом состоянии.

Далее экспериментальные исследования проводились для природных песков с определенным значением влажности. Основываясь на экспериментах с модельными песками при оптимальной влажности, выбранные значения влажности для природных песков составили 8% и 10% для крупных и мелких песков соответственно. Тем самым, предполагаем, что при выбранных значениях влажности, природные пески смогут быть доведены до плотного состояния.

Методика доведения грунта до заданной влажности аналогична с методикой доведения грунтов до оптимальной влажности, описанной выше. Результаты исследований приведены в таблицах 11-13 и отображены на рисунках 11-13.

Таблица 11 Результаты пенетрационных испытаний для природных песков при оптимальной влажности рыхлой плотности сложения

Пески мелкие			Пески крупные		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
18,90	1,46	0,99	29,00	1,54	0,80
18,50	1,48	0,96	27,50	1,55	0,79
18,70	1,48	0,96	25,50	1,58	0,75
19,10	1,45	1,00	31,00	1,53	0,81
18,30	1,50	0,94	29,30	1,54	0,80
19,00	1,46	0,99	26,100	1,57	0,75

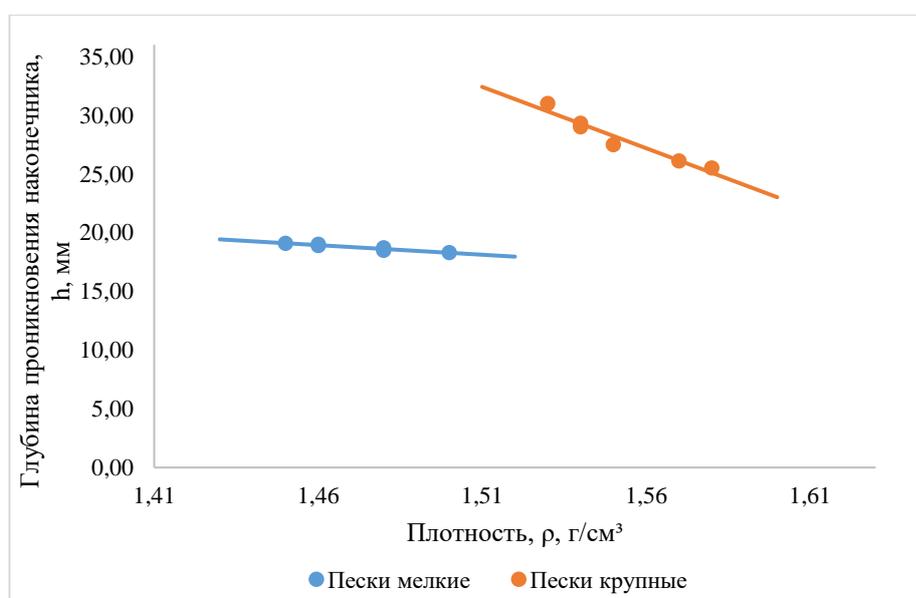


Рисунок 11

График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для природных песков при оптимальной влажности рыхлой степени сложения

Таблица 12

Результаты пенетрационных испытаний для природных песков при оптимальной влажности средней плотности сложения

Пески мелкие			Пески крупные		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
12,90	1,69	0,72	24,50	1,67	0,66
14,10	1,68	0,73	24,40	1,69	0,64
12,10	1,72	0,69	23,60	1,69	0,64
13,20	1,67	0,74	24,60	1,67	0,66
12,50	1,71	0,70	22,60	1,71	0,62
12,00	1,72	0,69	24,10	1,68	0,65

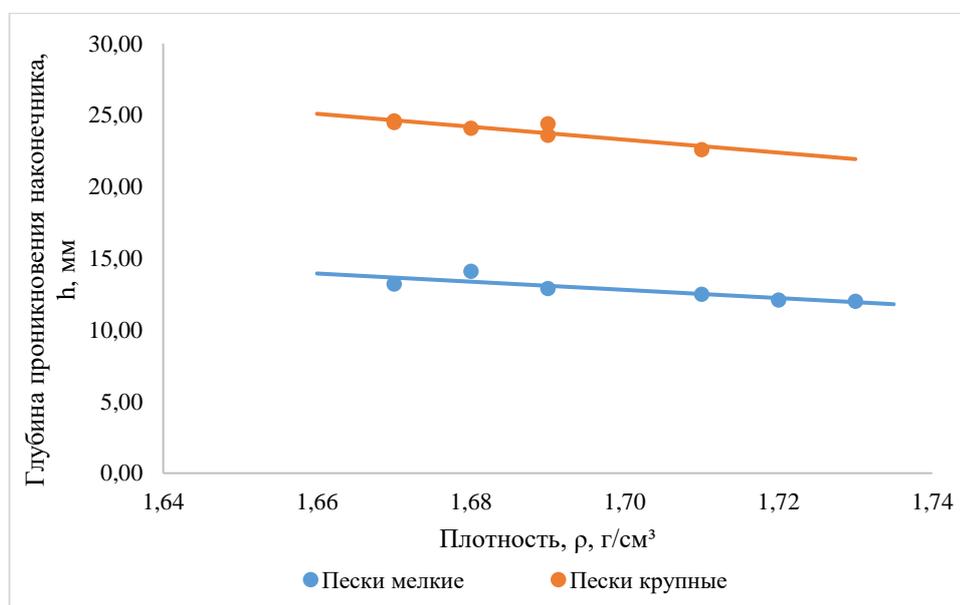


Рисунок 12

График зависимости глубины проникновения наконечника от плотности для природных песков при оптимальной влажности средней плотности сложения

Таблица 13

Результаты пенетрационных испытаний для природных песков при оптимальной влажности в плотном состоянии

Пески мелкие			Пески крупные		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
9,00	1,82	0,60	21,00	1,81	0,53
10,10	1,81	0,60	21,30	1,80	0,54
9,00	1,83	0,59	20,90	1,82	0,52
10,20	1,81	0,60	21,20	1,80	0,54
8,90	1,83	0,59	21,60	1,79	0,55
8,80	1,83	0,59	21,20	1,80	0,54

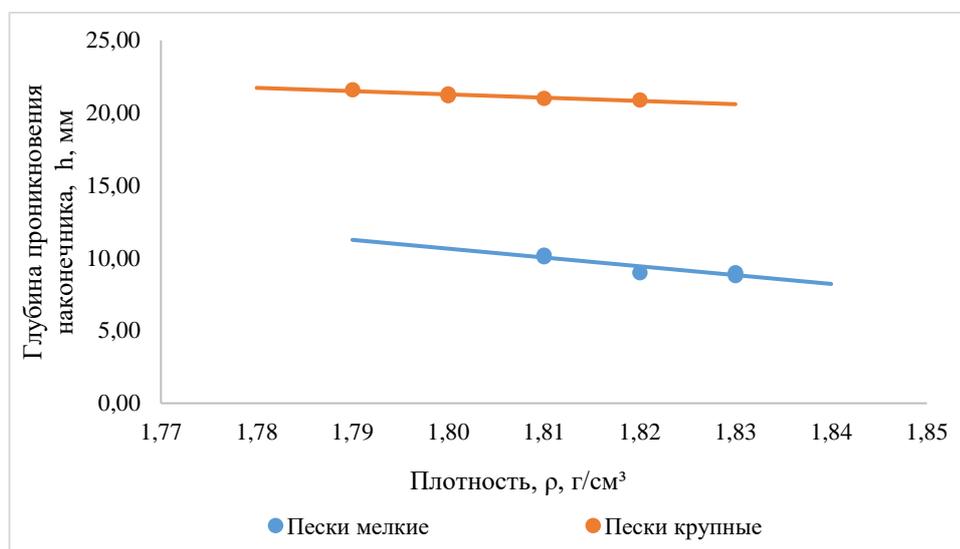


Рисунок 13

График зависимости глубины проникновения наконечника от плотности для природных песков при оптимальной влажности в плотном состоянии

Анализируя результаты, представленные выше, видно, что в природных песках сохраняются зависимости:

- 1) чем больше плотность песка, тем глубина проникновения конуса меньше;
- 2) чем крупнее песок, тем глубина проникновения конуса больше.

Завершающим этапом проведения пенетрационного блока работ были испытания с песками водонасыщенными. Водонасыщенными пески считаются, если коэффициент водонасыщения (S_r , д.е.) этих песков варьирует от 0,8 до 1. Влажность, при которой грунты становятся водонасыщенными, была рассчитана по формуле:

$$S_r = \frac{W\rho_s}{e\rho_w}$$

где W – исходная влажность грунта, д.е.; ρ_s – плотность частиц грунта, г/см³; ρ_w – плотность воды, г/см³. Значения рассчитанных влажностей для модельных песков крупной, средней, мелкой и пылеватой фракции составили 21, 22, 24 и 25% соответственно. Для природных крупных и мелких песков также, как и в случае с модельными песками крупной и мелкой фракции значение влажности составило 21 и 24 процентов соответственно (Шергина, ВКР, 2016).

Результаты экспериментов приведены в таблицах 14-17 и проиллюстрированы на рисунках 14-17.

Таблица 14

Результаты пенетрационных испытаний для модельных песков водонасыщенных рыхлой плотности сложения

Крупная фракция			Средняя фракция			Мелкая фракция			Пылеватая фракция		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
27,80	1,82	0,76	30,00	1,71	0,88	22,00	1,68	0,95	1300	1,68	0,96
33,00	1,75	0,83	26,00	1,82	0,77	24,00	1,83	0,79	12,00	1,66	0,98
30,00	1,82	0,76	25,00	1,84	0,75	22,90	1,78	0,84	14,20	1,67	0,97
35,00	1,78	0,80	25,50	1,80	0,79	21,00	1,79	0,83	12,00	1,62	1,03
33,00	1,77	0,81	34,50	1,60	1,01	24,10	1,78	0,84	13,00	1,63	1,02

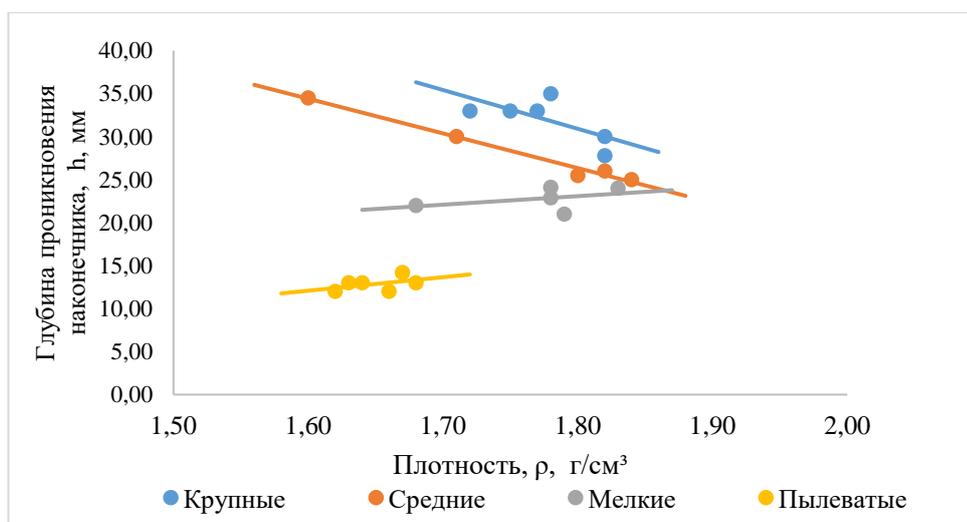


Рисунок 14. График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для модельных водонасыщенных песков рыхлой плотности сложения

Таблица 15

Результаты пенетрационных испытаний для природных песков водонасыщенных рыхлой плотности сложения

Пески мелкие			Пески крупные		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
19,20	1,57	1,09	25,00	1,84	0,74
19,70	1,54	1,13	33,50	1,71	0,87
19,60	1,57	1,09	35,40	1,68	0,90
19,60	1,56	1,10	35,50	1,65	0,94
19,50	1,56	1,10	27,40	1,82	0,76
19,90	1,53	1,14	31,30	1,76	0,82

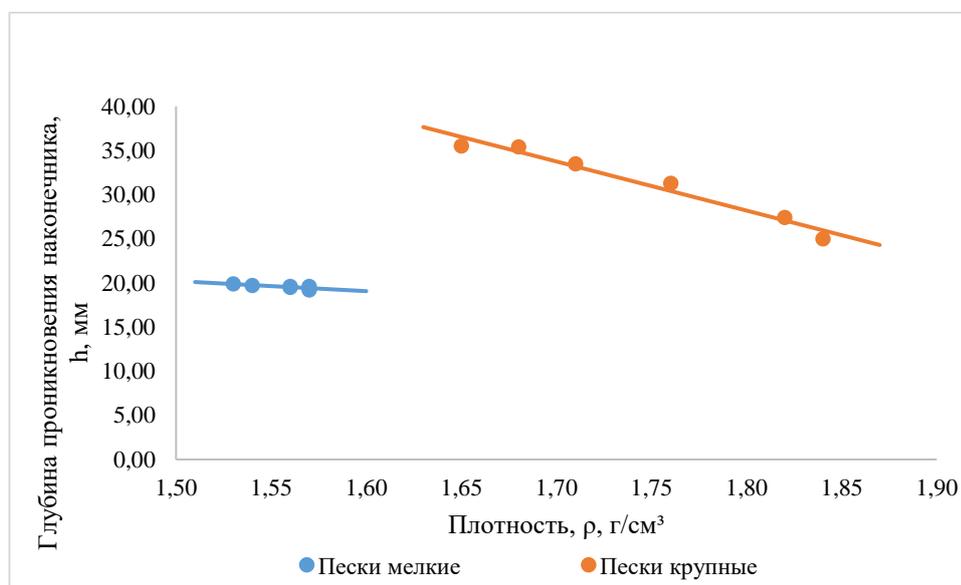


Рисунок 15

График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для природных водонасыщенных песков рыхлой плотности сложения

Таблица 16

Результаты пенетрационных испытаний для модельных песков водонасыщенных средней плотности сложения

Крупная фракция			Средняя фракция			Мелкая фракция		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
28,50	1,97	0,62	24,00	1,88	0,71	12,20	1,90	0,72
28,10	1,97	0,62	22,70	1,90	0,70	12,10	1,87	0,75
31,00	1,95	0,64	24,00	1,93	0,67	12,50	1,87	0,75
30,00	1,96	0,63	21,50	1,90	0,70	11,80	1,87	0,75
29,00	1,95	0,64	21,50	1,91	0,69	11,50	1,92	0,71

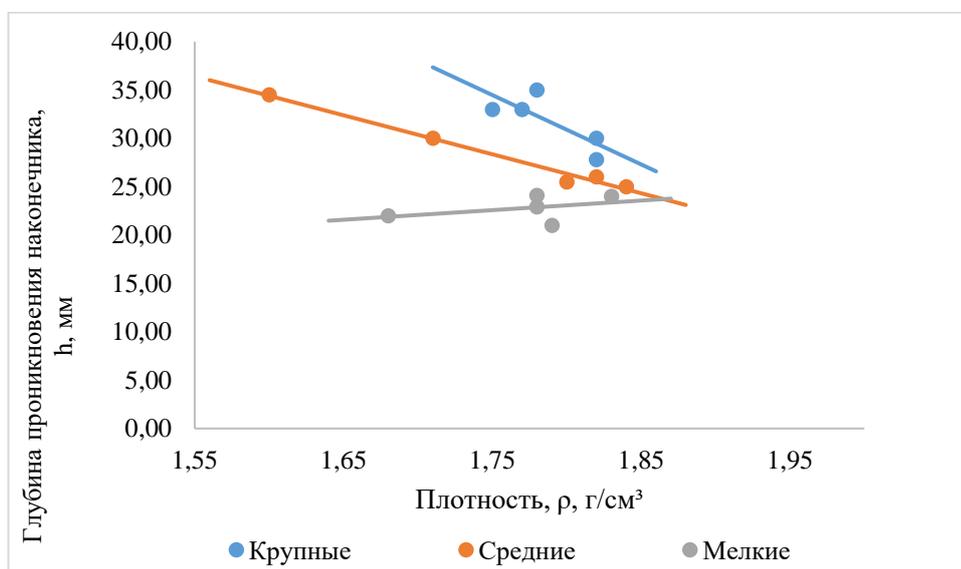


Рисунок 16

График зависимости глубины проникновения конуса от плотности для модельных водонасыщенных песков средней плотности сложения

Таблица 17

Результаты пенетрационных испытаний для реальных песков водонасыщенных средней плотности сложения

Пески мелкие			Пески крупные		
h, мм	ρ , г/см ³	e	h, мм	ρ , г/см ³	e
13,10	2,00	0,62	19,90	2,03	0,57
15,50	1,94	0,62	20,1	2,01	0,59
14,50	1,97	0,66	21,0	2,01	0,59
13,90	1,98	0,65	19,40	2,02	0,58
14,10	1,96	0,67	19,30	2,02	0,58
14,20	1,96	0,67	21,40	1,99	0,61

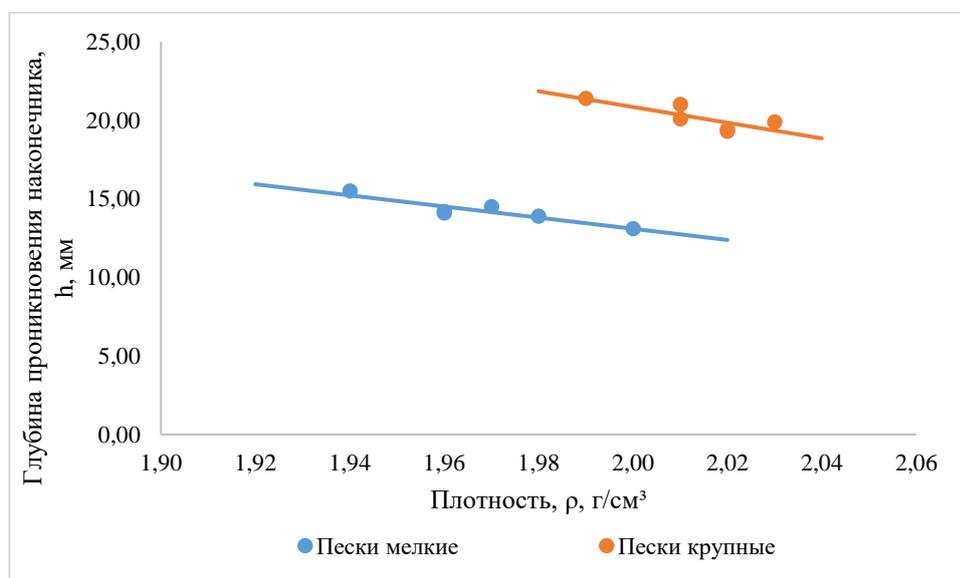


Рисунок 17

График зависимости глубины проникновения наконечника от плотности для модельных природных водонасыщенных песков средней плотности сложения

Пенетрационные испытания водонасыщенных песков прошли успешно для всех объектов исследования, кроме модельных песков пылевой фракции средней плотности сложения. Для пылевой фракции по техническим причинам эксперимент провести не удалось. В остальных случаях были получены аналогичные предыдущим экспериментам зависимости.

До плотного состояния пески довести не удалось, так как при уплотнении водонасыщенного образца происходила отжатие воды из перфорированного штампа в подошве и кровле режущего кольца.

После проведения экспериментальной части первого блока лабораторных работ на основе полученных среднеарифметических значений на основании решения осесимметричной задачи были рассчитаны значения удельного сопротивления пенетрации (R) по формуле: $R = \frac{P}{h^2}$ (Шергина, ВКР, 2016).

Рассчитанные значения величин удельного сопротивления пенетрации для всех трёх типов влажности и плотности сложения представлены в таблицах 18-23.

Таблица 18

Рассчитанные значения удельного сопротивления пенетрации для модельных песков в воздушно-сухом состоянии

	Пылеватая фракция	Мелкая фракция	Средняя фракция	Крупная фракция
Рыхлая плотность сложения	R=0,085	R=0,040	Конус проваливается	Конус проваливается
Средняя плотность сложения	R=0,092	R=0,040	R=0,037	R=0,033

Таблица 19

Рассчитанные значения удельного сопротивления пенетрации для природных песков в воздушно-сухом состоянии

	Мелкие пески	Крупные пески
Рыхлая плотность сложения	R=0,021	Конус проваливается
Средняя плотность сложения	R=0,027	R=0,021

Таблица 20

Рассчитанные значения удельного сопротивления пенетрации для модельных песков при оптимальной влажности

	Пылеватая фракция	Мелкая фракция	Средняя фракция	Крупная фракция
Рыхлая плотность сложения	R=0,257	R=0,060	R=0,043	Конус проваливается
Средняя плотность сложения	R=1,020	R=0,397	R=0,187	R=0,096
Плотное состояние	R=1,463	R=0,788	R=0,307	R=0,153

Таблица 21

Рассчитанные значения удельного сопротивления пенетрации для природных песков с заданным значением влажности

	Мелкие пески	Крупные пески
Рыхлая плотность сложения	R=0,085	R=0,038
Средняя плотность сложения	R=0,182	R=0,049
Плотное состояние	R=0,343	R=0,066

Таблица 22

Рассчитанные значения удельного сопротивления пенетрации для модельных водонасыщенных песков

	Пылеватая фракция	Мелкая фракция	Средняя фракция	Крупная фракция
Рыхлая плотность сложения	R=0,269	R=0,081	R=0,052	R=0,043
Средняя плотность сложения		R=0,309	R=0,088	R=0,049

Таблица 23

Рассчитанные значения удельного сопротивления пенетрации для природных водонасыщенных песков

	Мелкие пески	Крупные пески
Рыхлая плотность сложения	R=0,078	R=0,030
Средняя плотность сложения	R=0,148	R=0,073

Анализируя итоговые результаты пенетрационных испытаний можно сделать несколько выводов:

- во-первых, чем меньше размер фракции песка, тем больше значение удельного сопротивления пенетрации;
- во-вторых, при увеличении плотности сложения песка, увеличивается и величина удельного сопротивления пенетрации;
- в-третьих, полученные зависимости для модельных песков крупной, средней, мелкой и пылевой фракции совпадают с полученными закономерностями для природных крупных и мелких песков. Следовательно, можно сделать вывод о том, что аналогичный тренд будет наблюдаться и для природных средних и пылевых песков.

6.2 Сдвиговые испытания

Второй блок экспериментальных работ включал проведение нескольких серий сдвиговых испытаний (метод одноплоскостного среза).

Испытание грунта методом одноплоскостного среза проводят для определения следующих характеристик прочности: угла внутреннего трения φ удельного сцепления c для песков (кроме гравелистых и крупных), глинистых и органо-минеральных грунтов. Эти характеристики определяют по результатам испытаний образцов грунта в одноплоскостных срезных приборах с фиксированной плоскостью среза путем сдвига одной части образца относительно другой его части горизонтальной нагрузкой при предварительном нагружении образца нагрузкой, нормальной к плоскости среза.

Для испытаний используют образцы грунта ненарушенного сложения с природной влажностью или в водонасыщенном состоянии или образцы нарушенного сложения с заданными значениями плотности и влажности (в том числе при полном водонасыщении), и образцы, отобранные из массива искусственно уплотненных грунтов (ГОСТ 12248-2010. Грунты..., 2010).

Приборы и оборудование

В состав установки для испытания грунта методом одноплоскостного среза должны входить:

- срезная коробка, состоящая из подвижной и неподвижной частей и включающая в себя рабочее кольцо, жесткие сплошные и перфорированные штампы;
- механизм для вертикального нагружения образца;
- механизм создания горизонтальной срезающей нагрузки;
- устройства для измерения деформаций образца и прикладываемой нагрузки.

Для испытания образца песчаных грунтов применяют срезную коробку с нижней подвижной частью.

В представленной работе сдвиговые испытания проводились на приборе ВСВ- 25, принципиальная схема которого представлена на рисунке 18 (Шергина, ВКР, 2016).



Рисунок 18
Сдвиговой прибор ВСВ-25

Подготовка образцов

Сдвиговые испытания проводились в два этапа.

Первый этап – это сдвиговые испытания на модельных песках при оптимальной влажности в плотном состоянии и при средней плотности сложения песка. Значения оптимальной влажности ($W_{\text{опт}}\%$) были взяты, как и в случае с пенетрационными испытаниями 8, 10 и 12% для средних, мелких и пылеватых песков соответственно. Пески при гигроскопической влажности и в водонасыщенном состоянии рассмотрены не были, поскольку по техническим причинам поместить образцы при данных состояниях влажности в сдвиговой прибор не удалось.

Второй этап – это сдвиговые испытания на природных мелких песках с заданным значением влажности 10%. Испытания, как и для модельных песков при гигроскопической влажности и в водонасыщенном состоянии рассмотрены не были.

Подготовка к испытанию проводилась следующим образом: рассчитанное количество воды добавляли в грунт, затем перемешивали до однородного состояния. Далее

песок помещали в рабочее кольцо и уплотняли до необходимой плотности сложения (Шергина, ВКР, 2016).

Проведение испытания

Кольцо с образцом грунта заданной влажности и плотности помещают в срезную коробку и закрепляют в ней. Далее устанавливают сплошной штамп, регулируют механизм нагрузки, устанавливают зазор между подвижной и неподвижной частями срезной коробки (1 мм для песчаных грунтов), устанавливают устройство для измерения деформации среза и записывают его начальное показание. Далее на образец грунта передают в одну ступень нормальное давление P , при котором будет проводиться срез образца. Значения P_1, P_2, P_3 для песков плотной степени сложения принимают 0,1; 0,2; 0,3 МПа, а для песков средней плотности сложения - 0,1; 0,15; 0,2 МПа. Сразу после передачи нормальной нагрузки приводят в действие механизм создания горизонтальной нагрузки и проводят срез образца грунта. По окончании испытания следует зафиксировать максимальную срезающую нагрузку в процессе испытания, после чего необходимо рассчитать по формулам величину сцепления и угла внутреннего трения (Грунты. Методы лабораторного определения характеристик сопротивляемости сдвигу грунтов в дорожном строительстве, 2012). Результаты сдвиговых испытаний представлены в таблицах 24-27 и графически проиллюстрированы на рисунке 19.

Таблица 24

Модельные пески пылеватой фракции при оптимальной влажности

	φ°	$c, \text{ кгс/см}^2$	e
Плотное состояние	42	0,27	0,58
Состояние средней плотности	39	0,18	0,68

Таблица 25

Модельные пески мелкой фракции при оптимальной влажности

	φ°	$c, \text{ кгс/см}^2$	e
Плотное состояние	41	0,23	0,59
Состояние средней плотности	39	0,11	0,70

Таблица 26

Модельные пески средней фракции при оптимальной влажности

	φ°	c , кгс/см ²	e
Плотное состояние	37	0,20	0,55
Состояние средней плотности	35	0,09	0,63

Таблица 27

Природные мелкие пески при заданном значении влажности 10%

	φ°	c , кгс/см ²	e
Плотное состояние	43	0,33	0,58
Состояние средней плотности	34	0,123	0,71

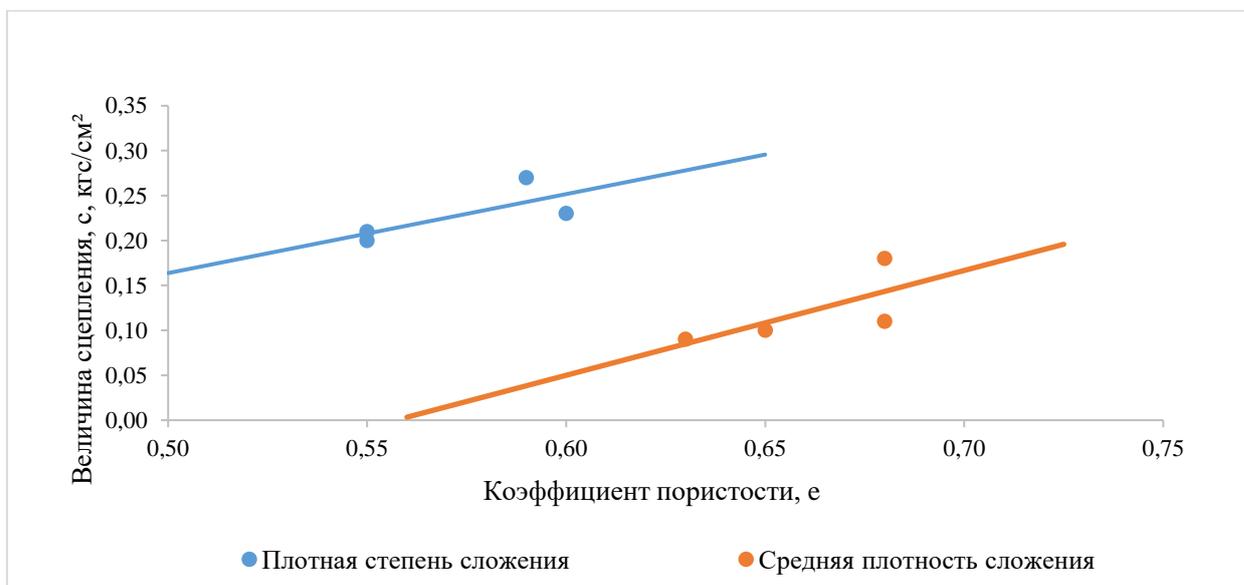


Рисунок 19

График зависимости величины сцепления от коэффициента пористости для модельных песков при оптимальной влажности

Анализируя полученные результаты сдвиговых испытаний можно сделать несколько выводов:

- во-первых, существует зависимость величины сцепления от плотности сложения песка: чем плотность сложения выше, тем выше величина сцепления;
- во-вторых, для модельных песков существует зависимость величины сцепления от размера частиц песка: чем меньше размер фракции, тем величина сцепления больше;
- в-третьих, рассматривая угол внутреннего трения после проведения сдвиговых испытаний можно сказать, что он так же, как и величина сцепления зависит от плотности сложения песка: чем выше плотность сложения песка, тем угол внутреннего трения песка больше.

6.3 Угол естественного откоса

Завершающим блоком лабораторных работ являлось определение угла естественного откоса песков в воздушно-сухом состоянии и под водой в рыхлом состоянии.

Приборы и оборудование

Для проведения испытаний был использован прибор для определения угла естественного откоса, принципиальная схема которого представлена на рисунке 20.



Рисунок 20

Прибор для определения угла естественного откоса

Проведение эксперимента

1. Образец песчаного грунта доводят до воздушно-сухого состояния и методом квартования отбирают пробу массой около 1 кг.

2. Для определения угла естественного откоса песков прибор необходимо установить на ровную поверхность, наклон которой не превышает 1 градус.

3. Определение угла естественного откоса песков в воздушно-сухом состоянии выполняется в следующей порядке:

- снять крышку прибора и положить её дном вниз;
- установить столик в кольцевой паз крышки;
- установить на столик обойму;

- насыпать песчаный воздушно-сухой грунт в обойму, немного постукивая по ней, до горловины большого усеченного конуса обоймы;

- снять аккуратно обойму, произвести отсчет по шкале глядя на вершину полученного конуса.

4. Определение угла естественного откоса песков под водой происходит в следующем порядке:

- установить столик в кольцевой паз на дне резервуара;
- установить обойму на столик;
- насыпать песок в обойму, слегка постукивая по ней, до горловины большого усеченного конуса обоймы;

- заполнить резервуар водой с помощью резиновой трубки, которая опущена на дно резервуара;

- снять осторожно обойму, по вершине образовавшегося конуса произвести отсчет по шкале.

Для большей достоверности оценки угла естественного откоса песков рекомендуется выполнить определение несколько раз и взять среднее арифметическое значение показаний ((ГОСТ 27802-93 Метод определения угла естественного откоса 1995). Результаты проведенного эксперимента представлены в таблицах 28 и 29.

Таблица 28

Модельные пески в воздушно-сухом и в водонасыщенном состояниях

	Угол естественного откоса в воздушно сухом состоянии, φ°	Угол естественного откоса под водой, φ°
Пылеватая фракция	40	37
Мелкая фракция	33	26
Средняя фракция	32	25
Крупная фракция	31	24

Таблица 29

Природные пески в воздушно-сухом и в водонасыщенном состояниях

	Угол естественного откоса в воздушно сухом состоянии, φ°	Угол естественного откоса под водой, φ°
Пески мелкие	25	20
Пески крупные	34	27

Анализируя результаты, представленные в таблицах 28 и 29, можно сделать несколько выводов:

- во-первых, для модельных песков при увеличении размера фракции угол естественного откоса уменьшается как в воздушно-сухом, так и в водонасыщенном состояниях;
- во-вторых, результаты экспериментов по определению угла естественного откоса, проведённые на природных песках, показывают, что зависимость, которая наблюдается у модельных песков, нарушается. У природных крупных песков угол естественного откоса примерно равен углу естественного откоса модельных песков, в то время как у природных мелких песков угол стал значительно меньше.

6.4 Обсуждение результатов исследований

Итогом проведения всех лабораторных работ являются графики зависимости плотности сложения песков и величины сцепления от удельного сопротивления пенетрации.

После проведения всех трех блоков лабораторных исследований становится ясно, что методом лабораторной пенетрации возможно определить только величину сцепления и плотность сложения песка.

Для угла внутреннего трения, который, в первом приближении, равен углу естественного откоса в рыхлых песках в воздушно-сухом и водонасыщенном состояниях убедительных зависимостей получить не удалось, а, следовательно, метод лабораторной пенетрации для определения данного параметра не применим.

Результаты проведенных испытаний представлены в графическом виде на рисунках 21-24.

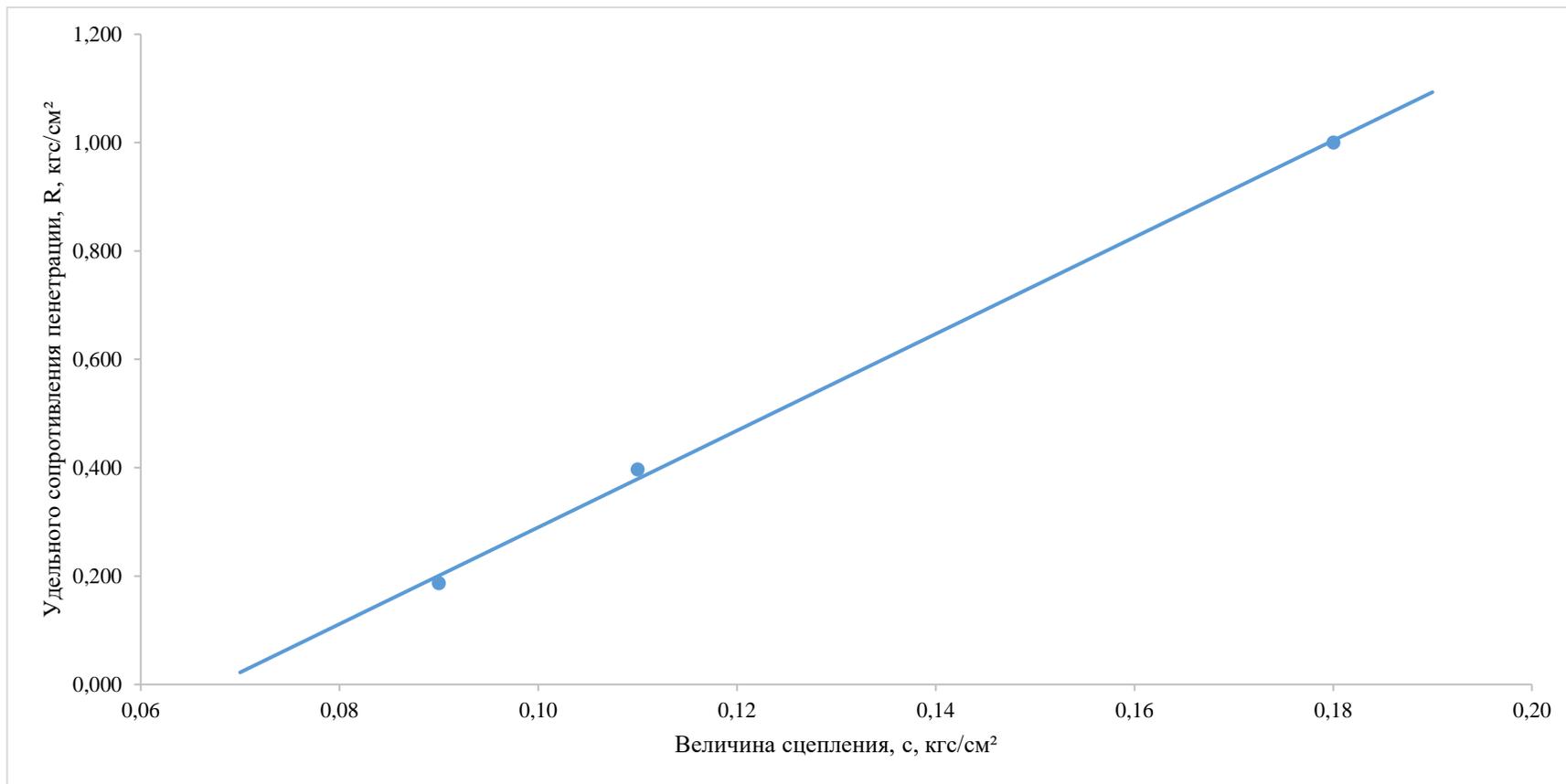


Рисунок 21

График зависимости удельного сопротивления пенетрации от величины сцепления для модельных песков при оптимальной влажности средней плотности сложения.

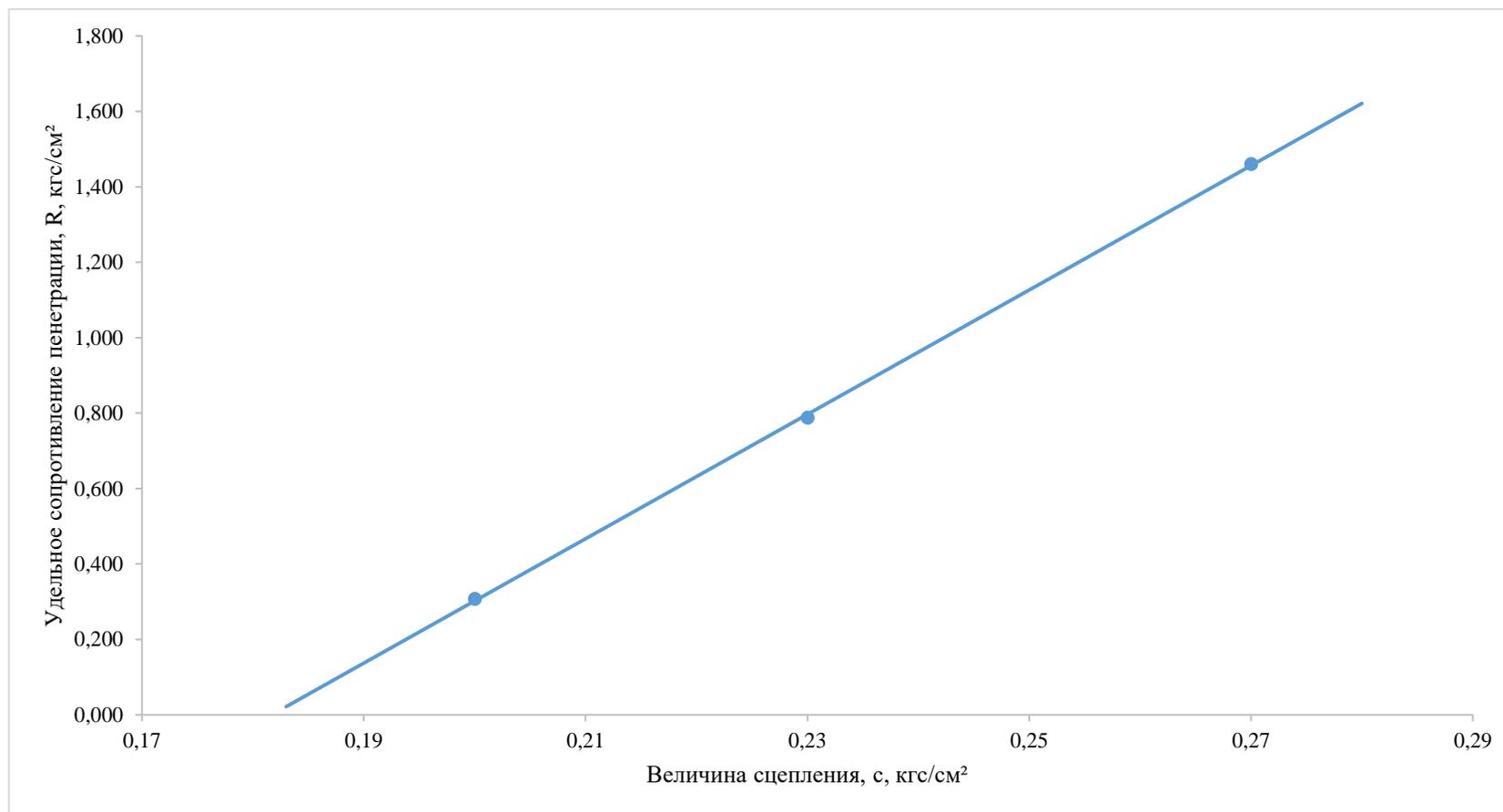


Рисунок 22

График зависимости удельного сопротивления пенетрации от величины сцепления для модельных песков при оптимальной влажности в плотном состоянии.

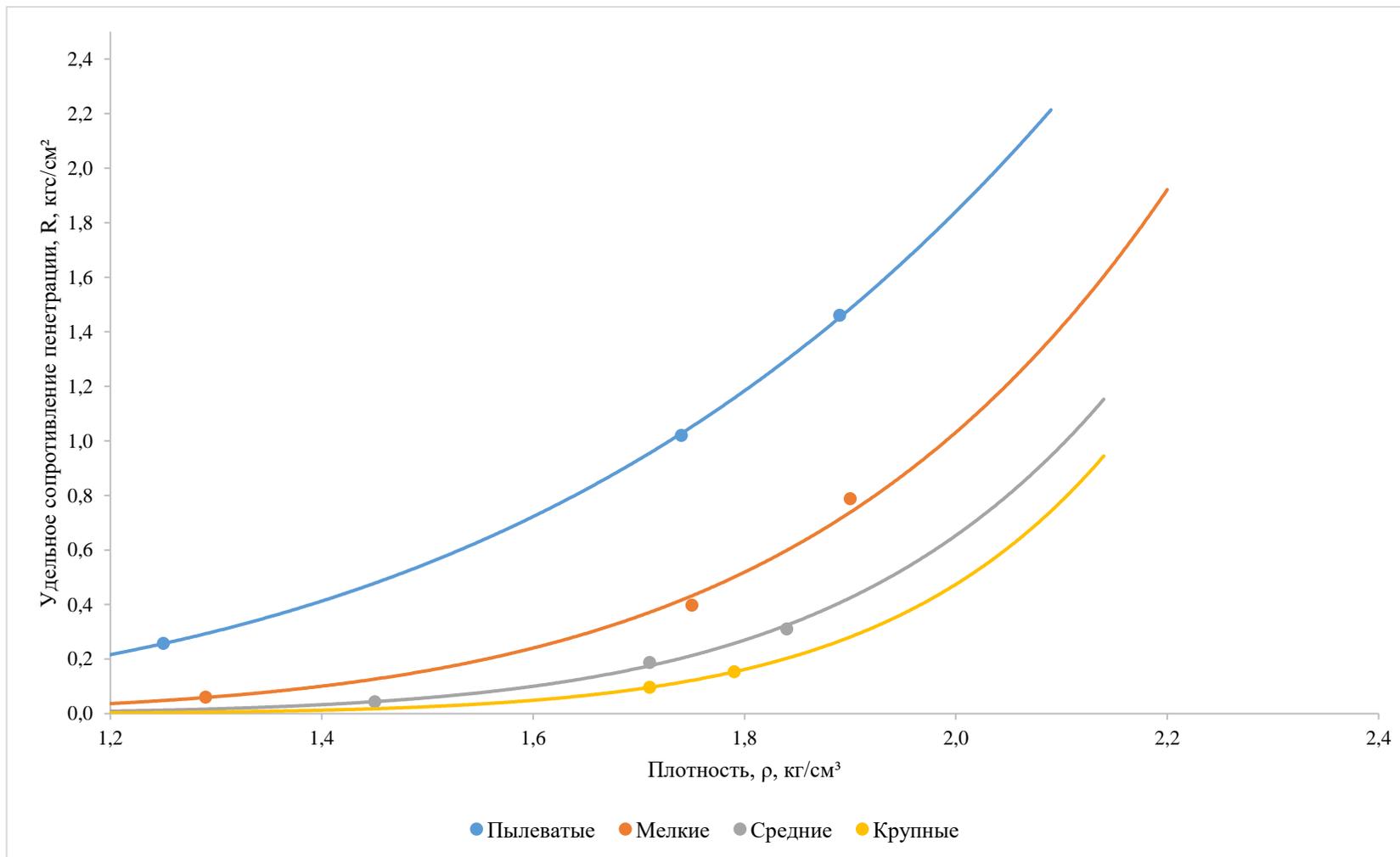


Рисунок 23

График зависимости удельного сопротивления пенетрации от плотности для модельных песков при оптимальной влажности

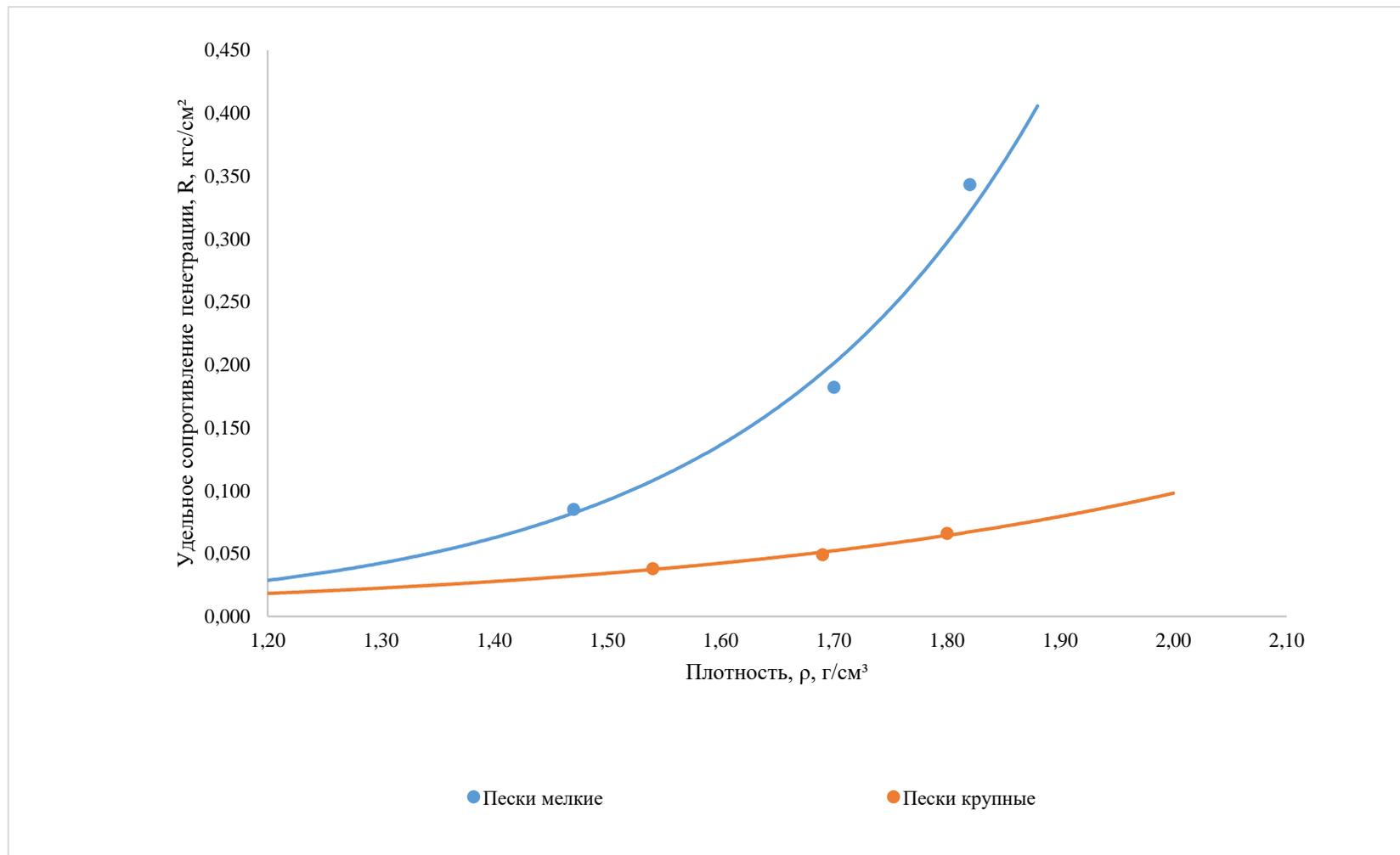


Рисунок 24

График зависимости удельного сопротивления пенетрации от плотности для природных песков при заданной влажности 8% для крупных и 10% для мелких

Заключение

Актуальность и важность данной работы очевидна, потому что, как уже и было сказано ранее, песчаные грунты широко распространены на территории Санкт-Петербурга и на данный момент незаменимы в определенных строительных целях. Поэтому изучение физико-механических свойств песков имеет огромное значение как для практических целей, так и для развития науки грунтоведения.

Проведенные исследования показали, что метод лабораторной пенетрации может быть применен для определения плотности и величины сцепления песка. Также было выявлено, что определение угла внутреннего трения данным методом невозможно, потому что в ходе экспериментов убедительных зависимостей между удельным сопротивлением пенетрации и углом внутреннего трения обнаружено не было.

Полученные результаты подтверждают теоретически предположенные зависимости глубины проникновения наконечника, а, следовательно, и величины удельного сопротивления пенетрации от плотности (ρ), а также от величины сцепления- (c).

Список литературы

Монографии:

1. Богданов Е.Н. О механических свойствах глинистых грунтов // Грунтоведение. № 1. 2012. С. 62–70.
2. Бойченко П.О. Определение пределов пластичности и консистенции глинистых грунтов методом конуса. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 47 с.
3. Иваникова Н. П. Методы исследования механических свойств грунтов. Санкт-Петербург, 1996. 93 с.
4. Осипов В.И., Соколов В.Н., Румянцева Н.А. Микроструктура глинистых пород. Москва: Недра, 1989.
5. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых грунтов. Москва: Моск. ун-та, 1979.
6. Сергеев, Е.М. Грунтоведение. 5. Москва: Моск. ун-та, 1983
7. Томилина О., Меньшова Ю., Савенкова Г., Богатырев И., Рябчук Д., Франк-Каменецкий Д., Павловский А. Геологические и экологические риски Санкт-Петербурга. Практические рекомендации по адаптации к климатическим изменениям Санкт-Петербург, 2014. 78с

Статьи в журналах:

1. Осипов В.И. Природа прочности песков // Инженерная геология, 1979: 7-18.
2. Дашко Р.Э., Александрова О.Ю., Котюков П.В., Шидловская А.В. Особенности Инженерно-геологических условий Санкт-Петербурга // Развитие городов и геотехническое строительство, 2011
3. Потапов А.Д. Геоэкологическая оценка формирования прочности песчаных грунтов (в аспекте физико-химической теории эффективных напряжений). 2013: 166-180.
4. Здобин Д.Ю., Семенова Л.К. Показатель текучести и консистенция — основные физико-химические показатели состояния грунтов // Инженерные изыскания. 2013. № 5. С. 28–33.
5. Здобин Д.Ю. Естественная прочность и деформируемость глинистых грунтов. Часть 1 // Инженерная геология. 2015. № 7. С. 30–38.

Нормативные документы:

1. ГОСТ 25100-2011. Грунты. Классификация. М.: Стандартинформ, 2013. 38 с.

2. ГОСТ 5180-84. Грунты. Методы определения физических характеристик. М., Издательство стандартов, 1985. 24 с.
3. ГОСТ 12248-2010. Грунты. Методы лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. М.: Стандартинформ, 2010. 78 с.
4. ГОСТ 22733-2002. Грунты. Метод лабораторного определения максимальной плотности.» 2003.
5. ГОСТ 27802-93. Г линозем. Метод определения угла естественного откоса.» 1995.
6. ГОСТ Р 54476-2011 Грунты. Методы лабораторного определения характеристик сопротивляемости сдвигу грунтов в дорожном строительстве. 2012.
7. ТСН 50-302-2004 Санкт-Петербург Проектирование фундаментов зданий и сооружений в Санкт-Петербурге
8. Geotechnical investigation and testing. Laboratory testing of soil. Part 6: Fall cone test. 2004.

Фондовые материалы:

1. Шергина Е.А Изучение прочностных свойств дисперсных несвязных грунтов (песков) методом лабораторной пенетрации // выпускная квалификационная работа по направлению «Геология» (бакалавриат), 2016 г.
2. Геологический атлас Санкт-Петербурга
3. Отчет о комплексном геологическом, гидрогеологическом и инженерно-геологическом доизучении масштаба 1:50000 с общими поисками и геоэкологическим картированием территории города Санкт-Петербурга и его окрестностей, Санкт-Петербург, 2001.