381
т. 9

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

ТОМ IX

ИЗДАТЕЛЬСТВО
АКАДЕМИИ НАУК
СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Том IX

РАБОТЫ ОТДЕЛА ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ЛАБОРАТОРИИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

TRAVAUX DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE
DE L'ACADÉMIE DES SCIENCES DE L'URSS

Tome IX

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1939 ЛЕНИНГРАД

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

директор Геологического института акад. *А. Д. Архангельский*

Технический редактор И. П. Пошешулина Корректор Л. Г. Афанасьева

Сдано в набор 8/II 1938 г. Подписано к печати 9/XI 1938 г. Формат 70×108¹/₁₆. Объем 22³/₄ п. л. и 5 вкл. В 1 п. л. 58368 печ. зн. 27,62 уч.-авт. л. Тираж 2000 экз. Уполн. Главлита № Б-55124. АНИ № 956. РИСО № 628. Заказ № 546.

1-я Образцовая типография Огиза РСФСР треста «Полиграфкнига». Москва, Валовая, 28.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редакции 4

ЧАСТЬ I

РАБОТЫ ОТДЕЛА ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ

А. Инженерная геология и изучение физико-технич. свойств горных пород СССР

Ф. П. Саваренский. Гидрогеология и инженерная геология в Геологическом институте Академии Наук 7
Ф. П. Саваренский, В. А. Приклонский и Н. В. Коломенский. Инженерно-геологические условия строительства железнодорожной магистрали Москва — Донбасс на участке ст. Ожерелье — Узловая 17
А. И. Силин-Бекчурин. Краткие итоги инженерно-геологического изучения пород сантона и кампана в районе Донской плотины 35
Н. В. Фролова. Химико-петрографический очерк «сантонских глин» Волго-Дона 49
В. М. Шалфеев. К вопросу о характере химических процессов, протекающих в зоне выветривания пород сантона 67
З. А. Макеев. Краткая инженерно-геологическая характеристика майкопских глин в области волго-донских сооружений 71
В. М. Шалфеев. Физико-химическое исследование майкопских глин 101

Б. Гидрогеология

Г. Н. Каменский. Определение подпора грунтовых вод при паводке в долине Москва-реки 113
И. Ф. Володько. К вопросу о фильтрационных свойствах пород района канала Волга — Дон 143
А. И. Кравцов. К вопросу определения водопроводимости способом опытной инфильтрации из шурфа 157
А. И. Силин-Бекчурин. К вопросу об интермиттенции буровых скважин с газирующей минеральной водой 161
М. Я. Свет. Некоторые данные по изучению связи растительности с грунтовыми водами в окрестностях оз. Эльтон 171

В. Механика и физика горных пород

А. Е. Федосов. Физико-механические явления в рыхлых горных породах при усадке и разбухании 179
В. М. Файнциммер. К вопросу о методах определения капиллярного давления в рыхлых горных породах 199
Ф. П. Саваренский. К вопросу определения величины трения и сцепления в связных грунтах 207
Н. В. Коломенский и В. А. Приклонский. Методика изучения способности рыхлых горных пород к уплотнению под действием динамической нагрузки . 211
В. А. Приклонский. Некоторые данные о способности рыхлых горных пород к уплотнению под действием динамической нагрузки 227
Н. В. Коломенский. Универсальный прибор для определения коэффициентов фильтрации связных грунтов 245
А. Е. Федосов. Напряжения усадки в усыхающих грунтах и метод их определения. 251
А. Е. Федосов. Влияние промерзания на прочность грунтов 259
Ф. А. Макаренко. О роли грунтовых вод в образовании пучин на автогужевых дорогах 270

ЧАСТЬ II

РАБОТЫ ЛАБОРАТОРИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

А. А. Петровский. Работа ондометрического передатчика 301
А. А. Петровский. Физические постоянные ондометрического передатчика . . 327
В. В. Алексеев. Экспериментальное исследование ондометрических передатчиков . 349

ОТ РЕДАКЦИИ

Чрезвычайный рост строительства в различных отраслях народного хозяйства СССР предъявляет к геологии возрастающие с каждым годом требования по обоснованию возводимых сооружений и составляемых проектов в инженерно-геологическом и гидрогеологическом отношении. По мере усиления требований, предъявляемых со стороны строительства к инженерной геологии и гидрогеологии, возникает необходимость подведения под эти геологические дисциплины научной базы. В связи с этим Геологический институт Академии Наук приступил с 1935 г. к работам в этой области, организовав отдел инженерной геологии и гидрогеологии с рядом специальных лабораторий.

Вступив в 1935 г. в организационный период, отдел не мог развернуть и дать особенно большой и законченной работы. Тем не менее, ГИН считает целесообразным опубликовать в настоящем сборнике работы научных сотрудников отдела за 1936 г. и тем самым положить начало дальнейшему развитию в ГИН столь важных в народнохозяйственном отношении отраслей прикладной геологии, как инженерная геология и гидрогеология.

В сборник вошли статьи отдела инженерной геологии и гидрогеологии под редакцией проф. Ф. П. Саваренского и ряд статей сотрудников лаборатории по изучению вечной мерзлоты под редакцией М. И. Сумгина.

ЧАСТЬ I

РАБОТЫ ОТДЕЛА ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГИДРОГЕОЛОГИИ

А. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИКО-ТЕХНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД СССР

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Ф. П. САВАРЕНСКИЙ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ИНСТИТУТЕ АКАДЕМИИ НАУК

Громадный рост промышленного, гражданского и гидротехнического строительства требует геологических исследований для обеспечения устойчивости сооружений. В большинстве наркоматов и крупных строительных организаций существуют исследовательские геологические аппараты. Кроме того, теми же вопросами занимаются институты и тресты Главного геологического управления.

Как и во всех прочих науках, при приложении их на практике возникают вопросы, требующие своего научного и теоретического освещения и разработки. Таких вопросов много и они очень интересны и существенны. Одним из таких вопросов является определение инженерно-геологических свойств горных пород в связи с историей их образования и существования.

При геологических исследованиях для крупнейших проектов последнего времени (реконструкция Волги, Волго-Донское соединение, Манычский канал, Дворец Советов и т. п.) с полной очевидностью обнаружилось, насколько мы незнакомы со свойствами обычных, широко распространенных горных пород нашей страны, например, с известняками, мергелями и глинами верхнего карбона (Москва), мергелями и глинами верхней перми (Волга), юрскими глинами, проходившимися при строительстве московского метрополитена и т. п. Незнание природы и свойств некоторых горных пород приводило, с одной стороны, к сомнениям в осуществимости данного проекта, с другой стороны, к переоценке неблагоприятных свойств породы и невероятно преувеличенным запасам на прочность при расчетах.

Известно, например, что только после тщательного исследования глинисто-мергелистых слоев верхнего карбона техническая экспертиза признала возможным остановиться в качестве основания для фундамента Дворца Советов на втором слое известняка (хамовническая толща), а не итти до глубже расположенной третьей толщи известняков, как это предполагалось первой экспертизой до детального исследования пород. А это означает не только экономию в несколько десятков миллионов рублей, но и экономию во времени без всякого ущерба для прочности проектируемого грандиозного сооружения.

Не менее поучительным примером явились верхнемеловые глины, залегающие под толщей нижнесызранских опок, выбранных в качестве основания для камышинской плотины на Волге.

Сходным с этим случаем является пример пород сантонского яруса (верхний мел) в русле р. Дона в месте проектируемой плотины. Эти породы, именовавшиеся ранее глинами, при микроскопическом их исследовании в Геологическом институте оказались далеко не сходными с глиной в обычном нашем представлении (Н. В. Фролова), а анализ показал значительное содержание так называемой аморфной кремнекислоты, являющейся крепким цементом для грубых дисперсий кварца и других

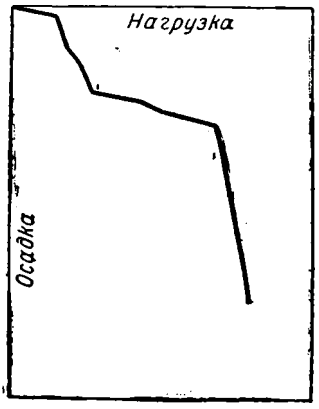
ТАБЛИЦА 1

Глубины в м	Валовое содержание SiO_2 в %	Растворимой в соде SiO_2 в %
7	78.97	6.17
7.8	81.49	19.00
22.0	74.68	9.22
31.0	76.43	11.28
42.0	69.62	7.71

минералов. Содержание кремнекислоты в них по образцам из шахты правого берега следующее (табл. 1):

Испытание наиболее кремнистой разности пород сантона с глубины 4.8 м на раздавливание показало высокую сопротивляемость, более 30 кг/см², опыты на сжатие показали незначительную сжимаемость породы, а опыт на срез обнаруживал лишь скалывание, а не срез породы. Таким образом, данную породу, именовавшуюся глиной, приходится относить, придерживаясь инженерно-геологической классификации, к «полускальным» породам.

В том, что способ образования горной породы влияет на ее физико-технические свойства, можно убедиться на многочисленных примерах. При одном и том же механическом и минералогическом составе пески аллювиального и эолового происхождения обладают различной пористостью и различной степенью осадки под нагрузкой. Опытная нагрузка, поставленная на аллювиальных песках террасы р. Сев. Донца, сверху переотложенных ветром, показала, что кривая хода осадки имеет два перегиба (фиг. 1), соответствующие: первый — уплотнению верхнего слоя барханного песка, второй — уплотнению всей остальной его массы. Если особенности, связанные со способом отложения песков, выясняются довольно легко, нельзя того же сказать о глинах, особенно глинах морского происхождения. Процессы формирования их из ила, последующего уплотнения и химических воздействий окружающей среды пока еще очень мало выяснены, а моделирование этих процессов в лаборатории затруднительно. Тем не менее ГИН ставит себе задачей подойти к изучению этих явлений.



Фиг. 1. График осадки древнеаллювиальных песков, переотложенных эоловыми процессами.

Для инженерно-геологической оценки горной породы как грунта весьма важным моментом является история существования породы и те влияния, которые она испытывала за свой век от действия нагрузки вышележащих пород, разгрузки при денудации, воздействия поверхностных и подземных вод и выветривания.

Смена периодов накопления осадков и существования мощных толщ над интересующим нас пластом и периодов частичной или полной разгрузки пластов от вышележащих толщ должна была отразиться на плотности сложения породы, подобно тому, как при периодической нагрузке и разгрузке породы в приборе Терцаги она испытывает сжатие и разбухание с бо́льшей или меньшей величиной остаточной деформации (петли гистерезиса). Для того чтобы судить о характере этого процесса в геологической истории, можно воспользоваться историко-геологическим графиком, нанося на него величины нагрузки, вычисленные по примерной мощности осадков трансгрессий и примерной продолжительности этих периодов. Такую попытку сделал, между прочим, в ГИН З. А. Макеев,

изучавший мелеттовые глины олигоцена восточного (волжского) склона Волго-Донского соединения. [1]

Если напластования коренных пород прорезаются эрозионной, например, речной долиной, то породы в основании долины, будучи освобождены от нагрузки вышележащих толщ, будут стремиться занять подобающий объем. Известно, что для скальных пород это явление при вскрытии их подземными выработками наблюдается только на больших глубинах. Глины же, плотность которых зависит от внешнего давления, даже при относительно небольших разностях давлений заметно изменяют свой объем; в данном случае при наличии воды они будут разбухать. Можно даже составить себе некоторое количественное представление о размерах этого процесса.

Если определить для данной породы ее коэффициент уплотнения в лаборатории, то можно высчитать по способу Терцаги или по формуле Н. М. Герсеванова время, потребное для сжатия глины под определенной нагрузкой. Время это может быть очень велико, так как сжатие зависит от скорости выжимания из породы воды, а для глин эти скорости измеряются миллиметрами в год. Соответственно этому и процесс разбухания глин под руслом реки может протекать очень медленно в течение многих лет. В данном случае между процессами разработки долины и разбухания породы могут быть разные соотношения, а именно:

1. Скорость денудации породы значительно превосходит скорость процесса ее разбухания; в связи с этим вскрытая эрозией порода оказывается уплотненной прежней большой нагрузкой. Глинистая порода в долине реки может сохранить свою первоначальную плотность у подножья быстро подмываемых и разрушаемых коренных берегов реки.

2. Если скорость денудации меньше скорости разбухания глинистой породы, то порода успеет потерять свою первоначальную плотность, и объем ее будет обусловлен давлением лишь небольшой мощности наносов на дне реки. При возведении на таких породах сооружения большой нагрузки можно ожидать сжатия породы и осадки сооружения.

Испытание глинистой породы при расчете основания возводимого на подобных грунтах сооружения необходимо для определения степени сжатия или уплотнения. Для такого испытания пользуются прибором Терцаги, получившим у нас в СССР широкое применение и большое разнообразие в своем конструктивном выполнении. В последнее время принято производить эти испытания над образцами породы с ненарушенной структурой в условиях свободного доступа воды. Нагрузки даются постепенно ступенями. Если порода не имеет первоначального уплотнения, то сжатие ее идет постепенно, и зависимость сжатия от нагрузки выражается плавной кривой логарифмического вида, так называемой компрессионной кривой. Если же порода находится в состоянии некоторого начального уплотнения от нагрузки, то при загрузке в прибор и испытании по ступеням она может вначале сжиматься очень слабо и при доступе воды, наоборот, даже несколько разбухать. Процесс сжатия начнется лишь тогда, когда нагрузка достигнет величины, превосходящей природную нагрузку, под которой находилась порода. Дальнейшее увеличение давления в опыте ведет к нормальному обжатию образца.

Чтобы уловить начальное капиллярное давление в породе, А. Казагранде строил компрессионную кривую на полулогарифмическом графике, что более резко выделяет перегиб кривой. При испытании мергелистых глин верхнего карбона с площадки Дворца Советов пользовались приборами инж. Осокина, а для предупреждения разбухания глин ранее чем

[1] См. в ст. Макеева фиг. 8.

они достигнут нагрузки, соответствующей капиллярному давлению в них, применялся арретир.

Как видим из изложенного, определение начального капиллярного давления, соответствующего природным условиям уплотнения породы, представляет глубокий научный интерес. Если бы можно было точно определять это начальное капиллярное давление в породе, то, зная из опыта коэффициент фильтрации породы и его зависимость от уплотнения (пористости), возможно было бы попытаться с некоторым приближением определять время, протекшее от момента разгрузки породы, например в силу эрозии, ухода ледника и других геологических явлений.

С другой стороны, это определение имело бы большое практическое значение, позволяя более сознательно подойти к определению предполагаемых осадок сооружения и допустимых нагрузок. Таким образом, вопрос этот невольно возникает перед исследователем; над его разрешением работает В. М. Файнциммер (стр. 199 настоящего сборника).

Другим вопросом, попутно возникающим при работах в лаборатории над осадочными породами в образцах с ненарушенной структурой, является роль этой структуры, т. е. характер сложения частиц породы. Ход сжатия грунта, выражаемый компрессионной кривой, не одинаков у образца с ненарушенной и образца с нарушенной структурой. Если бы в обычной связной, но не сцементированной породе, например в глине осадочного происхождения, существовало одно лишь «кажущееся сцепление» (по Терцаги), обусловленное силой поверхностного натяжения воды на поверхности менисков по границе воды и воздуха, то, казалось бы, не должно быть разницы между структурной и бесструктурной породой. Вопрос о значении структуры требует изучения в двух направлениях: физико-механическом и физико-химическом. К изучению этих явлений приступили А. Е. Федосов (лаборатория механики грунтов) и В. М. Шалфеев (физико-химическая лаборатория грунтов).

Известно, что при проходке породы горной выработкой, например, штольней, в прилегающей породе образуется зона разряжений существовавших в массиве напряжений (зона Трумпетера). Вполне возможно и вероятно, что при вскрытии пород глубокой долинной эрозией в большей или меньшей степени могут проявиться первоначальные напряжения в освобожденных берегах. В этом отношении большой интерес представляют наблюдения А. И. Силина-Бекчурина по Дону, в районе намечавшихся створов будущей плотины. Им установлено наличие трещин скола, параллельных долине р. Дона, меняющих свое простирание вместе с изменением направления долины (стр. 37 настоящего сборника).

Как известно, физико-технические свойства пород зависят в значительной степени от плотности сложения их. Естественное или искусственное уплотнение осадочной рыхлой породы значительно повышает ее прочность и устойчивость. Это имеет особенно большое практическое значение для плотин, дамб, насыпей и т. п., выполняемых из местных грунтов. Попутно с исследованием инженерно-геологических свойств грунтов в лаборатории были проделаны опыты в развитие опытов Проктора в США над лёссовидными суглинками, идущими в насыпи ж.-д. магистрали Москва — Донбасс, и над суглинками и песками из района Волго-Донского соединения (В. А. Приклонский и Н. В. Коломенский).

Как видно из предыдущего, изучение инженерно-геологических свойств горных пород, особенно осадочных, является целой проблемой, имеющей большой и захватывающий научный интерес и не меньшее практическое значение в эпоху развертывания строительства в СССР.

Вот почему эта проблема и была включена в план работ ГИН с первого же года существования в нем отдела инженерной геологии и гидрогеологии. Это вполне отвечало общему направлению работ Геологического

института, в котором вопросы образования осадочных пород занимали определенное место. В то же время это способствовало изучению инженерно-геологических свойств горной породы в геологической обстановке ее залегания и в аспекте ее геологической истории.

При многочисленности горных пород и разнообразии их по составу и возрасту, казалось бы, эта проблема является неосуществимой. При более внимательном рассмотрении этого вопроса, однако, обнаруживается, что в пределах СССР можно указать несколько вполне определенных типов осадочных пород, с которыми приходится особенно часто иметь дело при строительстве различных сооружений и проведении дорог. К числу таких типов в пределах Европейской части СССР относятся, например, следующие породы:

1. Глины верхней юры (келловей, оксфорд, кимеридж), широко распространенные в центральной части территории; с ними пришлось встретиться при проведении московского метрополитена, при строительстве канала Волга — Москва, а также во многих случаях борьбы с оползнями в береговых склонах. Несмотря на широкое распространение этих глин и произведенные для них исследования при строительстве канала Волга — Москва, мы не располагаем данными об их физико-технической характеристике (трение, сцепление, сжимаемость, пластичность и т. п.), поскольку имеющиеся данные в значительной мере не обработаны и не опубликованы. Еще более неблагоприятными свойствами отличаются глинисто-песчаные породы волжского яруса верхней юры.

2. Глины и мергеля татарской свиты пермо-триаса, пользующиеся сплошным распространением по р. Волге от г. Плеса до Свияжска. Эти своеобразные породы встретили в свое время затруднение в их оценке в качестве основания для плотин, проектируемых в связи с реконструкцией Волги в районе верхней Волги, у Василева и в районе Чебоксар. Выходы этих пород в берегах рек сопровождаются весьма характерными оползнями.

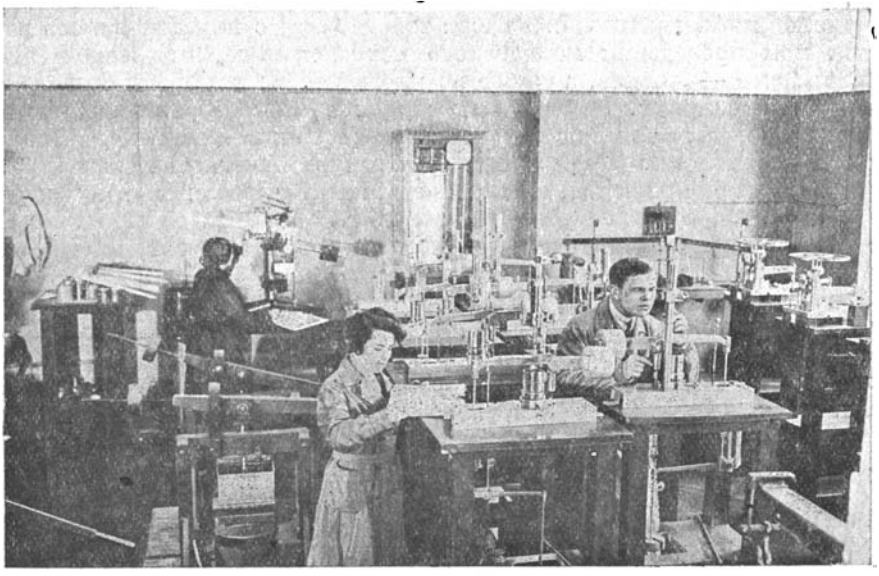
3. Глины майкопского яруса олигоцена, широко распространенные по Азово-Черноморскому краю, по склонам Кавказских гор и в районе проектируемого канала Волга — Дон; эти глины отличаются повышенной способностью к выветриванию и вызывают особенно злостные оползни, заставлявшие на некоторых участках железной дороги между ст. Невинномысская и ст. Минеральные Воды переносить полотно железной дороги на новое место из-за его многократного сползания.

4. Можно было бы указать также на глины нижнемелового возраста, являющиеся обычным субстратом для развития оползней по берегам Средней и Нижней Волги.

5. Совершенно исключительное значение в строительстве городов, заводов, железных и шоссейных дорог, каналов и других гидротехнических сооружений имеют покрывающие весь юг Европейской части Союза и значительную часть Средней Азии лёссы и лёссовидные суглинки, обладающие в различной степени просадочными свойствами, вызвавшими уже не мало крупных аварий и повреждений (заводы Запорожстали, Мариуполя, Кузнецкого бассейна, оросительные каналы Северного Кавказа, Закавказья и пр.).

Инженерная геология как определенная дисциплина, призванная в значительной мере обслуживать строительную промышленность, вполне естественно для своего теоретического развития черпала материал из практических запросов жизни. Большинство работ по основной тематике отдела производилось на объектах договорных работ. К числу таких работ относятся инженерно-геологическая характеристика главнейших типов грунтов для проектов Волго-Донского соединения и изучение происхождения, характера и значения трещиноватости скальных пород для проекта Куйбышевского водного узла на Самарской луке.

В гидрогеологии имеются свои теоретические вопросы, разрешение которых отстает от практического движения данной дисциплины. В вопросах движения подземных вод, количественного определения потока их и притока к искусственному сооружению мы пользуемся положениями гидравлики и теми формулами, которые в свое время были разработаны Дарси, Дюпюи и др. или разрабатывались в настоящее время Форхгеймером и акад. Н. Н. Павловским. В этом случае приходится, как и во многих других случаях применения математических выводов к природным явлениям, прибегать к некоторым упрощениям и обобщениям. В гидрогеологии это проявляется особенно значительно. При расчете потока подземных вод эти обобщения и формулы исходят из представления о среде, содержащей воду, как совершенно однородной. На самом деле такое пред-



Фиг. 2. Лаборатория механики грунтов Геологического института Академии Наук.

ставление, конечно, далеко от того, что действительно происходит в природных условиях. Чрезвычайно редко порода может быть действительно однородной во всей своей массе и по всем направлениям. Известно, например, что лёсс обладает большей проницаемостью для воды в вертикальном направлении, чем в горизонтальном, вследствие наличия вертикальных канальцев и вертикальной трещиноватости породы (Саваренский). Особенно резко сказывается неоднородность пород для водопроницаемости в аллювиальных отложениях, представляющих чередование более проницаемых песчаных слоев с мало проницаемыми прослойками и линзами глин и суглинков. При высокой проницаемости аллювиальных толщ в горизонтальном направлении они практически могут быть непроводящими для вертикального потока, если в их толще имеются сплошные слои глин.

Геологи особенно ясно представляют себе неоднородность и особенности горных пород, и поэтому вполне понятно, что применение обычных формул движения воды вызывает сомнение и заставляет вносить коррективы в расчет подземного потока или искать каких-либо новых расчетных формул или поправок к старым. Проблема изучения движения воды в неоднородных пластах явилась второй крупной задачей, поставленной перед собою ГИН. Практически с необходимостью разрешения этих вопросов приходится встречаться при расчете фильтрационного потока под пло-

тиной и в обход ее, а также в случае подпора грунтовых вод по берегам реки при ее подпоре гидротехническим сооружением (Г. Н. Каменский). Попутно возникают и другие вопросы, представляющие особенный теоретический и практический интерес, которые ставит себе гидрогеологическая лаборатория. К числу их относится выяснение экспериментальным путем условий разрушающего действия гидродинамического давления потока, фильтрующегося через откос (И. Ф. Володько).

Тематические работы по гидрогеологии, так же как и инженерно-геологические, тесно увязываются с производственными запросами и использовали те объекты, которые обусловлены договорными соглашениями. В частности, для расчета фильтрационного потока в неоднородных пластах объектом послужили данные проектируемых плотин на р. Дон у хут. Кумовского по схеме проекта Волга — Дон, где надо было выяснить размер и характер фильтрации в обход плотины по правому берегу через толщу верхнемеловых (кампанских) песков, а также характер этих явлений в проекте плотины на балке Солянке у спуска канала в сторону Волги (Г. Н. Каменский и И. Ф. Володько).

По вопросу о поднятии грунтовых вод проведена работа по определению подпора грунтовых вод при паводке в долине р. Москвы; работа эта особенно интересна в связи с ожидаемым повышением уровня р. Москвы с отметки 117 до 120 м при полном подпоре построенной ниже города Перервинской плотины (стр. 113 настоящего сборника).

Кроме основной тематической работы, ГИН считал своей обязанностью содействовать развитию транспортного строительства. В этом отношении были проведены следующие работы:

1. Инженерно-геологическое обследование ж.-д. магистрали Москва — Донбасс на участке Ожерелье — Узловая. Эта работа была связана с основной проблемой инженерно-геологического изучения горных пород, именно лёссовидных суглинков, их устойчивости в выемках и пригодности в качестве материала для насыпи.

2. Инженерно-геологическая экспертиза оползневого района Военно-Грузинской дороги и выбор новой трассы (А. И. Силин-Бекчурин).

3. Гидрогеологическое обследование 22 пучинных участков шоссейных дорог Московского узла (Ф. А. Макаренко совместно с М. И. Сумгиным, стр. 269 настоящего сборника).

Основная тематика отдела инженерной геологии и гидрогеологии требовала специально оборудованных лабораторий.

Первый год работ отдела (1935) ушел на оборудование лабораторий. Таких лабораторий было создано три:

1. Лаборатория механики грунтов (фиг. 2), предназначенная для испытания грунтов в отношении их механических констант и показателей (механической прочности, коэффициентов сжатия и Пуассона, трения и т. п.). Зав. лабораторией — инж. В. М. Файнциммер.

Главнейшие приборы лаборатории:

Гидравлический пресс системы Амслера	на 75 т
То же системы Tonindustrie	на 10 »
Пресс винтовой	на 1 »
Приборы для определения компрессионных свойств грунтов — модель ГЕОМИН	2
То же, модель МГРИ	11
Прибор для компрессионных испытаний грунтов и на срез А. Н. Цитовича	2
Приборы для определения на сжатие инж. Лубны-Герцик	3
Приборы для определения среза типа Пузыревского	1
То же конструкции Г. И. Покровского	1
Копры Пэджа для уплотнения грунта	2
Прибор для определения коэффициента фильтрации Терцаги, модель ГИН, конструкции Н. В. Коломенского	1

2. Лаборатория физико-химического исследования осадочных горных пород. Лаборатория имеет целью, главным образом, исследование тонкодисперсных грунтов и их коллоидных свойств. Зав. лабораторией — В. М. Шалфеев.

Главнейшие приборы:

Седиментометр Ребиндера для изучения тонкодисперсной части осадочных пород.

Диафанометр системы Кенига для выделения частиц диаметром менее 0.001 мм.

Суперцентрифуга фирмы Шарпле с числом оборотов 35 000 в минуту для отделения высокодисперсных частиц и для определения пленочной воды.

Аггрегат для фотоэлектрических измерений с фотоэлементом, вертикальным гальванометром, проекционным фонарем и т. п.

Потенциометр для определения pH воды и водных вытяжек.

Прибор Михаэлиса для колориметрического определения pH.

Прибор для определения электрокинетического потенциала грунтов для изучения условий коагуляции высокодисперсных грунтов.

Кроме того выписана аппаратура для ультрамикроскопии, ультрафильтрации, изучения катафореза и пр.

3. Лаборатория гидрогеологическая — для опытного изучения явлений движения потока в осадочных породах. Зав. лабораторией — проф. Г. Н. Каменский.

Главнейшие приборы лаборатории:

Опытный лоток со стеклянной стенкой для изучения движения потока в загруженной породе, длиной 5 м, шириной 0.6 м и высотой 1.8 м. 1

Малые лотки для изучения явлений фильтрации на моделях 3

Опытный резервуар диаметром 3 м и высотой 1.5 м и система скважин в нем для исследования влияния глубины откачки, диаметра фильтра и т. п. на дебит скважины 1

Прибор Эгда для построения фильтрационных токов 1

В 1937 г. Отдел инженерной геологии и гидрогеологии решил сосредоточить свои силы лишь на двух темах, окончательно обрисовавшихся в результате работы 1936 г. Одна, по гидрогеологии, является продолжением ранее начатой: «Изучение динамики грунтового потока в неоднородных пластах». Другая также является развитием работ предыдущего года: «Инженерно-геологические свойства горных пород СССР».

В основу второй темы положены следующие соображения. До сих пор в механике грунтов рассматривались механические свойства пород по отдельным образцам, взятым с целью определения несущей способности грунта под сооружением независимо от геологических условий, в которых находится данная порода. Механика грунтов имеет дело с грунтом как строительным объектом, а не как с геологическим образованием. Вследствие этого получилось, что геология шла своим путем, а механика грунтов идет своим. Перед инженерной геологией стоит задача устранить этот разрыв и, с одной стороны, приблизить механическое исследование горных пород к действительным природным условиям, а, с другой стороны, использовать методику механики грунтов для объяснения некоторых геологических явлений и свойств пород. В пользу необходимости учета геологических условий залегания и истории горной породы уже намечается сдвиг; так, всеми уже признана необходимость испытания пород с естественной структурой и влажностью, а не с искусственно приготовленной «грунтовой массой». Тем не менее, часть испытаний до сих пор проводится еще с грунтовой массой, и некоторыми делаются выводы и обобщения, исходящие из представления о горной породе как о какой-то безразличной среде, не подвергающейся воздействию со стороны геологических процессов. Среди геологов, занимающихся инженерной геологией, весьма популярна мысль, что горная порода в своем сложении несет признаки пережитых ею механических воздействий от нагрузок (аккумуля-

ция осадков) и разгрузки (денудации). Мысль по существу правильна, но еще не проверена опытом. Одной из существеннейших задач является также выяснение того всеми разделяемого, но по существу не учитываемого при испытаниях положения, что порода на глубине приобретает то уплотнение, которое соответствует нагрузке вышележащих пород, о чем уже говорилось.

Для разрешения поставленных задач Отдел инженерной геологии и гидрогеологии предполагает остановиться на изучении некоторых наиболее распространенных в районе г. Москвы пород, имеющих значение в деле строительства, — пород глинистого комплекса верхней юры, верхнего карбона, покровных суглинков. В частности, предполагается исследовать в петрографическом, физико-механическом и физико-химическом отношениях в вертикальном разрезе породы глинистого комплекса московской юры от портланда до келловея или, может быть, до подстилающей его континентальной толщи. На ряду с этим будут произведены исследования некоторых образцов пород того же возраста из других мест. Составленные на основании этих исследований описание и количественная физико-техническая характеристика подмосковной юры будут иметь значение не только для расширения наших геологических знаний по юре, но и для практических целей строительства на юрских глинах и для выяснения устойчивости их в береговых склонах и откосах искусственных выемок.

Другой породой предполагается взять покровные суглинки, исследование которых было уже частично начато при исследованиях для шоссейных дорог в 1936 г.

Параллельно с этими исследованиями предполагается провести исследование физико-технических свойств пород для сравнения в ненарушенном и нарушенном состоянии и отыскание способов исследований некоторых свойств пород с ненарушенной структурой (сцепление, пластичность).

Вместе с тем предполагается продолжить начатые работы по изучению свойств искусственно уплотняемых грунтов и природы трения и сцепления.

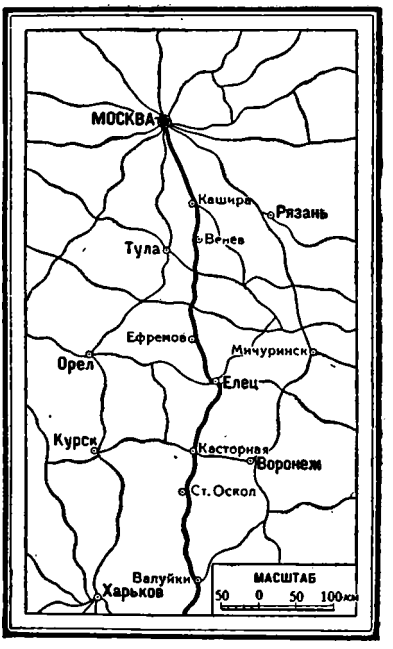
АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Ф. П. САВАРЕНСКИЙ, В. А. ПРИКЛОНСКИЙ и Н. В. КОЛОМЕНСКИЙ

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ЖЕЛЕЗНОДОРОЖНОЙ МАГИСТРАЛИ МОСКВА—ДОНБАСС НА УЧАСТКЕ ОТ СТ. ОЖЕРЕЛЬЕ ДО СТ. УЗЛОВАЯ

Идя навстречу запросам ж.-д. транспорта, Геологический институт Академии Наук поставил в 1935 г. обследование северного участка новостроящейся железнодорожной магистрали Москва — Донбасс между ст. Ожерелье и ст. Узловая. В задачи исследования входило ознакомление, по материалам строительства и по непосредственному осмотру, с явлениями деформаций ж.-д. полотна и выяснение связи их с особенностями геологического строения трассы дороги и физико-техническими свойствами горных пород, распространенных по трассе дороги и идущих в тело насыпи [3]. В частности, особый интерес представляли физико-технические свойства лёссовидных суглинков, являющихся главнейшим материалом для тела насыпей не только данной дороги, но и большинства дорог, расположенных в южном направлении от Москвы. С одной стороны, значительная способность этих пород к деформациям в искусственных земляных сооружениях — выемках и насыпях, а, с другой — неизученность их в физико-техническом отношении не только для данного района, но и для всего СССР в целом, заставили ГИН обратить особое внимание на этот тип четвертичных отложений.



Фиг. 1. Схема расположения железнодорожной магистрали Москва — Донбасс (показана жирной линией).

К сожалению, управление строительства железной дороги Москва — Донбасс отказалось от материальной поддержки этих работ, и объем их был сильно сокращен, будучи ограничен лишь северным участком.

Полевые работы в 1935 г. провел сотрудник Института И. П. Рязанов. Лабораторные исследования производились в лаборатории ГИН, частью Московским геолого-разведочным институтом (МГРИ). Общее руководство принадлежало Ф. П. Саваренскому.

Для ж.-д. магистрали Москва — Донбасс (фиг. 1) частично использованы существовавшие пути, частично они переустроены, а в некоторых местах путь построен заново. В пределах исследованного района для новой двухпутной дороги использована существовавшая одноколейная ли-

ния от ст. Ожерелье до г. Венева; расширены выемки и досыпаны насыпи; для смягчения профиля во многих местах произведена досыпка насыпей в высоту.

В геологическом отношении ж.-д. линия подразделяется соответственно трем резко разнящимся геологическим районам на три участка:

1. Подмосковная котловина (от Москвы до Касторной), сложенная в основании полого падающими слоями карбона с преобладанием известняков. Четвертичные отложения в пределах котловины представлены ледниковыми отложениями и в южной части — лёссовидными бескарбонатными и карбонатными суглинками.

2. Южно-Русская (Украинская) мульда или собственно Днепровско-Донецкая (по А. Д. Архангельскому) впадина (от Касторной до Таловой), представляющая глубокий прогиб, заполненный верхнемеловыми и отчасти третичными образованиями со спокойным залеганием слоев. На водоразделах четвертичные отложения представлены, главным образом, лёссовидными карбонатными суглинками, местами элювием коренных пород.

3. Донецкий кряж (от Таловой до Несветая), в основном сложенный мощной толщей сильно дислоцированных слоев карбона с преобладанием глинистых и песчанистых сланцев и песчаников. Четвертичные отложения также представлены, главным образом, лёссовидными суглинками.

Геология этих трех резко отличных друг от друга зон накладывает свой отпечаток на строительство железной дороги, на ее профиль, условия ее водоснабжения, характер и типы выемок и насыпей. Различие чрезвычайно велико, и на этом примере можно было бы видеть, насколько строительство железнодорожного пути зависит от физико-геологической обстановки.

В пределах исследованного участка геологическое строение представляется в следующем виде.

Наиболее древними из коренных пород, вскрывающимися железнодорожными выемками или в естественных обнажениях поблизости от железной дороги, являются породы угленосной свиты, лежащие на неровной размытой поверхности упинских известняков. Мелкозернистые белые и желтые пески этого возраста прорезаются Чернышевской выемкой (82 км). Пески довольно чистые, кварцевые, очень тонкие.

Залегающие выше породы тульского горизонта, незаметно переходящие в угленосную свиту, представлены в той же Чернышевской выемке темносерыми жирными плотными глинами (синика) с прослоем темносерого известняка. В Чернышевской выемке на глинах этого возраста залегают водоносные песчано-глинистые четвертичные отложения, что приводит к значительным оползням и сплывам откосов выемки. Кроме того, тульские слои прорезаются выемкой 102 км у ст. Узловой.

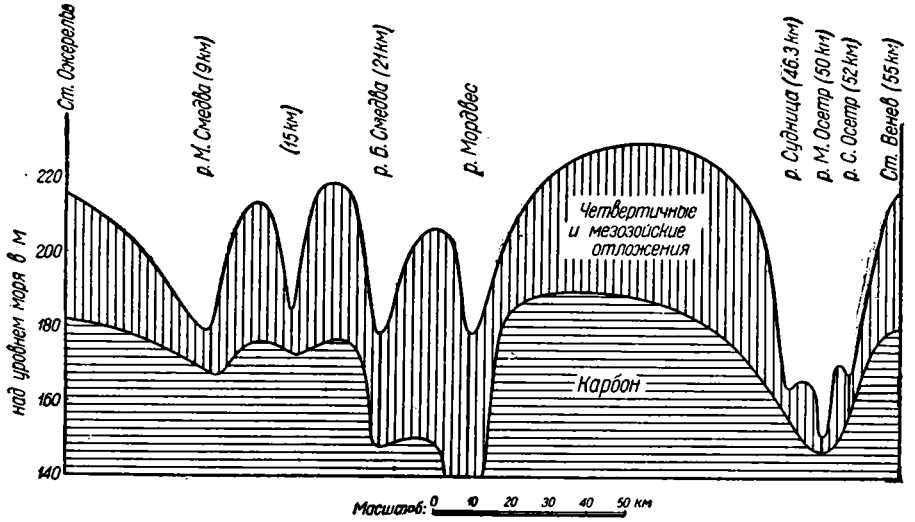
Лежащие выше известняки того же нижнего карбона (алексинского и веневского горизонтов) выходят на дневную поверхность по склонам оврагов и речных долин в пределах 48—62 км, а также разрабатываются вблизи железной дороги в Озеренском, Свиридовском и Гурьевском карьерах. В выемках эти известняки нигде не встречаются, так же как известняки серпуховского яруса. Характерные для этого яруса серые сланцеватые глины являются причиной оползневых смещений на 45 км.

Породы среднего карбона (Московский участок), представленные красными глинами, белыми известняками и мергелями, были обнаружены при бурении скважин на воду на ст. Ожерелье в долинах Малой (9 км) и Большой (21 км) Смедвы на глубине 10—30 м. Кроме того, белые и красные глины Каширского горизонта обнажаются близ ж.-д. линии по р. Мордвесу.

Каменноугольные известняки подверглись в свое время значительному размыву. Между ст. Ожерелье и Веневом трасса пересекает две значительные впадины в карбоне (фиг. 2).

Мезозойские породы (темносерые глины верхней юры и песчано-глинистые породы нижнего мела) в пределах их распространения к югу от г. Москвы подверглись значительному размыву и сохранились далеко не везде. По данным М. И. Соколова [2], темносерые глины келловея залегают в дне балки, пересекаемой насыпью 42 км, являясь причиной значительных оползневых деформаций земляного полотна на этом участке, заставивших сделать обходный путь.

Наиболее существенными для полотна железной дороги являются четвертичные породы, к толще которых, главным образом, приурочено ж.-д. полотно. В пределах северного отрезка магистрали в бо́льшей или меньшей степени сохранности встречаются отложения донского языка рисской морены. Она представлена здесь грубозернистыми красновато-



Фиг. 2. Профиль поверхности и кровли карбона по линии Ожерелье — Венев.

бурыми суглинками, в которых рассеяны валуны и валунчики кристаллических и местных осадочных пород разной степени округлости размером от 4 до 25 см. Распространение ее не сплошное, а прерывается в силу значительного позднейшего размыва. Спорадическим распространением пользуются также флювио-гляциальные пески, встречающиеся местами под мореной или непосредственно под покровными безвалунными суглинками.

Поверхностной породой, пользующейся повсеместным распространением и играющей особую роль в ж.-д. строительстве, являются безвалунные суглинки, сплошь покрывающие междуречные пространства. В пределах обследованного участка можно выделить пока лишь три типа этих суглинков, отличающихся по распространению и по своим признакам.

Первый тип — бескарбонатные желто-бурые лёссовидные суглинки, иногда с сероватым оттенком (признак оглеения), довольно однородные, не имеющие включений, пористые; распространены от Каширы до р. Сухого Осетра.

Второй тип — бескарбонатные, в массе желто-бурые лёссовидные суглинки со включением известковых конкреций (куколок, журавчиков), особенно в верхней части разреза под почвой. Этот тип встречается от р. Сухого Осетра до оврага 77 км.

Третий тип — желто-бурые, иногда палево-желтые пористые лёссовидные суглинки, карбонатные в массе, часто содержат выделения кар-

боната извести в виде белых нитевидных скоплений (псевдомицелий). Эти суглинки встречаются начиная от 77 км и далее к югу.

При макроскопическом исследовании суглинков выщелоченные разности их при ближайшем рассмотрении оказываются несколько более пестрыми по окраске. Особенно это заметно там, где суглинок находится в зоне насыщения водой или в капиллярной зоне. В этих случаях отдельные участки породы приобретают несколько сизоватый оттенок, другие — несколько охристый, ржавый, что свидетельствует о том, что порода испытала влияние периодического увлажнения и оглеения.

При рассмотрении шлифа выщелоченного суглинка со ст. Мордвес (Н. В. Фролова) оказалось, что порода состоит из большого количества мелких (0.02—0.04 мм) зерен кварца, полевого шпата, слюды и разных других минералов (пирита, глауконита и др.). Резко преобладает кварц. Промежутки между зернами заполнены зеленовато-бурым глинистым веществом, местами раскристаллизованным, местами не действующим на поляризованный свет. Часть пирита разложилась и перешла в бурую гидроокись железа, частично распределенную по породе, частично образующую округлые скопления диаметром до 0.56 мм. В образце наблюдается много трещинок и пор (фиг. 3a и 3b). Форма пор неправильная, иногда округлая, иногда удлиненная, размером от 0.15 до 1 мм (по длинной оси). Часто по краям пор отложена бурая гидроокись железа.

Шлифы были сделаны по вертикальному и горизонтальному разрезам. Существенной разницы не было заметно. Сделать шлиф из карбонатного суглинка не удалось; порода оказалась слишком рыхлой и крошилась.

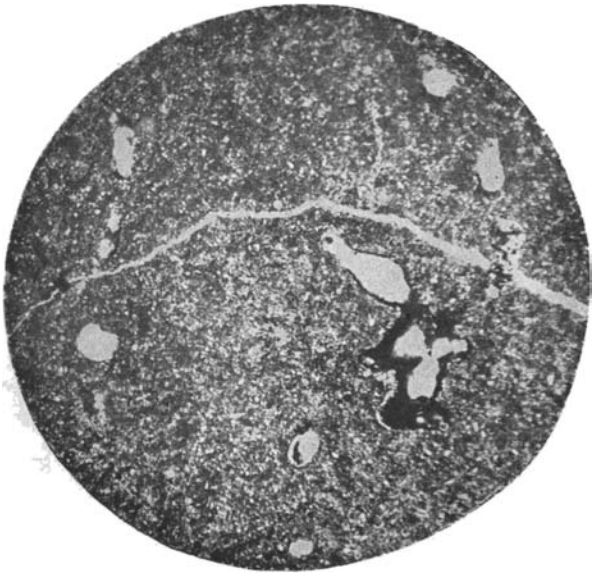
В лёссовидной породе, кроме тонких незаметных на глаз пор, размер которых под микроскопом достигает 0.1—0.2 мм в поперечнике, наблюдаются также более крупные, которые можно видеть простым глазом, имеющие размер до 1 мм и больше.

В вертикальном разрезе суглинки не вполне однородны: на ряду с прослоями тонкопористых, пылеватых, легко растирающихся в порошок разностей встречаются прослои более плотных, граничащих по своим свойствам с глинами. Это обстоятельство во многих случаях неблагоприятно отражается на устойчивости откосов выемок, так как более глинистые прослойки задерживают просачивающуюся через суглинки воду и, увлажняясь, создают условия, благоприятствующие оползням откосов.

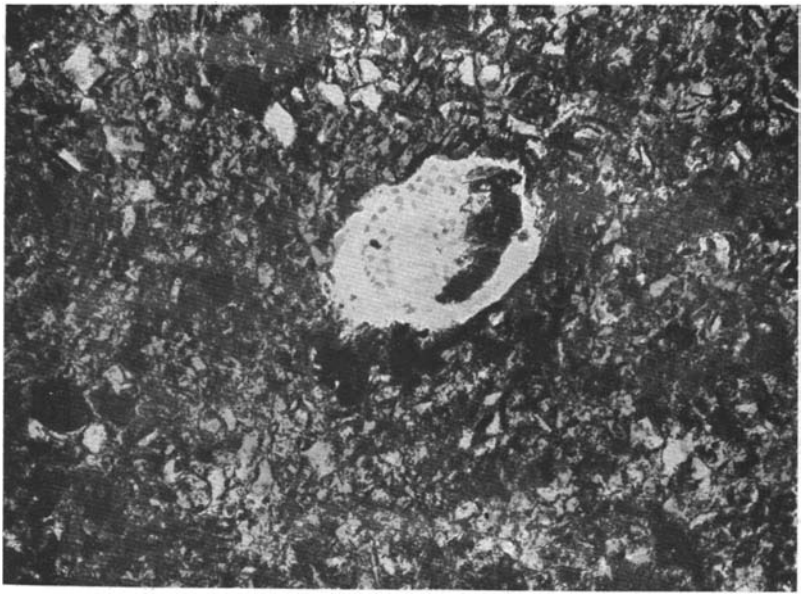
Лёссовидные суглинки залегают на морене там, где она имеется, или на коренных породах мезозоя или карбона, сплошь покрывая водоразделы и спускаясь по склонам к речным и балочным долинам. Мощность суглинков в данном районе колеблется в пределах от 2 до 10 м.

Дно речных и балочных долин сложено аллювиальными отложениями, мощность которых достигает, по данным бурения, 15 м. Надо заметить, что ширина и глубина речных долин совсем не соответствуют расходам протекающих по ним речек. Долины достигают большой ширины и значительной мощности наносов, тогда как расходы речек очень не велики и в межень измеряются литрами в секунду (рр. Мордвес, Шатец и др.). Очевидно, эрозионные понижения были созданы водными потоками большей мощности при иных климатических условиях. Впоследствии же долины заполнились осадками песчано-глинистого состава, среди которых значительную роль играют иловатые образования, представляющие черную, коричнево-серую, иногда с зеленоватым оттенком, тонкопесчано-глинистую породу, обогащенную органическими остатками различной степени разложения, вплоть до торфа.

Мощность иловатых образований по широким долинам достигает 7 м (р. М. Смедва, р. Хавка) и больше. Торфяные образования мощностью 1—2 м имеются в поймах рр. Б. Смедвы, Мордвеса и Бобровки.



Фиг. 3а. Фотография шлифа лёссовидного суглинка (ст. Мордвес) с параллельными николями. Увеличение 16.



Фиг. 3б. Фотография шлифа лёссовидного суглинка (ст. Мордвес) с параллельными николями. Увеличение 85.

Иловатые отложения на дне долин книзу непосредственно переходят в мелкие глинистые насыщенные водой пески-плывуны.

Вполне понятно, что такие грунты не могут быть достаточно устойчивыми в качестве основания под высокими насыпями и устоями мостов, что и приводит к деформациям, описанным ниже.

Лёссовидные суглинки, сплошь покрывающие водоразделы и склоны, представляют особенно большой интерес для характеристики условий строительства ж.-д. магистрали, так как земляное полотно строится на этих суглинках, прорезая их на водоразделах выемками. Эти же суглинки являются единственным и главным материалом для насыпей.

В силу этого суглинки были подвергнуты некоторым лабораторным исследованиям.

Содержание карбонатов в суглинках более южных районов не велико. Анализы вытяжки 2% HCl для двух образцов приведены в табл. 1 (в %).

ТАБЛИЦА 1[1]

Состав 2% солянокислой вытяжки суглинков в %

Компоненты	Вытяжка из суглинка	
	выщелоченного	карбонатного
Минеральный остаток .	88.98	86.86
Полуторные окислы . .	3.99	4.97
CaO	0.38	0.86
MgO	0.54	0.69
CO_2 (связанная)	нет	0.64

Для изучения физико-технических свойств лёссовидных суглинков были произведены исследования двух образцов: одного — из северной части района близ ст. Мордвес, бескарбонатного, и другого — из южной части района близ ст. Грицово, карбонатного. Исследования производились в лабораториях ГИН и МГРИ. Кроме того, были использованы данные исследований тех же пород из других мест, расположенных вдоль железной дороги Москва — Донбасс, а именно: 1) из Сталиногорска (Бобрики, карьер для материала плотины), 2) оттуда же, с площадки строительства химкомбината 2-й очереди (лаборатория МГРИ), 3) оттуда же (лаборатория Московского геолого-разведочного треста).

Результаты определения физико-технических показателей пород сводятся к следующему.

Удельный вес, по многочисленным определениям, в разных лабораториях может быть принят в среднем 2.70.

Объемный вес сухого образца колеблется в широких пределах (от 1.26 до 1.81) в зависимости от пористости.

Пористость суглинков, по 12 определениям, колеблется от 24 до 42%, в среднем — 36%, и только в суглинках строительства 2-й очереди Сталиногорска достигала 49—54.9%, что обозначает осадочный характер суглинков этого места.

По механическому составу суглинки состоят преимущественно из тонкопылеватых частиц размером от 0.05 до 0.005 мм, которых содержится в породе в среднем 77%. Более дробное подразделение этой фракции на частицы пыли (от 0.05 до 0.01 мм) и ила (от 0.01 до 0.005 мм) не дает преобладания тех или других (в половине анализов преобладала

[1] Образцы суглинков взяты: выщелоченного — со ст. Мордвес, карбонатного — со ст. Грицово. Примечание это относится ко всем таблицам настоящей статьи.

одна фракция, в половине — другая). Песка, т. е. частиц более 0.05 мм диаметром, а тем более выше 0.25 мм, почти не содержится, лишь в единичных образцах — до 15%. Коллоидных частиц (менее 0.001 мм) содержится от 2.4 до 18.5%; максимальное содержание их при прибавлении аммиака достигало 23.5%. Предварительная обработка HCl также по-

ТАБЛИЦА 2

Характеристика суглинка	Диаметр фракций в мм						Удельный вес	Примечание
	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001		
Выщелоченный . . .	0.98	5.13	40.46	43.75	3.41	6.27	—	Лабор. ГИН без предварительной обработки
	0.05	6.17	46.68	38.06	2.47	6.67	2.72	Лабор. ГИН с обработкой 0.2% HCl
	—	0.09	37.59	40.32	3.50	18.50	—	Лабор. МГРИ с обработкой NH_4OH
Карбонатный . . .	4.12	11.12	27.27	45.34	4.80	7.35	—	Лабор. ГИН без предварительной обработки
	4.05	12.74	33.05	29.13	6.16	14.87	2.70	Лабор. ГИН с обработкой 0.2% HCl
	0.46	5.28	22.97	40.79	7.00	23.50	—	Лабор. МГРИ с обработкой NH_4OH

вышает содержание этой фракции, так как в нее переходит углекислый кальций. Эта фракция не характерна для сравнения, так как вычисляется по разности, и поэтому эта величина охватывает все растворимые соединения; на ней отражаются также погрешности анализа.

Результат механического анализа двух исследованных образцов, сделанного по Сабанину-Робинзону, с различной подготовкой и в двух разных лабораториях, приведен в табл. 2.

Проницаемость суглинков различна и сильно варьирует даже в одном разрезе по вертикали в зависимости от механического состава и по-

ТАБЛИЦА 3

Водопроницаемость суглинков с Бобриковского строительства

№ шурфа	Глубина взятия образцов в м	Характеристика суглинка	Коэффициент фильтрации (м/сутки)		
			по горизонтали	по вертикали	отношение вертикального коэффициента к горизонтальному
1	1.80—2.00	Лёссовидный суглинок . . .	0.31	11.67	38
	2.60—2.80	То же водоносный	0.38	1.72	4.5
	3.82	» »	0.26	0.17	0.6
2	1.80—2.00	Лёссовидный суглинок . . .	0.017	0.12	7
	2.65—2.80	То же водоносный	0.011	0.11	10
	3.65—3.80	» »	0.037	0.14	3.8

ристости. Кроме того, для крупнопористых суглинков замечается неодинаковая водопроницаемость их в вертикальном и горизонтальном направлениях. Так, опыт по фильтрации, проведенный над монолитными образцами суглинков с Бобриковского строительства (г. Сталиногорск), показал следующее (табл. 3).

Коэффициент фильтрации суглинков для плотины в Бобриках, по двум определениям, составил 0.04 м/сутки.

По нашим определениям, коэффициент фильтрации оказался: для карбонатного суглинка (ст. Грицово) 0.01 м/сутки, для выщелоченного суглинка (ст. Мордвес) 0.002 м/сутки. При этом не подтвердилось превышение вертикального коэффициента фильтрации над горизонтальным (0.0013 и 0.0030 м/сутки) для выщелоченного суглинка.

Для характеристики устойчивости откосов надо иметь представление о водных свойствах суглинков.

Естественная влажность не является величиной постоянной, но все же дает некоторое представление о степени увлажнения грунта. Для нескольких образцов из разных мест влажность суглинков в естественном их залегании характеризовалась следующими величинами:

Бобриковское строительство (Сталиногорск — 6 определений)	от 20.58 до 23.52%
Сталиногорск, карьер для плотины	» 12.8 » 13
» площадка химкомбината	» 20.20 » 22.12

Для нарушенного состояния насыпи железной дороги Москва — Донбасс имеем:

В насыпи 15 км по двум скважинам из 17 точек по 22—28%.

Показатели Аттерберга для суглинков из разных мест района таковы: нижний предел пластичности — от 15.5 до 21.58%; в среднем может быть принят в 19%.

Естественная влажность во всех случаях близка к нижнему пределу пластичности, иногда превышая его, иногда не достигая этого предела.

Величина (число) пластичности сильно вариирует в связи с колебанием верхнего предела пластичности при определениях в разных лабораториях и разными методами. Расхождения достигают большой величины: от 4 до 28%.

Размокаемость определялась для карбонатного (I) и некарбонатного (II) суглинка.. Результаты получились следующие:

	I	II
Образцы с ненарушенной структурой	5 мин.	2 мин.
С нарушенной структурой, уплотненные и высушенные при 105°	49 »	106 »

К сожалению, не были испытаны образцы того же суглинка при разных степенях уплотнения.

Для общей характеристики внутреннего трения и сцепления были подвергнуты испытанию на срез оба типа суглинков, выщелоченный и карбонатный, в двух вариациях, с ненарушенной и нарушенной структурой.

Срез производился в приборе Пузыревского обычным методом при вертикальных нагрузках в 0.1 и 2 кг/см². Попутно при каждом срезе определялись влажность образца, его пористость и удельный вес. Определение среза при каждой новой нагрузке повторялось от 3 до 6 раз.

Величины коэффициентов трения (f) приведены в табл. 4.

Сцепление определялось из опытов на срез по обычной формуле $P=Nf+C$ и получилось в кг/см² (табл. 5).

Сцепление для суглинков как с ненарушенной, так и с нарушенной структурой независимо от присутствия карбонатов в среднем можно принять равным 0.20 кг/см².

ТАБЛИЦА 4

Характеристика суглинков по внутреннему трению

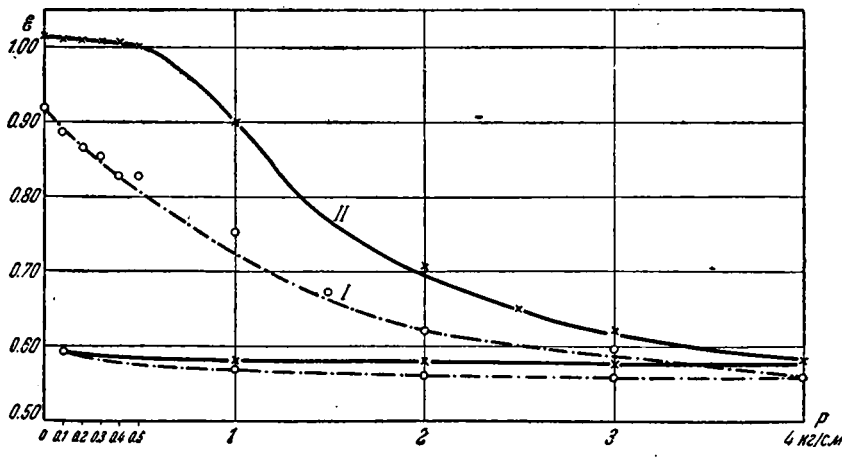
Характеристика суглинка	Образцы с ненарушенной структурой		Образцы с нарушенной структурой	
	коэффициент трения	угол среза	коэффициент трения	угол среза
Выщелоченный . . .	0.40	21°49′	0.20	11°19′
Карбонатный . . .	0.525	27°42′	0.275	15°23′

ТАБЛИЦА 5

Величина сил сцепления в суглинках в кг/см²

Характеристика суглинка	Образцы с ненарушенной структурой		Образцы с нарушенной структурой	
	сцепление	влажность	сцепление	влажность
Выщелоченный . . .	0.212	24.49	0.196	31.43
Карбонатный. . . .	0.199	24.08	0.225	30.37

Суглинки были подвергнуты также компрессионному испытанию. Образцы брались с естественной структурой и для опыта увлажнялись насыщением водой снизу (по капиллярам), после чего бралась проба



Фиг. 4. Кривая зависимости сжатия и разбухания от нагрузки и разгрузки. Лёссовидный карбонатный суглинок, ст. Грицово.

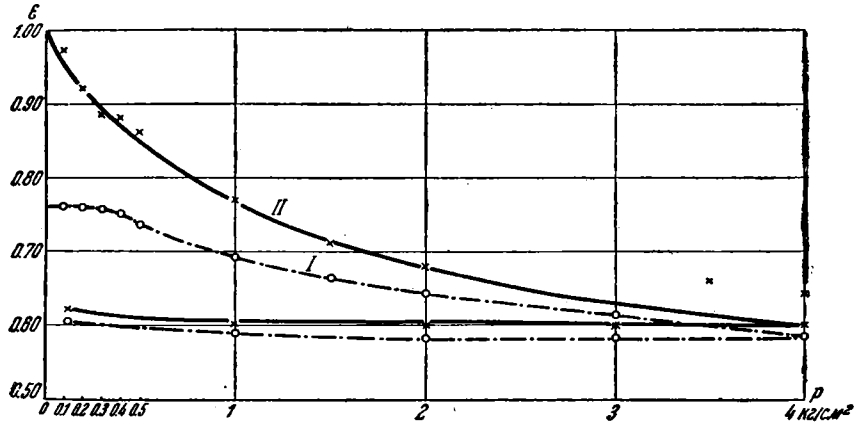
I — с ненарушенной структурой, *II* — с нарушенной структурой.

в кольцо прибора. Кроме того, производились параллельные определения с образцами, лишенными естественной структуры и превращенными в искусственную грунтовую массу. Из рассмотрения кривых сжатия (фиг. 4 и 5) видно:

1. Выщелоченные суглинки имеют большее начальное уплотнение, чем карбонатные.

2. По мере уплотнения значения пористости выщелоченных и карбонатных суглинков сближаются и при нагрузке 4 кг/см² эти суглинки достигают почти одинакового уплотнения.

3. Кривые сжатия образцов с естественной структурой и с нарушенной показывают, что диапазон сжатия нарушенного грунта больше, чем ненарушенного (вопреки опытам Казагранде над глинами из долины р. Св. Лаврентия). Это свидетельствует о том, что суглинки находятся в естественных условиях уже в уплотненном состоянии. Повидимому, они не относятся к тем разностям, которые обладают большой просадочностью, как это имело место в районе строительства химкомбината в Сталиногорске.



Фиг. 5. Кривая зависимости сжатия и разбухания от нагрузки и разгрузки. Лёссовидный некарбонатный суглинок, ст. Мордвес.

I — с ненарушенной структурой, *II* — с нарушенной структурой.

4. Опыт с постепенной разгрузкой пород в приборе показал, что сжатие суглинков под нагрузкой происходит почти целиком за счет неупругой деформации.

5. Коэффициенты уплотнения суглинков получены следующие (табл. 6):

ТАБЛИЦА 6

Коэффициенты уплотнения суглинков

Интервал нагрузок в кг/см²	Образцы с ненарушенной структурой		Образцы с нарушенной структурой	
	I	II	I	II
0—1	0.070	0.200	0.245	—
1—2	0.050	0.100	0.080	0.210
2—3	0.030	0.035	0.050	0.075
3—4	0.030	0.030	0.030	0.035

I — Выщелоченный суглинок со ст. Мордвес
II — Карбонатный суглинок со ст. Грицово

Бо́льшие коэффициенты уплотнения карбонатного суглинка указывают на его способность давать осадку в насыпи бо́льшую, чем у выщелоченных суглинков.

В дальнейшем будет видно, насколько искусственное уплотнение суглинков может повысить плотность их сложения.

Кроме указанных лабораторных исследований, для общей характеристики суглинков была сделана попытка исследования процесса разруше-

ния породы при ее увлажнении и нагревании (Е. В. Попова). Для этого образцы двух суглинков весом около 1 кг, которым была придана форма бруска, помещалась в сосуд, на дне которого находилась фильтровальная бумага, смачиваемая водой. Таким образом, образец насыщался капиллярной водой снизу, а верхняя поверхность его нагревалась электрической лампой до температуры 55—65°. Опыт продолжался 20 дней, затем подача воды прекращалась, и образец высушивался нагреванием до сухого состояния, а затем снова насыщался водой и снова подвергался нагреванию, что повторялось еще два раза. В результате этого эксперимента оба образца суглинка покрылись многочисленными тонкими трещинками, но в карбонатном суглинке, кроме вертикальных трещин, появились также значительные горизонтальные, так что с поверхности он оказался разрушенным на отдельные более крупные и мелкие кусочки, в то время как выщелоченный суглинок покрылся лишь системой тонких трещинок, сохраняя свою монолитность.

По главным особенностям рельефа и геологии можно выделить на ж.-д. линии следующие три типа местности: 1) водоразделы с возведением полотна на естественном грунте с выемками различной глубины, 2) речные и балочные долины с возведением насыпей на аллювии долин и искусственных сооружений для пропуска воды (мосты, трубы), 3) склоны с возведением полотна при небольших выемках или насыпях.

В зависимости от этих типов местности деформации железнодорожного пути проявляются: 1) в нарушении устойчивости откосов выемок; 2) в образовании пучин, 3) в разрушениях насыпей, вызываемых недостаточной прочностью основания, 4) в подобных же разрушениях, вызываемых недостаточной прочностью самой насыпи, 5) в разрушениях полотна на неустойчивых склонах.

Все виды перечисленных деформаций имеют место на обследованном участке ж.-д. магистрали.

В ы е м к и. Большинство выемок на описываемом участке, кроме Бобровской и Чернышевской, вскрывает лёссовидные суглинки. Откосам выемок придан уклон 1 : 1.5 и только в особо оплывающих склонах 1 : 1.75.

Устойчивость откосов лёссовидных суглинков зависит всецело от их увлажнения. При этом деформации откосов вызываются или пересечением водоносных горизонтов, приуроченных к основанию суглинков, или длительным увлажнением поверхностными водами — дождями, таянием снега. В зависимости от этого и деформации откосов выемок проявляются или в явлениях оползневого характера, когда поверхность смещения образуется внутри тела откоса, или в явлениях сплывов поверхностного слоя или одерновки откоса, когда, следовательно, поверхность смещения обусловлена глубиной промачивания породы сверху.

Что касается поверхностных сплывов откоса, то они связаны с состоянием откосов и защитой их от пропитывания водой. Хорошая одерновка, сплошная или в клетку, с засевом трав в промежутках, повидимому, в достаточной степени предохраняет откосы выемки. Сплывы откосов наблюдаются, например, в северной части Бобровской выемки, от начала ее до 59.8 км.

Что касается более глубоких смещений откосов оползневого типа, то они несомненно связаны с наличием грунтовых вод, и потому борьба с ними более затруднительна, а иногда сопряжена с большими и длительными работами по осушению выемок. К таким выемкам относится часть Бобровской выемки от 59.8 до 60 км, где водоносные песчанистые глины красновато-бурого цвета с признаками оглеения выходят в нижней половине выемки и подстилаются водоупорными келловейскими глинами ниже дна выемки. В первые годы постройки выемки откосы очень страдали от сползаний, а путь — от пучин. Борьба с этими явлениями велась со вре-

мени постройки выемки, т. е. с 1926 г. В 1934 г. выемка была еще достаточно влажная. В настоящее время она постепенно осушается, чему способствуют дренажные сооружения.

Высота откосов выемок колеблется от 0 до 8 м.

Н. В. Коломенским подсчитаны допускаемые высоты откосов с заложением 1 : 1.5 для карбонатных и бескарбонатных суглинков, причем получились данные, приведенные в табл. 7.

ТАБЛИЦА 7

Допустимые высоты откосов в м

Способ подсчета	Карбонатный суглинок с $f=0.525$ и $C=0.20$ кг/см²	Выщелоченный суглинок с $f=0.40$ и $C=0.20$ кг/см²
По Резалю . . .	18.3	4.8
» Фелленiусу [1]	5.4	2.1
» Бернацкому .	36.7	9.5

Как видно из табл. 7, результаты получаются противоречивые вследствие применения различных формул. Можно лишь сказать одно: карбонатный суглинок является более устойчивым в откосах, обладая большим коэффициентом трения. Объясняется это, повидимому, некоторым различием механического состава, степенью однородности его, а также, надо полагать, присутствием карбонатов, повышающих аггрегатность породы.

Оползание откосов Бобровской выемки, однако, происходит не только от понижения коэффициента трения, а, главным образом, в силу насыщенности породы водой и, надо полагать, тех гидродинамических напряжений, которые создаются в породе при фильтрации в ней грунтовых вод к поверхности откоса. Поэтому расчет устойчивости откоса, в том числе и приведенные расчеты, не имеет по существу значения, поскольку он не учитывает этих добавочных напряжений в грунте.

Таким образом, наиболее рациональным методом увеличения устойчивости откосов выемок в водонасыщенных лёссовидных грунтах является их осушение. На ж.-д. линии Москва — Донбасс осушение применяется с помощью глубоких лотков-кюветов у подножия откосов.

В менее благоприятных условиях находится остальная часть той же выемки, где граница водоупорных глин келловея поднимается в откосах выше полотна железной дороги.

Н а с ы п и. Наиболее больным вопросом строительства ж.-д. магистрали Москва — Донбасс является вопрос об устойчивости насыпей. Деформации насыпей на участке Ожерелье — Узловая — явление довольно обычное. Оно происходит или от слабости основания насыпи или от дефектов самого тела насыпи.

Выше уже отмечалось, что широкие долины, по которым протекают современные речки, сложены мощной толщей мелкозернистых аллювиальных отложений, насыщенных водой и сверху переходящих в болотные и торфяные образования. Особенно опасны торфяно-болотные образования под высокими насыпями. Сопротивление этих пород нагрузке никто не испытывал. Насыпи сыпались на грунт без предварительного снятия слоя болотных образований. Естественно, что они давали значительную осадку и могли выжиматься из-под насыпи. При этом надо отметить, что при трассировке линии не считались с геоморфологическими

[1] При подсчете по способу Фелленiуса принималось, что поверхность скольжения проходит через точку подошвы откоса.

особенностями долины. Например, насыпь 62 км на подходах к р. Бобровке пересекает заболоченную пойму. При сооружении насыпи первого пути еще в 1916 г. небольшой приток Бобровки, рч. Хавка была искусственно введена в Бобровку выше ее устья, русло же ее было засыпано. Засыпанный проток имел дно, сложенное илистыми, отчасти разжиженными отложениями, мощностью 3—5 м, а в самом пересыпанном староречье — до 8 м. Уже первая насыпь имела сплывы своих откосов и была снабжена системой каменных дренажей. Насыпь второго пути начали сооружать в 1931 г. из грунта, взятого в поймах со склона долины, в состав которого вошел и илистый грунт. Когда насыпь отсыпали до проектной отметки (на 3 м выше старого пути), то она начала ползти влево (по направлению от Москвы) с одновременной осадкой всей насыпи.

В мае 1934 г. снова произошел сплыв откоса насыпи первого пути, который надвинулся на берму. При обследовании выяснилось, что в месте пересечения староречья насыпь второго пути при сплыве откосов осела примерно на 3 м, сдвинувшись в сторону на 1.5 м.

Экспертной комиссией НКПС в 1934 г. были установлены причины деформации насыпи, среди которых одними из главных являлись слабое основание насыпи в месте пересечения староречья и завал новой насыпью старых дренажей, существовавших в насыпи первого пути. Кроме того, отмечалась неоднородность грунта в теле насыпи, наличие водяных мешков, балластных корыт и других дефектов.

Однако значительно более частой причиной деформации насыпи является несовершенство самой насыпи.

Материалом насыпи, как уже говорилось выше, являются лёссовидные суглинки, бескарбонатные в северной части обследованного участка и карбонатные — в южной. Откосам насыпей придают обыкновенно уклон 1 : 1.5. Способ устройства насыпи в большинстве случаев страдает многими дефектами, а именно: в тело насыпи попадает не всегда однородный грунт, на ряду с лёссовидными суглинками попадает растительный слой, а иногда даже отвалы коренных (например, каменноугольных) глин. Кроме того отсыпаются насыпи сплошь и рядом вагонной возкой; грунт сваливается под откос и не утрамбовывается послойно, как это следовало бы делать. Иногда насыпь производилась даже из мерзлого грунта, который не оттаивал внутри насыпи в течение целого лета.

Неплотное сложение насыпи, наличие между комками отсыпанной породы пустот, проникновение в эти пустоты воды — все это приводило тело насыпи к малоустойчивому состоянию, вследствие чего срывы и оползни откосов имели довольно большое распространение.

Для ориентировочной характеристики предельных высот насыпи Н. В. Коломенским были произведены соответствующие подсчеты, аналогичные приведенным выше для выемок. Полученные результаты приведены в табл. 8, 9 и 10 (в м).

ТАБЛИЦА 8

Допустимые высоты насыпей в м

Способ подсчета	Заложение 1 : 1.5		Заложение 1 : 1	
	Карбонатный суглинок с $f=0.275$ и $C=0.20$ кг/см²	Выщелоченный суглинок с $f=0.20$ и $C=0.20$ кг/см²	Карбонатный суглинок с $f=0.275$ и $C=0.20$ кг/см²	Выщелоченный суглинок с $f=0.20$ и $C=0.20$ кг/см²
По Резалю . . .	2.098	1.434	1.034	0.82
» Феллениусу .	1.085	0.745	0.775	0.608
» Бернацкому .	4.196	2.868	2.068	1.64

Как и для выемок, здесь можно отметить противоречивость полученных результатов и бóльшую устойчивость карбонатных суглинков. Полученные цифры предельных высот насыпей, приведенные в табл. 8, вызывают сомнение, так как на магистрали существуют устойчивые участки насыпей, имеющие бóльшую высоту, чем приведенные в табл. 8. Некоторые соображения о причинах этого несоответствия данных табл. 8 с действительными условиями приведены в конце настоящей статьи. Кроме способов Резаля, Феллениуса и Бернацкого были произведены подсчеты устойчивости насыпей и по способу проф. Терцаги. Результаты подсчета сведены в табл. 9.

ТАБЛИЦА 9

Подсчет устойчивости насыпей по способу Терцаги

№ п/п.	Радиус циклоиды R м	Высота откоса H м	Коэффициент сцепления C г/см²	
			при $f=0.2$ (C_1)	при $f=0.275$ (C_2)
	Угол откоса 33°42′ (заложение 1 : 1.5)			
1	9.0	4	0.048	0.036
2	8.40	4	0.066	0.051
3	7.60	4	0.081	0.059
4	7.15	4	0.076	0.049
5	7.10	4	0.064	0.033
6	6.75	4	0.075	0.044
7	15.30	8	0.162	0.116
8	14.50	8	0.154	0.098
9	14.0	8	0.153	0.090
10	13.80	8	0.148	0.077
11	34.10	18	0.386	0.276
12	32.20	18	0.384	0.246
13	30.90	18	0.352	0.180
	Угол откоса 45° (заложение 1 : 1)			
1	13.00	4	0.021	0.018
2	11.90	4	0.031	0.021
3	9.70	4	0.057	0.047
4	8.10	4	0.082	0.067
5	8.10	4	0.082	0.067
6	7.30	4	0.090	0.075
7	6.60	4	0.110	0.083
8	6.40	4	0.108	0.081
9	6.20	4	0.108	0.081
10	6.00	4	0.092	0.059
11	5.70	4	0.088	0.050
12	16.70	8	0.178	0.154
13	14.20	8	0.200	0.157
14	27.60	18	0.468	0.330
15	27.00	18	0.444	0.295

Как видно из табл. 9, явно неустойчивыми или близкими к неустойчивому равновесию могут считаться только насыпи, превышающие 8 м. В остальных же случаях для насыпей в 4 и 8 м по способу Терцаги коэффициенты сцепления получаются много меньше, чем определенные в лаборатории (0.2 кг/см²).

И здесь суглинки карбонатные обладают большей устойчивостью, чем бескарбонатные.

Устойчивость тела насыпи зависит от сопротивления уложенного в нее грунта срезающим усилиям; это сопротивление, в свою очередь, обусловливается степенью уплотнения грунта и его влажностью. Поэтому для

характеристики суглинков как материала для насыпей было интересно, во-первых, получить представление о способности суглинков к уплотнению под действием динамической нагрузки и, во-вторых, определить сопротивление суглинков срезающим усилиям при различном уплотнении и влажности. С этой целью в лаборатории ГИН, по инициативе и под руководством В. А. Приклонского, были проведены небольшие лабораторные исследования образцов бескарбонатного суглинка со ст. Мордвес.

Механический состав (по методу Сабанина-Робинзона) и главнейшие физические константы исследованного суглинка приведены в табл. 10 и 11.

ТАБЛИЦА 10

Диаметр фракций в мм	Содержание фракций в % (фактические данные)	
1—0.25	0.06	1.19
0.25 —0.05	1.13	
0.05 —0.01	49.27	84.62
0.01 —0.005	35.35	
0.005—0.001	5.94	14.19
<0.001	8.25	

Действующий диаметр 0.003
Коэффициент однородности . . . 5

ТАБЛИЦА 11

Удельный вес	2.72
Максимальная гигроскопичность по Митчерлиху . .	6.53
Максимальная молекулярная влагоемкость по Лебедеву [1]	17.38
Верхний предел пластичности [2] по Аттербергу . . .	37.02
Нижний » » » . . .	17.16
Число пластичности » » . . .	19.86

Как видно из данных табл. 10 и 11, исследованный образец суглинка относится к сравнительно однородным по механическому составу пылеватым разностям со значительным для суглинков числом пластичности. Максимальная молекулярная влагоемкость близка к нижнему пределу и числу пластичности по Аттербергу, что хорошо согласуется с данными проф. А. Ф. Лебедева [4].

Способность суглинков уплотняться под действием динамической нагрузки была исследована в ГИН по методу, разработанному В. А. Приклонским и описанному в специальной статье в настоящем сборнике.

Результаты исследования даны на фиг. 6 и в табл. 12 и 13.

ТАБЛИЦА 12

Объемный вес сухого грунта при пределах пластичности по Аттербергу:

нижнем	1.854
верхнем	1.355

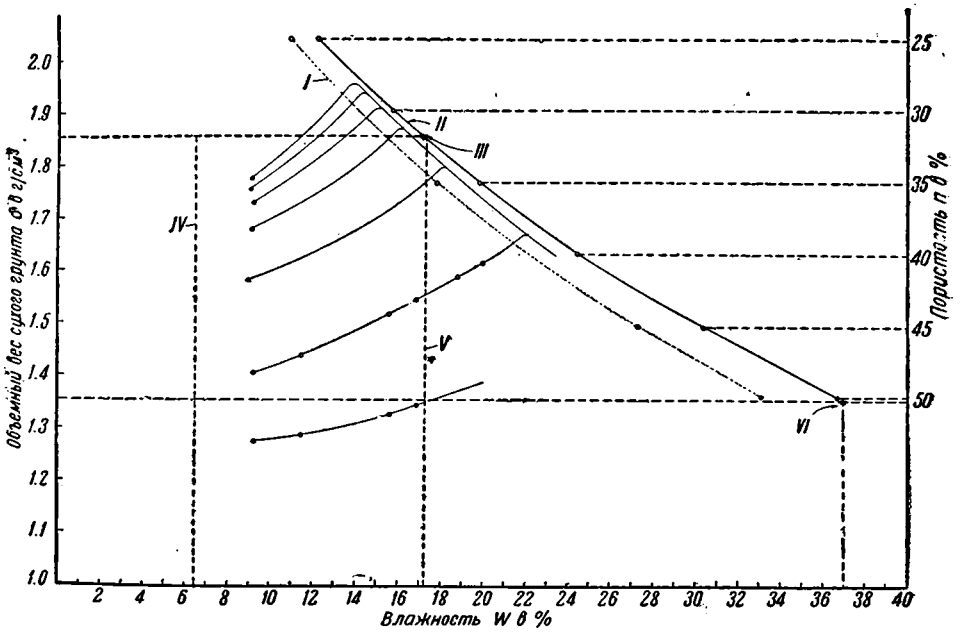
Максимальный объемный вес сухого грунта (при оптимальной влажности):

при работе в 10 кгм	1.668
» » » 20 »	1.796
» » » 40 »	1.870
» » » 60 »	1.910
» » » 80 »	1.938
» » » 100 »	1.956

[1] Определялось центрифугированием.
[2] Определялось ручным способом.

ТАБЛИЦА 13

Максимальная молекулярная влагоемкость по Лебедеву	17.38
Пределы пластичности по Аттербергу:	
нижний	17.16
верхний	37.02
Оптимальная влажность в %	
при работе в 10 кгм	22.0
» » » 20 »	18.1
» » » 40 »	16.1
» » » 60 »	15.1
» » » 80 »	14.4
» » » 100 »	14.0



Фиг. 6. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности для различных пород.

I — кривая объемного веса сухого грунта при коэффициенте влажности $K_{to} = 0.9$; *II* — кривая объемного веса сухого грунта при коэффициенте влажности $K_{to} = 1$ (уд. вес $\gamma = 2.72$); *III* — нижний предел пластичности по Аттербергу (влажность $W = 17.16\%$; объемный вес сухого грунта $\delta = 1.854$ г/см³); *IV* — максимальная гигроскопичность по Митчерлиху (6.53%); *V* — максимальная молекулярная влагоемкость по Лебедеву (17.38%); *VI* — верхний предел пластичности по Аттербергу (влажность $W = 37.02\%$; объемный вес сухого грунта $\delta = 1.355$ г/см³).

Из данных табл. 12 и 13 и кривых, изображенных на фиг. 6, можно сделать следующие выводы: 1) исследованный суглинок относится к сравнительно хорошо уплотняющимся породам; 2) эффективность уплотнения резко снижается при работах свыше 30—40 килограммометров; 3) практически наиболее целесообразной можно считать работу порядка 20—25 кгм; такого же порядка работа применяется в лабораторной практике в США, приблизительно отвечая эффекту уплотнения насыпи катком с шипами при числе проходок от 12 до 16 в зависимости от веса катка [5, 6]; 4) при работе в 20 кгм относительная влажность, дающая максимальный эффект уплотнения, оказалась равной 18.1%, немного превышая максимальную молекулярную влагоемкость по Лебедеву и нижний предел пластичности по Аттербергу; 5) максимальный объемный вес сухого грунта, отвечающий

работе в 20 кгм при оптимальной влажности в 18.1% равен 1.796 и лишь немного ниже объемного веса сухого грунта при нижнем пределе пластичности по Аттербергу (1.854), что обеспечивает вполне достаточную несущую способность и низкую водопроницаемость суглинков при этой степени уплотнения.

При изучении сопротивления суглинка срезающим усилиям было принято, что сопротивление грунта меняется в зависимости от его физического состояния, от весовой влажности, коэффициента влажности и от объемного веса сухого грунта (степени уплотнения). Было принято также, что суммарное сопротивление грунта срезающим усилиям слагается из сцепления и внутреннего трения, причем в зависимости от физического состояния грунта может изменяться как сцепление, так и трение. Поэтому определение величины сцепления и трения производилось при строго определенных значениях влажности, коэффициента влажности и объемного веса сухого грунта, характеризующего степень уплотнения породы. Это было достигнуто тем, что, в отличие от общепринятой лабораторной методики, по предложению В. А. Приклонского, сопротивление грунта срезающим усилиям определялось при вертикальных нагрузках, меньших той, которой нагружался грунт для предварительного уплотнения до опыта на срез. Таким путем в процессе срезывания физическое состояние грунта не менялось, и получавшиеся величины сцепления и трения характеризовали сопротивление грунта срезающим усилиям при строго определенной влажности, коэффициенте влажности и объемном весе сухого грунта. Вертикальные нагрузки в процессе срезывания менялись в пределах от 0 до 3.2 кг/см^2 в зависимости от физического состояния грунта. Определения производились в физико-механической лаборатории ГИН Н. В. Коломенским на приборе типа Пузыревского. Кроме того, были использованы некоторые данные лаборатории грунтоведения Московского геолого-разведочного института.

Произведенные исследования не ставили перед собой задачи выяснения общих закономерностей, которым подчиняется изменение сцепления и трения связных грунтов в зависимости от их физического состояния, и преследовали гораздо более узкую цель — получение общей характеристики сопротивления срезу бескарбонатных суглинков в дополнение к комплексному их изучению вдоль ж.-д. магистрали Москва — Донбасс. Однако, несмотря на свой небольшой объем, эти исследования с несомненностью подтвердили связь так называемых физико-механических констант грунта (сцепления и трения) с его физическим состоянием и позволили сделать некоторые общие выводы.

Следует отметить, что наличие подобной связи еще в 1932 г. было указано проф. Н. Н. Ивановым, когда им были опубликованы некоторые данные по изменению трения и сцепления связных грунтов в зависимости от влажности [1].

Так, для одного из образцов девонской глины из района сооружения Свирской гидростанции коэффициент трения менялся от 1.2 при влажности 15% до 0.5 при влажности 19%, а восстанавливающееся сцепление для той же породы уменьшалось от 2.1 до 0.4 кг/см^2 при соответствующем увеличении влажности с 9 до 15%. Однако авторы оставили без рассмотрения влияние объемного веса сухого грунта и коэффициента влажности, которые также должны быть отнесены к числу тех факторов, которые определяют величину трения и сцепления в связных грунтах.

Приходится, к сожалению, констатировать, что дальнейшего развития указанные исследования не получили, и до сих пор при расчете устойчивости откосов трение и сцепление принимаются или постоянными по данным лабораторных определений, проводимых без учета физического состояния грунта, или выбираются по справочникам, где даются «средние»

значения трения и сцепления без учета специфических особенностей данной породы.

На практике это приводит к ошибочным выводам, в одних случаях давая излишние коэффициенты запаса, а в других — приводя к деформациям сооружений. Поэтому в 1937 г. Отделом инженерной геологии и гидрогеологии Геологического института Академии Наук намечено продолжить изучение трения и сцепления в связных грунтах, проведя специальные исследования по выяснению зависимости этих констант от физического состояния грунта. До их окончания к приведенным ниже данным следует относиться, как к дающим представление лишь о направлении изменения трения и сцепления в зависимости от физического состояния грунта.

В табл. 14 сведены полученные данные для бескарбонатного суглинка со ст. Мордвес.

ТАБЛИЦА 14

Сопротивление срезающим усилиям выщелоченного суглинка со ст. Мордвес

№ п/п.	Физическое состояние грунта			Интервал вертикальных нагрузок в кг/см²	Коэффициент трения	Угол трения	Полное сцепление в кг/см²	Условия производства опыта	Лаборатория
	влажность в %	коэффициент влажности	объемный вес сухого грунта						
1	11.9	0.48	1.585	0—1.09	1.724	59°55′	1.107	В воздухе	ГИН
2	16.3	0.72	1.682	0—3.23	0.505	26°50′	0.750	» »	»
3	18.3	0.97	1.795	0—0.61	0.331	18°20′	0.703	» »	»
4	22.2	1.00	1.696	0—2.00	0.121	6°53′	0.700	Под водой	МГРИ
5	31.43	1.00	1.466	0—2.00	0.070[1]	4°[1]	0.196	» »	»

Из данных табл. 14 следует:

1. Так называемые константы, характеризующие сопротивление грунта срезающим усилиям, резко меняются в зависимости от физического состояния грунта, возрастая с уменьшением влажности и коэффициента влажности.

2. В качестве величин, характеризующих сопротивление суглинка срезающим усилиям при указанных выше оптимальных условиях уплотнения (влажность 18.1%, объемный вес сухого грунта 1.796), могут быть приняты следующие: коэффициент трения 0.331, угол трения 18°20′, сцепление 0.700 кг/см². Последнюю величину следует рассматривать как максимальную для данного физического состояния грунта, поскольку срез производился в воздухе. Можно думать, что в случае производства опыта на срез под водой сцепление будет несколько меньше.

3. Принятые выше (в табл. 8) для оценки устойчивости насыпи величины трения и сцепления, полученные обычным лабораторным способом, следует считать заниженными для случая хорошо уплотненной насыпи. Это может служить одной из причин отмеченного выше несоответствия предельных высот насыпей, приведенных в табл. 8, с высотой фактически существующих достаточно устойчивых насыпей на магистрали Москва — Донбасс.

Проведенные исследования позволяют сделать уже теперь следующие общие выводы:

1. Принятые в лабораториях методы определения угла внутреннего трения и сцепления ошибочны и дают завышенные результаты для первого и заниженные для второго.

[1] Получено косвенным путем, непосредственных определений не производилось.

2. Определение трения и сцепления без учета физического состояния грунта создает неопределенность при практическом использовании этих величин и приводит к ошибочным выводам.

3. Однозначные числовые характеристики трения и сцепления грунтов недостаточны и должны быть заменены соответствующими кривыми зависимости этих величин от физического состояния грунта (влажности, коэффициента влажности и объемного веса сухого грунта).

4. При проектировании и строительстве насыпей следует рекомендовать производить достаточно полный цикл лабораторных определений физико-механических свойств пород, используемых для укладки в тело насыпи, и, в первую очередь, определение уплотняемости для выбора оптимальной влажности, трения и сцепления с учетом различного физического состояния грунта для правильной оценки устойчивости откосов. Можно утверждать, что израсходованные на подобные определения средства вполне окупятся, так как дадут возможность правильно назначать высоту насыпи и крутизну откосов.

5. Существующие способы расчета устойчивости откосов являются неудовлетворительными, поскольку принимаемые в основу их расчетные данные по величине трения и сцепления не соответствуют конкретным условиям (плотности и влажности) грунта и являются, по существу, нереальными и случайными.

6. Произведенные в ГИН исследования по искусственному уплотнению суглинков показывают, что при известных условиях можно получить грунт оптимальной консистенции, обладающий наиболее благоприятными показателями устойчивости при затрате определенной работы по его уплотнению.

7. Проводимые лабораторные испытания должны быть продолжены, так как есть основание считать, что получающиеся результаты могут быть использованы в практике строительства земляного полотна.

Статья закончена 15/III 1937.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов Н. Н., Пономарев Н. П. Строительные свойства грунтов, 1932.
2. Соколов М. И. Геологическая характеристика района пролегания ж.-д. трассы Москва — Донбасс. Упр. строительства ж. д. Мосдонстройпуть (рукопись), Воронеж, 1934.
3. Пономарев В. П. Деформации земляного полотна и борьба с ними на строительстве железнодорожной магистрали Москва — Донбасс. Тр. 1 Всесоюзного оползневого совещания, 1935.
4. Лебедев А. и Слуцкая С. Соотношение между максимальной молекулярной влагоемкостью по Лебедеву и коэффициентом пластичности по Аттербергу. Москва-волгострой, № 9/15, стр. 31—35, 1935.
5. Proctor R. R. Description of Field and Laboratory Methods. Eng. News Record, 7 September, 1935.
6. Campbell F. B. Modified Soil Control Proposed for Rolled-fill Dam Construction. Eng. News Record, 30 January, 1936.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

А. И. СИЛИН-БЕКЧУРИН

КРАТКИЕ ИТОГИ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД САНТОНА И КАМПАНА В РАЙОНЕ ДОНСКОЙ ПЛОТИНЫ

ВВЕДЕНИЕ

Проектируемая Донская плотина, являясь одним из основных звеньев в общей цепи гидротехнических сооружений канала Волга — Дон, в соответствии с утвержденным правительственной экспертизой вариантом должна быть расположена около г. Калач Сталинградского края, в районе Кумовского створа.

В районе указанного створа основанием правого плеча плотины в ее водосливной части являются породы сантона, прикрытые толщей аллювиальных отложений р. Дона. Правое плечо плотины примыкает к песчаной свите кампана; левое плечо — к террасовым отложениям р. Дона.

В 1935 г. для изучения пород сантона как основания под водослив плотины и пород кампана как фильтрующей среды, примыкающей к правому плечу плотины, Геологическим институтом Академии Наук были организованы под общим руководством проф. Ф. П. Саваренского инженерно-геологические исследования.

Краткие итоги произведенных работ излагаются в настоящей статье.

Инженерно-геологическая характеристика пород сантона как основания под водослив Донской плотины

В районе Кумовского створа породы сантона в естественных обнажениях нигде не вскрыты. Поэтому об их геологическом строении можно судить или по данным единственной глубокой (50 м) выработки на створе — шахты № 1731, или по данным геологических исследований, произведенных в предшествующие годы работниками Волго-Дона в смежных с Кумовским створом районах — там, где сантон вскрыт или естественными обнажениями или достаточным количеством разведочных выработок. Совершенно естественно, что данные всего лишь одной шахты на створе недостаточны для полной характеристики пород на протяжении всего створа; данные же предшествующих исследований дают общее представление о геологии всего района, но не детальную, инженерно-геологическую характеристику его отдельных створов, что было бы необходимо для наших целей.

Поэтому при разработке темы мы располагали неполноценным геологическим материалом, что вызвало некоторую схематичность дальнейшего изложения.

По материалам предшествующих работ (работы проф. Милановского, геологов Леонова, Сапожникова и др.) общее геологическое строение района представляется в следующем виде.

Подстилающими сантон породами являются мелоподобные мергеля турон-коньякского яруса, общей мощностью в 50 м, подстилаемые в свою очередь сеноманскими песками. Переход от сантона к коньякскому ярусу

постепенный; граница намечается корневидными выступами (ризолитами), вклинивающимися из сантона в толщу коньякских мергелей.

Покрывающими сантон породами являются пески и песчаники нижнего кампана общей мощностью в 47 м, перекрытые отложениями палеогена. Породы верхнего кампана, выраженные в смежных районах кремнистыми глинами и песчаниками, на Кумовском створе отсутствуют в связи с допалеогеновым их размывом, установленным в 1935 г. геологом Барановской.

Переход отложений сантона в отложения кампана постепенный. В виду отсутствия ясно видимых маркирующих горизонтов, граница между ярусами проводится условно по подошве первого прослоя песчаника в верхних горизонтах сантона.

Общая мощность пород сантона равна 70 м.

Вся толща сантона делится на нижний сантон, представленный в основной своей массе различными мергелями и глинами, и верхний сантон, представленный песчано-глинистыми породами, известными под термином «сантонские глины».

Указанное стратиграфическое деление пород представлено на геологическом разрезе правобережья р. Дона по Кумовскому створу [1] (фиг. 1).

Нам казалось, что только при послойном изучении петрографического и механического состава всего разреза пород, вскрытых шахтой, дополненного изучением физико-химических и физико-механических свойств наиболее типовых их разностей, можно получить достаточный материал для оценки инженерно-геологических свойств пород. Для этого из стенок шахты были взяты две серии образцов: 1) через каждые 0.5 м по вертикали небольшие образчики без сохранения естественной влажности для определения механического состава и петрографического исследования и 2) через каждые 5 м запарафинированные монолиты для физико-химического и физико-механического анализа.

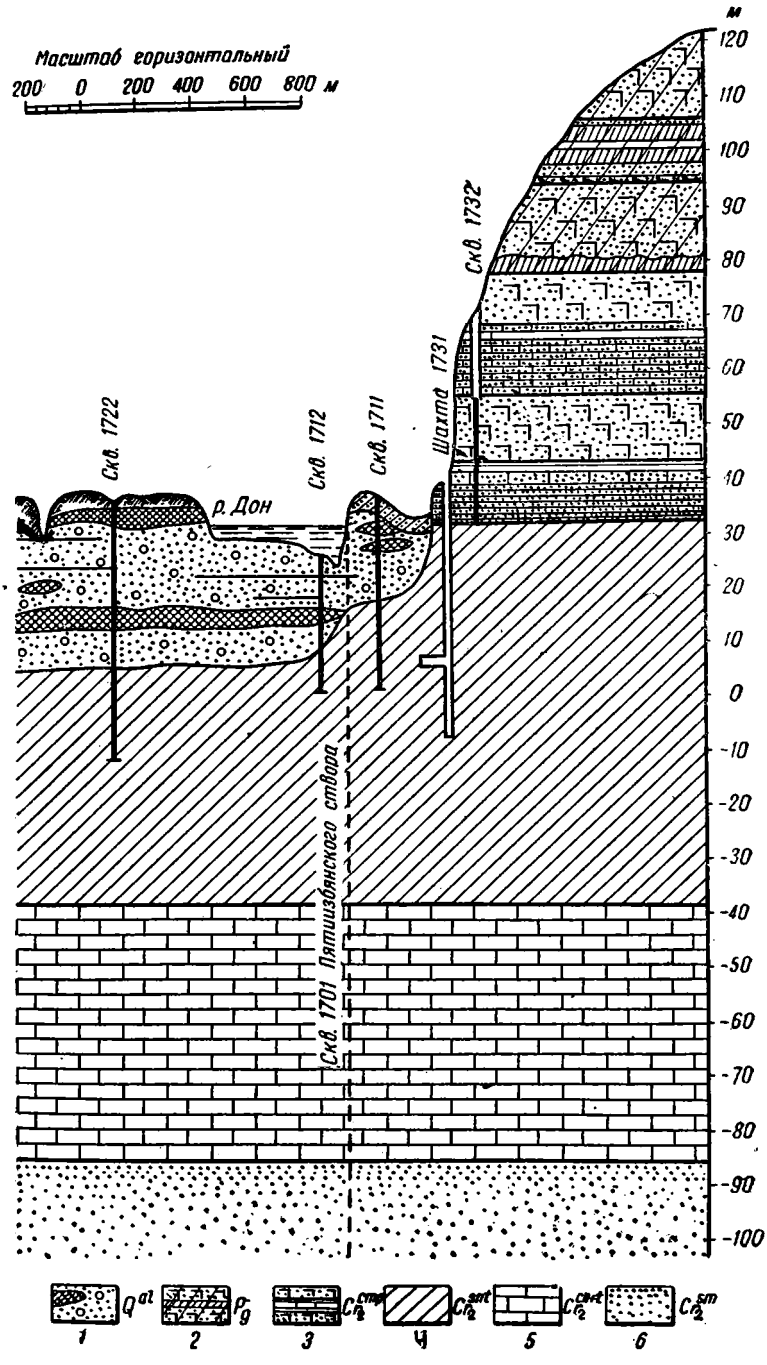
Дополнительно было предусмотрено изучение трещиноватости пород.

Макроскопическое обследование пород сантона в разрезах шахты показало, что они по своему составу не однородны. В основной песчано-глинистой массе в одних случаях встречаются песчаные прослойки и линзочки до 1—2 см мелкозернистого кварцево-глауконитового песка, в других — различные окремнелые разности; установить какую-либо закономерность в распределении песчаного материала путем макроскопического обследования не представлялось возможным.

Данные механического анализа подтвердили неоднородность механического состава пород по вертикали и дали возможность расчленить всю толщу сантона, вскрытую шахтой, на четыре горизонта (фиг. 2). Из них третий горизонт, залегающий на отметках от +17.60 до +13.60 м, т. е. на проектной глубине заложения основания, оказался наиболее пестрым по своему составу. Эта пестрота характеризуется следующими цифрами. Содержание в различных образцах породы глинистых частиц (0.01 мм) колеблется от 33.9 до 61.4%; содержание пылеватых частиц (от 0.01 до 0.05 мм) — от 16.6 до 25.5%; содержание песчаных частиц (>0.05 мм) — от 45.5 до 13.1%.

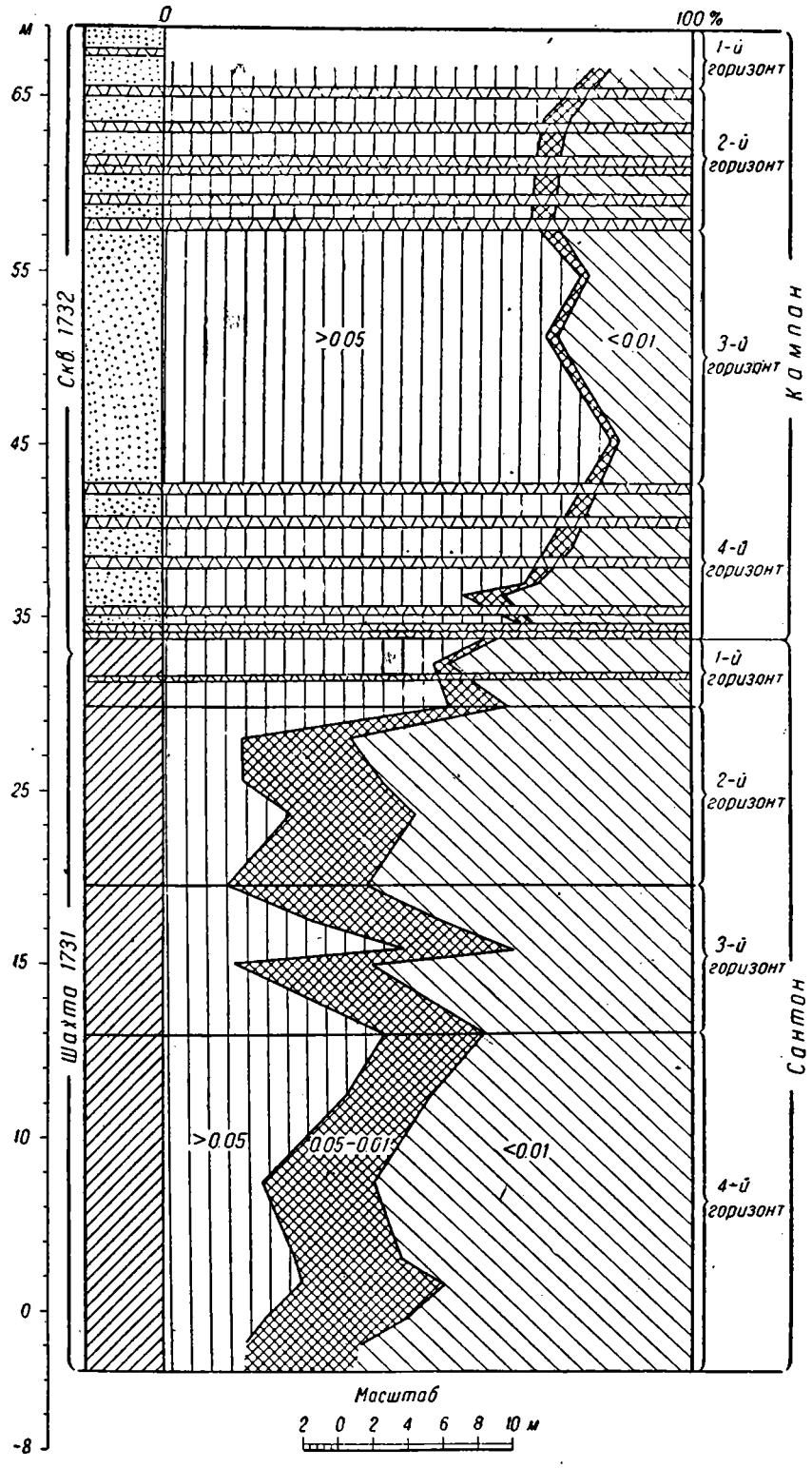
Изменения механического состава не сопровождаются, как это показали петрографические исследования Н. В. Фроловой, изменениями минералогического состава пород. Состав остается более или менее постоянным и характеризуется наличием в породе главным образом зерен кварца, глауконита и слюды, составляющих скелет породы, и тонкозернистой глинистой массы с некоторым количеством опала, составляющей цемент

[1] Разрез заимствован из материалов Волго-Дона.



Фиг. 1. Геологический разрез правого берега долины р. Дон по Кумовскому створу.

1 — песчано-глинистые отложения с гравием, *2* — пески и песчаники с глинистыми прослойками; *3* — пески и трещиноватые песчаники; *4* — «глина» сантонская; *5* — мергеля; *6* — пески.



Фиг. 2. Сводный литологический разрез кампана и сантона по данным механических анализов пород из шахты № 1731 и скв. 1732 Кумовского створа.

ее. Количественные же соотношения минералов различны, что и обусловливает пестроту механического состава породы.

На интересующих нас проектных отметках глубины заложения основания плотины физико-химическими исследованиями было выяснено, что породы сантона в химическом отношении весьма устойчивы; эта устойчивость обусловлена тем, что породы находятся в связанном, сцементированном состоянии, причем дисперсная фракция их коагулирована. Цементация породы обусловлена, главным образом, аморфной кремнекислотой, количество которой доходит до 10—16%, и отчасти растворимыми солями кальция.

Параллельное изучение физико-механических свойств пород показало, что только верхние выветрелые слои сантона обнаруживали в работе на компрессионные силы значительную податливость, характеризующуюся коэффициентом уплотнения от 0.007 до 0.010 кг/см² в пределах давлений от 10 кг/см² (фиг. 3); это позволяло бы отнести их к категории глинистых грунтов. Невыветрелые же слои, залегающие более глубоко, давали весьма небольшие величины коэффициента уплотнения (0.001—0.003 кг/см²). При испытании этих образцов на приборе Пузыревского они не обнаруживали явлений сдвига, как это было бы характерно для глинистых грунтов, а под воздействием срезывающего усилия давали срыв или, вернее, скалывание по поверхности, составляющей с направлением плоскости действия срезывающего усилия угол, близкий к 45°.

Приведенные выше данные показали с несомненной очевидностью, что существовавшее ранее представление о породах сантона как о глинах — неверно. Породы по всей совокупности своих свойств должны быть отнесены не к глинам, а к весьма неоднородным по своему механическому составу сцементированным, химически устойчивым полускальным породам, представляющим достаточно хорошее основание для водослива проектируемой плотины.

Следующим вопросом, который возник при изучении сантона как основания, явился вопрос о трещиноватости пород. Данными предшествующих исследований было обнаружено, что породы сантона вообще трещиноваты, но какова интенсивность этой трещиноватости, каковы причины, ее вызвавшие, и т. д. — все это оставалось неясным.

Для изучения трещиноватости мы считали необходимым не только зафиксировать трещины, вскрытые шахтой на Кумовском створе, но постараться выяснить характер трещиноватости пород во всей области запроектированных створов.

Тектонические условия этой области на 60 км по протяжению Дона были достаточно подробно изучены геологом Сапожниковым, и поэтому нам представлялось необходимым на основе его материалов осмотреть только наиболее характерные зоны, в пределах которых можно было предполагать различный характер трещиноватости пород.

Такими зонами, по Сапожникову, являлись: 1) Центральная зона, расположенная к северу от Кумовского и смежных с ним створов. В пределах этой зоны слои образуют грядообразную антиклиналь. В сводовой части залегание слоев горизонтальное, крылья же образованы флексурами: западное крыло — Мостовской флексурой, описанной еще ранее до работ Сапожникова проф. Милановским, восточное крыло — флексурой хутора Задонского. 2) Южная зона, в пределах которой расположен Кумовский и смежные с ним створы, характеризуется весьма пологими южными падениями пород от 0.0005 до 0.004.

Осмотр условий залегания пород в центральной зоне показал, что тектонический характер и трещиноватость пород по отдельным участкам зоны весьма различны. В сводовой части антиклинали слои залегают горизонтально и какой-либо ясно выраженной трещиноватости не обнаруживают.

Паспорт образца

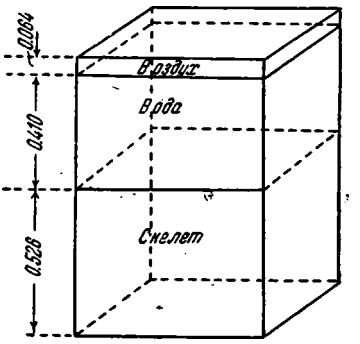
Объект	Волга—Дон
Грунт	Сантон (глина)
Место взятия грунтового образца	Шахта № 1731
	Кумовской створ
	Глубина 7.1 м
Дата взятия	20/VI 1935 г.
Полевой №	2
Лабораторный №	2
Дата начала испытания	2/VIII

Гранулометрический состав

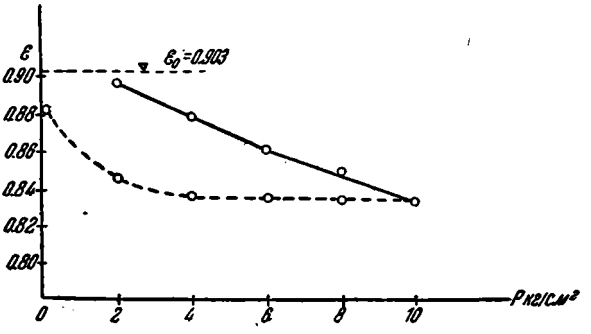
Фракции в мм	> 1.0	1.0—0.5	0.5—0.25	0.25—0.10	0.10—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	< 0.001
В %	—	0.22		53.29		6.39	37.31	0.81	1.98

Состояние грунта в начале испытания

Характеристика		Цифровой показатель
Весовая влажность в %		30.16
Объемный вес (влажного) образца		1.77
Удельный вес скелета		2.59
Константы Аттерберга	текучесть	39.44
	пластичность	25.14
	число пластичности	14.30
Заполнение пор водой в %		86.57



Зависимость коэффициента порозности от давления (в кольцах Терцаги)



(Продолжение см. стр. 41)

(Продолжение фиг. 3)

Значение коэффициента порозности $E=f(P)$

P кг/см²	Осадка					Разбухание				
	2	4	6	8	10	8	6	4	2	0.1
E	0.898	0.881	0.862	0.848	0.834	0.834	0.835	0.836	0.845	0.883

Значение коэффициента уплотнения $a=f(P; E)$

$P_{n+1} - P_n$	0—2	2—4	4—6	6—8	8—10
a	—	0.0085	0.0095	0.007	0.007

Фиг. 3. Физико-механическая характеристика грунта.

В наиболее северной из всех флексур — флексуре хутора Задонского— наблюдается в породах сантона ясно выраженное дробление, перемятость и хорошо прослеживаемая тектоническая трещиноватость, характеризующаяся выдержанностью простирания и углов падения. Мергеля турона также разбиты системами трещин, но проследить в них какую-либо закономерность не представлялось возможным, вследствие закрытости склона плащом обломков.

Амплитуда смещения пород, по данным Сапожникова, в указанной флексуре равна 56 м, но в более южной ее части около хутора Н. Герасимовского она уменьшается до 35—40 м, что дает право притти к заключению о затухании интенсивности тангенциальных напряжений при движении с севера на юг.

В более южной Мостовской флексуре какой-либо резко выраженной трещиноватости пород, зон дробления, перемятости слоев и т. п. не наблюдается. Это указывает также на то, что процессы затухания напряжений, отмеченные выше для флексуры хутора Задонского, продолжаются и далее по мере движения к югу.

В пределах южной зоны наблюдаются чрезвычайно пологие южные падения, и нигде не видно, за исключением откосов долины р. Дона, какой-либо ясно выраженной трещиноватости пород.

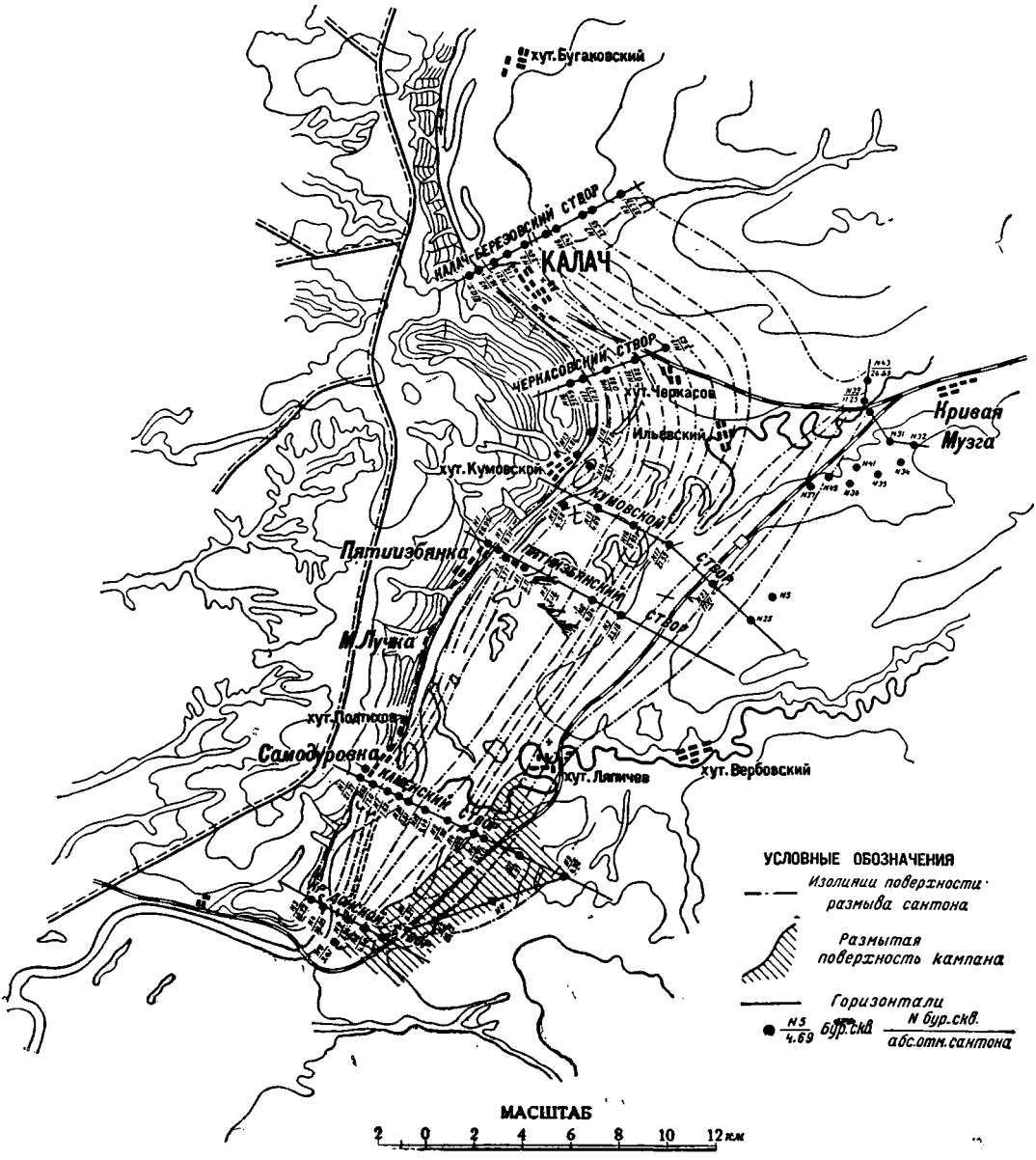
Таким образом, на основе изложенного можно было притти к основному выводу, что резкая трещиноватость пород, их раздробленность, наличие зон трения и т. п. наблюдаются только в северной части района. На остальных же участках и, в частности, в районе Кумовского створа наблюдается сравнительно спокойное залегание пород без резкой трещиноватости.

Изучение последней в выработках на склонах долины Дона представило возможность разделить трещины в породах сантона на две группы: 1) трещины выветривания, 2) трещины откоса древнего Дона.

Трещины выветривания представлены обычно сеткой трещин, в которой намечаются два направления: 1) параллельное современному откосу и 2) перпендикулярное к нему. Трещины, параллельные современному откосу (трещины десквамации), разделяют породу на тонкие плитки, наклоненные под различными углами к горизонту. Трещины, перпендикулярные к современному откосу, или вертикальны или близки к вертикали. Они обычно затухают при пересечении пород иной твердости. Общая глубина их распространения вглубь от 5 до 8 м от устья выработок.

Трещины откоса древнего Дона включают группу трещин, наклоненных к р. Дону под углом в 30—50°. По своему внешнему виду они напоминают гладкие плоскости скольжения со смоченными или запотелыми

поверхностями с тем только лишь отличием, что на них не наблюдается каких-либо борозд, штрихов и т. п. элементов, характеризующих процессы смещения земляных масс. Азимуты падения трещин различны. В шахте № 3 Калач-Березовского створа преобладающее направление падения трещин



Фиг. 4. Карта поверхности размыва пород сантона.

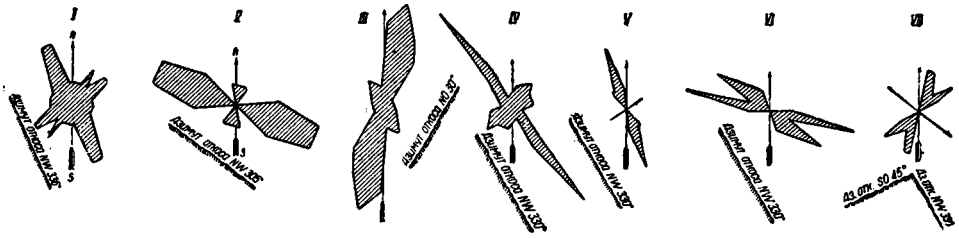
ориентировано на северо-восток; в шахте № 7 того же створа — на северо-запад, а в шахте № 1731 Кумовского створа — на юго-восток. Распространение этих трещин по вертикали ограничено определенной глубиной, которая в Кумовской шахте определяется в 22 м от ее устья. В остальных шахтах, пройденных на глубину 16—18 м, нижняя граница зоны трещиноватых пород не вскрыта. По горизонтам в глубину коренного

берега протяженность этих трещин также, повидимому, ограничена. По данным штрека шахты № 3 эта протяженность определяется в 22 м.

Распространение трещин на определенную глубину и на определенное расстояние в глубину коренного берега указывает на то, что трещины связаны с откосом коренного берега современной долины р. Дона, оставаясь всегда ему параллельными. Это ясно из составленных нами роз трещин, на которых около каждой из роз нанесено простирание откоса Дона в данном пункте.

Такой вывод возбуждает вопрос о том, не связано ли распространение трещин не только с современной долиной р. Дона, но также и с ее древней долиной и не обусловлено ли возникновение трещин причинами, находящимися в какой-либо зависимости от процессов формирования этой долины.

Для этого нами была составлена по данным Волго-Дона в масштабе 1 : 200 000 карта поверхности размыва пород сантона (фиг. 4), которая



Фиг. 5. Розы трещин, вскрытых выработками в районе Калач-Березовского и Кумовского створов.

В породах кампана: *I* — расчистка в нижнем бьефе плотины, *II* — расчистка в верхнем бьефе плотины. В породах сантона: *III* — шахта № 1731; *IV* — расчистка над шахтой № 3; *V* — шахта № 3; *VI* — штрек шахты № 3; *VII* — шахта № 7.

показала, что падение изолиний поверхности размыва сантона на древних склонах долины соответствует направлению падения трещин в шахтах. В самом деле, в районе Кумовского створа направление падений изолиний ориентировано на юго-восток; соответственно и трещины в шахте Кумовского створа падают также на юго-восток. В районе Калач-Березовского створа направление падений изолиний сантона ориентировано около шахты № 3 на северо-восток; соответственно ему и трещины в шахте № 3 падают на северо-восток и т. д. (фиг. 5). Таким образом, приуроченность отдельных трещин к древнему откосу р. Дона стала очевидной.

Для решения последующего вопроса о том, каково же происхождение описываемых трещин, мы не имели никакого фактического материала и могли поэтому высказать только лишь общие предположения.

В геологической истории породы сантона дважды подвергались деформирующим напряжениям: 1) в эпоху ларамийской фазы складчатости, в течение которой происходило в описываемом районе образование флексур, и 2) в эпоху выработки древней долины р. Дона.

В течение первой эпохи породы подвергались растягивающим усилиям, которые, повидимому, проявились наиболее резко только в западном крыле складки — в флексуре Задонского — и дали образования открытых зияющих трещин, направление которых перпендикулярно растягивающим усилиям. На восточном крыле складки — в флексуре Мостовской — они были менее интенсивными и не сопровождались разрывами пород. В еще более южных частях — от хутора Мостовского до Кумовского створа и далее к югу — интенсивность растягивающих усилий еще более уменьшилась. Эти усилия хотя не вызывали здесь никаких видимых разрывов, но создали, повидимому, напряженное состояние пород, таящее в себе запасы потенциальной энергии.

При последующей разгрузке коренного берега в эпоху выработки древней долины р. Дона эти потенциальные напряжения могли проявиться в местах ослабленных сечений. Под влиянием их породы могли скалываться в сторону свободного сечения, т. е. по направлению, перпендикулярному к р. Дону, и образовывать тем самым те системы наклонных трещин скола, которые были описаны выше.

Инженерно-геологическая характеристика кампана как фильтрующей среды, примыкающей к правому плечу плотины

В районе Кумовского створа породы нижнего кампана, к которым должно примыкать правое плечо плотины, залегают на абсолютных отметках от 33 до 80 м. Отметка подпора воды по проектным данным должна доходить до 62.5 м. Таким образом, значительная часть пород нижнего кампана после сооружения плотины будет находиться под водой.

Для выяснения вопроса о том, какова будет фильтрация в обход правого плеча через породы нижнего кампана, нам представлялось необходимым выяснить условия залегания пород, их литологию, водоносность и водопоглощаемость с тем, чтобы на основе этих данных произвести последующие расчеты.

Для выяснения условий залегания и литологии пород были заложены поперек створа на правом берегу долины р. Дона одна буровая скважина и две ступенчатые расчистки.

По этим выработкам представилось возможным составить геологический разрез, приведенный ниже, и разделить толщу кампана на три горизонта, из которых нижний и верхний представлены чередующейся пачкой песков и песчаников, а средний — песками.

Механический анализ образцов из выработок показал следующее:

1) Основную массу песка составляют частицы диаметром 0.05—0.25 мм. Количество их составляет в среднем 70—80%. В подчиненном положении находятся пылеватые и глинистые частицы. Количество пылеватых частиц (диаметром 0.05—0.005 мм) составляет в среднем 12—16%; количество глинистых частиц (диаметром меньше 0.005 мм) составляет 12—14%. Согласно приведенному подразделению общую массу песка можно отнести к легким суглинкам.

2) По мере углубления количество песчаных частиц постепенно уменьшается до 67%, количество же пылеватых и глинистых частиц соответственно возрастает.

Однако, в отдельных участках разреза такая закономерность нарушается, и в общей массе мелкозернистой породы встречаются прослои более грубозернистого песчаного материала.

Песчаники кампана, представленные сцементированными зернами кварца, глауконита и слюды, оказались однородными по своему составу; сложение же их и мощность различны. В нижних и верхних слоях разреза песчаники рыхлы, легко разрабатываются молотком и носят конкреционный характер; средние слои более плотны и более выдержаны по простиранию.

Приведенные факты показывают, что в общем весь разрез пород неоднороден по своему составу и в условиях последующей фильтрации воды должен обладать в отдельных участках различными величинами водопроницаемости.

Для изучения этой неоднородности в водопроницаемости пород кампана был поставлен комплекс опытных работ, включавший, с одной стороны, опытные работы на инфильтрацию по видоизмененному способу Болдырева, с другой стороны, опытные откачки и налив в буровую.

Данные опытных работ обнаружили, что как пески, так и песчаники действительно весьма неоднородны в фильтрационном отношении. Коэффициент водопроницаемости песков оказался равным от 0.8 до 3.0 м/сутки; коэффициент водопропускной способности песчаников — от 5.0 до 60.0 м/сутки. При этом какой-либо ясно выраженной закономерности в изменении фильтрационных свойств как по вертикали, так и по горизонтали разреза, обнаружить не удалось, что увязывалось с общим представлением о механическом составе всего фильтрационного массива.

Далее, для изучения водоносности пород была поставлена детальная гидрогеологическая съемка района створа с расчисткой родников, вытекающих у подножья коренного склона.

Проведенные работы обнаружили наличие в кампане двух водоносных горизонтов — нижнего и верхнего. Нижний водоносный горизонт залегает на границе между отложениями кампана и сантона. Водоупорным ложем его являются глинистые отложения сантона; водовмещающими породами служат или трещиноватые песчаники или прослои песка между ними. Верхний водоносный горизонт был вскрыт не везде. Он оказался приуроченным только к тем участкам разреза, в которых трещиноватые песчаники подстилаются темносерыми глинистыми песками.

Изучение химического состава воды из водоносных горизонтов показало, что все воды — щелочные и по своей классификации должны быть отнесены к первому классу Пальмера. Общая минерализация воды слагается из гидрокарбонатов натрия, кальция и магния; на втором месте стоят сернокислые и хлористые соли. Химический состав воды во всех пробах оказался несколько различным и в нем были обнаружены колебания в содержании щелочей и щелочных земель.

Для изучения этих колебаний были составлены графики, которые показали, что в водоносном горизонте происходят два процесса: 1) разбавление атмосферными осадками и 2) обменная адсорбция с поглощенным комплексом пород, в результате которой происходит обогащение воды натрием. Источником обогащения воды натрием являются, повидимому, зерна глауконита.

Наличие в кампане щелочных вод заставило поставить вопрос о том, не будут ли эти воды после сооружения плотины при их фильтрации через трещины действовать разрушающим образом на основание, сложенное из пород сантона. Такое разрушение вполне возможно, так как цементом породы в сантоне является аморфная кремнекислота, которая под действием щелочных вод может растворяться и уноситься из породы. Поднятый вопрос требует экспериментального изучения.

Учитывая весь комплекс приведенных выше данных о неоднородности механического состава, водопоглощении и водоносности фильтрующего массива, нами был произведен под руководством проф. Г. Н. Каменского и при ближайшем участии инж. Кравцова расчет депрессионной кривой, которая должна образоваться после сооружения плотины при движении воды в обход ее правого плеча. В основу расчетов были положены видоизмененные Г. Н. Каменским формулы Дюпюи для движения воды в неоднородной среде.

Расчет показал следующее:

1. Действительная скорость движения воды по песку будет равна 3.1 м/сутки, действительный градиент 0.66. В то же время критическая скорость фильтрации и критический градиент оказались соответственно равными 4.10 м/сутки и 0.912, т. е. весьма близкими к значениям действительной скорости и действительного градиента.

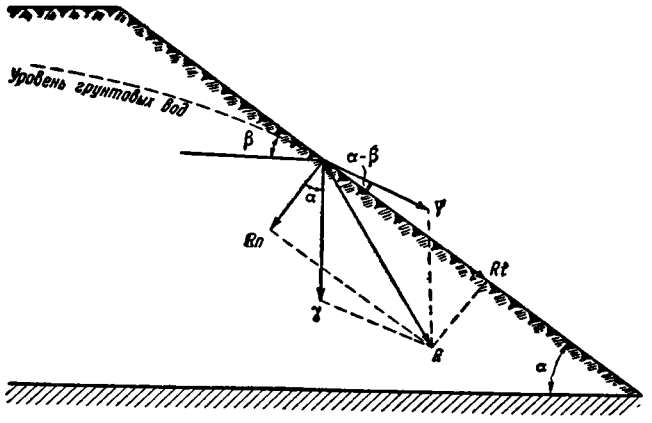
2. Если принять обычно применяемый в гидротехнической практике запас от 3 до 5, то в этом случае значения критической скорости и критического градиента с запасом будут значительно ниже фактической дей-

ствительной скорости и действительного градиента. Это должно обусловить явления механической суффозии песков.

3. Дальнейший расчет показал, что явления механической суффозии возникнут не только при движении воды по пескам, но и при движении ее по заполненным песками трещинам в песчаниках.

Последним вопросом, который стал перед нами, явился вопрос об устойчивости низового смоченного откоса фильтрующего массива. Для расчета его устойчивости была применена инж. Кравцовым формула, применявшаяся при работах проф. М. Е. Кнорре, института ВОДГЕО и др. В связи с тем, что метод проведения расчета нигде не опубликован, мы считаем возможным привести схему расчета.

Как известно, условия движения воды через откос обусловлены взаимодействием гидродинамического давления грунтового потока, силы тяжести, силы сцепления и ряда других физических факторов. При учете



Фиг. 6. График расчета коэффициента скольжения пород под влиянием движения воды в откосе.

этих сил коэффициент запаса на скольжение для единицы объема может быть вычислен следующим образом.

Разложим равнодействующую R от веса грунта в воде $\gamma=(\gamma_o-1).(1-n)$ и гидродинамической силы ΔI (где Δ — вес 1 объема воды и I—грандиент) на силу R_n нормальную к откосу и силу R_t — направленную по откосу (фиг. 6).

Для равновесия откоса необходимо, чтобы

$$R_t = R_n \operatorname{tg} \varphi,$$

где φ — коэффициент трения.

Из фиг. 6 видно, что:

$$R_n = -\Delta I \sin(\alpha - \beta) + \gamma \cos \alpha,$$
$$R_t = +\Delta I \cos(\alpha - \beta) + \gamma \sin \alpha.$$

Подставляя эти значения в общее уравнение равновесия и сделав преобразования, получим:

$$\Delta I [\cos(\alpha - \beta) + \sin(\alpha - \beta) \operatorname{tg} \varphi] = \gamma \cos \alpha (\operatorname{tg} \varphi - \operatorname{tg} \alpha),$$

откуда:

$$I = \operatorname{tg} \beta = \frac{\gamma \cos \alpha (\operatorname{tg} \varphi - \operatorname{tg} \alpha)}{\Delta [\cos(\alpha - \beta) + \operatorname{tg} \varphi \sin(\alpha - \beta)]}.$$

При $I < I_{\text{действ.}}$ произойдет обрушение, при $I = I_{\text{действ.}}$ будет равновесие, при $I > I_{\text{действ.}}$ будет устойчивое состояние.

При максимальном градиенте $\alpha=\beta$

$$\cos(\alpha-\beta)+\operatorname{tg}\varphi\sin(\alpha-\beta)=1;$$

$$\operatorname{tg}\beta=\operatorname{tg}\alpha=\frac{\gamma}{\Delta}\cos\alpha(\operatorname{tg}\varphi-\operatorname{tg}\alpha).$$

При $\Delta=1$ получим:

$$\operatorname{tg}\alpha+\gamma\sin\alpha=\gamma\cos\alpha\operatorname{tg}\varphi.$$

Для устойчивости необходимо, чтобы:

$$K_{ск}=\frac{\gamma\cdot\cos\alpha\cdot\operatorname{tg}\varphi}{\operatorname{tg}\alpha+\gamma\sin\alpha}\geqslant 1.$$

Гидродинамические силы $\operatorname{tg}\alpha$, представленные в приведенной формуле, рассчитывались на весь объем грунта, между тем как они передаются на грунт только лишь через воду, заполняющую поры грунта. Поэтому введем поправку путем умножения $\operatorname{tg}\alpha$ на коэффициент пористости $\frac{E}{1+E}$

$$E=\frac{A}{B},$$

где A — объем пор,

B — объем скелета в одном объеме грунта.

Тогда получим окончательную формулу:

$$K_{ск}=\frac{\gamma\cdot\cos\alpha\cdot\operatorname{tg}\varphi}{\frac{E}{1+E}\cdot\operatorname{tg}\alpha+\gamma\cdot\sin\alpha}.$$

Вставляя в приведенную формулу значения γ, α, β и φ из данных лабораторного исследования, получим, что $K_{ск}=0.59$.

По Феллениусу, для обеспечения устойчивости пород необходимо, чтобы $K_{ск}$ было не меньше 1.5. В нашем случае оно равно 0.59, т. е. низовой откос фильтрующего массива будет неустойчивым.

В целях устранения после сооружения плотины этой неустойчивости, так же как и в целях предотвращения указанных выше возможных явлений механической суффозии, необходимо принять соответствующие меры.

Статья закончена 8/IV 1936 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Н. В. ФРОЛОВА

ХИМИКО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК «САНТОНСКИХ ГЛИН» ВОДОРАЗДЕЛА ВОЛГА—ДОН

МАТЕРИАЛЫ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ОСНОВАНИЯ ДЛЯ ВОДОСЛИВА ДОНСКОЙ ПЛОТИНЫ

Породы верхнесантонского возраста Донского склона водораздела Волга — Дон в районе так называемого Кумовского створа должны были по проекту служить основанием для водослива Донской плотины Волго-Донского канала.

В связи с этим было предпринято их изучение с различных точек зрения, в том числе и с химико-петрографической, учитывая важность знаний всех свойств данной породы, являющейся основанием для крупного гидротехнического сооружения.

Среди работников Управления по проектированию и изысканию Волго-Донского комплекса (УПВИД) принято было называть эти породы «сантонскими глинами».

Под этим названием они и поступили в Геологический институт Академии Наук для подробного их изучения.

Первые же, самые поверхностные, исследования породы показали, что глинами их называть ни в коем случае нельзя.

Если под словом «глина» понимать землистую горную породу, дающую с водой пластичную массу, твердеющую при высыхании, а при обжиге приобретающую твердость камня [8, стр. 192], то к данным породам верхнего сантона никак нельзя применить этот термин, так как они не дают с водой пластичной массы.

Детальное изучение этих пород вполне подтверждает это предварительное заключение.

Следует отметить, что изучению подверглись лишь доставленные в ГИН образцы из шахты № 1731 Кумовского створа и из квершлага, проведенного из этой шахты. Для выяснения же общих условий залегания этих пород приходилось пользоваться литературными данными.

Все вспомогательные работы для точного изучения данных пород (химические определения, механические анализы, физико-механические испытания) производились в соответствующих лабораториях Геологического института.

Сравнительные испытания пород (размачивание в различных растворах, изучение влияния выветривания, растворение частей породы в щелочах, определение поглощенных оснований) и экспериментальная часть работы были произведены научным сотрудником Геологического института Е. В. Поповой.

Шахта № 1731, породы которой подверглись изучению, заложена на правом берегу р. Дона в толще пород верхнего сантона. [1]

Отложения сантона во всем районе, по исследованиям работников УПВИД, снизу вверх разбиваются на следующие 5 горизонтов:

[1] Геологическое описание сделано по отчету А. И. Силина-Бекчурина [10].

1) Губковый слой, 2) кардиссоидный мергель, 3) полосатая серия мергелей и плотных мергелистых глин, 4) кремнистая серия глин и кремнистых мергелей, в верхних частях которой мергели становятся все менее и менее богатыми карбонатами и обогащаются кремнекислотой, 5) радиоляритовая свита, породы которой были известны под названием «сантонских глин», слагающая около $^2/_3$ всей толщи сантона.

В пределах радиоляритовой свиты и были запроектированы гидротехнические сооружения Донской плотины.

Породы радиоляритовой свиты перекрываются песками и глинистыми песчаниками нижнего кампана, которые были пройдены шахтой № 1731 в самых верхних ее частях (первые 6.85 м).

Радиоляритовая свита вскрыта шахтой от глубины 6.85 м до 47 м, т. е. на 41 м по вертикали. Переход от кампанских пород к сантону постепенный, граница между ними условна.

Е. В. Милановский [12] называет породы радиоляритовой свиты «темноцветными кремнистыми песчано-альфititовыми глинами», причем выделяет среди них: 1) слабо кремнистые песчано-альфititовые глины, 2) слабо кремнистые сильно песчанистые альфititовые глины, 3) слабо кремнистые песчано-глинистые альфititы, 4) слабо кремнистые сильно глинистые альфititы, 5) слабо кремнистые глинистые альфititовые пески.

В пределах этого комплекса Милановский для всего района отмечает «значительные фациальные изменения в горизонтальном направлении с севера на юг».

Образцы района Кумовского створа и, в частности, образцы шахты № 1731 Милановским не изучались из-за отсутствия материала.

При макроскопическом просмотре образцов пород, вскрытых шахтой № 1731, среди них можно выделить четыре группы:

1) верхний прослой — переход от кампанских песчаников к сантонским «глинам» или «альфititам»; глубина 6.85—7.85 м;

2) прослой плотных, типа мелкозернистых «скальных» пород; глубина 7.85—8.5 м;

3) однородная толща глинисто-песчанистых, сильно слюдистых пород; глубина 8.5—32.0 м;

4) толща плотных пород, еще более на вид мелкозернистых, чем второй и третий слои; глубина 37.0—46.5 м.

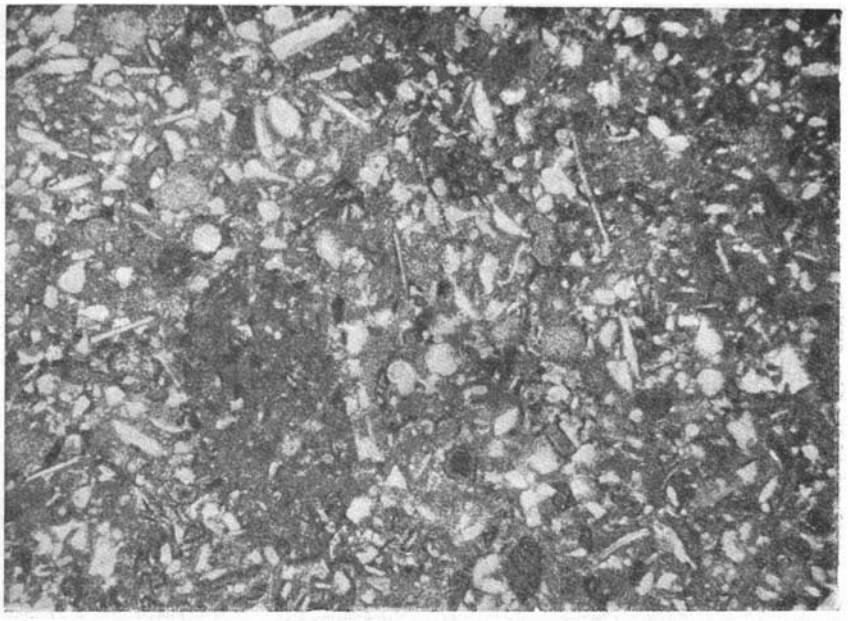
Переход от третьего слоя к четвертому установить не удалось, так как в этом интервале шахта была закреплена, и образцов нельзя было взять.

Образцы пород из квершлага, проведенного из шахты № 1731 на глубине 31.0 м, вполне соответствуют породам третьего слоя.

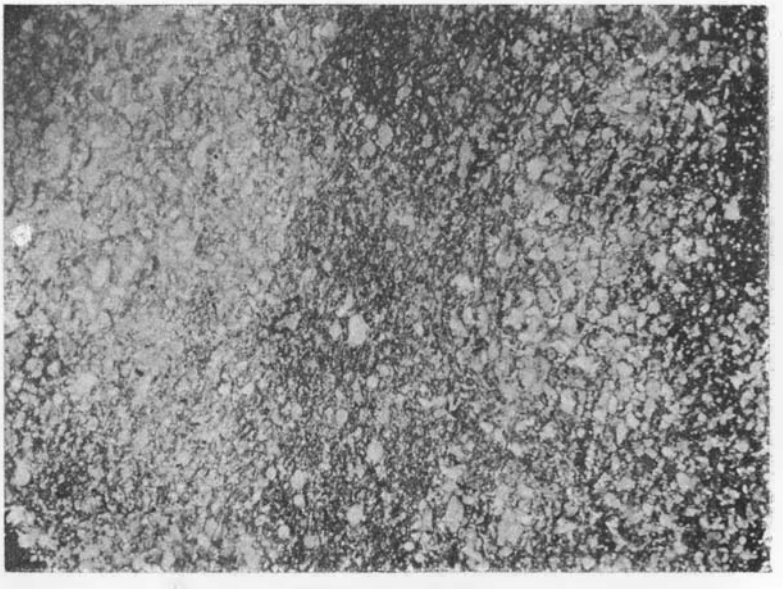
Вся толща пород радиоляритовой свиты верхнего сантона, вскрытая шахтой № 1731, как это показывает петрографический анализ, является весьма однородной по компонентам, слагающим породу, и в то же время разнородной по количественным взаимоотношениям этих компонентов.

В каждом из шлифов данной породы, взятом с любой глубины шахты, наблюдаются обломочный материал, органические остатки и связывающий их цемент. Соотношение между обломочным материалом и цементом непостоянно не только на различных глубинах, но и в одном и том же шлифе. Смена участков с различным содержанием обломочного материала и цемента происходит неправильно, пятнами; местами наблюдаются линзообразные участки, как бы включения, с резко вариирующей интенсивностью окраски цементирующего вещества, либо с повышенным или пониженным содержанием минеральных зерен (фиг. 1).

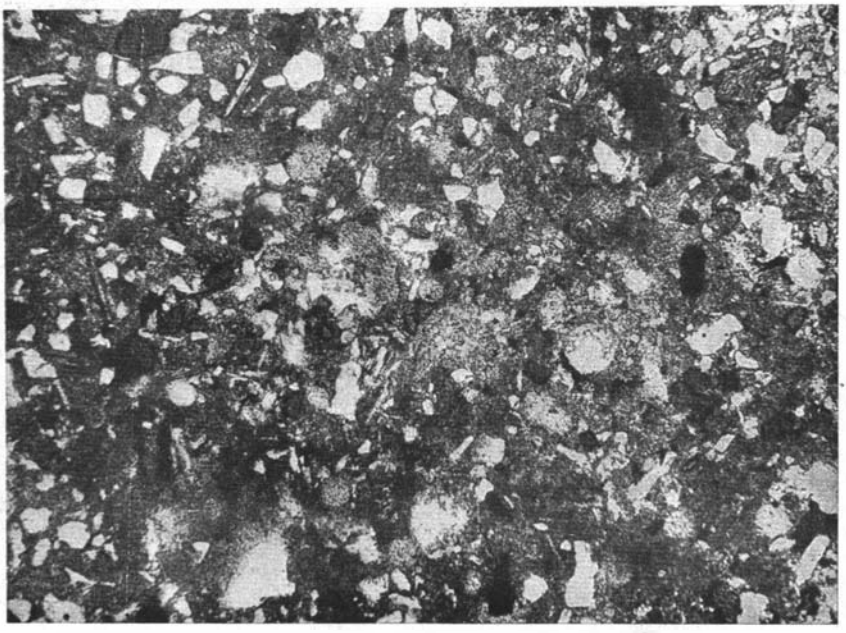
Структура пород большей частью беспорядочно зернистая, но в некоторых шлифах видна достаточно хорошо выраженная микрослоистость породы, обусловленная чередованием полос богатых и бедных минераль-



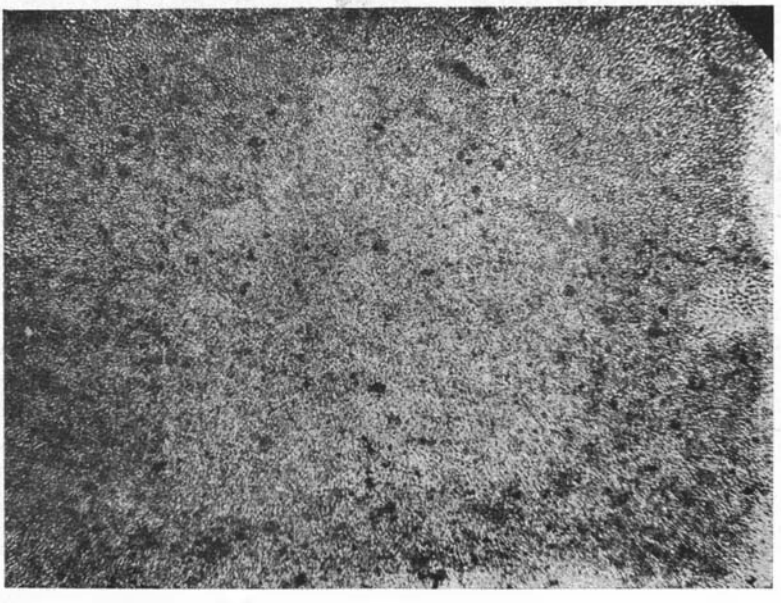
Фиг. 1. Линзообразные участки в породе. Николи параллельны. Увеличение 62.



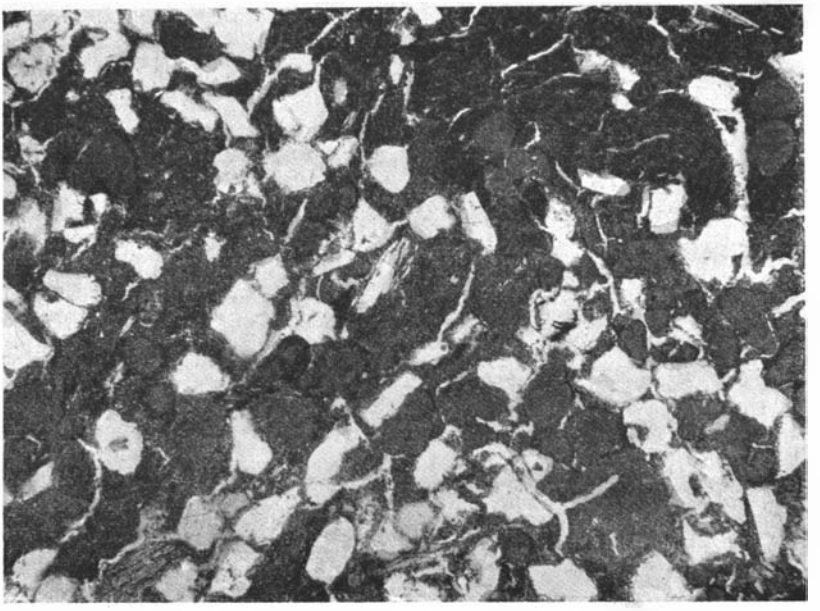
Фиг. 2. Микрослоистость породы. Николи параллельны. Увеличение 19.



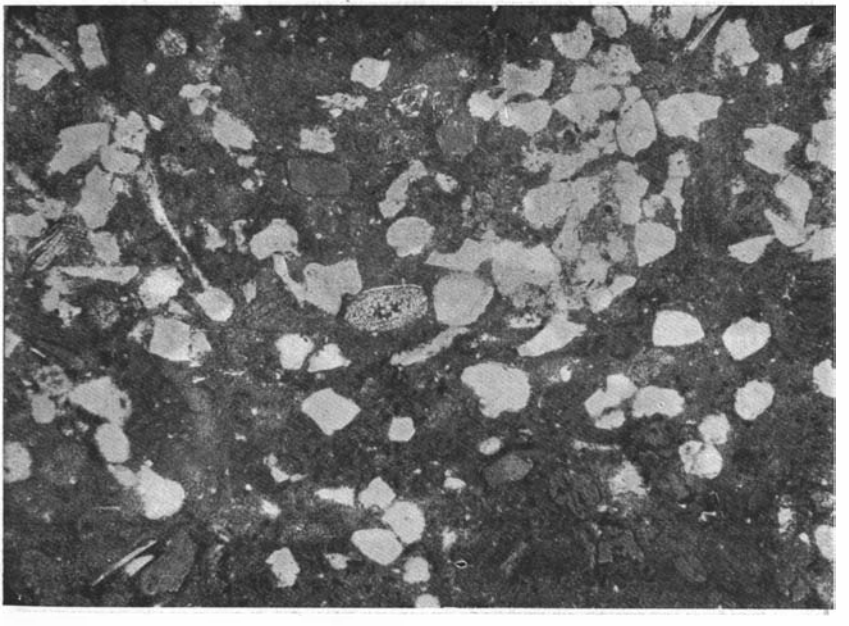
Фиг. 3. Прослой породы богатой аморфным кремнеземом. Глубина 7.85—8.1 м.



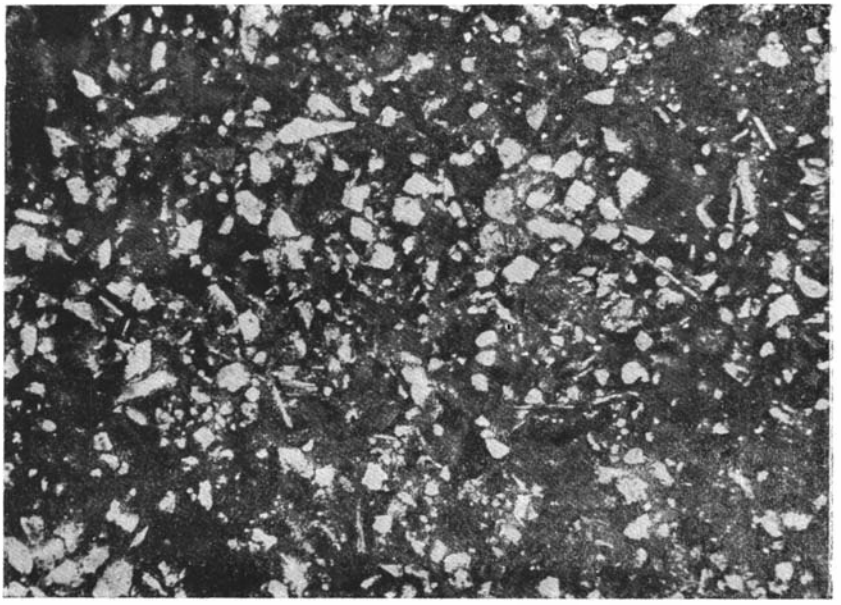
Фиг. 4. Сызранская опока. Николи параллельны. Увеличение 200.



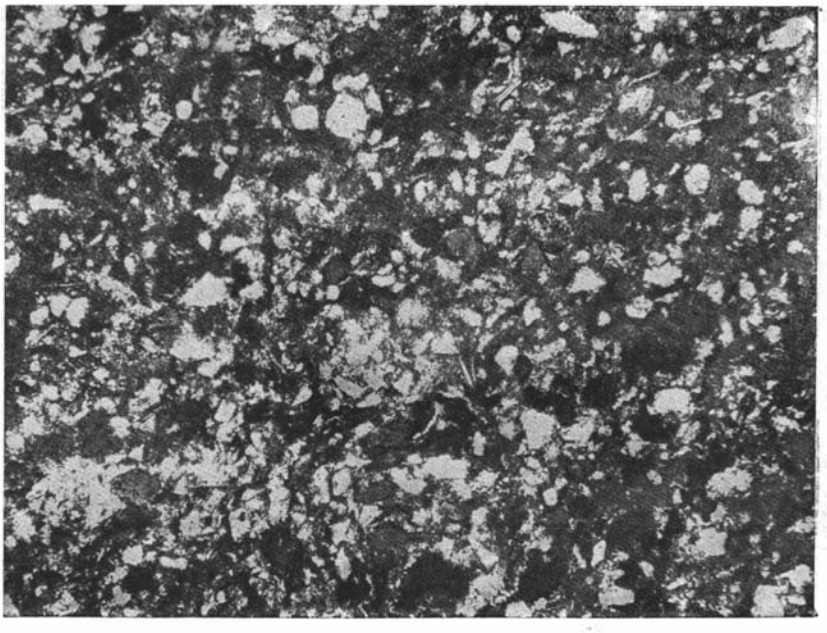
Фиг. 6. Кампанский песчаник. Николи параллельны. Увеличение 62.



Фиг. 7. Верхние части породы сантона 1, глубина 6.85—7.9 м. Николи параллельны. Увеличение 62.



Фиг. 10. Порода верхнего сантона после обработки ее H_2O. Николи параллельны. Увеличение 62.



Фиг. 11. Порода верхнего сантона после обработки ее КОН. Николи параллельны. Увеличение 62.

ными зернами, тонких прослоев различно окрашенного цементирующего вещества и ориентированным расположением листочков слюды (фиг. 2).

Иногда, преимущественно в верхних горизонтах шахты, обломочный материал хорошо отсортирован, но обычно размеры минеральных зерен разнообразны.

Обломочный материал представлен следующими минералами.

К в а р ц — наиболее распространен; обычно образует угловатые, редко слегка округлые зерна, размеры которых колеблются от 0.02 до 0.2 мм. Преобладающий размер зерен кварца 0.05—0.07 мм в одних шлифах и 0.02 мм в других. Округлые зерна обычно обладают максимальными размерами.

Г л а у к о н и т — менее обилен, чем кварц, но тем не менее наблюдается во всех шлифах в значительном количестве. Среди зерен глауконита различимы:

а) округлые, редко неправильной формы, зерна зеленого, иногда темнозеленого цвета, размером 0.05—0.07 мм, реже мельче;

б) пластинчатые угловатые зерна спайного глауконита того же размера, часто со значительным плеохроизмом; очевидно, в данном случае глауконит заместил собой зерна слюды или полевого шпата;

в) тонкие оболочки и пленки вокруг зерен кварца, в каналах спикулей губок, в зернах слюды и полевых шпатов. Последнее как-раз и указывает на процесс замещения глауконитом слюды и полевых шпатов.

С л ю д а (м у с к о в и т) — весьма обильна в виде тонких мелких листочков, причем иногда пластинки ее разбросаны в породе беспорядочно, иногда же ориентированы все в одном направлении.

Р у д н ы е м и н е р а л ы — встречаются в незначительном количестве и представлены пиритом и лимонитом, получившимся при разложении пирита. Они образуют обычно мельчайшие зернышки, распределенные более или менее равномерно в цементе породы; иногда же, но редко, представлены зернами размером до 0.1 мм, как исключение 0.2 мм.

Кроме всего этого, среди обломочного материала данных пород весьма редко, почти как исключение, наблюдаются отдельные очень мелкие зерна полевых шпатов (микроклина и кислого плагиоклаза).

Органические остатки исследованных пород представлены довольно многочисленными ядрами круглых радиолярий, выполненных шариками аморфной кремнекислоты, обломками силицифицированных спикулей губок, с каналом, заполненным глауконитом и редкими фораминиферами (Textularia), сложенными иногда глауконитом, иногда аморфной кремнекислотой (фиг. 3).

Цемент пород, по данным исследования под микроскопом, представлен тонкозернистой, обычно непрозрачной, глинистой массой с непостоянным количеством аморфного кремнезема, лишь иногда слабо действующей на поляризованный свет. Цемент окрашен в бурый цвет, интенсивность которого зависит от количества присутствующего в нем аморфного кремнезема; наименьшее количество его соответствует наиболее темной окраске цемента. Обычно глинистое вещество в цементе преобладает. В некоторых шлифах при большом увеличении в цементе хорошо видны отдельные шарики аморфного кремнезема.

Для выяснения гранулометрического состава пород и вообще для более точного их определения (в частности, для определения роли аморфной кремнекислоты в цементе) был произведен ряд опытов по извлечению аморфной кремнекислоты из породы.

Количества извлеченной кремнекислоты в последних обработках (VII, VIII и IX) относительно очень невелики и мало разнятся между собой. Поэтому мы можем с достаточной точностью считать количество аморф-

ной SiO_2, извлеченной девятикратной содовой вытяжкой, за полное ее содержание в породе.

В табл. 1 помещена сводка, дающая представление о количествах аморфной SiO_2, извлекаемой первыми порциями 5 и 10% соды из пород с различной глубины залегания. Оказалось, что двукратная 10% содовая вытяжка дает приблизительно около 62% всего количества аморфной SiO_2 (вычисленного по девятикратной вытяжке).

Точность такого грубого определения для наших целей (изучение сравнительного содержания аморфной кремнекислоты по всему разрезу пород) была вполне достаточной. На этом методе работы мы остановились еще и потому, что двукратная обработка кипящей 10% содой дезаггрегирует образец породы до такой степени, что можно свободно производить механический анализ породы, по методу Сабанина-Робинзона, для определения ее гранулометрического состава (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Содержание (в %) аморфной SiO_2 в 5 и 10% содовой вытяжке при последовательных обработках

Последовательные обработки	Глубина залегания в м				Среднее
	6.85—7.1	24.0—24.5	43.0	7.85—8.1	
	5% Na_2CO_3				
I+II	3.60	5.10	4.34	7.67	—
III+IV	2.37	3.42	4.29	3.59	—
V	0.66	1.01	1.48	—	—
VI	0.49	0.71	1.04	—	—
VII	0.24	0.07	0.69	—	—
VIII	0.12	0.21	0.40	—	—
IX	0.23	0.20	0.42	—	—
Сумма	7.71	10.72	12.66	15.34 [1]	—
	(10% Na_2CO_3)				
I+II	4.67	7.40	7.15	—	—
III	1.74	2.17	1.74	—	—
IV	0.57	0.79	1.54	—	—
Отношение аморфной SiO_2 в первых последовательных содовых вытяжках к общему содержанию ее в породе (в %)					
I+II (5%)	46.7	47.5	34.3	50.0	44.6
I+II+III+IV (5%)	77.5	79.3	68.2	73.5	74.6
I+II (10%)	60.6	69.0	56.5	—	62.0
I+II+III (10%)	83.1	89.2	70.2	—	80.8
I+II+III+IV (10%)	90.5	96.6	82.5	—	89.5

Прежде чем остановиться на обработке пород содой, был проделан ряд лабораторных работ, имевших целью определить влияние различных кипящих растворов на разрушение данной породы. Для этого были взяты 3 образца породы с различным содержанием аморфной кремнекислоты и один образец сызранской опоки. Эта порода была взята для сравнения с нашими породами, так как она отличается чрезвычайно большим содер-

[1] Сумма дана для шестикратной обработки.

жанием аморфной кремнекислоты и под микроскопом состоит из мелкого обломочного материала и глинисто-кремневого цемента, в котором (в отличие от наших пород) кремнезем резко преобладает. На фиг. 4 изображена микрофотография этой опоки.

Во всех четырех образцах было определено содержание растворимого в соде кремнезема, и затем эти образцы в виде кусков с ненарушенной структурой подвергались кипячению в различных растворах.

Были взяты образцы со следующим содержанием кремнезема, определенным при четырехкратной их обработке пятипроцентным раствором соды:

I — 14.74% аморфной кремнекислоты
II — 7.40 » » »
III — 8.78 » » »
IV — 17.10 » » » (сызранская опока)

Судя по данным табл. 1, при этом определении из породы было извлечено около 74—75% всего содержания аморфного кремнезема.

Образцы всех этих четырех пород с различным содержанием аморфной кремнекислоты кипятились в воде, в пятипроцентном растворе KOH и десятипроцентном растворе Na_2CO_3. Результаты этих опытов были следующие:

1) При кипячении в воде ни в одном из образцов сколько-нибудь значительных изменений не произошло.

2) При кипячении в десятипроцентном растворе соды образцы II и III (т. е. содержащие наименьшее количество аморфной кремнекислоты) распались (почти полная дезаггрегация) после получасового кипячения. Образцы I и IV даже после двухчасового кипячения изменились очень мало, хотя и более заметно, чем при кипячении в воде. Даже при многократном кипячении все время в свежих растворах Na_2CO_3 полного разрушения породы не произошло, но тем не менее каждый раз наблюдалась медленная и постепенная дезинтеграция породы.

3) При кипячении образцов в пятипроцентном растворе KOH образцы II и III дезинтегрировались почти моментально в самом начале кипения. На образцы I и IV действие едкого калия было весьма медленное, хотя и более заметное, чем действие соды; понадобилось 15—17-кратное двухчасовое кипячение, каждый раз в свежем растворе KOH, чтобы довести оба эти образца до разрушения. Естественно, что наиболее удобным раствором для дезаггрегации породы должен был явиться едкий калий. Был произведен ряд сравнительных опытов по изучению воздействия KOH и Na_2CO_3 на составные части породы.

Четырехкратная вытяжка аморфной кремнекислоты десятипроцентным раствором соды и пятипроцентным раствором едкого калия дала результаты, приведенные в табл. 2.

Данные табл. 2 показывают, что KOH извлекает почти вдвое большее количество кремнекислоты, чем Na_2CO_3. Но весьма вероятным может быть предположение, что столь большое увеличение количества извлекаемой кре-

ТАБЛИЦА 2

Содержание (в %) аморфной SiO_2 в вытяжках: 5% KOH и 10% Na_2CO_3

	№ образца	
	II	III
	5% KOH	
Паралел. определ. 1	14.25	17.27
Паралел. определ. 2	14.18	17.40
Средн.	14.22	17.33
	10% Na_2CO_3	
Паралел. определ. 1	7.29	9.05
Паралел. определ. 2	7.51	8.52
Средн.	7.40	8.78

мнекислоты происходит не за счет лучшего растворения аморфного кремнезема, а в силу разложения в едком калии глинистых минералов и мелких зерен кварца.

Для выяснения этого вопроса в вытяжке КОН определялись полуторные окислы. Было принято, что все эти окислы перешли в раствор только вследствие разложения глинистых минералов (т. е. количество растворенного Fe_2O_3 не принималось во внимание), и по этому количеству полуторных окислов производился пересчет растворенной кремнекислоты из силикатов. При пересчете мы исходили из того, что из присутствующих в наших породах минералов растворяется, главным образом, каолинит (формула $Al_2O_3 . 2SiO_2 . 2H_2O$).

ТАБЛИЦА 3

Содержание R_2O_3 в КОН-вытяжке в %

	№ образца	
	II	III
Парал. определ. 1	0.91	1.37
Парал. определ. 2	0.86	1.29
Средн.	0.89	1.33
	Пересчитанная силикатная SiO_2 в %	
	1.05	1.56

Данные щелочных вытяжек даны в табл. 3.

Вопрос о растворимости кварца в пятипроцентном растворе КОН прекрасно освещен в ряде работ [1, 2, 3, 11], но все же для того, чтобы выяснить растворимость кварца в данных условиях, был произведен еще ряд определений. Из одной и той же средней пробы определялся кварц, непосредственно содержащийся в нетронутой породе и затем в образце, подвергнутом предварительной обработке едким калием. И в том и в другом случае кварц определялся по методу Хирш (Hirsh) и Давилля (Daville) в модификации, предложенной нам химиком Геологического института Э. С. Залманзон. Получены следующие результаты (табл. 4).

ТАБЛИЦА 4

Содержание кварца в %

	№ образца	
	II	III
	Нетронутая порода	
Параллел. определ. 1	30.15	40.40
Параллел. определ. 2	30.26	40.26
Средн.	30.21	40.33
	Порода обработанная КОН	
Параллел. определ. 1	30.02	39.89
Параллел. определ. 2	29.66	38.98
Средн.	29.84	39.38
	Растворено в КОН	
	0.37	0.95

В содовой вытяжке кварц также растворим; по данным работ Шенеца [2] и Зырина [11], в среднем в содовой вытяжке кварца растворяется примерно столько же, сколько в едком калии. Количество же растворимых полуторных окислов в содовой вытяжке значительно меньше. Для образца III количество полуторных окислов в содовой вытяжке равно 0.08%, в то время как в вытяжке КОН оно равно 1.33 %.

Следовательно, мы можем сказать, что при обработке едким калием происходит значительно большее растворение аморфной кремнекислоты в породе, чем при обработке содой, но в то же время при этом происходит некоторое растворение и глинистых минералов. Содой извлекается всего лишь около 50% аморфной кремнекислоты от количества ее, растворяемого едким калием (табл. 5).

Для опыта было произведено определение гранулометрического состава образца III по комбинированному методу Сабанина-Робинзона; полученные результаты приведены в табл. 6.

ТАБЛИЦА 5

Растворимость SiO_2 в % в КОН- и Na_2CO_3- вытяжках.

	II	III
Общее количество SiO_2 в КОН-вытяжке	14.22	17.33
SiO_2 из растворенных КОН кварца и силикатов .	1.42	2.51
Аморфная SiO_2 в КОН-вытяжке	12.80	14.82
SiO_2 в Na_2CO_3-вытяжке	7.40	8.78
Аморфная SiO_2 в Na_2CO_3-вытяжке	6.40	7.78
Соотношение извлечений	50.00	52.49

ТАБЛИЦА 6

Гранулометрический состав образца III

Параллельные определения	Способ обработки	Фракции (в мм), пересчитанные на исходную абсолютно сухую навеску, в %						Аморфная SiO_2 в %
		>0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001	
	2-кр. 10% Na_2CO_3-выт.							
1	. . . . .	0.09	37.45	17.95	20.21	8.28	7.24	8.78
2	. . . . .	0.13	36.04	25.38	13.38	8.02	8.27	8.78
Среднее	. . . . .	0.11	36.75	21.66	16.79	8.15	7.76	8.78
	2-кр. 5% КОН-выт.							
1	. . . . .	0.19	39.89	20.96	11.88	2.31	7.44	17.33
2	. . . . .	0.14	31.58	26.25	13.67	4.88	5.90	17.33
Среднее	. . . . .	0.17	35.73	23.74	12.57	3.59	6.67	17.33

Данные табл. 6 являются результатом параллельных определений после предварительной обработки содой и едким кали.

Сравнение средних результатов показывает, что в едком калии наибольшее растворение обломочного материала (кварц и силикаты) происходит во фракциях 0.01—0.005 и 0.005—0.001 мм. Но вообще средние цифры данных механического анализа при различных методах обработки сходятся между собой весьма близко.

Суммируя результаты приведенных выше экспериментальных данных, необходимо притти к выводу, что для массового определения аморфной кремнекислоты в данных породах и для дезаггрегации породы, необходимой для определения гранулометрического состава, наиболее целесообразна двукратная обработка породы десятипроцентным раствором соды. При применении этого метода избегается излишнее для наших целей растворение глинистых минералов. При этом необходимо принять во внимание, что извлекается всего около 60% аморфнсй кремнекислоты, растворяется около 1% присутствующего в породе кварца и ничтожное количество силикатов, но дезаггрегация каждой фракции получается вполне удовлетворительной. [1]

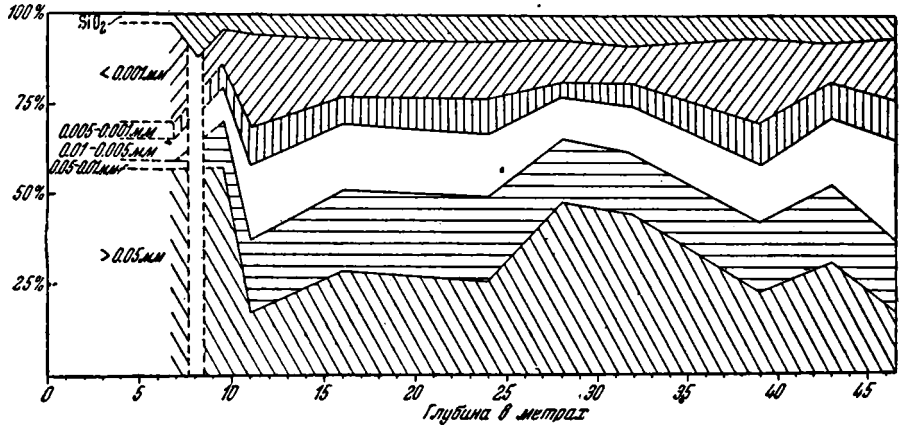
Данные механического анализа по комбинированному методу Сабанина-Робинзона, с учетом растворенной аморфной кремнекислоты, сведены в табл. 7 и изображены также на графике (фиг. 5).

[1] Каждая фракция отдельно просматривалась под бинокуляром.

ТАБЛИЦА 7

Механический анализ пород с разных глубин после обработки 10% Na_2CO_3

Глубина залегания в м	Фракции (в мм), пересчитанные на исходную абсолютно сухую навеску, в %						Аморфная SiO_2 в %
	>0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	<0.001	
6.85— 7.0	0.10	57.21	2.62	5.40	4.11	25.89	4.67
7.85— 8.1	—	—	—	—	—	—	11.84
9.0 — 9.5	0.06	57.84	12.24	9.00	6.41	9.99	4.46
11.0 —11.5	0·16	17.77	19.27	20.42	11.22	25.96	5.20
16.0 —16.5	0.06	28.94	22.79	18.21	7.26	16.12	6.62
24.0 —24.5	0.09	26.27	23.47	16.92	9.48	16.37	7.40
28.0 —28 5	0.16	47.84	17.31	11.97	3.96	12.39	6.37
32.0	0.22	44.42	16.83	13.66	6.07	10.64	8.16
39.0	0.04	23.34	19.24	16.22	11.55	23.80	5.81
43.0	0.36	31.93	21.60	19.05	9.70	10.21	7.15
46.5	0.05	17.71	19.73	28.27	11.24	16.67	6.33



Фиг. 5. График изменения гранулометрического состава по разрезу шахты.

Механического анализа образца породы с глубины 7.85—8.1 м сделать не удалось, вследствие очень большого (по сравнению с остальными образцами пород этой же шахты) содержания аморфной кремнекислоты и трудности в связи с этим его обработки.

Изучение табл. 7 и графика показывает, что содержание аморфной кремнекислоты (т. е. примерно 62% ее полного содержания) колеблется очень немного — от 4.46 до 8.16% всего состава породы (порода с глубины 7.85—8.1 м не принимается во внимание). Песчаная фракция (больше 0.01 мм) в породе почти всегда преобладает; ее содержание колеблется в пределах 37.20—70.14% и в среднем дает 52.90%. Глинистая часть, т. е. частицы меньше 0.001 мм, дает колебание от 9.99 до 25.96%. График гранулометрического состава (фиг. 5) указывает на интересную закономерность: значительные изменения испытывают всего лишь 2 фракции: больше 0.05 мм и меньше 0.001 мм (колебания в первом случае: 17.71—57.84%, во втором — 9.99—25.96%); остальные фракции изменяются мало, и линии в графике, ограничивающие определенные фракции, все время почти параллельны.

Как уже было сказано, породы верхнего сантона перекрываются кампанскими песками и слабо сцементированными глинистыми песчаниками,

причем при изучении петрографического состава нижних горизонтов кампанских песчаников мы под микроскопом имеем картину, очень близкую к некоторым шлифам изучаемых нами пород сантона (фиг. 6 и 7).

Средний гранулометрический состав кампанских пород (из 10 механических анализов) и средний гранулометрический состав изучаемых нами пород верхнего сантона приведены в табл. 8.

ТАБЛИЦА 8

Сравнение гранулометрического состава верхнесантонских и кампанских пород

Породы	Фракции (в мм) в %				Аморфная SiO_2 в %
	>0.25 мм	0.25—0.05 мм	0.05—0.01 мм	<0.01 мм	
Кампанские	2.08	70.88	4.31	22.73	—
Верхнесантонские [1]	0.13 (0.06—0.16)	35.33 (17.77—57.84)	17.62 (12.24—19.27)	40.70 (25.40—57.60)	6.22 (4.46—5.20)

Средний гранулометрический состав кампанских пород дает картину, довольно близкую к породам шахты № 1731, до горизонта 9—9.5 м.

Таким образом, основываясь на гранулометрическом составе, мы должны отнести эту «среднюю» породу к весьма тонкозернистым, иловатым песчаникам, если считать «песчаными частицами» все частицы, диаметр которых больше 0.01 мм. Ни «глинами», ни «затвердевшими глинами» эту породу называть нельзя, так как среднее количество частиц меньше 0.01 мм (не говоря уже о фракции меньше 0.001 мм — действительно «глинистой») недостаточно велико. Физико-механические данные также не позволяют отнести эти породы к глинам (см. ниже). Что касается того названия, которое дал этим породам Е. В. Милановский [12], т. е. «альфититы» или «альфитолиты», то эти названия чрезвычайно мало известны, слабо характеризуют породу и не совсем подходят в данном случае, если понимать под альфититом, как говорит М. С. Швецов... «обломочные породы, преобладающая часть которых имеет диаметр меньше 0.05 мм и крупнее глинистых частиц» [8, стр. 169].

В виде типичного альфитита М. С. Швецов приводит пример лёсса и лёссовидного суглинка, для которых характерным является фракция 0.05—0.01 мм, колеблющаяся (по многочисленным механическим анализам) в пределах 39—66%. В нашем случае максимальное количество этой фракции выражается цифрой 23.47%, т. е. эти породы не могут быть отнесены к альфититам. И даже если под «глинистыми частицами» понимать лишь частицы, размер которых меньше 0.001 мм, то часть «диаметром меньше 0.05 мм и крупнее глинистых частиц» в нашем случае выразится следующими величинами (табл. 9).

Эти данные показывают, что даже в этом случае нельзя эту часть назвать преобладающей.

Таким образом, на основании данных микроскопического и механического анализов и содовых вытяжек, исследованные породы верхнего сантона целесообразнее всего именовать тонкозернистым песчаником с глинисто-кремневым цементом.

Соотношение глинистых и кремневых частей в цементе данных пород может быть выражено следующими цифрами (табл. 10).

[1] В скобках показаны пределы колебаний содержания фракции.

ТАБЛИЦА 9

Содержание частиц диаметром 0.001—0.05 мм

Глубина залегания	% частиц	Глубина залегания	% частиц
6.85— 7.0	12.13	28.0—28.5	33.24
7.85— 8.1	—	32.0	36.56
9.0 — 9.5	27.65	39.0	47.01
11.0 —11.50	50.91	43.0	50.35
16.0 —16.50	48·26	46.5	59.24
24.0 —24.5	49.87	—	—

ТАБЛИЦА 10

Содержание глинистой и кремневой части в цементе верхнесантонских пород

Глубина залегания в м	Фракция 0.001 мм в %	Аморфная кремнекислота в %	Сумма	Пересчет на 100%	
				Фракция <0.001 мм в %	Аморфная кремнекислота в %
6.85— 7.0	25.89	7.53	33.42	77.46	22.54
7.85— 8.1	—	19.10	—	—	—
9.0 — 9.5	9.99	7.19	17.18	58.15	41.85
11.0 —11.50	25.96	8.38	34.34	75.59	24.41
16.0 —16.50	16.12	10.67	26.79	60.17	39.83
24.0 —24.5	16.37	11.93	28.30	57.85	42.15
28.0 —28.5	12.39	10.27	22.66	54.67	45.33
32.0	10.64	13.15	23.79	44.72	55.28
39.0	23.80	9.37	33.17	71.75	28.25
43.0	10.21	11.53	21.74	46.96	53.04
46.5	16.67	10.21	26.88	62.02	37.98

При составлении табл. 10 исходили из следующих рассуждений:

1) В состав цемента входят лишь те частицы породы, диаметр которых меньше 0.001 мм; остальные рассматриваются как цементируемый обломочный материал, хотя бы и весьма мелкий.

2) Определенная двукратной вытяжкой десятипроцентного раствора соды аморфная кремнекислота, количество которой указано в табл. 7, составляет лишь около 62% всей имеющейся в породе кремневой части. Исходя из этого, полное содержание аморфной кремнекислоты высчитано простым пересчетом на 100% от данных табл. 8. В эти 100% входят как скелеты органических остатков, в частности, радиолярий, так и та аморфная кремнекислота, которая распределена в породе. Характер распределения скелетов органических остатков в породе заставляет предполагать, что они также цементируют обломочный материал породы, и потому все 100% аморфной кремнекислоты включены в состав цемента.

Из данных табл. 10 видно, что аморфная кремнекислота составляет в среднем 40.90% всего цемента при максимальном количестве 55.28% и минимальном — 24.41%. Максимальное количество аморфной кремнекислоты, несомненно, должно было бы содержаться в породе с глубины 7.85—8.1 мм, но здесь из-за отсутствия механического анализа пересчет нельзя было сделать.

Полные химические анализы наших верхнесантонских пород, проделанные для различных глубин (табл. 11), могут соответствовать и песчаной, и глинистой, и альфититовой породе. Для всех проанализированных по-

ТАБЛИЦА 11

Химический состав верхнесантонских пород в %

	Глубина залегания в м		
	7.85—8.10	22.50—23.00	39.00
SiO_2	76.20	74.18	66.45
SiO_2 (аморфная)	19.10	10.67*1	9.37*2
Al_2O_3	4.89	7.62	8.59
Fe_2O_3	5.27	4.56	3.81
FeO	0.59	0.49	0.84
MnO	нет	нет	нет
CaO	0.56	0.62	4.10
MgO	0.91	1.99	1.66
Na_2O	0.38	0.47	0.49
K_2O	1.90	2.15	2.00
TiO_2	0.12	0.18	0.17
P_2O_5	следы	нет	нет
SO_3	0.09	0.08	0.11
S	0.29	0.55	0.47
Cl	следы	0.01	0.01
CO_2	0.08	0.56	3.23
Влажность	6.22	3.87	4.56
Потеря при прокаливании	3.21	3.54	4.43*4
O=S*3	0.15	0.28	0.24
Сумма	100.56	100.59	100.68
C*5	0.56	0.62	1.01

род характерно повышенное содержание кремнекислоты; даже за вычетом аморфной ее части (определенной отдельно) количество ее (заключенное в кварце и силикатах) выражается величинами — 57.10, 63.51, 57.08%. Учитывая сравнительно небольшое количество окислов алюминия (4.89—8.59%), можно сказать, что в главной своей массе кремнекислота представлена в породе чистым кварцем, чему не противоречат и микроскопические наблюдения. Это обстоятельство еще более подтверждает определение данной породы как песчаника.

По данным химического анализа мы можем видеть появление в породах нижней части шахты кальцита, так как видно резкое увеличение CaO и CO_2 (4.10% CaO по сравнению с 0.56 и 0.62% в вышележащих слоях и 3.23% CO_2 по сравнению с 0.08 и 0.56%). Под микроскопом появление кальцита в породе на глубине 39.0 м и ниже не наблюдается, что объясняется тем, что кальцит, очевидно, присутствует в тонкораспыленном пелитовом состоянии среди цемента породы.

Появление среди цемента породы кальцитовых частей вполне закономерно и понятно, потому что исследуемые нами породы радиоляритовой свиты верхнего сантона подстилаются по данным Милановского и др. [10, 12] мергелистыми породами, не вскрытыми шахтой № 1731.

Физико-механические испытания пород шахты № 1731, произведенные в Физико-механической лаборатории ГИН [9], выразились в компрессионных испытаниях (сжатие без возможности бокового расширения)

*1 Аморфная SiO_2 взята из образца с глубины 24.0—24.5 м.

*2 Определена отдельно; в сумму не входит.

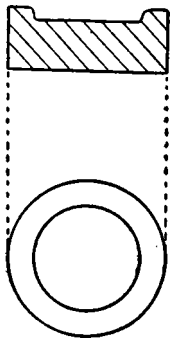
*3 Из суммы вычитается количество кислорода, эквивалентное полученному количеству серы (O=S), так как в породе присутствует пирит, а в анализе все закисное железо дано в виде FeO.

*4 Вода выше 110°+органическое вещество.

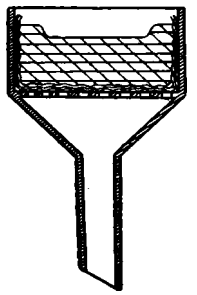
*5 В сумму не вошло.

и в испытаниях на раздавливание. Опыты эти показали, что лишь самые верхние части разреза шахты (глубина 6.85—7.0 м) могут быть отнесены с точки зрения их компрессионных свойств к категории достаточно податливых, глинистых пород. Образцы же с бо́льших глубин с точки зрения их компрессионных свойств должны быть отнесены к породам жестким полускальным. Испытание на раздавливание пробы грунта с глубины 42.0 м привело к разрушению цилиндрического образца диаметром и высотой 5 см при давлении P=30 кг/см². «Форма разрушения в образце напоминает ту, которая обычно наблюдается при испытании пород твердых, а именно, отслаивание боковых частей в образце и образование конических тел, сходящихся своими вершинами» [9, стр. 126].

Все изложенное позволило предполагать, что полускальный жесткий характер данных пород определяется количеством аморфной кремнекислоты, присутствующей в породе. Для проверки этого положения и для выяснения зависимости физико-механических свойств от состава цемента и от роли аморфной кремнекислоты в породе была предпринята следующая работа. Необходимо было каким-то способом извлечь из породы кремневую часть, не нарушая в то же время структуры породы, с тем чтобы после извлечения аморфной кремнекислоты образец мог подвергнуться физико-механическим испытаниям.



Фиг. 8. Форма пластинки породы (½ натуральной величины).



Фиг. 9. Разрез через воронку Бюхнера с породой (½ натуральной величины).

Для этого были взяты пластинки породы высотой в 2 см, весом около 200 г, через которые фильтровались растворы, выщелачивающие аморфный кремнезем из породы. Во избежание переливания раствора через края пластинок последним была придана форма, показанная на фиг. 8. Пластинки породы были помещены в Бюхнеровские воронки, снабженные фильтрами соответствующей величины (фиг. 9).

В качестве фильтрующего раствора был принят пятипроцентный раствор едкого калия, так как предварительные опыты показали, что в данных условиях растворы соды действуют крайне медленно и слабо. Сильное же разрушающее действие КОН на кварц и глинистые силикаты происходит лишь при кипячении образца в растворе едкого калия.

Одновременно с двумя параллельными опытами фильтрования едкого калия через пластинку был поставлен контрольный опыт фильтрования через такую же пластинку дестиллированной воды.

Опыт происходил чрезвычайно медленно (около пяти месяцев); за это время через пластинки было профильтровано по 5 л едкого калия и около 3 л воды. Фильтрование КОН по мере извлечения аморфной кремнекислоты несколько, хотя и незначительно, ускорялось. Фильтраты собирались в Эрленмейеровские колбы, и в них определялось, количество растворенных кремнекислоты и полуторных окислов, причем анализировались каждые 250 см² фильтрата. Данные извлечения приведены в табл. 12.

Средняя проба образца с глубины 27.0 м до фильтрования щелочи давала величины, указанные в табл. 5, т. е. за вычетом кремнекислоты, кварца и силикатов, растворяющихся в КОН, общее ее количество равно 14.82%. При фильтровании растворилось в среднем 11.86% кремнекислоты.

ТАБЛИЦА 12

Содержание SiO_2 и Al_2O_3 в 5% растворе КОН в %

№ последовательных фильтратов	1-е определение		2-е определение		Содержание в воде в %	
	SiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	SiO_2	Al_2O_3
1	0.29	0.0027	0.21	0.0032	—	—
2	1.17	0.0069	1.00	0.0062	—	—
3	2.09	0.0196	1.79	0.0203	—	—
4—5	3.63	0.0225	3.45	0.0273	—	—
6—7	2.74	0.0278	2.70	0.0263	—	—
8—9	1.14	0.0276	1.32	0.0225	—	—
10—11	0.54	0.0223	0.55	0.0218	—	—
12—13	0.30	0.0209	0.23	0.0140	—	—
14—15	0.16	0.0182	0.22	0.0130	—	—
16—17	0.10	0.094	0.17	0.0130	—	—
18—19	0.076	0.08	0.053	0.008	—	—
Сумма . .	12.24	0.1858	11.69	0.1756	0.022[1]	следы[1]

Некоторую часть здесь нельзя принимать во внимание, так как в фильтрате, кроме аморфной кремнекислоты, выщелоченной непосредственно из породы, присутствовала кремнекислота из кварца и силикатов и кремнекислота из стекла Эрленмейеровской колбы, на которое несомненно также действовал щелочный раствор.

По теоретическим расчетам кремнекислота из силикатов в фильтрате должна выражаться цифрой всего лишь в 0.212% (пересчет сделан по формуле $Al_2O_3.2SiO_2.2H_2O$). Кварца также вряд ли много могло раствориться в холодном КОН. Для проверки в образце было сделано повторное определение имеющейся в нем аморфной кремнекислоты после фильтрования. Определение показало, что в породе осталось еще 3.37% аморфной кремнекислоты.

Сравнительное микроскопическое исследование породы с глубины 27.0 м показало в образце после фильтрования КОН заметное растворение скорлупок радиолярий и значительное потемнение цемента, что может быть объяснено частичным или полным растворением шариков аморфной кремнекислоты, содержащейся в цементе. На фиг. 10 и 11 изображены микрофотографии образцов породы с глубины 27.0 м после фильтрования через них едкого калия и воды. Как видно из фотографии, вода не оказала сколько-нибудь заметного действия на породу.

При промывании породы раствором КОН мы вытесняем из ее поглощающего комплекса имеющиеся там катионы, заменяя их калием. Такое изменение поглощающего комплекса не может не сказаться на физико-механических свойствах породы, и так как целью работы было выяснение изменения физико-механических свойств породы в зависимости от присутствия в ней того или иного количества аморфной кремнекислоты, то необходимо было каким-либо способом устранить значительное изменение поглощающего комплекса. С этой целью пластинки породы после обработки раствором едкого калия и удаления избытка его водой промывались слабым раствором хлористого кальция. Действие $CaCl_2$ было двоякое: 1) вытеснение из поглощающего комплекса калия с заменой его вновь вытесненным ранее кальцием и 2) вымывание раствором электролита за-

[1] В виду очень малого количества растворимых в воде SiO_2 и Al_2O_3 определение их производилось в сумме фильтратов.

державшихся в породе солей калия. Избыток хлористого кальция в свою очередь отмывался водой. В испытываемом образце до фильтрования KOH и после него были определены поглощающие комплексы; результаты определений приведены в табл. 13. Определения производились по методу Шолленбергера [7].

ТАБЛИЦА 13

Определение поглощенных катионов в %

	Ca	Mg	Na	K
До обработки	0.13	0.035	0.33	0.40
После обработки KOH, H_2O и $CaCl_2$.	0.49	0.03	0.18	0.98

Физико-механические испытания показали следующее.

Испытание на сжатие образца с глубины 27.0 м, подвергшегося экспериментальной обработке, показало (табл. 14), что от действия фильтрующейся воды временное сопротивление сжатию несколько уменьшилось (появление первых трещин отмечено при давлении в 38.7 кг/см² вместо 50.3 кг/см²); от действия же едкого калия временное сопротивление сжатию уменьшилось весьма значительно (первые трещины при давлении 10.9 кг/см²). На основе этих данных можно заключить, что сделанные нами предположения о зависимости полускального характера пород от содержания в них аморфной кремнекислоты правильно. Извлечение 77.2% имевшегося в породе аморфного кремнезема дало понижение временного сопротивления сжатию с 50.3 кг/см² до 10.9 кг/см² (и, соответственно, с 60 кг/см² и больше до 12.4 кг/см²). Уменьшение этих показателей при промывке простой дестиллированной водой может быть объяснено тем, что при фильтровании были вымыты высокодисперсные части породы.

ТАБЛИЦА 14

Испытание на сжатие в кг/см²

Характер деформации	Характеристика образца		
	непромытый	промытый H_2O	промытый KOH
Появление первых трещин	50.3	38.7	10.9
Полное разрушение . .	> 60.0 [1]	40.9	12.4

Компрессионные испытания тех же пород дали результаты, изображенные на фиг. 12, 13 и 14.

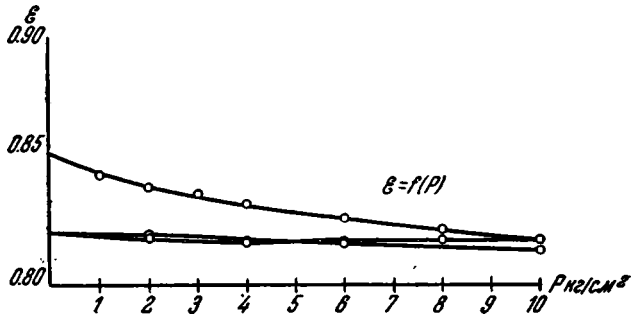
После промывки водой коэффициент пористости при постепенно увеличивающейся нагрузке изменяется очень мало (на 0.036); при разбухании породы изменение весьма ничтожно (0.003); при повторном сжатии оно также весьма мало (0.07). По всем этим данным породу можно охарактеризовать как весьма близкую к полускальному типу.

Образец, обработанный едким калием, дает более значительное изменение коэффициента пористости от первой ветви нагрузки (0.109%); от разбухания (0.012%) и от повторного сжатия (0.014%) также малое, но более заметное, чем в образце, обработанном водой.

[1] Образец не разрушился при нагрузке в 1000 кг/см²

Для сравнения на фиг. 14 изображена компрессионная кривая, типичная для нормальной глины, с изменением коэффициента пористости в первой ветви нагрузки — 0.160%, а при разбухании — 0.83%.

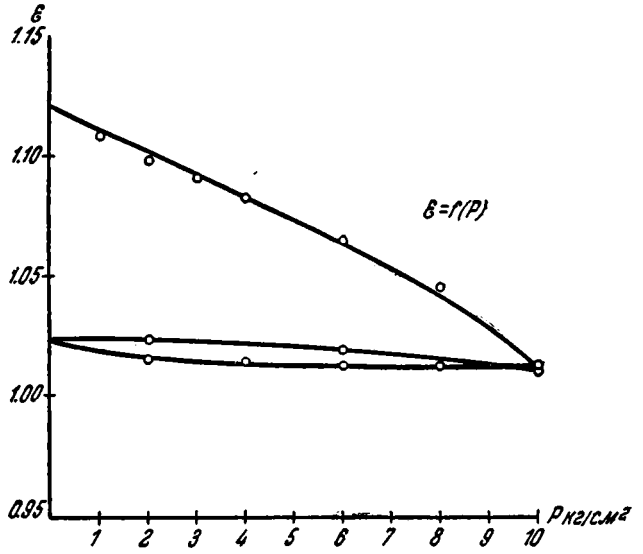
Сравнение всех трех компрессионных кривых приводит к заключению, что: 1) породу верхнего сантона даже и после извлечения из нее 77.2% имеющегося в ней аморфного кремнезема нельзя назвать глинистой; [1] 2) извлечение аморфного кремнезема вызвало значительное изменение физико-механических свойств породы, что еще раз подтвердило, что приведенная выше характеристика верхнесантонских пород как полускальных действительно зависит от кремневой части ее цемента.



Фиг. 12. Испытание на компрессию. Образец промытый водой.

Все проделанные лабораторные испытания пород радиоляритовой свиты верхнего сантона позволяют дать этим породам следующую характеристику.

Вся серия пород, вскрытая шахтой № 1731 и квершлагом из этой шахты, представляет типичные морские отложения, на что указывает хотя бы наличие в породе глауконита и скелетов радиолярий. Первичный осадок по своему гранулометрическому составу довольно близко подходит к нормальным морским илам, хотя количество его песчаной фракции более значительно, чем у последних. Одновременно с отложением обломочного материала различной крупности зерна происходило отложение органических остатков (радиолярии, редкие фораминиферы, спикули губок) и выпадение из раствора аморфного кремнезема. Процесс превращения осадка в породу привел к тому, что аморфный кремнезем вместе с глинистыми наиболее тонкими частицами стал играть роль цемента породы.

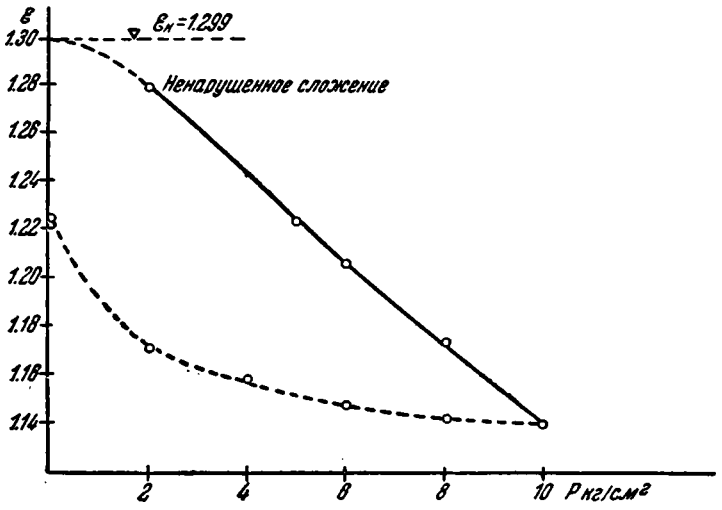


Фиг. 13. Испытание на компрессию. Образец промытый КОН.

[1] Тем более, что нужно принять во внимание изменение поглощающего комплекса в смысле увеличения в нем калия за счет других катионов. Это обстоятельство (насыщенность щелочами) не может не влиять на некоторое повышение «глинистых» свойств породы вследствие повышения дисперсности частиц.

Несколько более повышенное содержание аморфной кремнекислоты на глубине 7.85—8.1 м может быть отнесено за счет некоторого уменьшения интенсивности привноса обломочного терригенного материала, в связи с чем относительная количественная роль аморфного кремнезема заметно увеличилась.

Можно было бы считать, что кремневая часть цемента была привнесена извне (разложение перекрывающих сантонскую свиту кампанских песчаников и песков и отложение выщелоченной из них аморфной кремнекислоты в породах сантона). Против этого предположения, однако, говорит факт полного отсутствия кремневых организмов и вообще аморфного кремнезема в кампанских породах. Кроме того, переотложение аморфного кремнезема в породах сантона могло произойти лишь в условиях кислой среды; между тем, никаких прямых указаний на былое существование этой кис-



Фиг. 14. Диаграмма «Коэффициент пористости — давление». Испытание на кольце Терцаги. (Глина майкопская, глубина 11 м из балки Солянки у г. Красноармейска).

лой среды в сантонской породе мы не находим. В частности, пирит, распространенный здесь достаточно широко, относительно свеж, и переход его в гидроокись железа незначителен. Против вторичного характера кремневой части цемента говорит относительная равномерность его распределения по разрезу. Трудно было бы представить себе такой равномерный процесс фильтрации и осаждения аморфной кремнекислоты в столь мощной и трудно фильтрующейся толще пород.

Относительно небольшое количество органических остатков и, главное, хорошая их сохранность исключают также предположение о происхождении кремневой части цемента из растворенных скелетов организмов с непосредственным выпадением здесь же аморфной кремнекислоты.

То обстоятельство, что не только скелеты радиолярий, но и скорлупки фораминифер и спикули губок сложены кремневым веществом, может служить указанием на богатство растворенным кремнеземом среды верхнесантонского морского бассейна. Общее количество аморфного кремнезема в данной породе невелико, но он слагает значительную часть цемента, и наличие его придает породе жесткий полускальный характер.

Щелочные воды могут растворить и вынести кремневую часть цемента, сильно изменив физико-механические свойства породы и приблизив ее

к породам несцементированным и даже к глинистым. Но для этого требуется сильная концентрация щелочных растворов.

Рудничные воды шахты № 1731 и донская вода, как показал их анализ, слабо щелочные (pH 7.5—8); но вряд ли они могут оказать сильное и быстрое действие на вымывание кремневой части цемента, так как, как это показали опыты, даже десятипроцентный раствор соды при фильтровании его через пластинку породы толщиной в 2 см действовал чрезвычайно слабо. Что же касается действия на породу щелочного раствора состава, близкого к составу рудничной воды шахты № 1731, то в лабораторных условиях никакого результата получено не было. Впрочем, необходимо сделать оговорку, что при экспериментальных лабораторных работах невозможно учесть результаты длительного воздействия слабо концентрированных растворителей на интересующий нас объект. В связи с этим реальная обстановка может внести свои, может быть и несколько неожиданные, коррективы.

Дестиллированная вода при фильтровании ее через породу, как это показали анализы фильтратов, вымывает ничтожную часть кремнекислоты (0.022% при фильтровании • 3 л H_2O), следы полуторных окислов и небольшое количество Ca (0.010%), Mg(0.0004%), Na(0.049%) и K(0.007%) в течение пятимесячного эксперимента.

Статья закончена 25/II 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Lunge und Millberg. Ueber das Verhalten verschiedener Arten von Kieselsäure, «Ztschr. für angewandt. Chemie», 1897.
2. Шенец. Влияние десятипроцентного содового раствора на растворение кварца, халцедона и опала. Материалы по изучению русских почв, вып. 24, 1914.
3. Гедройц. «Журнал опытной агрономии», т. XVII, 1916.
4. Самойлов Я. К вопросу о перенесении кремнекислоты в осадочных отложениях, Записки геологического отдел. общ. люб. естествознания, 1922.
5. Земятченский. Что такое глина. К познанию русских глин. Тр. отд. глинян. матер., КЕПС, 1923.
6. Самойлов Я. В. и Рожкова Е. В. Отложение кремнезема органогенного происхождения. Тр. Института прикладной минералогии, вып. 18, 1925.
7. Schollenberger C. I. and Dreibelbis F. R. Analytical Methods in Base Exchange Investigation in Soils. Soil Sc., vol. XXX, No. 3, p. 161. 1930.
8. Швецов М. С. Петрография осадочных пород, 1934.
9. Федосов А. Е. Физико-механические свойства майкопских глин, «глин» сантона и песчаных пород кампана и неогена по данным физико-механической лаборатории ГИН АН (рукопись). 1936.
10. Силин-Бекчурин А. И. Геологическое строение, литология и трещиноватость пород сантона в районе Кумовского створа. Рукопись. Фонд ГИН Ак. Наук. 1936.
11. Зырин Н. Методы определения аморфной кремнекислоты в почвах. Рукопись. Архив Почвенно-географ. Ин-та МГУ.
12. Милановский Е. В. Геологическое описание и характеристика условий района Доно-Волжского комплекса. Рукопись. Фонд УПВИД.
13. Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков, 1936.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

В. М. ШАЛФЕЕВ

(ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ЛАБОРАТОРИЯ ГИН)

К ВОПРОСУ О ХАРАКТЕРЕ ХИМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ПРОТЕКАЮЩИХ В ЗОНЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ ПОРОД САНТОНА

Породы сантона, называемые обыкновенно глинами, по химическому и гранулометрическому составу до некоторой степени могут быть отнесены к этому виду грунтов, но по своим физико-механическим свойствам они обнаруживают значительные отклонения от типичных свойств глин, особенно в некоторых своих разностях. Характерной для них является неоднородность состава на различных глубинах, отличия в их свойствах и наличие трещиноватости в определенных зонах.

Произведенное химическое и отчасти физико-химическое исследование образцов сантонской породы из разреза от дневной поверхности до глубины в 42 м в шахте на правом берегу р. Дона на месте плотины, намечаемой по проекту Волга—Дон, привело к некоторым предположениям о химической стороне процессов выветривания, протекающих в породе, и о некоторых вторичных причинах наблюдающейся неоднородности различных прослоек сантона и возникновения трещиноватости.

Геолог А. И. Силин-Бекчурин в своем исследовании трещиноватости породы описывает характер трещин следующим образом: «Трещины представлены широкими по 1—7 см щелями, расположенными на расстоянии 0.5—1 м друг от друга. Трещины или заполнены перетертым материалом окружающих пород или носят характер открытых зияющих щелей. Стенки трещин гладки, отполированы и покрыты натеками железистых солей. По этим стенкам образуются или небольшие вертикальные обрушения пород или же в отдельных случаях сбросовые перемещения. Во второй системе трещины расположены на расстоянии 1—3 см друг от друга и носят характер трещин кливажа, на стенках их не наблюдается никаких натеков и отложений солей. От поверхности шахты до глубины в 3 м в стенках шахты отмечены трещины в виде сетки. Трещины ожелезнены, выполнены гипсом и носят характер трещин выветривания.

Стенки трещин относительно гладкие, но не отполированные, без борозд и штрихов, характеризующих сбросовые явления и оползания. Ширина трещин различна от волосных до 2.4 мм. В расстоянии от 10 до 25 мм от стенки трещин породы выщелочны и представлены более твердыми песчаными светлосерыми разностями, резко выделяющимися на общем темносером фоне сантона. В отдельных случаях трещины заполнены гипсом или в виде мелких порошкообразных кристаллов, или в виде друз».

Из приведенных выдержек следует, что наблюдаемые в породах сантона трещины различного происхождения и могут быть разделены на две группы: трещины тектонического характера и трещины выветривания. Произведенное на ряду с геологическим исследованием лабораторное изучение некоторых образцов пород сантона в физико-химиче-

ском отношении дало материал, позволяющий сделать более или менее обоснованные предположения о механизме образования трещин выветривания и, следовательно, дать характеристику устойчивости этих пород по отношению к агентам выветривания.

Исследованная толща представляет довольно однородную плотную массу, сверху прикрытую песками кампанской свиты. Характерным является наличие как в песках, прикрывающих сантон, так и в местах соприкосновения этих песков с породой сантона, сильно окремнелых прослоек, по своей твердости приближающихся к скальным породам. Эти прослойки характеризуются очень высоким содержанием аморфной кремнекислоты, которая цементирует и придает породе характер песчаника. Данные анализов сантона из шахты № 1731 приведены в табл. 1.

ТАБЛИЦА 1

Глубина залегания в м	Естественная влажность	Удельный вес (истинный)	Коэффициент набухания	Максимальная гигроскопичность по Митчерлиху в %	Общее содержание SiO_2 в %	Растворимая SiO_2 в %	CO_2 карбонатов в %	Органические вещества в пересчете на С в %	pH водной вытяжки
7.1	28.05	2.59	94	10.34	78.97	6.17	нет	1.31	3.55
7.8—8.1	22.37	2.52	24	6.30	81.49	19.01	»	0.98	6.52
22	30.89	2.58	37	11.75	74.68	9.22	0.52	1.68	6.72
31	30.26	2.54	55	10.07	76.43	11.28	0.19	1.45	6.72
42	27.15	2.63	56	10.10	69.62	7.71	1.81	2.06	6.82

Одна из таких окремнелых прослоек с глубины около 0.5 м от поверхности сантона оказалась в числе образцов, подвергнутых исследованию.

Окремнелая прослойка и вышележащий тонкий слой породы по содержанию растворимой кремнекислоты резко отличаются от нижележащей основной толщи породы. В то время как в основной толще до глубины 31 м содержание растворимой кремнекислоты очень постоянно, составляя в среднем около 10%, самый поверхностный слой породы содержит ее только 6.17%, а окремнелая прослойка — 19.01%. Характерным является также отсутствие карбонатов в этих двух прослойках в то время, как в остальной большей толще карбонаты всегда содержатся в количестве не менее 0.5% и до 1.8%. Но наиболее интересные цифры дало исследование водных вытяжек из породы на величину pH. В то время как в основной толще породы величина pH неизменно составляет 6.7—6.8, т. е. реакция среды почти нейтральная, в самом поверхностном слое реакция оказалась резко кислой (pH=3.55), в окремнелой же снова pH = 7.52. Эти данные необходимо дополнить характеристикой грунтовой воды сантона. Анализ воды, собранной в шахте, показал, что вода имеет явно щелочную реакцию и содержит бикарбонаты. Наконец, необходимо еще учесть, что по данным петрографического исследования в породе содержатся пирит и железистые соли.

Если сопоставить все изложенные данные с геологическим описанием трещин выветривания, приведенным выше, то возникновение трещин и окремнелых прослоек отчасти может быть объяснено следующими процессами: явления выветривания пород сантона проявляются главным образом в процессе выщелачивания растворимой кремнекислоты щелочными водами и перемещением ее в глубь породы вследствие водопро-

ницаемости последней; вторым процессом выветривания является окисление пирита проникающим в породу кислородом воздуха с возникновением кислой среды вследствие образования серной кислоты. Если представить себе, что вода, насыщенная растворимой кремнекислотой, попадает в окислительную зону, то в месте их соприкосновения неизбежно должны возникнуть следующие реакции:

$$Ca(HCO_3)_2 + Na_2SiO_3 + 2H_2SO_4 = CaSO_4 + Na_2SO_4 + SiO_2 + CO_2 + H_2O.$$

Здесь же в зоне реакции должны находиться и железистые соли, образовавшиеся в результате реакции. Если вернуться к геологическому описанию трещин выветривания сантона, то увидим, что описание почти точно соответствует химизму приведенного процесса. Действительно, слой кремнекислоты на внутренных стенках трещин налицо, гипс внутри трещин имеется, натеки железистых солей также. Не находит отражения в описании трещин лишь выделение углекислого газа, которое неизбежно должно при этом происходить. Но если выделение CO_2 происходило внутри породы, достаточно плотной и мало газопроницаемой, к каковым и относятся сантонские породы, то выделение должно было оставить след в виде каких-нибудь механических изменений в породе. В данном случае эти изменения в породе под давлением выделяющейся CO_2 проявились в образовании мелких трещин. Подтверждением этого предположения, помимо нахождения в трещинах продуктов указанной выше реакции, служит также и величина трещин и характер трещиноватости. Трещины эти очень невелики, расстояние между стенками несколько миллиметров, они замкнуты и многочисленны. Таким образом, образование трещин описанного типа можно рассматривать как начальную стадию процесса выветривания сантона. Разрыхление породы, вызываемое образованием трещин, облегчает и ускоряет процесс выветривания, так как при этом облегчается проникновение внутрь породы как грунтовой воды, так и воздуха.

Процесс выветривания активизируется: переносимая водой кремнекислота, выделяясь, заполняет все поры и трещины, прочно цементируя находящуюся в зоне выветривания прослойку породы. После этого процесс выветривания на данном участке временно прекращается.

Таким образом, практические результаты процессов выветривания в породах сантона выражаются в перемещении растворимой кремнекислоты из поверхностной зоны выветривания в нижележащую, где снова происходит выделение кремнекислоты под влиянием кислой среды, возникающей в породе вследствие окисления пирита. В первичной стадии этого процесса происходит образование трещиноватости, которая по окончании процесса, по мере диффузии выделяющегося газа и под давлением вышележащих слоев исчезает, и порода, обогащенная кремнекислотой и уплотненная давлением, приобретает характер твердой кремнистой породы типа песчаника. При этом образовавшиеся окремнелые прослойки являются преградой для дальнейшего распространения процесса выветривания вглубь.

Статья закончена 10/I 1937 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

З. А. МАКЕЕВ

КРАТКАЯ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАЙКОПСКИХ ГЛИН В ОБЛАСТИ ВОЛГО-ДОНСКИХ СООРУЖЕНИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Соединение р. Дона с р. Волгой намечено осуществить путем сооружения канала, протягивающегося от водохранилища на р. Дон через водораздел к р. Волге на участке от верховья речки Червленной в бассейне р. Дона до балки Солянки в бассейне р. Волги.

Для обеспечения многолетнего регулирования р. Дона близ хутора Кумовского запроектирована земляная плотина высотой 41.5 м, создающая подпор до отметки 62.7 м (фиг. 1). При этой отметке зеркало водохранилища протянется вверх по р. Дону на 450 км, а близ плотины — по руслу левобережного притока речки Червленной, примерно до ж.-д. линии Сталинград — Лихая. Отсюда и берет начало запроектированный канал. Протягиваясь в общем в юго-восточном направлении, он при длине около 32 км пройдет водораздел в глубокой выемке самотеком и будет сброшен в верховья балки Солянки. Здесь сосредоточивается основной узел сооружений (Солянский гидроузел), предназначенный для сброса вод канала от отметки 62.7 до отметки 10.0 м, соответствующей уровню зеркала воды Сарпинского водохранилища, расположенного на каспийской террасе правого берега р. Волги у г. Красноармейска.

По варианту 1935 г. (так называемый «третий вариант») вода из канала, подойдя к балке Солянке, поступает в небольшой акваторий, плотина которого перегораживает Солянку в ее верховье. [1]

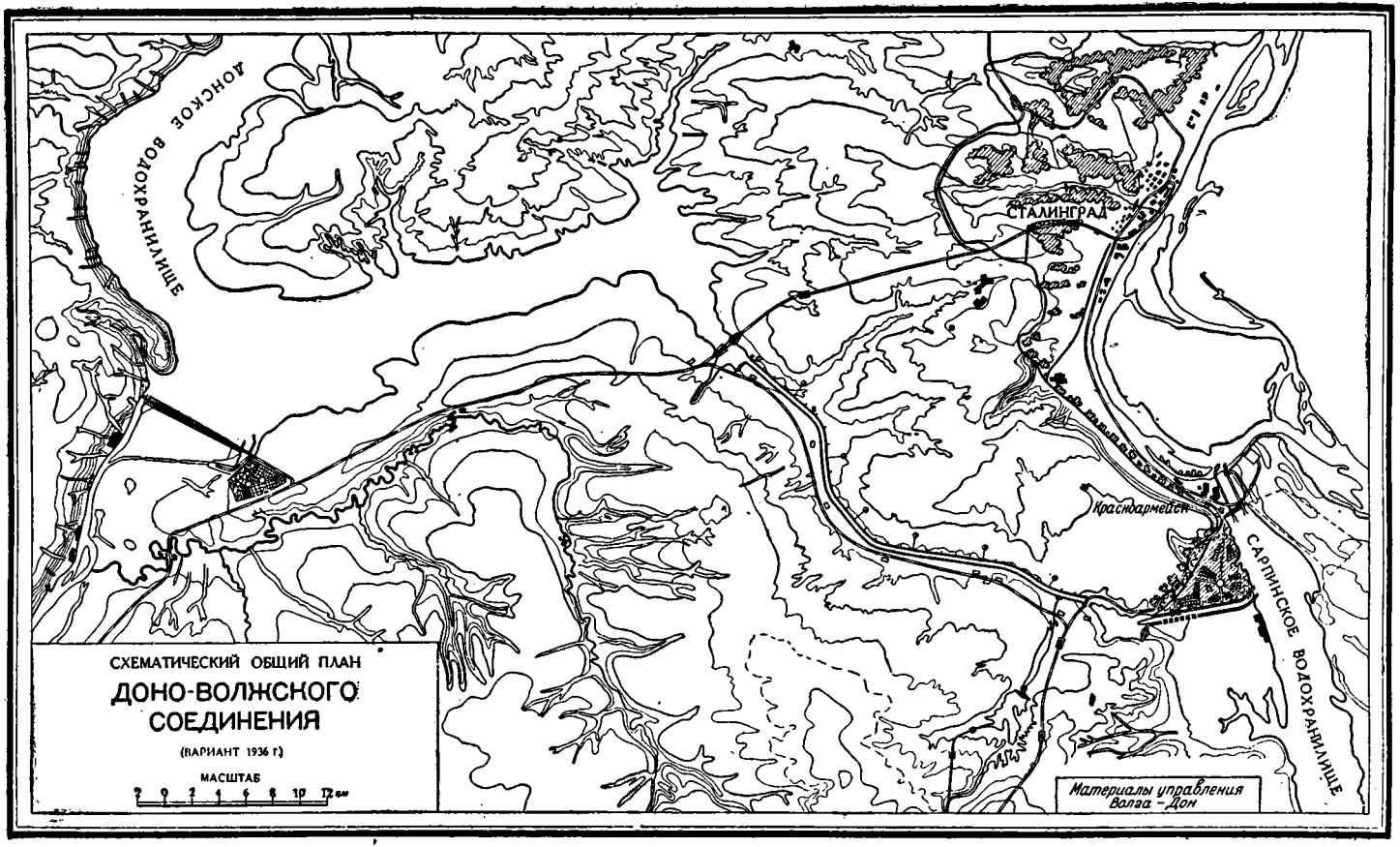
От акватория воду запроектировано отвести двумя каналами, протягивающимися в двух дамбах по левому и правому склонам балки Солянки таким образом, чтобы откосом каждого канала явился естественный склон балки, а другим — откос дамбы. При этом дно балки между дамбами предположено засыпать до отметки 47.0 м. По правобережному каналу запроектировано обеспечить пропуск судов в Сарпинское водохранилище и далее в р. Волгу путем сооружения 6 шлюзов. Левобережный же канал является энергетическим. Дамба его имеет длину около 3.5 км при отметке гребня 65.0 м; она возвышается над землей засыпкой тальвега в средней части на 17 м, а в нижней на 28 м.

Затем энергетический канал врежется в склон Ергенинской возвышенности и пройдет дальше в небольшой выемке к напорному бассейну, расположенному на бровке склона Ергеней, обращенного к долине р. Волги.

Из напорного водопровода запроектировано сбросить воду по трубопроводу к турбинному залу гидроэлектростанции, располагающейся у подножья Ергенинской возвышенности на абразионной террасе.

Отработанную воду намечено сбросить в Сарпинское водохранилище. От этого последнего запроектировано отвести второй энергетический канал для питания гидроэлектростанции на р. Волге. С южной стороны Сар-

[1] На общем плане Доно-Волжского соединения этот вариант 1935 г. не нанесен.



Фиг. 1. Схематический общий план Доно-Волжского соединения (вариант 1936 г.).

пинского водохранилища предполагается отводить избыток воды через водоспуск в Калмыцкую степь.

Как в районе Солянского гидроузла, так и в части трассы канала на интервале примерно от 74 до 80.5 км (по пикетажу Управления Волго-Дона) в геологическом строении местности принимают участие майкопские глины олигоцена.

Эти глины по своим физико-техническим свойствам (склонность к оползанию, трещиноватость и т. д.) являются породой, представляющей с инженерно-геологической точки зрения значительный интерес. Нужно иметь в виду, что инженерные сооружения на Северном Кавказе, возводимые в области развития литологически весьма сходных глин того же майкопского яруса, испытывали (заброшенная железнодорожная ветка Армавир — Ворошиловск) и испытывают (Северо-Кавказская ж. д. в районе ст. Невинномысской и др.) значительные деформации, требующие огромных затрат на постоянные ремонтные работы.

По майкопским глинам в районе Волго-Донского канала мы располагаем более подробными данными по району балки Солянки (Солянский узел). Поэтому о майкопских глинах по трассе канала будут даны только общие соображения.

Краткий геоморфологический очерк балки Солянки

В геоморфологическом отношении балка Солянка может быть разделена на 3 части — верхнюю, среднюю и нижнюю.

Верхняя часть балки Солянки состоит из системы двух балок — Глубокой и Князевой, рельеф которых имеет весьма спокойные очертания. Их пологие, покрытые травой склоны обычно прорезаются неглубокими овражками, промоинами и балочками с очень мягкими, сглаженными водораздельными возвышениями между ними. Промоины и балочки обычно вскрывают суглинистые породы четвертичного возраста. Буровые работы показали значительную мощность этих отложений, залегающих на неровной размытой поверхности коренных пород — майкопских (мелеттовых) глин олигоцена, которая почти не отражается в рельефе дна и склонах балки Солянки.

В средней части балка Солянка хорошо разработана, имеет широкое выравненное дно, пологие основания склонов, которые круто поднимаются в верхней части на высоту 30—40 м над тальвегом. В верхней части долины по обоим ее склонам наблюдаются ясно заметные продольные эрозионные уступы, обязанные своим происхождением литологическим особенностям пород. Нижняя часть склонов сложена майкопскими глинами. Сверху они перекрываются песчанистыми глинами и песком онкофорового горизонта миоцена. Майкопские глины, как быстро поддающиеся выветриванию и последующему смыву, образуют пологие нижние части склона, а онкофоровые отложения, как более устойчивые, крутую верхнюю часть последнего.

Описанный эрозионный перегиб, следуя контакту между майкопскими глинами и онкофоровыми породами, обнаруживает заметное падение внизу по балке.

Оба склона средней части балки Солянки в некоторых местах прорезаются глубокими поперечными балками и оврагами. Своими вершинами эти последние, протягиваясь на 1—2 км в глубь склонов, прорезают весь комплекс коренных отложений (майкоп, онкофоровый горизонт, ергенинские пески). Дно таких крупных балок при следовании их по песчаным породам обычно сухое. Во время же сильных ливней и в период таяния снегов по ним текут с большой скоростью довольно значительные массы воды. Они легко размывают онкофоровые и ергенинские пески и выносят

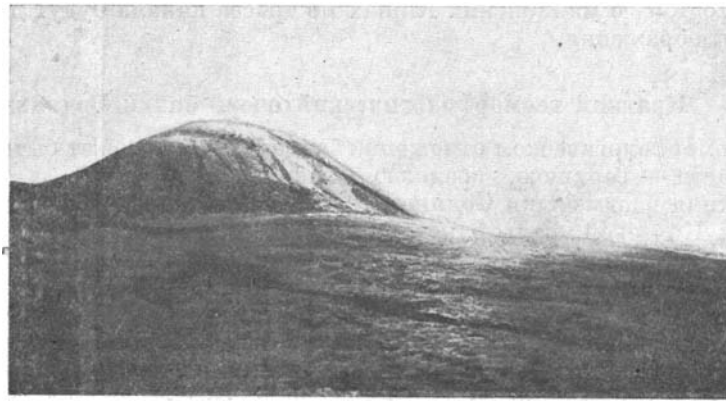
их за пределы основания склона балки Солянки, образуя ясно заметные конусы выноса у устьев поперечных балок.

Кроме описанных выше крупных оврагов и балок, следует отметить наличие ряда овражков, рытвин и промоин, неглубоко прорезающих склоны балки Солянки. Вследствие того, что мощность делювиального чехла на склонах балки весьма незначительна, эти мелкие овражки и промоины обычно вскрывают коренные породы.

Овражки и рытвины, обычно растущие, имеют почти отвесные стенки и в вершинах часто заканчиваются совершенно обрывистыми уступами высотой до 3—4 м.

В местах развития майкопских глин, т. е. там, где склоны балки Солянки имеют пологий характер, можно наблюдать участки со своеобразной волнистостью рельефа, свойственной оползневым районам.

Оползневый характер отдельных участков местами выявляется довольно четко. Местами же, вследствие последующих процессов смыва, становится весьма неясным, часто принимающим вид неглубоких оплывин.



Фиг. 2. Вид с юго-запада на останец «Большой Казбек». Левый склон балки Солянки. Высота останца в среднем 12 м.

Поперечная эрозионная деятельность атмосферных и талых снеговых вод, углубленная наличием водоносного горизонта в онкофоровых породах, налегающих на майкопские глины, и последующие явления небольших смещений грунтовых масс привели к образованию своеобразных для балки Солянки эрозионных форм холмов-останцев.

Одним из таких останцев является холм на левом склоне балки Солянки у западного конца хутора Солянского высотой в 10—15 м, получивший название «Большого Казбека» (фиг. 2).

Растительность балки Солянки в ее средней части довольно скудная, по дну же долины, вследствие близкого залегания от поверхности высоко минерализованных аллювиальных вод, можно видеть много участков, совершенно лишенных растительности и покрытых белыми выцветами сернокислых солей кальция и магния. На средних пологих частях склонов в области развития майкопских глин растительность также весьма слабая. Местами наблюдаются лысины, почти совсем свободные от травяного покрова. На крутых склонах, сложенных онкофоровыми песчанистыми глинами и песками, также имеется много совершенно непокрытых растительностью мест, что в некоторых случаях объясняется явлением развевания песков.

Тальвег самой балки Солянки представляет собой узкий обрывистый овраг с плоским нешироким дном. В стенках оврага обнажаются глинистые породы аллювио-делювиального происхождения.

По дну оврага протекает не пересыхающий летом ручей с небольшим расходом. Своим питанием он обязан водам, спускаемым запрудами балки Князевой и источника, выходящего из делювия в основании левого склона балки Солянки в 1.5 км выше хутора Солянки.

Нижняя часть балки Солянки начинается от восточного конца упомянутого хутора и тянется до ее устья в месте выхода на каспийскую террасу. Майкопские глины здесь в отличие от средней части балки Солянки залегают, вследствие наклона слоев, ниже дна балки на довольно значительной глубине. Благодаря этому в строении района принимают участие следующие образования: онкофоровые отложения (пески и глины), перекрывающие их ергенинские пески, «солянские» (бакинские) и древнеаллювиальные отложения и современный аллювий.

«Солянские» пески, располагающиеся у устья балки Солянки, после размыва послужили причиной образования узкой (до 150 м), глубокой (10—15 м) балки «Песчаные ворота». Далее кверху профиль балки заметно расширяется, так как здесь развиты пылеватые пески онкофорового горизонта.

Отложения майкопского яруса олигоцена являются самыми древними породами в районе балки Солянки, выходящими на поверхность. Их наличие констатировано в многочисленных поперечных овражках, промоинах и балках, прорезающих склон Солянки, а также во многих разведочных скважинах и других горных выработках строительства Волго-Дона.

Отложения этого яруса представлены однородными темносерыми и серовато-зелеными плотными пластичными жирными, неизвестковистыми глинами, часто обнаруживающими микрослоистость (сланцеватость) и тонкую полосчатость, обусловленную чередованием светлых и темных прослоек. В образцах из скважин и шурфов часто встречается фауна Pleurotoma, Cassidaria и др. пелециподы и гастроподы.

Под микроскопом порода состоит преимущественно из основной глинистой массы бурых оттенков, содержащей небольшое количество обломочного материала. [1] По большей части основная масса действует на поляризованный свет. Обломочные минералы представлены преимущественно кварцем и рудными минералами. Кварц образует мелкие, размером от 0.06 до 0.01 мм, остроугольные или неправильной формы зерна. Рудные минералы (пирит и получившиеся при его разложении гидроокиси железа) либо образуют мельчайшие, разбросанные по всему шлифу зернышки, либо такие же по размеру зерна, как и кварц, либо собираются в сравнительно крупные (от 0.3 до 1 мм) скопления — пятна. В значительно меньшем количестве среди обломочного материала наблюдаются слюды и глауконит. Довольно часто, но далеко не всегда порода рассечена мелкими параллельными трещинками, которые наблюдаются как в поперечных, так и в продольных шлифах. Эти трещинки вместе с наблюдающимися полосками с неравномерной интенсивностью окраски глинистого вещества и полосками с различным содержанием обломочного материала создают микрослоистость породы.

Некоторым исключением из просмотренных образцов майкопских пород является образец с глубины 15.0 м из шурфа 552, рассеченный прожилками песчанистой глины мощностью около 1 см. В шлифе этого прожилка наблюдается повышенное количество обломочного материала, представленного кварцем, глауконитом и рудными минералами, расположенного среди зеленовато-бурой, не микрослоистой глинистой массы.

Никакой зависимости между глубиной залегания образца и наличием микрослоистости, повышением или понижением количества обломочного материала или интенсивности окраски не наблюдается.

[1] Описание шлифов было сделано Н. В. Фроловой.

После извлечения из горных выработок свежих кусков глины она, высыхая, быстро теряет монолитность и расслаивается на мелкие плоские различной формы листочки. В пределах глубин пройденных выработок (до 20 м) коренные майкопские глины трещиноваты. Общая их мощность в районе не менее 100 м.

Однородность глин нарушается наличием по плоскостям напластования тонких, от нескольких миллиметров до 1—2 см, прослоев серого и зеленовато-серого тонкозернистого песка с блестками слюды. Прослойки эти обычно не выдерживаются ни в отношении мощности, ни в отношении горизонтального распространения. Местами тонкие прослойки и линзочки песка отсутствуют совершенно, а через несколько десятков метров вновь появляются в соседней скважине или шурфе. Неизученность литологической стратиграфии майкопских глин не позволяет установить наличие в их толще какого-либо определенного горизонта с подобными прослоями песков. По крайней мере до настоящего времени попытка увязать встречаемые в отдельных скважинах прослои песков не увенчалась успехом.

Кроме описанных выше тонких прослоев песка, впервые для этого района нами в шурфах, заложенных на склонах балки Солянки, были встречены [1] караваи плотного светлосерого мергеля мощностью до 0.40 м. В одном куске такого мергеля была обнаружена крупная раковина (Cyprina?). Обладая небольшой мощностью, эти караваи имеют также незначительное протяжение, не превышающее 1 м. В поперечном направлении они обычно разбиты тонкими (до 2—3 мм), преимущественно зияющими, иногда изогнутыми, трещинами. По некоторым же трещинам наблюдается светложелтый ржавый налет железистых солей. Нередки также случаи заполнения тонких трещин вторичным кальцитом. В одном случае на плоскостях трещины обнаружены штрихи, свойственные поверхностям скольжения. Иногда по трещинам высачивается незначительное количество воды.

Сравнение отметок залегания описываемых мергелей в шурфах и дудках на левом и правом склонах балки Солянки показывает, что в выработках, заложенных на левом склоне, отметки залегания караваев мергеля весьма близки друг к другу (от 49.02 до 49.09 м).

В выработках, расположенных на противоположном правом склоне, эти отметки (41.00 и 42.45 м) довольно значительно разнятся от таковых на левом склоне. Так как выработки правого склона заложены на явно оползневом цирке, то не исключена возможность, что в них могло произойти смещение как-раз на величину разницы в отметках залегания мергеля в этих выработках, т. е. на 7—8 м. Весьма вероятно также, что подобное несовпадение отметок обусловливается изменениями, связанными с условиями залегания майкопских глин, обнаруживающих падение в направлении на юго-восток. Возможно допустить и наличие второго горизонта с подобными же караваями мергелей.

Кроме описанных выше тонких прослоев и караваев мергелей, в невыветренных коренных майкопских глинах часто встречаются небольшие (от 0.5 мм до 1—1.5 см) включения различной формы зерен тонкозернистого пирита, оставляющего при растирании темные пятна на пальцах. Глина вокруг таких зерен обычно обнаруживает заметные изменения в своем сложении. Она становится сильно разрыхленной, комковатой (землистой) и легко рассыпающейся от прикосновения. Цвет ее, однако, остается прежним (темносерым или зеленовато-серым). Иногда наблюдается, что зерна пирита располагаются в небольших (1—2 см) пещерках в глине. Стенки таких маленьких пустот обычно покрыты порошкообразным пиритом.

Нужно думать, что изменение характера майкопских глин вокруг зерен пирита обязано своим происхождением явлениям его окисления с по-

следующим образованием серной кислоты, которая и разрушает глину. Такой процесс, вследствие незначительности размеров зерен пирита, глубоко (глубже 1—2 см) внутрь глин не распространяется.

Из других включений в коренных невыветренных майкопских глинах следует отметить гипс, встречаемый обычно в виде крупных кристаллов.

По мере приближения к поверхности майкопские глины обнаруживают заметные изменения, обусловленные процессами выветривания. Изменения эти относятся прежде всего к перемене цвета. Глины, затронутые выветриванием (элювий), теряют характерный для коренных пород темносерый и зеленовато-серый цвет и приобретают серовато-коричневую и шоколадно-коричневатую окраску. Переход между выветренными майкопскими глинами и их элювием выражен неясно и не сопровождается заметными изменениями плотности, характера сложения и естественной влажности.

В верхней части, наоборот, элювиальный слой майкопских глин приобретает черты, резко отличающие его от коренных глин. В нем появляются ясно видимые многочисленные трещины толщиной до 1—2 см, секущие породу в самых различных направлениях.

Еще выше, ближе к поверхности характер элювия опять меняется. Он переходит в однородную плотную, напоминающую по сложению суглинок, неизвестковистую породу. Здесь, повидимому, кроме явления выветривания, играют значительную роль процессы почвообразования.

Условия залегания майкопских глин в районе балки Солянки поддаются изучению с большим трудом, что объясняется тем, что непосредственные замеры элементов залегания произвести не представляется возможным вследствие отсутствия слоистости.

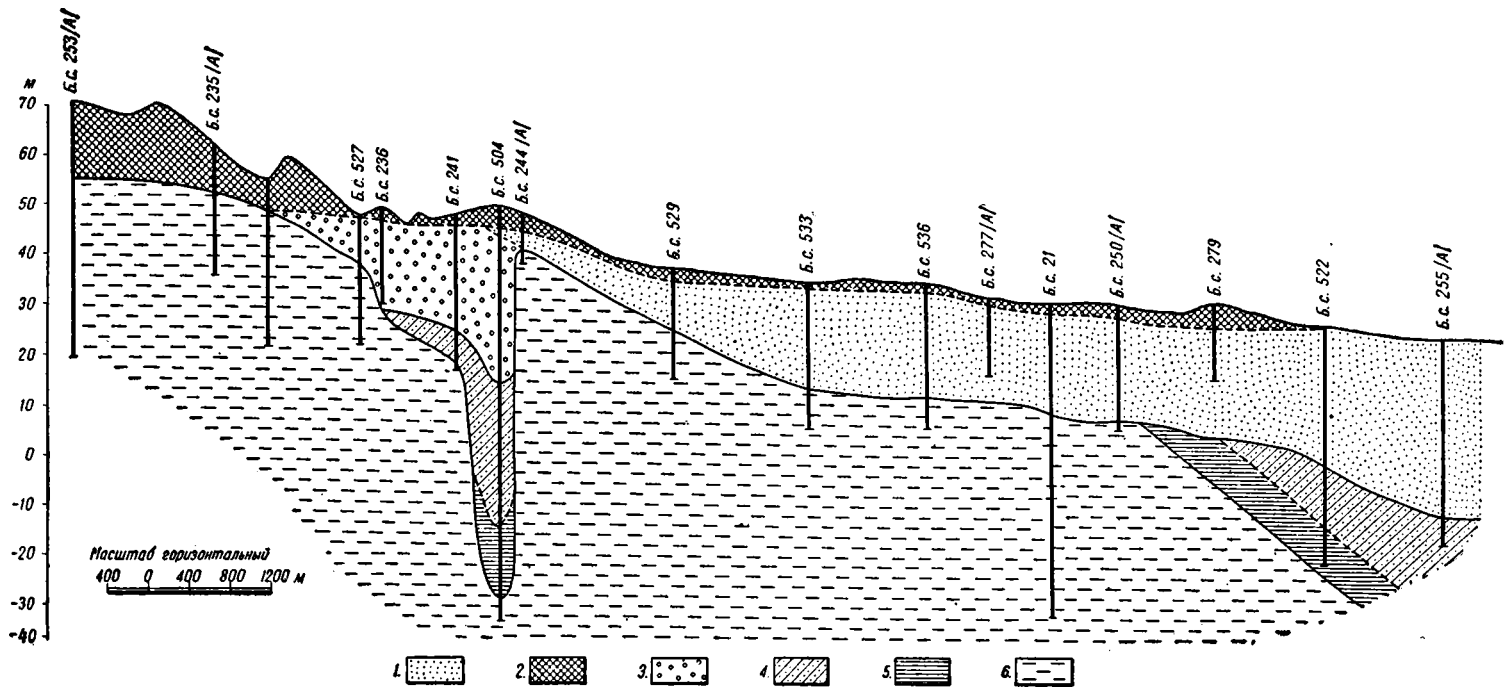
Нижележащими породами, подстилающими на значительной глубине майкопские глины, являются породы киевского яруса эоцена. Породы майкопского яруса залегают на них несогласно, что установлено в других местах по маркирующему слою фосфоритов, расположенному по границе между обоими ярусами. Глубоких буровых скважин, достигших пород киевского яруса, в балке Солянке не имеется.

Кровля майкопских глин перекрыта породами онкофорового горизонта миоцена, а в местах размыва последнего позднейшими — аллювиальными, делювиальными и другими отложениями. Как показали буровые исследования Управления Волго-Дона, произведенные в 1934—1935 гг., поверхность майкопских глин в области налегания на них пород онкофорового горизонта обнаруживает значительные следы размыва(фиг. 3).

В местах же более спокойного рельефа их поверхности, по данным буровых скважин, падение кровли майкопских глин на правом склоне балки Солянки колеблется от 1°10′ до 6°40′ и на левом — от 0°50′ до 3°30′ в направлении на восток.

Переходя к характеристике условий водоносности майкопских глин, следует отметить, что в невыветренном состоянии и при незначительной трещиноватости они могут считаться вполне водонепроницаемыми и неводоносными породами. Однако, как видно из изложенного выше, однородность их выдерживается далеко не везде. Имеющиеся в невыветренных частях толщи тонкие прослойки песков, как показывают данные буровых работ, водоносны. Замкнутый характер залегания этих прослоек указывает на возможность питания их водой по трещинам в невыветренных майкопских глинах. Пробные откачки из майкопских глин с песчаными прослойками в одиночных скважинах показывают величины удельных дебитов от 0.25 до 2.56 м³/сутки, а величины коэффициентов фильтрации [1] — от 0.2 до 0.32 м/сутки.

[1] По формуле для трещиноватых пород.



Фиг. 3. Схематический продольный геолого-литологический разрез балки Солянки. Материалы Управления Волго-Дона, 1935 г.

1 — аллювий (пески, супеси), *2* — делювий (суглинки, глины), *3* — бакинский ярус (пески), *4* — миоцен (пески онкофорового горизонта), *5* — миоцен (глины онкофорового горизонта), *6* — олигоцен (майкопские глины).

Незначительные величины удельных дебитов указывают на слабую водоносность песчаных прослоек. Нужно, однако, заметить, что некоторые обстоятельства ставят под сомнение правильность данных откачек. Как выяснилось, перекрытие (тампонаж) водоносного горизонта, залегающего выше выветрелых майкопских глин, обычно не удавалось по техническим причинам. Поэтому с большой долей вероятности можно допустить проникновение верхней воды в невыветренные майкопские глины по затрубному пространству.

В случае правильности наших предположений может оказаться, что коренные невыветренные майкопские глины с тонкими прослойками песков окажутся не водосодержащими. Частичным подтверждением сказанного служит отсутствие воды в подобных же породах, вскрытых в шурфе 543, заложенном в основании правого склона балки Солянки на отметке около 48.0 м. В нем прослойки песков в майкопских глинах появились на глубине около 19 м, но никакого заметного высачивания воды из них не наблюдалось.

Кроме коренных пород вода обнаружена в элювии майкопских глин. Одиночные откачки в скважинах показали величины удельных дебитов от 14.77 до 18.74 м³/сутки, а коэффициентов фильтрации от 5.96 до 6.37 м/сутки. Наблюдения в шурфах и дудках, заложенных на склонах балки Солянки, где возможность притока воды из аллювия совершенно исключена, показали, что условия водоносности элювия майкопских глин различны в зависимости от местоположения и характера тех участков склона балки Солянки, на которых он развит. Можно выделить два типа таких участков: места межовражных гребней и участки оврагов между ними.

На участках склонов балки Солянки, где имеют развитие поперечные межбалочные гребни, вода в элювии в более или менее заметном количестве высачивается вблизи границы между ним и коренными невыветренными глинами.

По мере приближения к поверхности земли, т. е. в верхних частях элювия, количество воды заметно уменьшается. Здесь она уже не высачивается по трещинам, как это имеет место в нижней части элювия, а обнаруживается по плоскостям угловатых обломков породы в виде равномерно покрывающей их блестящей пленки. Еще ближе к поверхности земли (примерно на глубине от 1 до 1.5 м) вода полностью отсутствует, и порода может быть названа естественно сухой.

Что касается участков поперечных оврагов на склонах балки Солянки, то условия водоносности здесь несколько отличаются от таковых по сравнению с межбалочными площадями. Существующая сеть оврагов и балок, прорезающая склоны балки Солянки, обычно распространяется не только в пределах выхода на поверхность майкопских глин, но захватывает также и вышележащие породы онкофорового горизонта, сложенного глинами и пылеватыми песками. Глины этого горизонта залегают на породах майкопского яруса и имеют мощность от 0 до 14 м. Перекрываясь пылеватыми, тонкозернистыми онкофоровыми песками, эти глины служат прекрасным водоупором для водоносного горизонта, циркулирующего в этих песках. В связи с этим во многих местах можно видеть выходы воды на склонах балки Солянки или в виде слабой заболоченности (правый склон) или в виде ясно заметной полосы яркозеленой растительности (левый склон).

В тех местах, где овраг своей вершиной достигает водоносного горизонта онкофоровых песков, вода этого последнего дренируется и стекает вниз, но не по тальвегам оврагов, а в слагающем их дно элювии онкофоровых и майкопских глин.

Вследствие этого элювий майкопских глин в дне оврагов и по балкам пропитывается грунтовой водой почти целиком.

Описанный характер водоносности элювия на морфологически различных участках является весьма важным обстоятельством, могущим оказать большое влияние на инженерно-геологическую оценку нижней пологой части склона балки Солянки, сложенной майкопскими глинами.

Химический состав вод майкопских пород изучен весьма слабо. В нашем распоряжении имеются следующие данные о химическом составе воды из выветренной зоны майкопских глин:

$Ca^{\cdot\cdot}$	70.5 мг/л
$Mg^{\cdot\cdot}$	16.9 »
SO_4	143.00 »
Cl'	135.1 »
HCO'_3	289.9 »
CO_3	нет
Сухой остаток	702 »
Жесткость общая в немецких градусах	13.75°
Жесткость карбонатная в немецких градусах	13.42°

Физико-геологические явления

Выше уже указывалось на наличие оползневых цирков и оплывин по склонам балки Солянки. Осмотр этих участков [1] показал, что явления смещения земляных масс находятся в различных стадиях своего развития. В некоторых местах оползневой характер склона не подлежит никаким сомнениям. В других местах ясного оползневого уступа или уступов не наблюдается вследствие незначительности явлений оползания и благодаря последующим интенсивным процессам размывания смещенных масс.

Явления оползания еще более маскируются тем, что смещения земляных масс приурочены к области развития на склонах балки Солянки легко поддающихся выветриванию майкопских глин. Процессы выветривания, как мы видели выше, чрезвычайно сильно нарушают однородность и связность глин майкопского яруса, что вместе с размывом поверхностными водами и воздействием подземных вод значительно видоизменяет первоначальную морфологию оползневых или оплывших участков.

По стадиям своего развития смещения земляных масс могут быть подразделены на несколько групп.

Недавние оползни по склонам балки Солянки встречаются довольно часто. Ширина таких смещений часто бывает больше их длины. Поверхности смещения обычно заросшие невысокой травой, сплошь закрывающей ранее обнаруживавшиеся поверхности отрыва. Оползшие массы покрыты травяным покровом и обычно почти снивеллированы процессами размывания и делювием, что сближает их с древними оползнями.

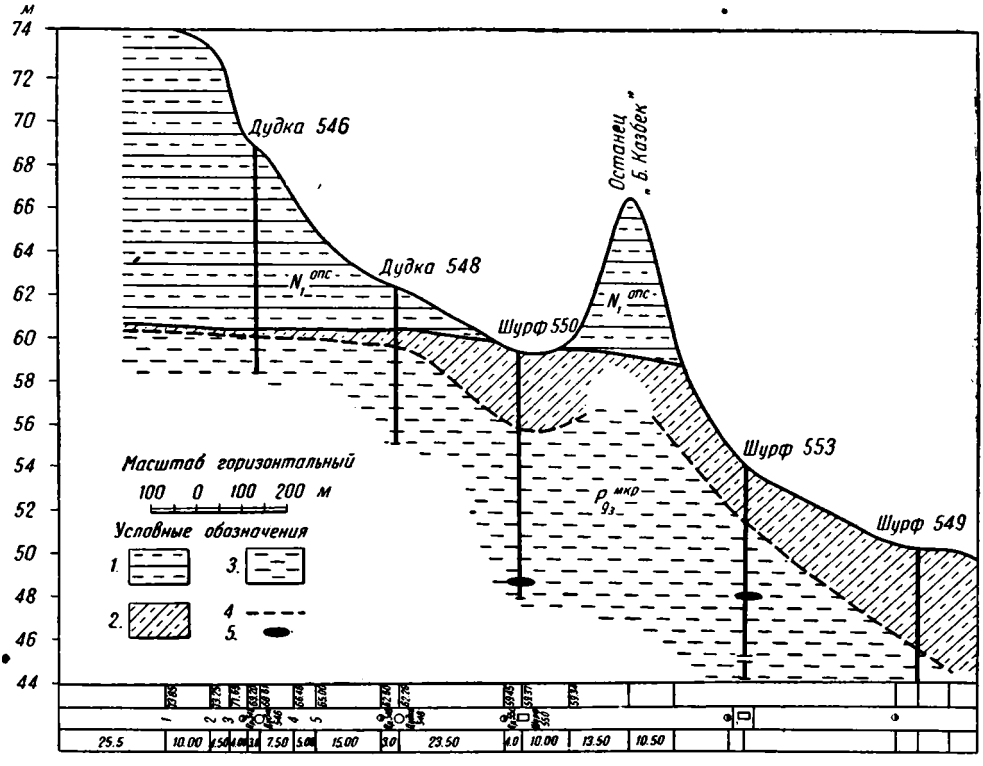
Давние оползни имеют бо́льшее развитие, чем недавние. Их рассекают обычно перпендикулярно растущие различной глубины овражки и промоины. Поверхность таких оползней слабо волниста и покрыта сплошным травяным покровом. Смещений масс на таких участках, повидимому, уже не происходит вследствие наступившего равновесия.

Что касается других стадий оползней: свежих и древних, то последних не было обнаружено. Явно свежие незначительной (10—20 м шириной и 10—12 м длиной) величины подвижки земляных масс оползневого характера имеются только по склонам некоторых балок, впадающих в балку Солянку.

Как показали наблюдения в шурфах, заложенных по поперечникам через несколько оползневых участков на склонах балки Солянки, оползанию подвержен прежде всего элювий майкопских глин. В нем обычно обнаруживаются слабо наклонные (до 20°) по направлению к тальвегу балки трещины, поверхность которых покрыта характерной штриховкой

скольжения одних масс по другим. Часто между поверхностями таких трещин обнаруживается перемятая, значительно увлажненная, сильно пластичная глинистая масса, мощностью от 0.5 до 1 см, состоящая из многочисленных, иногда изогнутых, блестящих листочков элювиальной глины. При этом листочки носят на себе такую же штриховку, что и поверхности описанных трещин. Источником увлажнения оползней в элювии являются, преимущественно, поверхностные воды.

Кроме оползней в элювии имеются оползни в невыветренных глинах. Источником увлажнения этих оползней является главным образом грунтовая вода в песках онкофорового горизонта, которая частично проникает



Фиг. 4. Схематический геологический профиль по поперечнику № 1. Левый склон балки Солянки. Материалы Волжской группы инженерно-геологических работ по Волго-Дону ГИН АН, 1935 г.

по трещинам в онкофоровые глины, залегающие на майкопских глинах, а затем увлажняет и эти последние. Благодаря этому нарушаются условия равновесия земляных масс на склоне, и оползание захватывает не только майкопские, но и вышележащие онкофоровые слои.

Характерной чертой этих оползней является невозможность найти в шурфах, вскрывших майкопские глины, определенную, ясно выраженную плоскость отрыва, которая обычно должна ограничивать оползшие массы от незатронутого смещением массива. Здесь же обычно имеется ряд довольно пологих и крутопадающих трещин с характерной для перемещающихся масс штриховкой на их поверхностях. Повидимому, майкопские глины, обладающие значительной (до 42%) естественной влажностью, высокой пластичностью и коллоидальностью, образуют ряд трещин скольжения, разбивающих всю толщу глин нарушенного массива на многочисленные пачки различной мощности. Возможно, что они медленно дви-

гаются или двигались как одна по отношению к другой,так и все вместе по отношению к современному основанию склона.

Кроме оползней в морфологии долины наблюдаются своеобразные эрозионные формы — холмы-останцы. Останцы эти в основании сложены майкопскими глинами. Перекрываются они обычно глинами онкофорового горизонта, как это видно на разрезе через останец Большой Казбек на фиг. 4.

Трещиноватость майкопских глин в районе балки Солянки. Изучение [1] трещин в майкопских глинах не могло быть произведено с надлежащей полнотой, так как шурфы, вскрывшие эти глины, были заложены исключительно на склонах балки для исследования характера имеющихся или предполагаемых оползневых смещений земляных масс на двух-трех участках.

В указанном отношении большую ценность имел бы даже один шурф, пройденный вдали от бровки склона балки Солянки, где-либо на плато. Заложить его, однако, не удалось вследствие недостаточности кредитов.

Вследствие этого не удалось точно установить характер (эндогенной и экзогенной) трещиноватости.

В значительной мере решению вопроса мешало наличие трещин, падающих в общем от склонов к тальвегу (под некоторым углом к нему). В элювии большинство трещин подобного характера могут целиком считаться оползневыми. В невыветренных глинах, повидимому, также имеются трещины оползания, полого падающие к тальвегу балки. Однако здесь встречаются такие трещины, наличие которых нельзя объяснить оползанием.

Для большей ясности охарактеризуем трещиноватость невыветренных и выветренных майкопских глин более подробно.

В невыветренном состоянии майкопская глина является очень плотной и вязкой. Трещины в такой породе оказываются настолько плотно сжатыми, что обнаружить их удается лишь после длительного разрыхления кайлом стенок шурфа. При ударе инструментом близ такой трещины из стенки выработки по ее плоскостям откалываются иногда довольно большие куски породы.

Подобные трещины в невыветренных майкопских глинах обычно никаким материалом не заполнены. Поверхности их могут быть двух типов: первый тип — блестящие плоскости без всякой штриховки или бороздчатости (явления сжатия без перемещения одних масс по другим); второй — блестящие плоскости со штриховкой, свойственной таким явлениям, когда имеет место перемещение одной части породы по другой. Направление борозд исштрихованных плоскостей обычно совпадает с направлением падения трещин.

По трещинам обоих типов при самом незначительном смачивании их плоскостей водой, проникающей в низ шурфа по его стенкам, происходит вываливание крупных глыб породы. Они легко соскальзывают по крутопадающим плоскостям трещин, отрываясь от всей породы с образованием в месте отрыва поверхностей с матовым раковистым изломом, свойственных отрыву по свежей породе.

Весьма важно отметить, что вываливание отдельных глыб породы из стенок наблюдается также и в тех шурфах, где заметного смачивания водой не видно; однако, здесь это явление происходит в несколько меньших масштабах.

Обрушение породы происходит обычно из всех стенок выработки, однако, можно подметить большую его интенсивность в стенках, обращен-

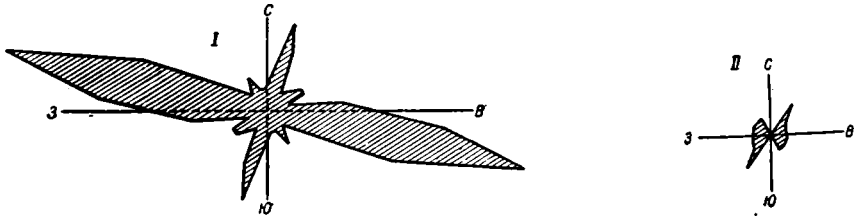
[1] В разработке темы о майкопских глинах принимал участие научный сотрудник ГИН Академии Наук Е. Г. Чаповский.

ных к склону, и в стенках, обращенных к тальвегу балки Солянки (т. е. в северных и южных стенках).

Сопоставление данных по наблюдениям элементов залегания трещин в невыветренных майкопских глинах в шурфах левого и правого склонов балки Солянки позволяет сделать следующие выводы.

Во всех шурфах, располагающихся на левом, обращенном на юг, и правом, обращенном на север, склонах балки Солянки, подмечается определенное превалирующее направление падения трещин на северо-запад (в пределах от 275 до 310°) и на северо-восток (в пределах от 2 до 30°).

На правом склоне это направление падения в общем совпадает с направлением склона, что хорошо видно по розам трещин в шурфе Г-543



Фиг. 5. Розы трещин в майкопских глинах по замерам в шурфе Г-543. Правый склон балки Солянки. Абс. отм. устья 48.38 м. Направление балки с запада на восток.

I — интегральная роза по всей глубине шурфа (от 0 до 20 м); абс. отм. 48.38—28.38 м;

Количество замеров	Средний азимут	Количество замеров	Средний азимут
5	СВ—16°	9	СЗ—275°
3	СВ—23°	14	СЗ—288°
1	СВ—35°	7	СЗ—292°
2	СВ—55°	2	СЗ—302°
2	СВ—62.5°	1	СЗ—315°
1	СВ—70°	2	СЗ—331°
4	СВ—84°	1	СЗ—345°
		1	СЗ—350°

Цена замера 0.5 см

II — элювий (глуб. от 0 до 7.40 м); абс. отм. 48.38—40.98 м.

Количество замеров	Средний азимут	Количество замеров	Средний азимут
1	СВ—35°	1	СЗ—280°
2	СВ—55°	1	СЗ—290°
2	СВ—83°	1	СЗ—315°
		1	СЗ—333°

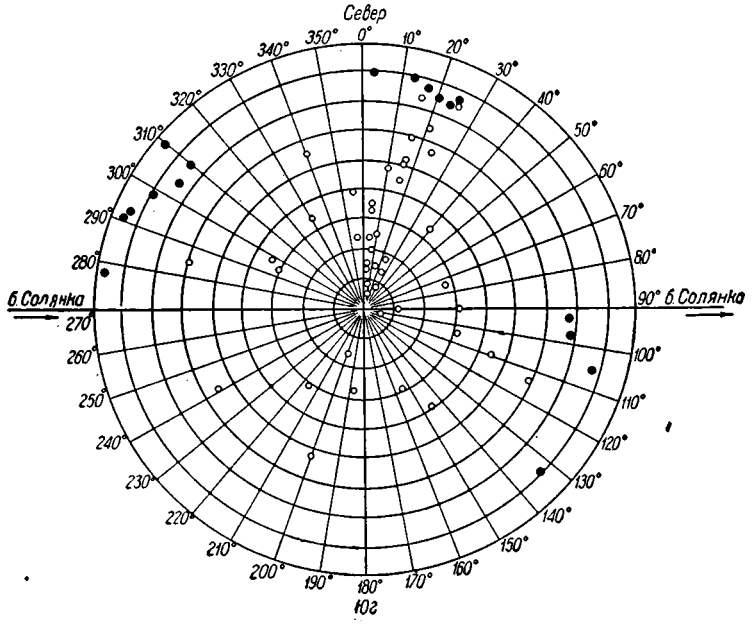
(фиг. 5), заложенном в основании правого склона балки. Углы падения трещин колеблются в значительных пределах от нескольких градусов до 80° и более (фиг. 6).

На левом склоне северо-западное и северо-восточное направление падения трещин не совпадают с направлением уклона склона; эти трещины падают в глубь склона (фиг. 7). Значительно меньшее количество трещин имеется с падением на юго-восток, т. е. в сторону тальвега. Углы падения трещин левого склона всех направлений обычно весьма значительны (80—88°).

Если отбросить трещины, обладающие малыми углами падения и обычно совпадающие с направлением склонов (приняв их за оползневые), то трещины северо-западного и северо-восточного направлений могут быть отнесены к трещинам эндогенным.

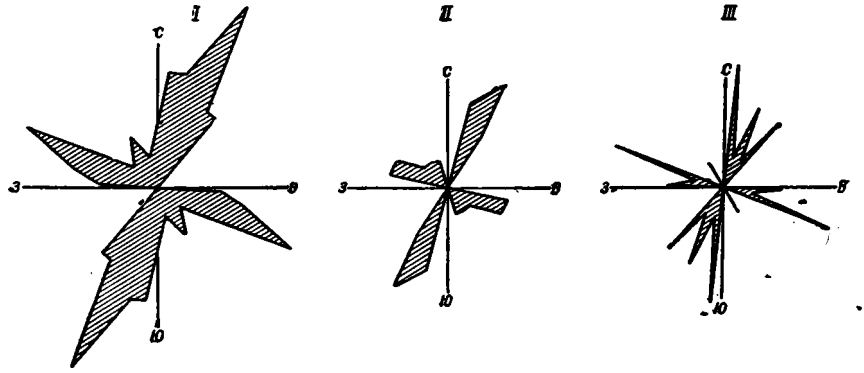
Таким образом, в невыветренных майкопских глинах более или менее определенно устанавливается два генетические типа трещин — оползневой и тектонический.

Нередки, однако, случаи, когда в коренных невыветренных глинах встречаются отвесные трещины, секущие породу в самых разнообразных направлениях. Они обычно имеют неровную выпуклую или вогнутую крупноволнистую блестящую поверхность со штриховкой или без нее. Происхо-



Фиг. 6. Диаграмма-круг, характеризующая направление и угол падения трещин в невыветренных майкопских глинах на правом и левом склонах балки Солянки (составил З. А. Макеев).

Белые кружки — трещины в шурфе Г - 543 на правом склоне балки Солянки, обращенном на север; черные — трещины в шурфе Г-550 на левом склоне той же балки, обращенном на юг. Каждое деление на радиусе равно 10°. Долина балки Солянки протягивается в направлении с запада на восток.



Фиг. 7. Розы трещин в майкопских глинах по замерам в шурфе Г-550. Левый склон балки Солянки. Абс. отм. устья 59.37 м. Направление балки с запада на восток.

I — интегральная роза по всей глубине шурфа (от 0 до 1140 м)

Количество замеров	Средний азимут	Количество замеров	Средний азимут
4	СВ—6°	2	СЗ—272°
4	СВ—14°	3	СЗ—283°
7	СВ—26°	5	СЗ—294°
3	СВ—33°	1	СЗ—311°
3	СВ—41°	2	СЗ—331°
		1	СЗ—344°

II — элювий (глубина от 0 до 3.60 м), абс. отм. 59.37—55.77 м;

Количество замеров	Средний азимут	Количество замеров	Средний азимут
3	СВ—14°	2	СЗ—281.5°
4	СВ—27.5°	2	СЗ—297°
2	СВ—32°	1	СЗ—311°
		1	СЗ—332°
		1	СЗ—344°

III — коренные глины (глубина от 2.60 до 11.40 м); абс. отм. 55.77—47.97 м.

Количество замеров	Средний азимут	Количество замеров	Средний азимут
4	СВ—6°	2	СЗ—272.5°
1	СВ—15°	1	СЗ—286°
3	СВ—24°	3	СЗ—292.5°
1	СВ—34°	1	СЗ—330
3	СВ—41°		

Цена замера 0.8 см

ждение этих трещин не может быть объяснено ни явлениями тектонического порядка, ни смещением земляных масс благодаря оползням или оплывинам. К такого рода трещинам, повидимому, можно отнести трещины юго-западного и юго-восточного направлений на правом склоне балки Солянки, которые падают внутрь склона. К явлениям, не укладывающимся в схему оползневых и тектонических проявлений в майкопских глинах, можно отнести наличие небольших участков перемятой глины, часто состоящих из мелких блестящих исштрихованных листочков. Подобные участки не всегда бывают приурочены к каким-либо определенным трещинам и располагаются в толще глин без всякой закономерности.

К случаям, также не укладывающимся в объяснение возможности образования трещин вследствие тектонических и оползневых или оплывинных явлений, следует отнести весьма интересный факт наличия значительной перемятости и мелкой трещиноватости майкопских глин на контакте с перекрывающими их глинами онкофорового горизонта. Перемятая зона, мощностью в несколько сантиметров, характерна тем, что майкопская и онкофоровая глины распадаются здесь на мелкие тонкие блестящие листочки, сплошь покрытые штриховкой, указывающей на смещения одних масс по другим.

Приведенные случаи указывают, что происхождение трещин в майкопских глинах, повидимому, не всегда может быть объяснено тектоникой и оползнями. В майкопских глинах, повидимому, могут быть также трещины, образование которых связано с причинами другого характера, еще вообще мало изученными в области структурной геологии. К ним следует отнести такие, как, например, естественно-исторические условия образования и эрозии майкопских глин, перераспределение внутренних сил в связи с изменениями гидрогеологических условий отдельных, литологически почти однородных, массивов майкопских глин и др. Можно, например, считать, что явления значительной перемятости и трещиноватости на контакте между майкопскими глинами и налегающими на них глинами онкофорового горизонта, обязаны изменению объема, связанного с высыханием, сжатием и оседанием слоев [5].

Кроме изменений породы, зависящих от пережитой ею геологической истории от времени отложения до настоящих дней, могут играть значительную роль и другие явления.

Наиболее важными факторами, значительно влияющими на состояние глин, как известно, являются естественная их влажность и объемный вес. Вполне вероятно, что влажность и объемный вес майкопских глин в различных их частях как по глубине, так и в горизонтальном направлении не остаются постоянными. Всякое же изменение влажности может вызвать изменение объемного веса и перераспределение центров тяжести отдельных масс породы, а значит, подвижки их относительно друг друга с образованием трещин.

В свою очередь такие подвижки могут послужить причиной образования тех штрихов скольжения, которые мы наблюдаем в разведочных шурфах.

Возможность же изменения естественной сложности и объемного веса отдельных массивов майкопских глин в описываемом районе весьма вероятна, так как водонасыщенность участков межовражных гребней и сухих тальвегов овражков и балочек между ними, как это видно из изложенного, различна.

Здесь имеется такое положение, когда рядом расположенные участки однородных глин находятся в совершенно различных условиях насыщенности грунтовой водой.

Подобные явления служат несомненным доказательством правильности наших предположений о причинах трещиноватости майкопских глин,

не только вследствие тектонических и оползневых явлений, но и в результате изменения гидродинамических условий отдельных массивов майкопских глин.

Окончательный ответ на этот весьма важный вопрос может быть получен после постановки соответствующих исследований по сравнительной характеристике физико-химических и физико-механических свойств майкопских глин на различных по водонасыщенности участках.

Трещиноватость элювия майкопских глин довольно резко отличается от таковой в невыветренных слоях. Выше было уже указано, что трещины в невыветренных глинах обычно оказываются плотно сжатыми и ничем не заполненными. В выветренном слое наблюдается иная картина. Прежде всего под влиянием процесса выветривания, как отмечалось ранее, по мере приближения к поверхности коренные темносерые глины теряют этот характерный для них цвет и приобретают серовато-коричневую и шоколадно-коричневую окраску.

Смена этих цветов происходит почти всегда постепенно, поэтому точную границу между невыветренными и выветренными майкопскими глинами определить весьма затруднительно, и здесь правильнее было бы говорить о зоне перехода от коренных глин к элювию. Это усугубляется еще и тем обстоятельством, что в зоне перехода элювий обладает той же плотностью, пластичностью, характером сложения и естественной влажностью, что и нижележащие глины. Мощность этой зоны, относимой нами уже к элювию, достигает 2—3 м. Трещины в ней распознаются, однако, легче, чем в коренных слоях. Это объясняется тем, что они обычно заполнены легко выкрашивающимся материалом, пропитанным бурыми окислами железа, с редкими примазками светложелтого ярозита. В этих трещинах часто можно наблюдать наличие многочисленных очень тонких иголочек и более крупных (до 0.5—3 мм) кристаллов прозрачного гипса. Здесь же в этой зоне близ коренных пород часто наблюдается высачивание по трещинам грунтовой воды, которая едва заметными слабыми быстро теряющимися струйками стекает вниз по стенкам выработок.

Преобладающим направлением падения трещин в этой нижней пластичной части элювия, резко бросающимся в глаза, является направление, обращенное к тальвегу балки Солянки. Это наблюдается во всех шурфах как на левом, так и на правом склоне. Углы падения таких трещин колеблются в пределах от 20—25 до 80—85°, причем характерной особенностью для более пологих из них является наличие блестящих поверхностей со штриховкой, свойственной смещениям одних масс по другим (трещины оползневого характера). Часто также можно наблюдать, что к материалу, заполняющему трещины, прибавляется перемятая мягкая, состоящая из многочисленных тонких, иногда изогнутых блестящих листочков, элювиальная глина с аналогичной штриховкой. По таким трещинам обычно и высачивается та грунтовая вода, о наличии которой в элювии было сказано выше.

Выше нижней зоны элювия становится ясно заметным, что количество трещин значительно увеличивается, они становятся более короткими, и закономерность в падении в сторону тальвега здесь уже не соблюдается. Материал, их заполняющий (мелкокристаллический гипс, бурые окислы железа, ярозит), остается тем же, что и в нижней части элювия, однако здесь все чаще и чаще начинают встречаться зияющие трещины шириной до 0.1—0.5 см. По плоскостям таких трещин обычно наблюдается наличие тонкого слоя желтого порошка серно-кислых солей железа (ярозита). Иногда таким материалом заполняется вся трещина. В 1.5—2 м от поверхности элювий становится еще более трещиноватым. Размер кусочков породы между ними уменьшается до 2—4 см. Кусочки обычно очень слабо связаны друг с другом и при ударе молотка легко высыпаются из стенок

выработки с характерным звуком падающего глинистого сухого щебня. Ярозит, продолжающий заполнять все трещины, еще больше оттеняет сетчатую трещиноватость верхней части элювиального слоя майкопских глин. Местами ярозит располагается по горизонтальным трещинам более толстым слоем, что создает впечатление полосчатости элювия.

Гипсоносность майкопских глин. Для майкопских глин одной из наиболее характерных особенностей является наличие в них гипса. Этот минерал встречается как в невыветренных, так и в выветренных горизонтах майкопских глин.

Гипс в элювии отличается от такового в коренных глинах весьма заметно. Здесь он заполняет почти все многочисленные трещины, встречаясь обычно в виде отдельных, мелких (до 0.5—3 мм) прозрачных кристаллов в виде тончайших иголочек. Почти везде в трещинах элювия гипс сопровождается бурыми окислами железа и налетами ярозита.

Совершенно иную картину мы наблюдаем в невыветренных слоях майкопских глин. Здесь гипс встречается гораздо реже, чем в элювии (1—2 раза на 1—2 погонных метра стенки вертикальной горной выработки). В то время как в элювии встречается преимущественно мелкокристаллический гипс, в невыветренных глинах он образует единичные крупные, до 20 см в поперечнике, сростки прозрачных кристаллов часто с хорошо выраженными гранями и типичными формами — «ласточкин хвост» и др. Нахождение этих сростков обычно приурочено к плотно сжатым, ничем не заполненным трещинам, которые вообще характерны для невыветренных майкопских глин в районе балки Солянки.

Весьма интересно отметить, что глина вокруг описываемых крупных кристаллов гипса на небольшом от них расстоянии сильно перемята и обнаруживает значительную способность к рассланцеванию на мелкие тонкие блестящие листочки. Часто на поверхностях таких листочков наблюдаются характерные штрихи, свойственные плоскостям скольжения при передвижке одних масс по другим. Возможно предполагать, что образование перемятой зоны глины близ кристаллов гипса могло произойти или от раздробления породы благодаря давлению на нее этого минерала во время его роста или благодаря перемятию глин, встретивших при своих микроподвижках по плотно сжатым трещинам уже ранее образованные кристаллы. Некоторые специалисты (Ч. К. Лизо и др.) считают, что образование кристаллов может послужить причиной возникновения трещин.

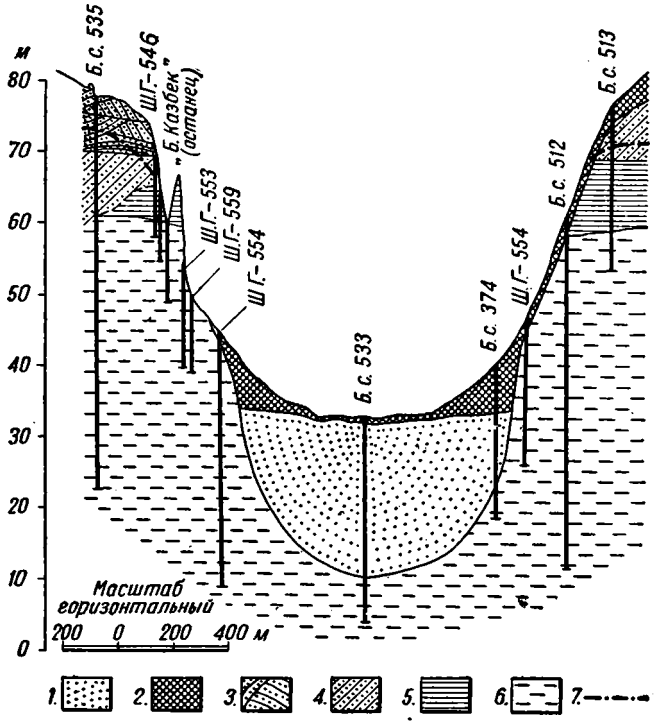
Последнее объяснение, однако, нами исключается на том основании, что многие из таких трещин имеют настолько большое распространение, что для их образования нужны, конечно, силы, во много раз превосходящие те, которые развиваются кристаллом при увеличении его объема. Но мы допускаем, что перемятость глины, распространяющаяся вокруг кристалла на 10—15 см, может быть объяснена давлением, которое развивалось кристаллом при его росте. Само же образование кристалла объясняется выпадением сернокислого кальция из подземных вод, медленно двигающихся по сжатым трещинам. В образовании гипса, повидимому, немалую роль играет пирит, наличие которого в майкопских глинах отмечалось нами уже выше. Особенно это относится к элювию, где процессы окисления происходят во много раз энергичнее, чем на больших глубинах в невыветренных слоях.

Уплотнение, выветривание и размывание майкопских глин в связи с геологической историей района балки Солянки

Со времени своего образования и до наших дней майкопские глины олигоцена в связи с пережитой ими геологической историей претерпели ряд изменений, как в условиях залегания, так и в отношении уплотнения, выветривания и размыва.

Освещение вопроса о возможности изменения майкопских глин, вследствие уплотнения, выветривания и размыва, в связи с пережитой ими геологической историей представляет значительную трудность прежде всего потому, что вообще для третичных отложений имеется ряд неясностей в условиях их образования, тектоники и стратиграфии.

Далее идут затруднения, обусловленные тем, что наши исследования в 1935 г. коснулись только небольшого участка, преимущественно средней части балки Солянки, т. е. тех мест, где майкопские глины выходят на поверхность земли в основании обоих склонов балки (фиг. 8). Не подлежит сомнению, что, решая вопросы геологической истории этого, ограниченного в небольшом пространстве участка, без общей схемы истории всего массива Ергеней в целом, мы должны будем столкнуться с рядом значительных трудностей геологического порядка, преодолеть которые, как увидим ниже, не всегда возможно.



Фиг. 8. Схематический поперечный геолого-литологический разрез средней части балки Солянки. (Материал Управления Волго-Дона, 1935 г.).

1 — аллювий (пески, супеси, глины), *2* — делювий (суглинки, глины), *3* — неоген (ергенинские пески), *4* — миоцен (пески онкофорового горизонта), *5* — миоцен (глины онкофорового горизонта), *6* — олигоцен (майкопские глины), *7* — водоносный горизонт.

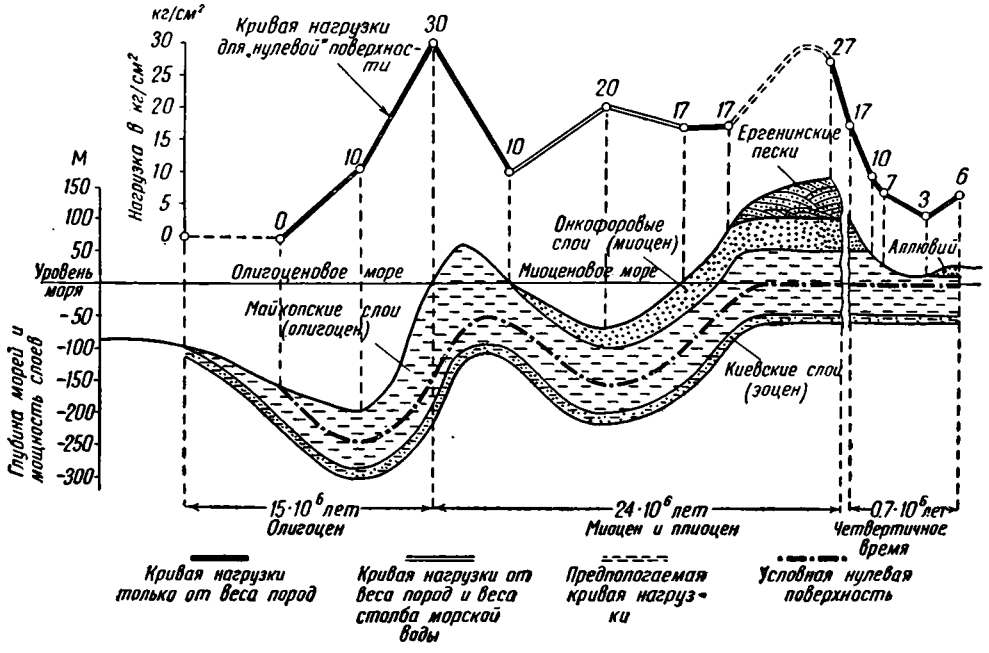
На ряду с кратким изложением геологической истории осадков, принимающих участие в строении средней части балки Солянки, на фиг. 9 для наглядности графически изображены главнейшие моменты процессов отложения осадков, а также явления опускания и поднятия суши, соответствующие трансгрессии и регрессии морей.

Как явствует из геологического поперечного разреза балки Солянки (фиг. 8) в ее средней части, в строении этого района принимают участие породы майкопской свиты (олигоцен), онкофорового горизонта (нижний миоцен), ергенинские пески (неоген), а также современные и древнеал-

лювиальные отложения балки Солянки. Под майкопской свитой залегают породы киевского яруса (эоцен), которые на поперечном разрезе не нанесены вследствие значительной глубины их залегания.

Как известно [4], в конце мелового периода имела место крупная регрессия моря, которая в палеоцене сменилась большой трансгрессией, продолжавшейся до нижнего олигоцена включительно.

Опускания, обусловившие палеоценовую трансгрессию, были в различное время осложнены промежуточными поднятиями, носившими непостоянный, временный характер (следы размыва на границе нижне- и верхнесаратовских отложений, поднятия в конце верхнесаратовского века



Фиг. 9. Схема геологической истории майкопских глин в районе балки Солянки (составил З. А. Макеев). Условная нулевая поверхность принята проходящей во все эпохи в расстоянии 60 м от подошвы майкопских глин. Ныне в балке Солянке она проходит через 0 (нуль) абс. высоты.

и др.). Однако, эти поднятия не приостановили дальнейшего развития трансгрессии, и она продолжалась в верхнеэоценовое и олигоценовое время.

Таким образом, если начать изложение геологической истории района балки Солянки с эоцена (киевский ярус), то она, следовательно, представится в следующем виде.

В начале олигоцена [4] киевские слои в нашем районе опускаются (фиг. 9). Олигоценовое море все больше и больше углубляется, а толща отлагающихся в нем осадков (майкопских глин) увеличивается в мощности.

Определить максимальную глубину олигоценового моря чрезвычайно затруднительно. Встречающаяся пелециподовая фауна указывает, что море здесь было довольно глубоким — до 400 м (пелециподовые слои Баденского Тегеля). Окраинное положение олигоценового моря в описываемом районе заставляет нас снизить эту цифру примерно до 200 м.

При этой глубине моря толща майкопских глин, повидимому, также была уже довольно значительной. Цифровые выражения мощности этих глин в указанный момент носят сугубо ориентировочный характер, так

как для установления той или иной цифры в нашем распоряжении нет достаточных материалов.

Примем, что толща майкопских глин в момент наибольшей глубины олигоценового моря была равна 100 м.

К концу олигоцена мощность майкопских глин несомненно была, конечно, большей, чем в момент наибольшей глубины моря, так как накопление осадков идет обычно вплоть до начала регрессии моря и даже продолжается до момента поднятия дна на поверхность земли. Какова была мощность майкопских глин в конце олигоцена, сказать очень трудно. Так как сейчас в районе балки Солянки эта мощность равна примерно 100 м, [1] примем ориентировочно, что в конце олигоцена она составляла 150—200 м.

Судя по материалам 1935 г., можно сделать вывод, что породы онкофорового горизонта залегают на размытой поверхности майкопских глин балки Солянки.

Нахождение в некоторых скважинах под перекрывающими их онкофоровыми глинами слоя коричневых глин, макроскопически весьма сходных с современным элювием майкопских глин, является одним из весьма веских доказательств длительного пребывания майкопа выше уровня моря.

Таким образом, продолжая историко-геологическое построение изучаемого участка, можно с некоторой долей вероятия считать, что в конце олигоцена трансгрессия прекращается. Затем дно олигоценового моря поднимается, благодаря чему некоторая часть майкопских глин оказывается расположенной выше уровня моря. Последующие процессы выветривания и эрозии послужили причиной образования древнего элювия майкопских глин и глубоких форм размыва их поверхности, о которых было сказано выше.

После перерыва в течение послеолигоценового времени суша вновь опускается, и на нее наступает нижнемиоценовое море, которое отложило осадки онкофорового горизонта на эродированной [2] и местами затронутой выветриванием поверхности майкопских глин.

Максимальную глубину нижнемиоценового моря определить весьма трудно, так как фауна онкофоровых слоев для этого не является в полной мере достаточным указанием. Судя по литологическому составу (пылеватые пески и в очень подчиненном количестве глины), можно ориентировочно принять, что максимальная глубина моря достигала в среднем 50 м. Что касается мощности онкофоровых слоев в этот момент, то она, повидимому, была небольшой. Принимая во внимание мощность этих слоев в настоящее время, можно принять мощность их в момент наибольшей глубины нижнемиоценового моря равной в среднем 30—35 м.

Далее наступает фаза поднятия дна нижнемиоценового моря. В конце этого поднятия мощность онкофорового горизонта составляла не менее 30 м, в настоящее время она равна 50 м.

Судя по геологическому разрезу через среднюю часть балки Солянки, на размытой поверхности онкофоровых слоев лежат ергенинские пески. Пески эти чистые, кварцевые средне- и мелкозернистые, с линзочками хорошо окатанного гравия, кварца и реже мелкой гальки кремня. Наблюдения над обнажениями устанавливают слоистость ергенинских песков. Она чрезвычайно разнообразна в различных участках толщи. На ряду с горизонтальной слоистостью можно видеть резко выраженную косвенную и перекрестную слоистость, причем отдельные прослои обнаруживают быстрое выклинивание на коротких промежутках.

---

[1] Более поздние материалы Волго-Дона указывают на то, что мощность майкопских глин на некоторых участках канала достигает 140 м.

Возраст ергенинских песков определялся различными авторами различно. Проф. Е. В. Милановский, например, определяет его как неогеновый (верхняя половина миоцена и плиоцен). Он считает, что столь сложное строение ергенинской толщи объясняется условиями ее образования как результат отложения мощными, не имеющими определенного русла водными потоками речного типа, переплетавшимися друг с другом и текшими в общем с севера на юг. Другие же исследователи, рассматривая ергенинскую толщу как образованную флювио-гляциальными отложениями, определяли ее возраст как четвертичный. Геолог М. М. Жуков склонен отнести ергенинскую толщу к верхнему плиоцену, именно к апшерону. Наконец, С. А. Гатуев [3] находит возможность высказаться за верхнесарматский возраст этих песков.

Подобное состояние вопроса о возрасте ергенинских песков, конечно, сильно затрудняет нашу попытку восстановить геологическую историю интересующего нас участка. Кроме онкофоровых слоев никаких других отложений миоцена здесь не имеется. Полностью также отсутствуют: средний и верхний миоцен, понт и акчагыл. Акчагыльское море, проникая в верхнем плиоцене далеко на север, восточнее Ергеней, повидимому, только подходило западным своим берегом к этой возвышенности, благодаря чему отложений акчагыла мы здесь не имеем.

Это может говорить о том, что ергенинская возвышенность выступила из-под моря еще в доакчагыльскую эпоху и после этого уже до наших дней ни разу не скрывалась под уровнем моря.

Не исключена, конечно, возможность, что до отложения ергенинских песков серия майкопских и онкофоровых слоев испытывала неоднократные опускания и поднятия, связанные с горообразовательными процессами в последующие времена в Крымско-Кавказской области. Однако, пока по этому вопросу у нас данных не имеется.

Примем, что после некоторого пребывания миоценовых слоев выше уровня моря наступает время отложения ергенинских песков на размытой поверхности пород онкофорового горизонта. Максимальная их мощность в настоящее время достигает 60 м. Возможно, что раньше она была несколько больше, но затем уменьшилась до указанной цифры благодаря последующим денудационным процессам.

Со времени отложения ергенинской толщи до наших дней в средней части балки Солянки эрозионная деятельность являлась причиной глубокого размыва всей толщи ергенинских песков, всех пород онкофорового горизонта и около 50 м майкопских глин.

Со временем аллювиальные отложения мощностью в 20 м постепенно заполнили дно балки, и она приняла свой современный облик глубокой балки со склонами, сложенными майкопскими глинами, породами онкофорового горизонта и ергенинскими песками, с дном, выполненным двадцатиметровой толщей аллювия.

Как видим, майкопские глины со времени своего образования и до наших дней в средней части балки Солянки испытывали по крайней мере два поднятия — в послеолигоценовое и в послемиоценовое время, и одно опускание—в миоцене. Кроме того, они восприняли на себя нагрузку от миоценовых образований, именно, от ергенинских песков и в некоторых местах от аллювиальных отложений (частный случай — район балки Солянки).

За все это время майкопские глины могли подвергнуться частичному выветриванию и размыву в послеолигоценовое время до трансгрессии миоценового моря и в послемиоценовое время до отложения ергенинской толщи в тех местах, где она залегает прямо на майкопе. Кроме того, майкопские глины подвергались процессам выветривания и размыва в четвертичное время. Этот процесс в местах выхода на поверхность майкопских глин вследствие эрозии продолжается и в настоящее время.

Можно с некоторой долей уверенности утверждать, что некогда происходившие поднятия и опускания суши вместе с майкопскими глинами послужили одной из причин образования тех трещин тектонического характера, о которых говорилось при освещении трещиноватости майкопских глин (северо-западное и северо-восточное направление падения трещин). Затем совершенно ясно, что майкопские глины в соседней части балки Солянки испытывали влияние нагрузок от более молодых слоев и разгрузок от них.

В связи с этим с инженерно-геологической точки зрения представляет большой интерес осветить вопрос о том, находятся ли майкопские глины в настоящее время в состоянии нагрузки или разгрузки в районе Солянского узла. Если окажется, что в настоящее время майкопские глины, в связи с пережитой ими геологической историей, уплотнены нагрузками, превышающими нагрузки от веса проектируемых сооружений, то осадок этих последних можно не опасаться.

Выше нами уже довольно подробно указывалось, что майкопские глины в районе балки Солянки вообще испытывали сжатие и разгрузку. Для получения хотя бы сугубо ориентировочных абсолютных цифр нагрузки и разгрузки майкопских глин со времени их образования до наших дней необходимо выбрать какую то поверхность в толще этих глин и вычислить для нее величины нагрузки и разгрузки.

Возьмем такую поверхность, которая находится в расстоянии 50 м от подошвы толщи майкопских глин в районе балки Солянки. Здесь эта поверхность будет иметь в настоящее время абсолютную отметку, равную примерно нулю. Для нашего случая эта отметка оказывается очень удобной, так как от нее легко вести все расчеты степени нагрузки и разгрузки глин для любой абсолютной отметки путем простого прибавления или вычитания тех нагрузок, которые получатся в данном месте по отношению к нулевой поверхности.

Для района средней части балки Солянки в олигоцене нулевая поверхность испытывала при наибольшей глубине моря, равной 200 м, нагрузку только от вышележащей пятидесятиметровой толщи майкопских глин. Столб воды олигоценового моря нами во внимание не принимается, так как можно считать, что вода, облекающая частицы отлагающегося осадка, создает почти равное противодавление.

Примем для простоты подсчетов объемный вес майкопских глин равным двум (более точно — 1.90). В таком случае получим, что на нулевую поверхность нагрузка составит примерно 10 кг/см². В конце олигоцена эта нагрузка при принятой нами мощности майкопских глин в 150—200 м составит около 30 кг/см². Далее, благодаря размыву части майкопских глин за время до трансгрессии нижнемиоценового моря нагрузка эта уменьшилась. Приняв, что размыву подвергалась толща майкопа в 100 м, получим, что величина нагрузки уменьшилась на 20 кг/см² (фиг. 9).

Во время трансгрессии нижнемиоценового моря и отложения слоев онкофорового горизонта нулевая поверхность восприняла максимальную нагрузку от веса толщи майкопских глин мощностью в 50 м, веса онкофоровых слоев мощностью в 30—35 м (объемный вес в среднем равен 1.50) и веса столба воды [1] нижнемиоценового моря высотой в 40—60 м (объемный вес, округляя, равен 1). В общем суммарная нагрузка в месте наибольшей глубины моря составит 10+5+5=20 кг/см².

К концу нижнемиоценовой эпохи мощность онкофоровых слоев могла увеличиться не меньше, чем до 50 м (мощность в настоящее время), и нагрузка всех этих слоев могла повыситься примерно на 2 кг/см². Однако,

[1] Здесь в расчет вводится высота столба воды нижнемиоценового моря, так как можно допустить, что майкопские глины уже достаточно уплотнились для восприятия нагрузки от веса воды.

в это время море отступило, благодаря чему снялась нагрузка в 5 кг/см². Таким образом, общая нагрузка на нулевую поверхность после регрессии нижнемиоценового моря составила не менее 17 кг/см². Такая величина нагрузки имела место вплоть до нагрузки от ергенинских песков, имеющих ныне мощность около 60 м (объемный вес около 1.75). После отложения этих песков нагрузка на нулевую поверхность майкопских глин повысилась не менее, чем на 10 кг/см², и в общем достигла[1] 27 кг/см². Затем для средней части балки Солянки наступила фаза размыва ергенинских песков, онкофоровых слоев и около 50 м майкопских глин. Таким образом, с условно принятой нулевой поверхности снялась нагрузка в размере 10+7+7=24 кг/см², и общее давление на эту плоскость составило 3 кг/см².

Область выхода майкопских глин на поверхность в основании склонов балки Солянки располагается на отметках от 50 до 35 м, т. е. испытывает нагрузку от 10 до 7 кг/см².

Последующее заполнение дна балки аллювием мощностью в 20 м при объемном весе около 1.5 кг нагрузило нулевую поверхность от 3 до 6 кг/см².

Компрессионные испытания невыветренного образца из шурфа Г-543 (абс. отм. устья около 48 м) на отметке 28 м при глубине 20 м показали, что еще при 8 кг/см² капиллярное давление не было превзойдено.

Если же вычислить величину сжатости этого образца от веса 20-метрового слоя майкопских глин, то получим только 4.0 кг/см². Для образцов, залегающих выше, эта нагрузка будет еще меньше. Отсюда ясно, что майкопские глины действительно были когда-то сжаты больше, чем они сжаты теперь собственным весом, т. е. в пределах отметок 48—28 м в области выхода майкопских глин на поверхность налицо явление разжижаемости (разбухания) майкопских глин.

Однако, эти выводы верны, конечно, только в том случае, если вообще правильно существующее ныне представление о капиллярных силах, являющихся основным мерилом для определения того давления, при котором происходит нарушение структуры глинистых грунтов и переход их в грунтовую массу.

Однако, повидимому, не все явления подобного рода можно объяснить только силами капиллярного давления. Небезынтересно отметить,[2] что образцы майкопских глин, взятых с точек, залегающих под тридцатиметровой толщей более молодого возраста, показывали величину капиллярного давления около 1.5—2 кг/см². Таким образом, здесь имеет место определенное отклонение от существующего положения, так как естественно нагруженные образцы должны были иметь капиллярное давление не меньше, чем 4—5 кг/см².

Подобное явление может быть объяснено наличием какого-то структурного скелета, прочность которого настолько велика, что вышележащие слои не могут своей тяжестью преодолеть его прочность. Повидимому, такой скелет мог образоваться в процессе отложения майкопских глин (естественная структура) или в последующее время под влиянием физико-химических процессов (свертывание коллоидов и др.).

Возможно также допустить, что в местах с такой аномалийной величиной капиллярного давления в настоящее время идет процесс сжатия ранее разжавшихся глин. Однако, на этот вопрос можно ответить только после длительного изучения всей цепи явлений как геологического, так и физико-механического порядка. Пока же нами установлено, что майкопские

[1] На графике (фиг. 9) кривая нагрузки над ергенинскими песками имеет выпуклый кверху вид, так как мощность этих отложений раньше была, повидимому, больше чем теперь.

[2] Устное сообщение проф. М. В. Попова, сделанное им на основе позднейших данных.

глины, в связи с пережитой ими геологической историей, претерпевали поднятия и опускания, принимали нагрузку и разгружались от нее, подвергались выветриванию и смыву. Все это в общем могло отразиться на характере их уплотнения и трещиноватости.

Многие из описанных положений и допущений, конечно, гипотетичны и грубо ориентировочны, но никакие испытания физико-технических и физико-химических свойств пород без знания геологической жизни слоев от момента их образования до наших дней никогда не дадут правильного прогноза для всесторонней оценки инженерно-геологической характеристики пород в том ее широком понимании, которое ныне трактуется виднейшими специалистами в области инженерной геологии.

Физико-механические свойства майкопских глин

Гранулометрический состав майкопских глин довольно однороден: в нем преобладают фракции от 0.01 до 0.005 мм. Следует также отметить значительное количество (от 28 до 56%) фракций меньше 0.005 мм, из которого около половины падает на частицы меньше 0.001 мм (коллоиды).

Что касается показателей других свойств, то они характеризуются следующими величинами.

Величина естественной влажности по отношению к сухому образцу колеблется от 26.69 до 41.65%. [1]

Удельный вес	2.74 до 2.88%
Объемный вес	1.80 » 1.92
Пористость	47.13 » 54.93
Нижний предел пластичности	27.12 » 54.67
Верхний предел пластичности	47.48 » 70.92
Число пластичности	13.20 » 30.63

Как видно из этих данных, естественная влажность майкопских глин в общем не имеет больших отклонений. Особенно это видно по средним приведенным выше цифрам.

Удельные веса невыветренных глин, так же как и объемные, колеблются еще в меньших размерах. Объемный вес выветренных глин колеблется от 1.62 до 1.84 и удельный вес от 2.69 до 2.80.

Что касается пористости, то она оказывается весьма высокой (47—54%); это объясняется значительным количеством глинистых фракций размером меньше 0.005 мм.

Анализ данных по показателям пластичности Аттерберга показывает, что майкопские глины обладают довольно высоким числом пластичности (до 30.63).

В отношении предела текучести следует сказать, что характеризующие его цифры довольно благоприятны: ни в одном образце коренной невыветренной породы наибольшая естественная влажность не превышала наименьшей величины верхнего предела пластичности. Что же касается нижнего предела пластичности, то цифры, характеризующие его минимальную величину, очень близки к средним значениям естественной влажности. Все это позволяет сказать, что коренные невыветренные майкопские глины находятся в состоянии пластичном, но довольно далеком от текучести.

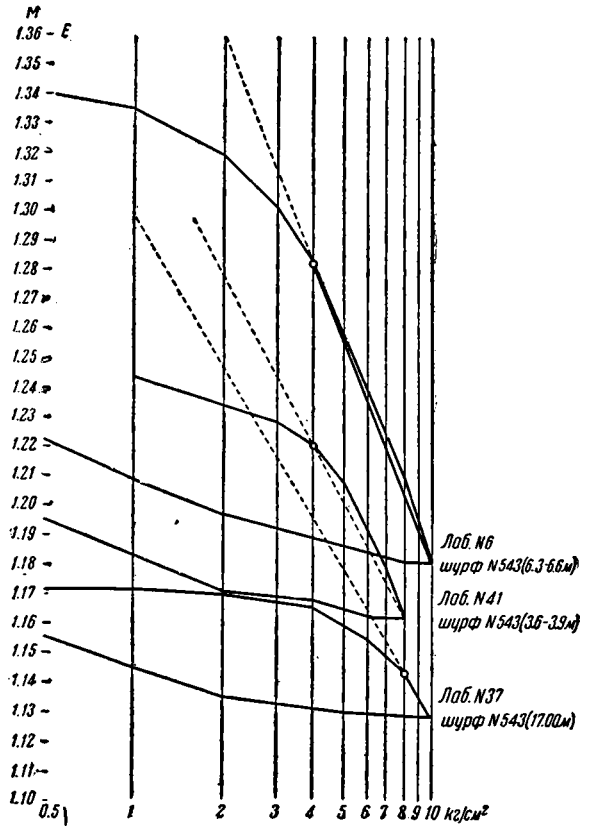
Как показали исследования, майкопская глина обнаруживает способность к набуханию: больше 120% для невыветренных образцов и около 90% для выветренных. В воде образцы с естественной влажностью не размокают. Работы физико-химической лаборатории ГИН Академии Наук установили, что значительная связность высокопластичных, коллоидаль-

[1] Имеется один случай, когда естественная влажность равна 44.18%, но эта цифра относится к выветренному образцу, в котором возможно поступление воды извне.

ных и способных к набуханию майкопских глин обязана свернутому коагулированному состоянию коллоидальной их части. Факторами, в той или иной мере коагулирующими коллоидную часть глин, являются: сернокислый магний (от 3% в верхних частях до 0.5% — в нижних), органическое вещество (от 1% в верхней части до 3% в нижней), кислотность (породы pH от 3.75 в верхних частях до 6.92 на глубине 20 м) и наличие в поглощающем комплексе ионов кальция (до 21 миллиэквивалента). Под действием воды и кислорода воздуха и возникновения кислой реакции основания поглощающего комплекса могут вымываться, а кальций замещаться водородом. Все это, в конечном счете, приведет к диспергированию глин и ухудшению их физико - механических свойств.

Весьма интересно отметить, что в то время как наблюдения в шурфе показывают по цвету и другим признакам постепенный переход невыветренных глин в выветренные примерно с глубины 7.0 м от поверхности, данные изучения коллоидальной части улавливают глубину, до которой окислительные процессы себя более или менее ясно проявили, равную 11 м (по шурфу Г-543).

Результаты компрессионных испытаний майкопских глин, изображенные в полулогарифмическом масштабе (фиг. 10), показывают, что полулогарифмическая кривая для выветренного образца переходит в прямую при 4 кг/см² (кривая № 6). Для невыветренных глин такого перехода не наблюдается еще и при 8 кг/см².



Фиг. 10. Компрессионные испытания майкопских глин в районе балки Солянки (полулогарифмический масштаб) (составил Б. П. Попов).

Это показывает, что грунт с ненарушенной структурой начинает вести себя как грунт с нарушенной структурой в первом случае при 4 кг/см², а во втором еще при 8 кг/см² нарушения структуры грунта не происходит.

Отсюда вывод, что при напряжении на элювии [1] майкопских глин с осадками можно не считаться до 4 кг/см², в случае коренных пород — до 8 кг/см².

Как видим, сжимаемость майкопских глин сравнительно невелика, что при большой пористости (до 55%) частично может быть объяснено наличием большого количества (до 50%) глинистой фракции (частиц меньше

[1] Здесь имеются в виду выветренные части майкопских глин, по физическим свойствам стоящие близко к невыветренным слоям тех же глин.

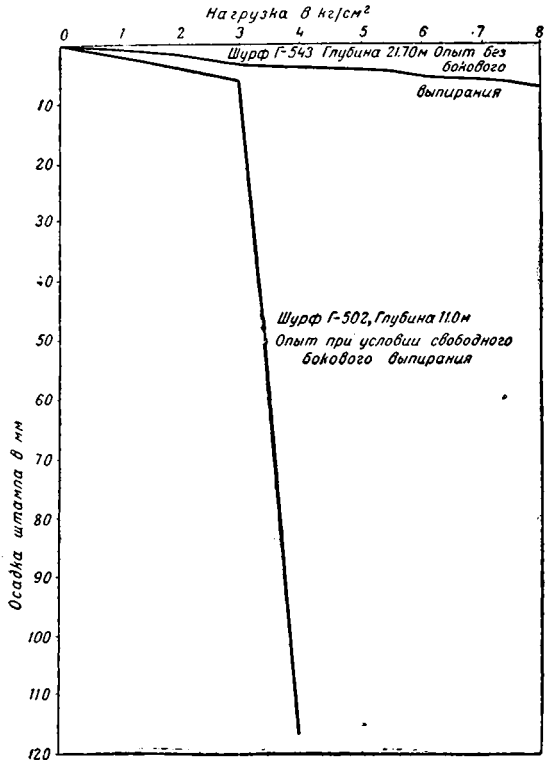
0.005 мм), из которой большая часть падает на коллоиды (меньше 0.001 мм).

Полевые испытания механических свойств майкопских глин дали следующие величины углов внутреннего трения: [1]

а) в невыветренных майкопских глинах от 16 до 21°;

б) в выветренных глинах от 7° и выше.

Весьма интересно привести данные опытов с пробными нагрузками штампами 40×40 см в шурфе Г-543 на глубине 21.70 м, произведенными летом 1936 г., при условии отсутствия бокового выпирания грунта. Опыт, производившийся в течение 25 дней и доведенный до 8 кг/см², показал, что при отсутствии бокового выпирания грунта из-под штампа осадка его весьма незначительна и достигла всего 7 мм (фиг. 11).



Фиг. 11. График зависимости осадки штампа 40×40 см от вертикальной нагрузки в майкопских глинах в условии свободного бокового выпирания и без бокового выпирания.

В связи с этим небезынтересно привести данные опыта в шурфе Г-502 со свободным выпиранием грунта при штампе 40×40 см на глубине 11.00 м от поверхности, т. е. в аналогичных невыветренных глинах. Как видно из графика осадки, при условиях свободного выпирания грунта погружение штампа шло сначала до нагрузки 3 кг/см²—миллиметрами. Затем при приложении 4 кг/см² произошло резкое оседание штампа на 11.05 см и выпирание грунта из-под штампа.

Это указывает на различие в результате опытов, проведенных при условии свободного выпирания грунта и без такового. В последнем случае кривая нагрузки и разгрузки весьма напоминает компрессионную кривую, чем приближает условия полевого опыта к условиям лабораторных испытаний.

О водоносности майкопских глин было указано выше — в главе о гидрогеологических условиях района.

Инженерно-геологическая характеристика майкопских глин как основания под сооружения и как породы, слагающей откосы канала

Все изложенные материалы позволяют на данной стадии изучения майкопских глин сделать следующие выводы.

Региональная инженерно-геологическая характеристика майкопских глин. Майкопские глины бу-

[1] Более поздние данные компрессионных испытаний майкопских глин показывают значительно меньшие величины капиллярного давления (в некоторых образцах до 1 кг на 1 см² и менее).

дут служить основанием для некоторых инженерных сооружений Волга — Дон (дамбы энергетического и судоходного каналов по варианту проекта 1935 г., шлюзы и др.) в районе балки Солянки. На водоразделе на протяжении около 6.5 км от верховья Солянки по направлению к р. Дону майкопские глины также будут находиться в сфере строительства. Здесь канал глубокой выемкой вскроет майкопские глины на такую глубину, что часть их будет находиться под водой, часть в зоне переменного смачивания, а часть в сухом состоянии. По трассе канала майкопские глины на указанном отрезке будут перекрыты породами, преимущественно четвертичного возраста (древний аллювий, сыртовые глины и др.), содержащими грунтовую воду.

Учитывая геоморфологические, геолого-литологические и гидрогеологические данные, площади развития майкопских глин в указанных местах в инженерно-геологическом отношении можно охарактеризовать следующим образом.

Майкопские глины на площади выхода на поверхность сильно выветрены и мелко учащенно трещиноваты. Непосредственно вблизи поверхности глины эти рассланцованы на мелкие листочки, которые в случае наличия более или менее крутых склонов легко дают осыпи, образуя в основании склонов небольшой мощности делювиальный шлейф. Задернованность указанных площадей весьма слабая. Описанный выветренный слой является материалом, совершенно неустойчивым, подлежащим обязательному удалению из-под основания сооружений. Вследствие легкой подвижности этого осыпного материала рекомендуется применить соответствующие мероприятия, предохраняющие такие сооружения, как например каналы, от постепенного их занесения с боков. Мощность этого слоя не менее 0.5—1 м.

Подобные участки распространены не по всей площади выхода майкопских глин. Местами встречаются площади, прикрытые слоем делювия небольшой мощности и закрепленные довольно хорошим травяным покровом. Здесь процессы абляции и эрозии выражены значительно слабее.

При дальнейших исследованиях может быть рекомендовано оконтуривание площадей того и другого характера.

Кроме описанных участков в области выхода майкопских глин на поверхность следует выделить площади оврагов, промоин и т. д. и межовражных гребней.

Вскрытые с эрозией майкопские глины в дне и по бокам оврагов, рытвин и т. д. быстро поддаются выветриванию, что вызывает их растрескивание, рассланцовывание на мелкие листочки и осыпание. Элювий майкопских глин в дне и боках даже сухих летом оврагов пропитан грунтовыми водами, которые в нем залегают обычно довольно близко от поверхности (0.5—1 м). Возможно, что эта вода проникает на некоторую глубину по трещинам и в коренные породы.

Подобные явления могут весьма сильно сказаться на физико-технических свойствах майкопских глин, так как здесь глины, повидимому, находятся в сильно разбухшем и высокопластичном состоянии.

При перерезывании каналами или другими сооружениями оврагов, промоин и т. д. следует иметь в виду, с одной стороны, слабую устойчивость их склонов вследствие процессов выветривания, с другой — пониженную сопротивляемость глин, как основания для сооружений вследствие повышенного увлажнения. Единственным, пожалуй, благоприятным фактором этих участков является то, что наличие воды в элювии несколько предохраняет коренные глины от влияния на них кислорода воздуха, который является главной причиной выветриваемости майкопских глин. Благодаря этому в участках, прорезанных оврагами с водо-

насыщенным элювием, большой мощности выветренного слоя едва ли можно ожидать.

Другая картина наблюдается на площадях межовражных гребней. Грунтовая вода здесь почти отсутствует или, если и имеется, то в очень малом количестве. Таким образом, майкопские глины здесь находятся уже в более благоприятных условиях, чем по оврагам и вблизи них, что несколько должно сказываться и на повышении физико-технических свойств этих пород.

Что же касается процессов выветривания, то на межовражных гребнях они идут на гораздо большую глубину, чем на участках оврагов и рытвин. Это объясняется наличием свободного доступа кислорода воздуха к невыветренным глинам.

Как видим, вырисовывается определенный принцип в региональной инженерно-геологической характеристике областей выхода майкопских глин на поверхность района Солянского гидроузла.

Далее подлежат выделению оползни и оплывины, не только те, которые непосредственно будут являться основанием будущих сооружений, но также и те, которые могут причинить вред уже возведенным.

Оползни балки Солянки относятся к неглубоким инсенквентным смещениям, которые более правильно можно классифицировать как оплывины. Несмотря на это, при проектировании и строительстве следует, по возможности, рекомендовать избегать таких участков, так как характер этих смещений в невыветренных слоях еще полностью не изучен, и борьба с ними вообще затруднительна (пластические оползни без определенной поверхности скольжения).

В случае же крайней необходимости возведения какого-либо сооружения в пределах таких оползней или оплывин, последние должны быть изучены возможно детальнее.

Наконец, следует сказать, что оконтуривание площадей области выхода на поверхности майкопских глин по степени выветренности, по степени водонасыщенности и по характеру подвижек земляных масс намечает основу принципа составления инженерно-геологической карты этих пород для района балки Солянки. Придав этим площадям характеристику физико-геологических явлений и физико-технических свойств пород, их слагающих, можно еще ближе подойти к разрешению этой новой, но весьма важной для строительства задачи.

Майкопские глины как основание для сооружений и как порода в откосах канала. Приведенные материалы по геолого-литологическим, гидрогеологическим и геоморфологическим условиям области развития майкопских глин вместе с физико-механическими и физико-химическими данными лабораторных испытаний этих пород позволяют сделать следующие выводы в отношении их характеристики как породы, слагающей основание сооружений и откосы канала.

Коренные невыветренные майкопские глины однородны, высоко пластичны, обладают большой связностью и в состоянии естественной влажности не размокают. При возведении на них плотин можно считать, что невыветренные глины практически водонепроницаемы. Однако, их трещиноватость должна быть учтена при техническом проектировании. Значительная пористость майкопских глин заставляет рекомендовать дополнительное изучение компрессионных свойств, так как при возведении плотин и других гидротехнических сооружений водный режим этих пород под влиянием напорных вод может иметь существенное значение в вопросе фильтрации.

Имеющийся материал по компрессионным испытаниям образцов невыветренных майкопских глин показывает возможность принятия для

проектирования напряжений под различные сооружения до 8 кг/см², не считаясь с осадками вследствие их незначительности. [1]

Элювиальный слой майкопских глин может служить основанием только близ контакта с невыветренными глинами, т. е. там, где он еще не сильно трещиноват и где его естественная влажность почти не отличается от таковой в коренных глинах. Компрессионные испытания такой породы показали возможность принятия для проектирования напряжений до 4 кг/см², не считаясь с осадками. Эта часть элювия по мощности в разных местах различна и в каждом отдельном случае должна быть изучена перед выбором глубины заложения тех или иных сооружений. В слоях, близких к поверхности земли, элювий благодаря значительной учащенной трещиноватости неустойчив и не может быть рекомендован для возведения на нем каких-либо сооружений.

Легкая выветриваемость майкопских коренных глин, приводящая к рассланцовыванию на мелкие листочки и осколки, заставляет отнестись к ним при их вскрытии в котлованах с большой осторожностью.

Здесь, кроме осыпания, иногда, повидимому, могут быть случаи обваливания по плоскостям трещин крупных глыб породы, как то не раз наблюдалось в горных выработках. Особенно это может иметь развитие в местах, где глины смачиваются поступающей извне водой.

В целях же борьбы с выветриваемостью следует рекомендовать как можно меньше подвергать вскрытые глины воздействию кислорода воздуха. Наиболее рациональной одеждой, повидимому, будет являться песчаный слой мощностью в 1—1.5 м.

В откосах каналов майкопские глины будут вести себя, как и в выемках для котлованов под различного рода инженерные сооружения; вследствие этого все сказанное об их свойствах приложимо и к откосам каналов. Особое внимание должно быть уделено расчетам высоты откосов, в соответствии с углом их заложения, и состоянию майкопских глин во вскрытом состоянии. При этом следует иметь в виду известное уже ранее неблагоприятное свойство вновь вскрытых глин быстро высыхать, рассланцовываться, терять устойчивость и образовывать осыпи. Подобное явление будет всегда иметь место там, где майкопские глины останутся свободными для воздействия кислорода воздуха. В пределах призмы колебания горизонта в канале в качестве защитной одежды, повидимому, будет достаточно надежным крепление из каменной наброски на слое гравия с песком (предохранение от выветривания и от размыва при проходе судов). В местах же постоянного покрытия водой можно обойтись без одежды, так как в таких местах майкопские глины будут выветриваться, повидимому, в весьма незначительных размерах, что подтверждается как лабораторными опытами над размокаемостью естественновлажных образцов глин (отсутствие размокания), так и полевыми наблюдениями автора в других местах (Северный Кавказ, р. Подкумок близ Пятигорска и др.) в дне естественных водотоков.

Кроме явлений осыпания, следует отметить значительную склонность майкопских глин к оползанию или оплыванию.

Высокая пластичность этих пород и трещиноватость при смачивании является благоприятным условием для образования оползней, что должно быть учтено при строительных работах в майкопских глинах.

Нужно думать, что наличие на Северном Кавказе и в Средневолжском крае обширных областей развития майкопских глин привлечет должное внимание различных организаций (Волго-Дон, НКПС, Терстрой и др.) к вопросам дальнейшего изучения этих пород как основания для инже-

[1] Эта цифра должна быть проверена, так как позднейшие компрессионные испытания в лаборатории Волго-Дона показывают значительно меньшую величину капиллярного давления (1.15 и 2 кг/см²).

нерных сооружений, так как майкопские глины во многом (способность к оползанию, высокая пластичность, легкая выветриваемость, гипсоносность, трещиноватость и др.) являются в этом отношении довольно своеобразным грунтом, могущим оказаться малонадежным основанием для сооружений. Разрешение же всех вопросов, связанных с такой задачей, может быть осуществлено только на основе комплексного изучения геологических, геоморфологических и гидрогеологических условий того или иного района развития майкопских глин с тщательным изучением их физико-механических и физико-химических свойств.

Статья закончена 20/III 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макеев З. А. Отчет Волжской группы о результатах проработки тем для Волго-Дона в 1935 г. (рукопись). Москва, 1935.
2. Милановский Е. В. Очерк геологических условий в районе основных сооружений Доно-Волжского комплекса, Тр. Азово-Черноморской геологической конференции, т. IV, Ростов н/Д, 1935.
3. Гатуев С. А. О возрасте кварцевых песков Ергеней, БМОИПр., Отд. геологич., т. XIII, вып. 3, 1935.
4. Архангельский А. Д. Геологическое строение СССР.
5. Лизо Ч. К. Структурная геология, стр. 25, 1935.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

В. М. ШАЛФЕЕВ

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МАЙКОПСКИХ ГЛИН

Изучение осадочных пород как основания или как материала для инженерных сооружений является одной из существенных задач инженерной геологии, причем глины с их чрезвычайно своеобразными, в общем неблагоприятными для строительства, свойствами представляют наиболее интересный, но в то же время наиболее трудный объект исследования.

Свойства глин являются функцией их состава и их структуры, но эта связь остается до настоящего времени не настолько выясненной, чтобы на основании данных, положим, о составе глины можно было сделать заключение о свойствах и поведении глины в тех или других условиях. Значительное разнообразие в свойствах глин при почти одинаковых характеристиках, получаемых принятыми методами их исследований, свидетельствует о том, что применяемая методика не вскрывает сущности глины, не дает тех показателей, на основании которых можно было бы составить отчетливое представление, например, о строительных свойствах глины в ее статике и особенно в динамике.

В исследованиях глин определились два направления: «механическое» и «физико-химическое». Первое с наибольшей яркостью выражено Терцаги в следующих словах: «можно пожелать, чтобы несколько мистическое и часто приводящее к недоразумениям выражение «влияние коллоидов» было заменено данными физико-механического анализа и чтобы всегда правильно оценивался тот простой механизм, путем которого осуществляется столь непонятное на первый взгляд действие коллоидов». С другой стороны, ряд исследователей (Гольдшмидт, Андерсон и др.) приходят к выводу, что свойства глины обусловлены процессами на поверхности глинистых частиц, где происходит адсорбция дипольных молекул жидкости и ориентация их определенным образом. Суммируя все разнообразные данные о свойствах и структуре глин, Терцаги устанавливает положение, что специфические свойства глин обусловлены, во-первых, наличием твердой фазы со значительным содержанием минеральных частиц, обладающих пластинчато-решетчатым сложением (чешуйка), во-вторых, наличием жидкой фазы с биполярными молекулами.

Но понятие биполярности молекул имеет смысл лишь в том случае, если мы говорим о взаимодействии биполярных молекул с ионами, молекулами или очень малыми частицами, у которых масса ничтожно мала по сравнению с их поверхностью. Свойства вещества в этом случае определяются не столько его массой, сколько поверхностной энергией. Без изучения явлений, связанных с поверхностной энергией, не может быть дано и характеристики грунта, соответствующей действительности.

Таким образом, и сторонники физико-механических методов исследования грунтов приходят к необходимости исследования их и физико-химическими методами.

При изучении свойств высокодисперсной части грунта задача сводится, с одной стороны, к более углубленной характеристике дисперсной фрак-

ции по ее гранулометрическому составу с дифференциацией частиц меньше 10^{-4} см и, с другой, к изучению явлений коагуляции или, наоборот, дальнейшему диспергированию частиц под влиянием различных воздействий химического или физико-химического характера при условии одновременного контроля и физико-механических свойств исследуемых грунтов. Для определения степени дисперсности фракции меньше 10^{-4} см и количественного определения более тонких фракций в этих пределах были применены методы: диафанометрического исследования, седиментации в приборе Ребиндера, фотоэлектрических измерений при помощи фотоэлемента и определения максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву.

В качестве материала для исследования во всех случаях были взяты майкопские глины с различной глубины залегания, характеристика которых приведена в табл. 1.

ТАБЛИЦА 1[1]

Показатели	№ образца		
	41	14	46
Глубина залегания в м	3.6—3.9	11	17
Естественная влажность на абсолютно сухую навеску в %	43.77	47.77	41.77
Коэффициент набухания в %	98	126	124
Число пластичности по Аттерберг у	34.93	24.43	39.25
Максимальная гигроскопичность по Митчерлиху	21.22	18.54	17.65
Гранулометрический состав в %			
сумма фракций 0.25 —0.005 мм	47.34	59.38	51.53
» » 0.005 —0.001 »	22.09	14.55	18.57
» » 0.001 —0.0001 »	25.99	21.88	22.27
» » < 0.0001 »	4.43	4.11	7.19
pH водной вытяжки	4.0	6.92	6.35
Водорастворимые вещества в %	3.89	1.82	1.54
Поглощенные основания в миллиэквивалентах:			
Ca''	1.00	3.50	21.05
Mg''	16.00	19.25	12.50
K'	0.9	1.59	1.90
Na'	5.6	4.53	8.20
H'	11.9	5.92	—

В этой и подобных ей характеристиках обращает на себя внимание ряд несоответствий в цифрах, не дающих возможности составить отчетливое представление о свойствах глины. Например, величины естественной влагоемкости и набухаемости не находятся в соответствии с данными гранулометрического состава, которые, в свою очередь, не увязываются с величиной максимальной гигроскопичности. Состав поглощающего комплекса вследствие его сложности в данном случае также мало помогает в выяснении вопроса о степени дисперсности или коагуляции наиболее тонких фракций. Дополнение этой характеристики именно данными о количественных соотношениях в тончайших фракциях грунта, надо полагать, было бы очень полезно в этом отношении.

В данной характеристике глины фракция меньше 0.0001 мм определялась путем центрифугирования суспензии, содержащей фракцию меньше 0.001 мм, выделенную отмучиванием по Робинзону. При скорости вращения центрифуги в 3000 об/мин. в течение ½ часа по формуле Стокса

[1] Все три образца взяты из майкопской глины; глубина залегания: № 41—36—3.9 м, № 14—11 м, № 46—17 м.

происходит осаждение частиц радиусом до 0.0001 мм.

$$r = \frac{0.416}{n}\sqrt{\frac{\eta}{(\delta_k - \delta)\tau}\lg\frac{x_2}{x_1}},$$

$$r = \frac{0.416}{50}\sqrt{\frac{0.015 \lg 2}{(2.7 - 1.0)\,1800}},$$

$$r = 1.16 \cdot 10^{-4}$$

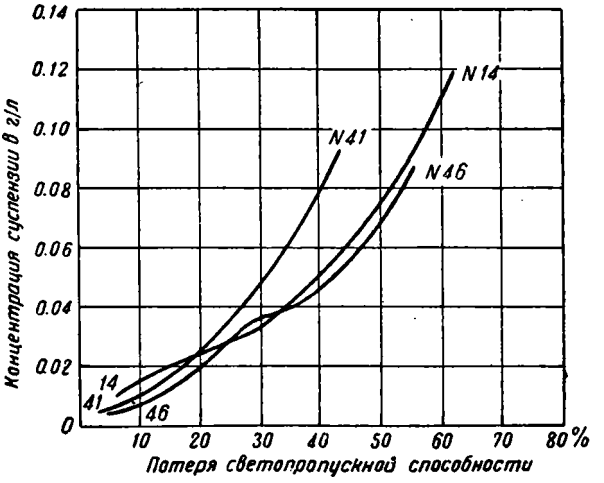
где $n = 50$, число оборотов в секунду,
$\eta = 015$, вязкость среды,
$\delta_k = 2.7$, плотность минеральных частиц,
$\delta = 1$, плотность среды,
$\tau = 1800$ сек., продолжительность центрифугирования,
x_1 и x_2 — расстояния частиц от оси вращения до и после центрифугирования,

$\frac{x_2}{x_1} = 2$ в условиях данного опыта.

Суспензия с неосевшими при этих условиях частицами выпаривалась досуха. Остаток выпаривания высушивался и взвешивался.

Диафанометрическое исследование

Диафанометр König-Krüss — прибор, построенный по типу колориметра-нефелометра, предназначен для определения светопропускной способности мутных или окрашенных жидкостей. Особенностью его является наличие красного и зеленого стекол, помещаемых на пути белого луча света, проходящего через цилиндры с жидкостью. Это позволяет определять светопропускную способность отдельно для красного и зеленого лучей. На основании этих данных вычисляется по таблице светопропускная способность для белого луча. Другую особенность его составляет наличие 4 дымчатых стекол со светопропускной способностью в 50%. Комбинируя эти поглощающие свет стекла и перемещая цилиндры прибора соответствующим образом в вертикальном направлении, можно производить определения светопропускной способности в значительно более широких пределах поглощения света, чем это допускает обычный колориметр-нефелометр.



Фиг. 1. Кривые дисперсности глинистой фракции.

Данные исследования этим методом приведены на диаграмме (фиг. 1).

Кривые (светопропускная способность — концентрация глинистой суспензии) показали явное различие в степени дисперсности глинистой фракции поверхностного образца (№ 41) майкопских глин от образцов, взятых с большей глубины. При одном и том же весовом содержании глинистых

частиц в суспензии потеря светопропускной способности для образца № 41 оказалась значительно меньше, чем для № 14 и 46. Следовательно, тончайшие фракции в этом случае находятся в более коагулированном состоянии, чем в других образцах. Это прямое определение степени дисперсности глинистой фракции хорошо согласуется с данными о содержании водорастворимых веществ, указывающими на сравнительно сильную засоленность именно этого верхнего слоя глины, чем и может быть объяснено коагулированное состояние коллоидной части этой глины. Существенный корректив это показание диафанометра вносит и в данные по гранулометрическому состоянию глин. Хотя весовое содержание глинистых фракций в № 41 и выше, чем в других образцах, но степень дисперсности их меньше. Тогда перестают быть противоречивыми и данные о набухаемости, так как пониженная набухаемость этого образца находит свое обоснование. Таким образом, диафанометрическое исследование внесло существенные изменения в характеристику глин, полученную обычными методами исследования, и, можно думать, сделало наше представление об этих глинах более близким к действительному их состоянию.

Вместе с тем необходимо отметить, что диафанометр имеет недостаток, который заставляет подходить к даваемым им показаниям с осторожностью. Источником света при исследовании является рассеянный дневной свет, интенсивность которого отражается на показаниях прибора. Точно так же влияет и окраска растворов.

Начатые исследования методом седиментации в приборе Ребиндера были вскоре прекращены, так как выяснилось, что этот метод применим лишь к грубодисперсным породам, где осаждение частиц происходит с большой сравнительно скоростью. При медленном оседании как это имеет место с майкопскими глинами, небольшие колебания температуры окружающей среды влияют на показания прибора в большей степени, чем самый процесс осаждения частиц.

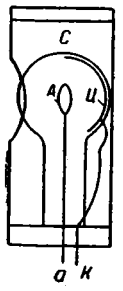
Фотоэлектрические изменения

Из числа методов, основанных на эффекте отражения света частицами суспензии, наиболее совершенным и точным является метод фотоэлектрического измерения силы света, отраженного частицами суспензии, освещенной источником света постоянной силы. Сила отраженного света измеряется при помощи фотоэлемента, включенного в замкнутую цепь с чувствительным гальванометром. В зависимости от интенсивности света в цепи возникает ток, сила которого определяется по шкале гальванометра. Для усиления чувствительности фотоэлемента, в цепь вводится источник постоянного тока с напряжением (по данным литературы) в 45—100 V. Источником тока может служить или батарея аккумуляторов или ток от осветительной сети, трансформированный через кенотронный выпрямитель тока. Определения могут производиться путем измерения силы света, проходящего через суспензию, или силы света, отраженного суспензией. В виду того, что точно установленной методики подобного рода исследований еще не выработано, и в литературе [1, 2, 3] описываются весьма различные условия, в которых производятся опыты, мы приводим детальную схему аппаратуры, при помощи которой было произведено исследование.

Главную часть аппаратуры представляет цезиевый, газонаполненный инертным газом, заключенный в металлический кожух с боковым отверстием фотоэлемент ЦГ-2 московского электрозавода. Устройство элемента показано на фиг. 2.

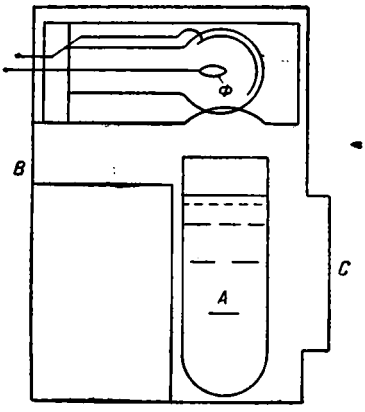
Второй ответственной частью аппаратуры является зеркальный гальванометр A чувствительностью до $0.6 \cdot 10^{-9}$ со шкалой на полупрозрачной

бумаге с 25 делениями в обе стороны от нуля. Источником света для освещения зеркальца гальванометра служила лампочка от карманного электрического фонаря, работающая на токе от осветительной сети с напряжением, пониженным трансформатором до 4 V, и укрепленная в гильзе на одном штативе со шкалой. Для усиления чувствительности фотоэлемента в цепь включалась батарея аккумуляторов на 12 V. Это напряжение оказалось совершенно достаточным. Суспензия наливалась в стеклянную пробирку, размерами 10×2.5 см, объемом около 50 миллилитров. Пробирка с суспензией в количестве 35 миллилитров и фотоэлемент располагались в построенной для этого темной камере (фиг. 3) с боковым отверстием против пробирки, через которое проходил пучок лучей света из проекционного фонаря, освещаемого лампой на 60 W. Проекционный фонарь соединялся с камерой при помощи светонепроницаемого рукава.



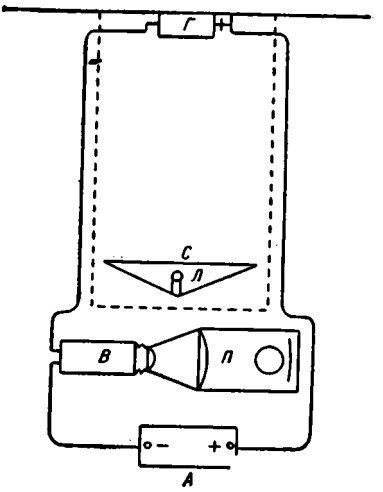
Фиг. 2. Схема устройства фотоэлемента ЦГ-2.

А — металлический анод, *Ц* — слой металлического цезия внутри лампы; *К* — вывод проводника от цезия, *а* — вывод проводника от анода, *С* — металлический кожух с боковым отверстием.



Фиг. 3. Схема устройства темной камеры.

А — пробирка с суспензией, *Ф* — фотоэлемент, *В* — темная камера, оклеенная внутри черной тканью, *С* — отверстие для соединения с проекционным фонарем.



Фиг. 4. Схема расположения приборов при фотоэлектрическом анализе.

А — батарея аккумуляторов на 12 V, *В* — темная камера с фотоэлементами и пробиркой с суспензией, *Г* — гальванометр, *С* — шкала гальванометра, *Л* — лампочка для освещения зеркальца гальванометра, *П* — проекционный фонарь.

На фиг. 3 видно, что фотоэлемент и пробирка с суспензией расположены относительно друг друга так, что в фотоэлемент попадает лишь отраженный свет из отверстия пробирки.

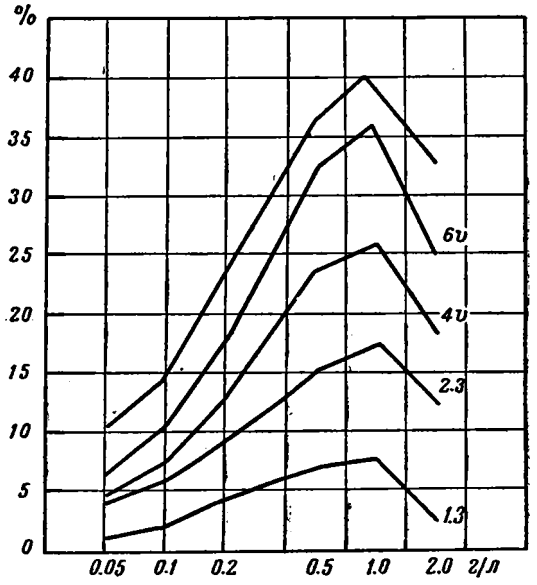
Взаимное расположение приборов показано на фиг. 4.

Расстояние шкалы от гальванометра составляло 100 см. Гальванометр со шкалой помещались в затемненную камеру. Наблюдение за перемещением по шкале зеркального изображения накаленного волоска лампочки производилось через окошко в камере.

При предварительной проверке работы всей установки было выяснено, что при условии полного затемнения фотоэлемента в цепи все же возникает — правда очень слабый — ток, сила которого не вполне постоянна и измеряется 2—6 делениями шкалы гальванометра. Сила этого тока, свойственного, вероятно, фотоэлементу именно данной системы, проверяется перед каждым определением и после него и вычитается затем из показаний гальванометра.

Вторым условием работы на этой аппаратуре является соблюдение определенного предела концентрации суспензии. Пропорциональность,

хотя и не вполне строгая, между концентрацией суспензии и отклонениями гальванометра, т. е. силой фототока, наблюдается лишь при концентрациях не свыше 1 г/л. При повышении концентрации за этот предел кривая концентрации (сила тока) быстро доходит до максимума и затем дает ниспадающую ветвь (фиг. 5).



Фиг. 5. Кривая концентрация суспензии.

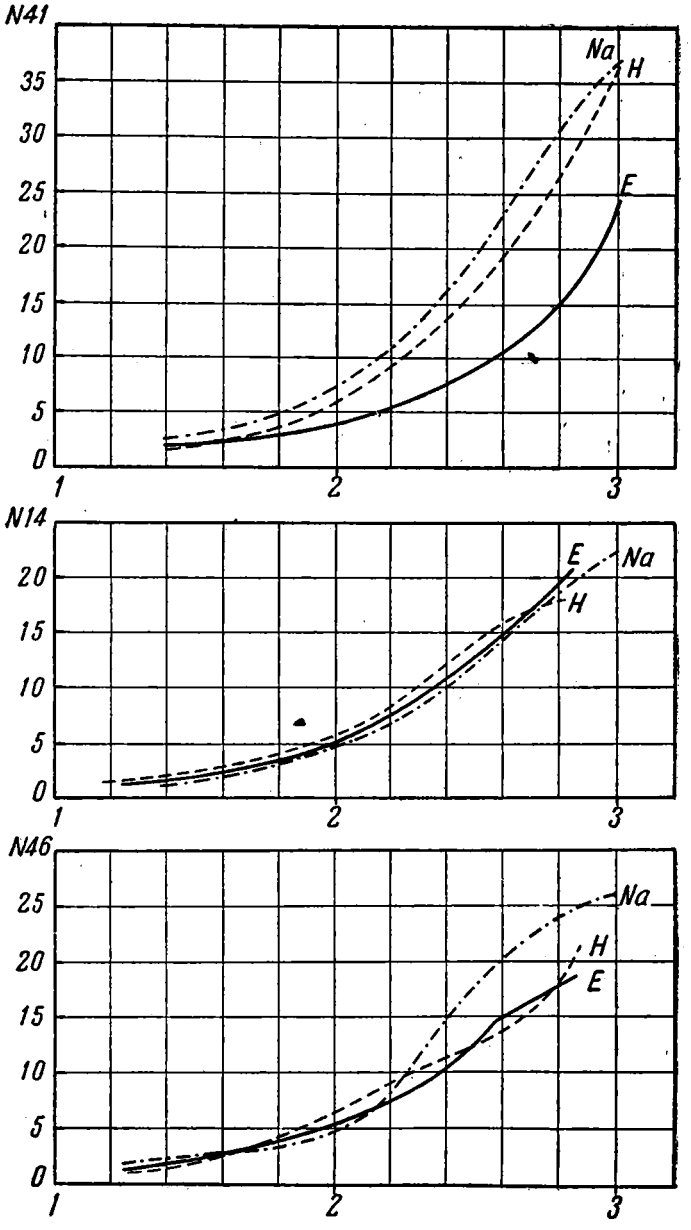
Исследованию этим методом были подвергнуты тоже три образца майкопской глины в естественном их состоянии и после замещения поглощенных катионов на $Na^{'}$ и $H^{'}$. Испытания производились с фракциями <0.001 мм, которые были получены путем взмучивания глины с водой в присутствии небольшого количества аммиака и отстаивания в цилиндрах в течение 24 час. Пробы брались с глубины 30 см при помощи специальной пипетки Робинзона с боковыми отверстиями.

Так как интенсивность окраски суспензии различных глин была неодинакова в зависимости от большего или меньшего содержания в них органических веществ, а также в зависимости от способа их предварительной обработки, то перед тем, как производить с ними фотоэлек-

ТАБЛИЦА 2

№ образца	Глина в естественном состоянии		Глина после замещения поглощенных оснований на $H^{'}$		Глина после замещения поглощенных оснований на $Na^{'}$	
	концентрация суспензии в г/л	показание гальванометра	концентрация суспензии в г/л	показание гальванометра	концентрация суспензии в г/л	показание гальванометра
41	1.008	24.4	0.9840	36.4	1.0120	36.8
	0.504	13.3	0.4920	22.8	0.506	27.7
	0.2016	6.4	0.1968	10.9	0.2024	13.5
	0.1008	3.7	0.0984	5.4	0.1012	7.3
	0.0504	2.8	0.0492	3.1	0.0506	4.1
	0.0252	2.1	0.0246	1.6	0.0253	2.3
14	0.7160	20.7	0.612	18.3	1.004	22.5
	0.3580	14.1	0.306	14.6	0.502	17.4
	0.1432	3.9	0.126	6.9	0.2008	8.7
	0.0716	3.6	0.063	3.8	0.1004	5.1
	0.0358	2.1	0.0315	2.0	0.0502	2.8
	0.0179	1.4	0.0155	1.5	0.0251	1.1
46	0.7060	19.0	0.7540	21.8	0.8360	25.7
	0.3530	13.9	0.3770	13.5	0.4180	20.1
	0.1412	6.4	0.1508	9.2	0.1672	9.1
	0.0706	4.5	0.0754	4.9	0.0836	4.0
	0.0353	2.4	0.0377	2.5	0.0418	2.9
	0.0176	1.3	0.0188	1.4	0.0209	1.5

трические испытания, пришлось их обесцвечивать, что достигалось обработкой суспензии пергидролем при слабом нагревании. Данные опытов приведены в табл. 2 и на фиг. 6.



Фиг. 6. Диаграммы строения майкопских глин по данным фотоэлектрических испытаний.

Эти данные показывают, что при воздействиях на поглощающий комплекс иона водорода и иона натрия глины № 41 и 46 переходят в состояние большей дисперсности, особенно при замещении поглощенных оснований ионом натрия. Образец же глины № 14 обнаруживает иное отношение к указанным воздействиям. При замещении в комплексе оснований

на H' происходит уменьшение степени дисперсности, при действии же Na — наоборот, степень дисперсности увеличивается, хотя очень незначительно.

Определение максимальной молекулярной влагоемкости по Лебедеву

Этот метод, позволяющий определять количество воды, адсорбируемой грунтом, т. е. воды, которая не может быть удалена никакими механическими воздействиями, дает представление о величине общей адсорбирующей поверхности и, следовательно, о количественном содержании в грунте высокодисперсных фракций. Таким образом, это определение может дополнить в некоторой мере гранулометрический анализ. Целью нашего исследования по этому методу было отнюдь не определение максимальной молекулярной влагоемкости как таковой, а определение степени дисперсности глинистых фракций, зная заранее их весовое содержание в грунте.

Этот метод характеристики состояния коллоидной части глины в отличие от других методов почти не зависит от внешних условий работы, и поэтому получаемые им данные являются наиболее абсолютными и бесспорными.

Примененная аппаратура состояла из суперцентрифуги французской фирмы Шарплес, развивающей скорость до 30 000 об/мин., работающей на электромоторе на 220 V. Средняя скорость при приведенных определениях составляла 32 000 об/мин. При диаметре вращающего цилиндра в 4 см это соответствует ускорению в 23 000 г. Латунные капсули, в которые закладывались пробы грунта, имели сетчатое впаянное дно, на которое накладывался кружок из тонкой латунной сетки с диаметром отверстий 0.1 мм и кружок из плотной фильтровальной бумаги. В крышках капсулей было сделано по одному отверстию в центре для притока воздуха. Продолжительность центрифугирования при полном разгоне центрифуги составляла 1 мин. Общая продолжительность от момента пуска до остановки не превышала 2 мин. В отличие от метода Лебедева капсули помещались в замкнутый стальной вращающийся цилиндр. Вода, отбрасываемая из капсулей, оставалась в цилиндре, конденсируясь на его стенках, а не уходила в воздух, как на центрифуге Лебедева. Вследствие этого внутри цилиндра создавалась атмосфера, насыщенная водяным паром, и таким образом вопрос о потере воды грунтом в центрифуге под влиянием высушивания отпадал. Подготовка образцов грунта для опыта производилась следующим образом. Воздушно-сухой грунт, растертый деревянным пестиком и просеянный через сито с отверстиями 0.5 мм, отвешивался в капсулях в количестве от 0.4 до 0.6 г в зависимости от веса самого капсуля, так чтобы общий вес капсулей с пробами грунта был, по возможности, одинаковым и во всяком случае, чтобы разность весов не превышала 0.1 г. Это условие совершенно обязательно для правильного хода центрифуги.

Капсули с взятыми навесками грунта помещаются в плоскодонную стеклянную чашку с дестиллированной водой так, чтобы уровень воды в чашке был немного выше уровня грунта в капсуле. После того, как грунт намок и на его поверхности появился слой воды, капсули помещались на 10—15 мин. на фильтровальную бумагу для удаления избытка воды и затем подвергались центрифугированию. После центрифугирования капсули с грунтом взвешивались на аналитических весах, высушивались в термостате до постоянного веса при 105—110° и снова взвешивались. Потеря в весе — адсорбированная вода — пересчитывалась в процентах на абсолютную сухую навеску.

Этим методом были исследованы те же три образца майкопской глины в ее естественном состоянии, а также после замещения поглощенных катионов ионом натрия и водорода.

Замещение катионов производилось обычным методом — обработкой породы 1*n* раствором NaCl и во втором случае 0.05*n* раствором HCl. Данные исследования приведены в табл. 3.

ТАБЛИЦА 3

№ образца	Содержание частиц в %	Максимальная молекулярная влагоемкость глины в %		
		в естественном состоянии	после замещения поглощенных оснований на H′	после замещения поглощенных оснований на Na′
41	52.5	46.49	48.99	57.30
14	40.34	42.16	36.59	46.54
46	48.03	40.52	46.84	62.24

При испытании глин после замещения оснований на Na обнаружилась чрезвычайная текучесть проб: грунт на центрифуге частично проходил через сетку и фильтр. Поэтому пробы приготовлялись из смеси глины с чистым кварцевым песком в отношении 1 : 2. Молекулярная влагоемкость этого песка была определена заранее и равнялась 1.3%. Из найденной опытным путем молекулярной влагоемкости смеси при помощи несложных расчетов может быть вычислена молекулярная влагоемкость глины.

Значение этих цифр заключается в том, что они позволяют количественно оценить степень коагулированности дисперсной части глины в ее естественном состоянии, а также предсказать и изменения в состоянии ее под влиянием тех или других воздействий. В данном случае характеристика майкопской глины для разных глубин ее залегания складывается на основании данных исследования в следующих чертах: майкопские глины, относясь к типу тяжелых глин с очень высоким содержанием глинистых частиц, не должны в их естественном состоянии проявлять в полной мере типичных свойств тяжелых глин (набухаемость, размокаемость и связанные с ними неблагоприятные механические свойства), в виду того, что высокодисперсная часть их находится в сильно коагулированном состоянии. Коагуляция обусловлена в более глубоких слоях наличием в поглощающем комплексе ионов кальция и магния, а в поверхностном слое также и ионами водорода. Если сопоставить данные табл. 2, то обращает на себя внимание близость величин максимальной молекулярной влагоемкости к содержанию глинистой фракции. Но в то же время какой-либо правильности в соотношении между этими величинами не наблюдается. В образцах № 41 и 46 молекулярная влагоемкость меньше количества глинистой фракции в грунте, в образце № 14, наоборот, больше. Отсюда вытекает предположение, что в образце № 14 глинистые частицы находятся в состоянии большей дисперсности, чем в двух других образцах, что также подтверждается данными табл. 2. Образец № 14 не способен переходить в состояние более дисперсное. Замещение поглощенных оснований даже на Na очень мало отражается на величине максимальной молекулярной влагоемкости, замещение же оснований на H ведет даже к уменьшению этой величины по сравнению с глиной в естественном состоянии. В двух других образцах соотношения обратные. При замещении поглощенных оснований на H наблюдается явное увеличение максимальной молекулярной влагоемкости, при замещении на Na увеличение становится резким, доходя до 50% первоначальной величины.

Таким образом, складывается вывод, что глина № 14 с глубины 11 м находится в состоянии предельной дисперсности, и всякие возможные влияния на ее коллоидную часть могут вызвать только коагуляцию ее и, следовательно, повести к улучшению ее физико-механических свойств. Глины № 41 и 46 находятся в сильно коагулированном состоянии; здесь имеется возможность их дальнейшего диспергирования в соответствующих условиях с вытекающим отсюда изменением свойств.

Этот вывод приобретает характер неоспоримого при сопоставлении данных, полученных методом центрифугирования, с данными фотоэлектрических измерений (фиг. 6), которые полностью подтвердили приведенную характеристику разных образцов глин. Соответствие данных, полученных двумя совершенно различными и независимыми друг от друга методами, является веским доказательством правильности сделанных выводов.

Как общее заключение, вытекающее из выполненной работы, можно высказать мысль, что применение методики физико-химического исследования дает новый и существенно важный материал для инженерно-геологической характеристики грунтов.

Статья закончена 12/IV 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калитин. Новый метод измерения количества взвешенных в воде твердых частиц. «Изв. научно-иссл. мелиор. института НКЗ», № 7, 1924.
2. Andrejew. «Kolloid Ztschr.», 43, 14, 1927 (2).
3. Cahaes E. et Hartaba. Application de photoélément à néphelométrie, «Bull. de la Soc. de Chimbiolog.», 15, 1935, 1933.

Б. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Г. Н. КАМЕНСКИЙ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДПОРА ГРУНТОВЫХ ВОД ПРИ ПАВОДКЕ В ДОЛИНЕ р. МОСКВЫ

ВВЕДЕНИЕ

По проекту реконструкции Москва-реки уровень ее выше Перервинской плотины должен быть на отметке 120 м, т. е. приблизительно на 3 м выше уровня, поддерживаемого названной плотиной летом (до строительства канала Москва — Волга). Такое повышение уровня воды должно повлечь за собой существенное изменение в режиме грунтовых вод прибрежной полосы г. Москвы.

Произведены были подсчеты подпора грунтовых вод для стационарного состояния грунтового потока при отметке воды в реке 120 м. Этот подсчет, однако, не дает полного представления о будущем режиме грунтовых вод, так как в нем не учитываются сезонные колебания уровня воды и, в частности, колебания, вызываемые весенними полыми водами, высота которых в Москва-реке, согласно гидрогеологическим расчетам для паводков трехпроцентной повторяемости, может достигать отметки 123 м, т. е. давать повышение еще на 3 м сверх указанной отметки 120 м.

Эти паводки несомненно должны вызвать дополнительное повышение уровня грунтовых вод сверх того, которое было определено подсчетом подпора для отметки 120 м.

В этом нас убеждают наблюдения за существующими колебаниями уровня грунтовых вод во время паводков, распространяющимися в глубь берега на расстоянии до 200—300 и более метров.

Вопрос о подпоре грунтовых вод приобретает в настоящее время важное практическое значение, в виду широкого развития в нашем Союзе строительства крупных гидротехнических сооружений, вызывающих подтопление обширных территорий и большого числа промышленных предприятий и населенных мест. Между тем, методика определения величины подпора грунтовых вод до сих пор мало разработана, а в отношении учета влияния паводков вопрос остается совершенно не освещенным.

Обычные способы определения подпора для оценки влияния паводка не применимы, так как в этом случае должно учитываться переменное во времени состояние грунтового потока, что требует применения теории неустановившегося движения грунтовых вод, существенно отличающейся от той теории, которая положена в основу известных методов расчета стационарного подпора грунтовых вод.

В настоящей статье изложены результаты работ по исследованию вопроса о влиянии паводка на режим грунтовых вод в приречной полосе г. Москвы после установления полного проектного подпора новой Перервинской плотины.

Работа эта была выполнена по заданию Бюро реконструкции р. Москвы при Моссовете.

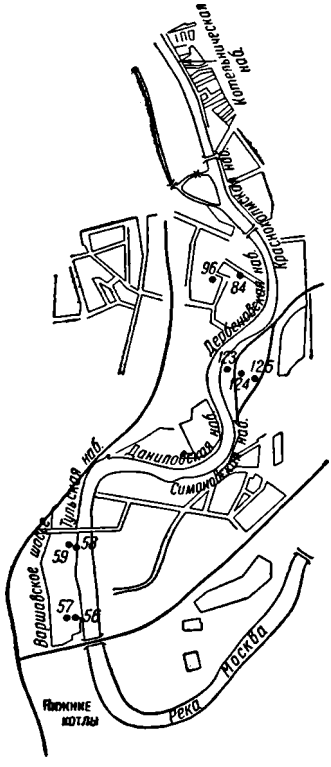
Фактические данные по гидрогеологии и режиму грунтовых вод были заимствованы из отчетов Н. А. Корчебокова и А. И. Моро, полученных нами от Московского геологического треста.

А. И. Моро и Н. А. Корчебоков дали также лично много ценных указаний по материалам своих исследований.

В самой работе участвовал Л. В. Кузьменко, выполнивший ряд сложных расчетов по формулам Форхгеймера и Фельбера, а также сотрудники Геологического института Н. А. Круглова и В. А. Ширямов, оказавшие большую помощь в расчетах и оформлении статьи.

Основные черты режима грунтовых вод Москворецкой долины

Участки долины Москва-реки, для которых нами выполнены контрольные расчеты подпора грунтовых вод при паводках, находятся на аллювиальных террасах реки ниже Новоспасского моста.



Фиг. 1. План расположения наблюдательных скважин в долине Москва-реки в южной части г. Москвы.

Современная аллювиальная терраса (пойма) здесь имеет высоту 4—6 м над уровнем реки. За ней простирается надпойменная первая древнеаллювиальная терраса, возвышающаяся на 8—18 м над рекой, до отметки 125—135 м. Пойменная терраса примыкает непосредственно к более высокой второй древнеаллювиальной террасе с абсолютными отметками более 137 м.

Наблюдательные скважины, для которых нами производились расчеты, расположены на современной аллювиальной террасе. Один створ из скважин № 123, 124 и 125 находится на левобережной террасе (фиг. 1).

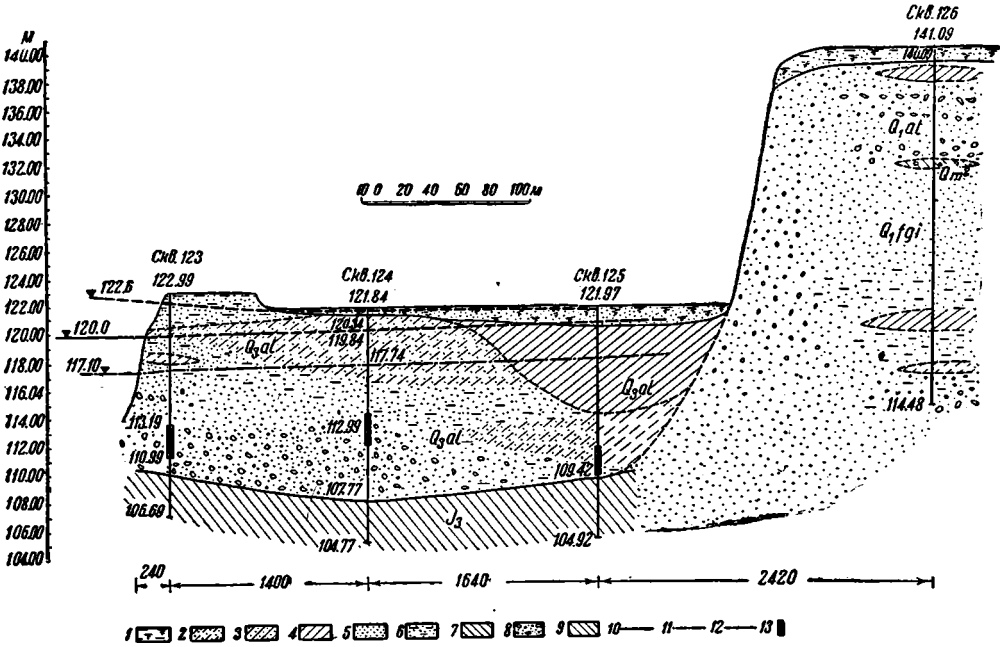
Другие створы расположены по правую сторону реки: створ из скважин № 88, 84, 96 створ из скважин № 58, 59, 60, створ из скважин № 54, 56 и 57.

Геологическое строение по каждому створу представлено разрезами, изображенными на фиг. 2—5.

На указанных участках аллювиальные отложения по своему составу подразделяются на две части. Бо́льшая, нижняя часть мощностью 10—15 м состоит преимущественно из песков со сравнительно редкими линзами глинистых пород.

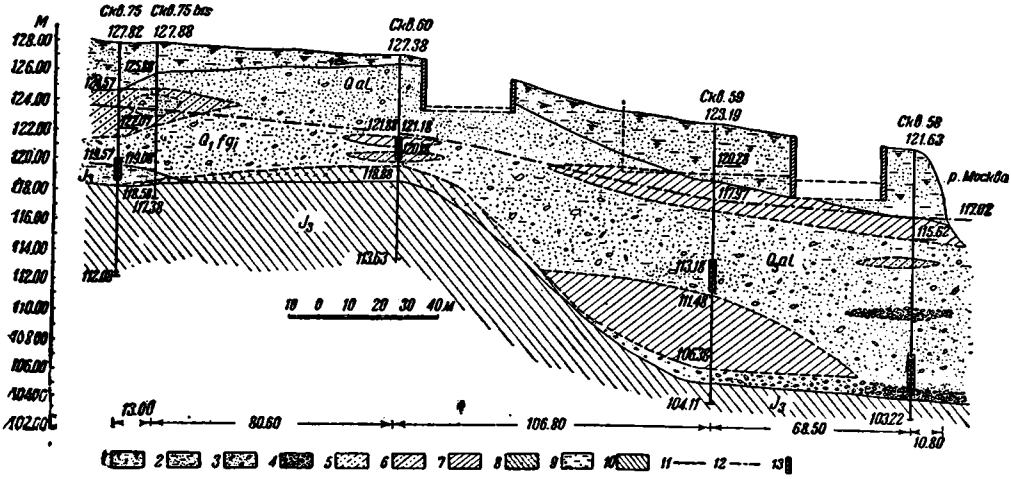
Пески внизу разнозернистые и крупнозернистые с примесью гальки и гравия, а вверху — мелкозернистые и частью глинистые. В верхних слоях аллювия преобладают иловатые суглинки и супеси мощностью от 2 до 8 м, над которыми почти всюду лежит так называемый «культурный слой», состоящий из насыпанных песчано-глинистых и щебневатых грунтов. Общая мощность аллювия 10—20 м. Подстилающими породами являются юрские глины (кимеридж-оскфорд), а в местах более глубоких промывов — каменноугольные известняки и глины.

Древние террасы сложены древнеаллювиальными мелкозернистыми песками с редкими прослоями суглинков. Под ними в пределах Замоскворецкой излучины лежат предледниковые мелкозернистые пески, которые в свою очередь подстилаются юрскими и каменноугольными по-



Фиг. 2. Геологический разрез через створ I по буровым скв. № 123, 124, 125, 126 (по Н. А. Корчебокову и А. И. Моро).

1 — песок насыпной мелкозернистый глинистый со строительным мусором, *2* — супесь желтовато-серая и буровато-желтая тонко-песчанистая, в скв. 126 с гравием, *3* — суглинок буровато-серый, тонко-песчанистый, в скв. 126 с гравием и щебнем; *4* — глина буровато-желтая и зеленовато-серая тонкопесчанистая, местами с землистым вивианитом, *5* — песок мелкозернистый кварцевый чистый, *6* — песок мелкозернистый и среднезернистый глинистый, местами с щебнем и гравием, *7* — суглинок бурый, с гравием и щебнем, *8* — песок разнозернистый с гравием и щебнем. *9* — глина черная песчанистая слюдистая известковистая, *10* — уровень появления воды, *11* — уровень воды 23/X 1933 г., *12* — предполагаемый уровень воды при паводке после реконструкции реки, *13* — фильтр.



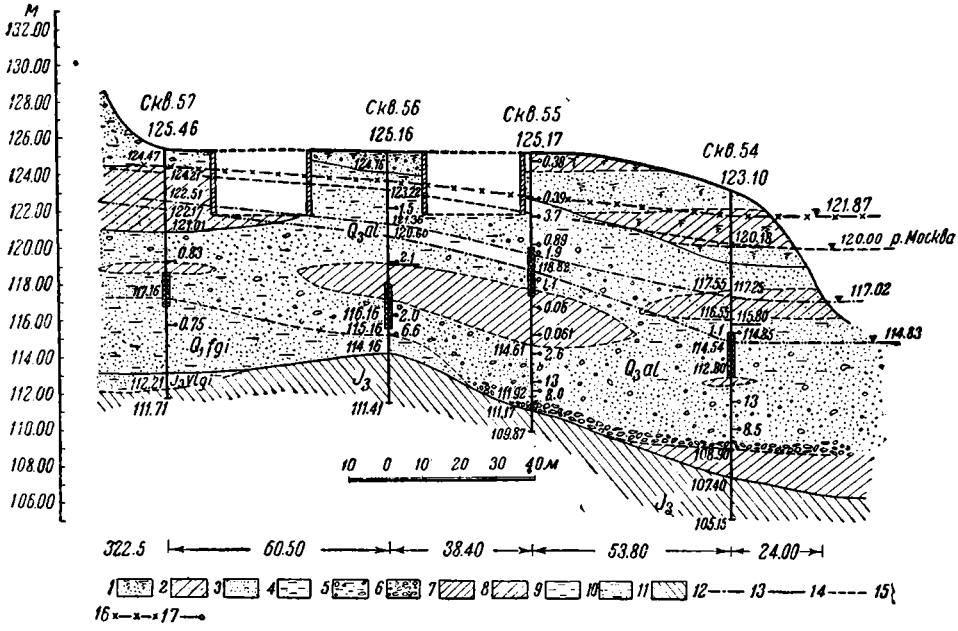
Фиг. 3. Геологический разрез через створ II по буровым скважинам № 58, 59, 60, 75 (по Н. А. Корчебокову и А. И. Моро).

1 — песок мелкозернистый глинистый с кирпичным щебнем, *2* — песок мелкозернистый глинистый, *3* — песок разнозернистый с гравием и щебнем, *4* гравий, галька, щебень с примесью разнозернистого песка, *5* — супесь темносерая и желтосерая тонкозернистая однородная, *6* — суглинок буровато-желтый тонкопесчанистый, местами грубопесчаный, тонкослоистый, *7* — глина серая песчанистая, иловатая, *8* — глина черная, песчанистая с гравием, *9* — песок зеленовато-черный глауконитовый, сильно глинистый, *10* — глина черная песчанистая слюдистая, *11* — уровень появления воды, *12* — уровень воды на 10/XI 1933 г., *13* — фильтр.

родами. В районе Варшавского шоссе под древнеаллювиальными песками лежит пласт суглинистой морены, а ниже последней предледниковые слои.

Так как исследуемые нами скважины находятся на пойменной террасе, то остановимся несколько подробней на характеристике современных аллювиальных отложений.

С точки зрения вопросов динамики грунтовых вод пойменной террасы важно отметить характер неоднородности толщи аллювиальных пород, которая схематически в ряде створов может рассматриваться как двух-



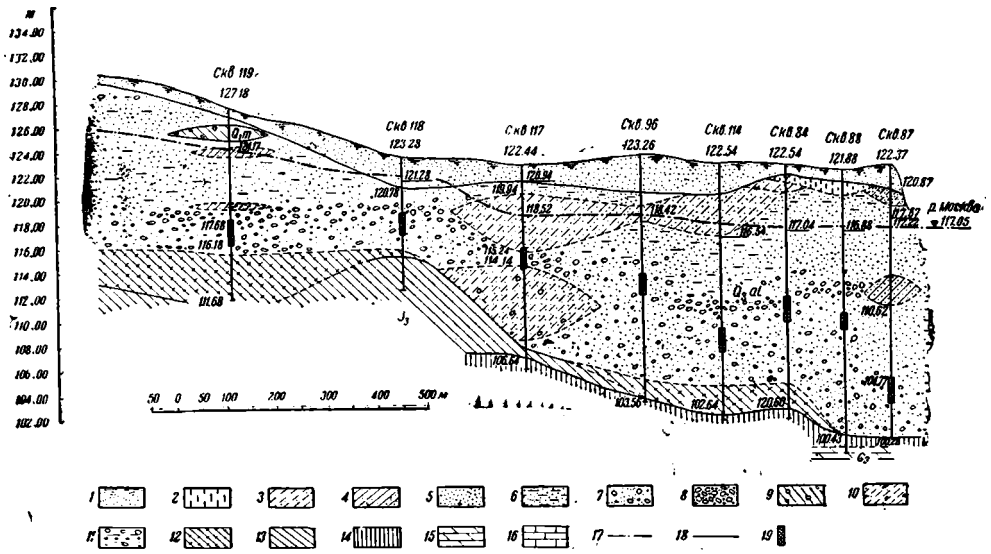
Фиг. 4. Геологический разрез через створ III по буровым скважинам № 54, 55, 56, 57 (по Н. А. Корчебокову и А. И. Моро).

1 — песок мелко- и разнозернистый со строительным мусором (насыпной), *2* — суглинок бурый с песком, обломками известняка и щебнем кремня (насыпной), *3* — песок мелкозернистый кварцевый чистый, *4* — песок мелкозернистый глинистый, *5* — песок разнозернистый слабо глинистый, с гравием и галькой, *6* — гравий галька, щебень с примесью разнозернистого песка, *7* — суглинок бурый песчанистый тонкослоистый, *8* — глина темно-серая тонкослоистая иловатая с вивианитом, *9* — песок тонкозернистый сильно глинистый, *10* — песок черный мелкозернистый слюдистый сильно глинистый, *11* — глина черная слюдистая песчаная (J_3 vlg j), *12* — уровень воды на 10/XI 1933 г. *13* — уровень грунтовых вод на 9/III 1934 г. при отметке уровня реки 114.88, *14* — предполагаемый уровень грунтовых вод после подпора при отметке уровня реки 120.00, *15* — фильтр, *16* — предполагаемый уровень грунтовых при паводке после реконструкции реки, *17* — коэффициент фильтрации по Козени.

слойная система грунтов. Внизу лежат пески с коэффициентом фильтрации более 10 и 20 м/сутки, вверху же мы имеем мелкозернистые пески с преобладающими коэффициентами фильтрации 1—3 м/сутки и слои песчано-глинистых и иловатых пород с коэффициентом фильтрации менее 1 м/сутки.

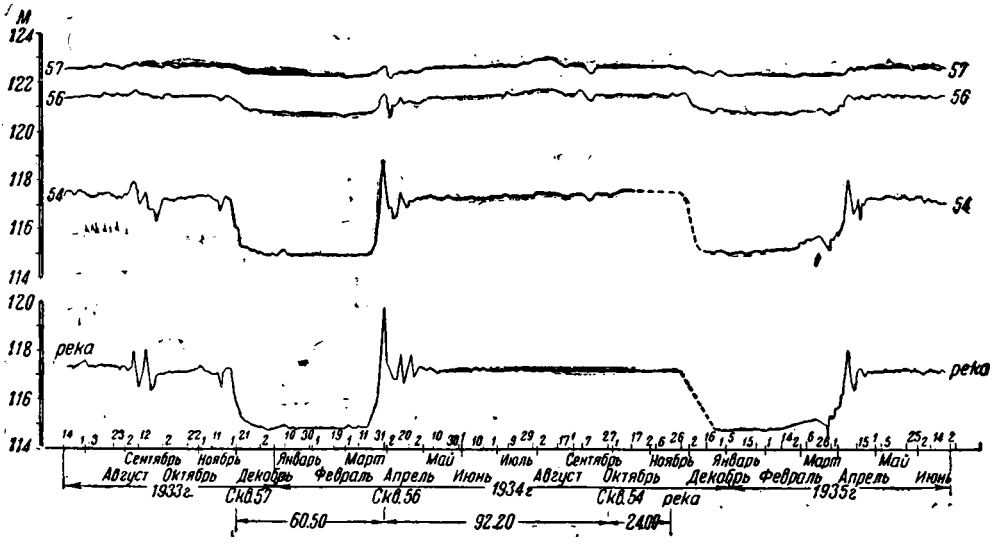
Важно отметить, что для горизонтального передвижения воды вдоль водоносных слоев главнейшую роль играют сравнительно хорошо проницаемые и хорошо передающие напор воды разнозернистые пески нижней и средней части аллювия.

Это обстоятельство является одним из основных факторов, определяющих характер режима грунтовых вод прибрежной зоны Москва-реки.



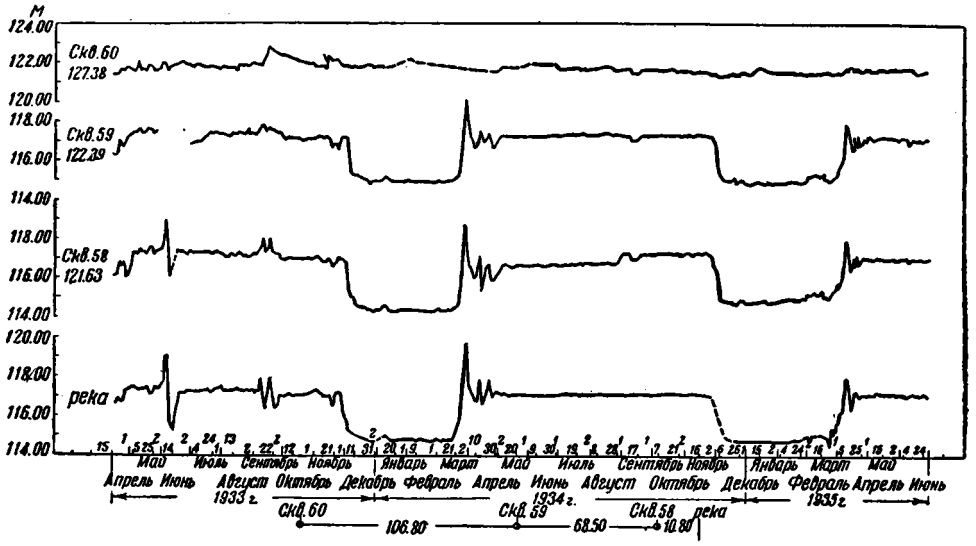
Фиг. 5. Схематический геологический разрез через створ IV по буровым скважинам № 88, 84, 96 (по Н. А. Корчебокову и А. И. Моро).

1 — песок мелкозернистый глинистый, местами сунесь со строительным мусором (насыпь), *2* — суглинок землисто торфянистый, с перегнившими растительными остатками, *3* — супесь тонкозернистая и тонкослоистая, однородная, местами иловатая, с единичным щебнем и гравием, *4* — суглинок бурый или серый, грубослоистый, в верхней части разреза с перегнившей древесиной, *5* — песок мелкозернистый кварцевый чистый, *6* — песок мелкозернистый глинистый, *7* — песок разнозернистый с гравием и щебнем, *8* — гравий, галька и щебень с примесью разнозернистого песка, *9* — глина грубопесчаная со щебнем и валунами, *10* — супесь тонкозернистая однородная, безвалунная, *11* — песок разнозернистый (мелкозернистый или среднезернистый) глинистый с гравием и щебнем, *12* — глина черная песчанистая слюдистая с гравием и щебнем, *13* — глина черная песчанистая слюдистая известковая; *14* — глина пестроцветная, известковистая, *15* — мергель пестроцветный, *16* — известняк светлосерый плотный, *17* — уровень воды на 13/XI 1933 г., *18* — уровень появления воды, *19* — фильтр.

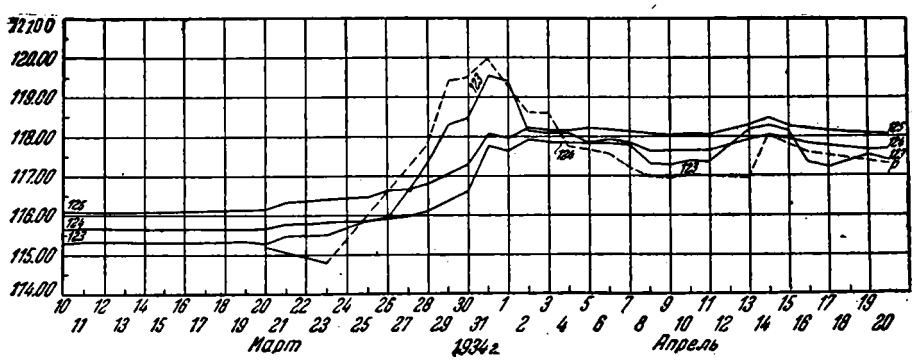


Фиг. 6. График колебания уровня Москва-реки и грунтовых вод в скв. № 54, 56 и 57 за 1933, 1934 и 1935 гг. (по А. И. Моро).

В этом же отношении существенное значение имеют другие свойства верхних слоев аллювия: их капиллярность, влагоемкость, водоотдача и естественная водонасыщенность. К сожалению, эти свойства мало изучались, и мы можем здесь ограничиться лишь общими замечаниями, отметив вероятную малую водоотдачу и значительную водонасыщенность грунтов, что, как увидим ниже при рассмотрении теории колебаний уровня



Фиг. 7. График колебания уровня Москва-реки и грунтовых вод по скв. № 58, 59 и 60 (по А. И. Моро).

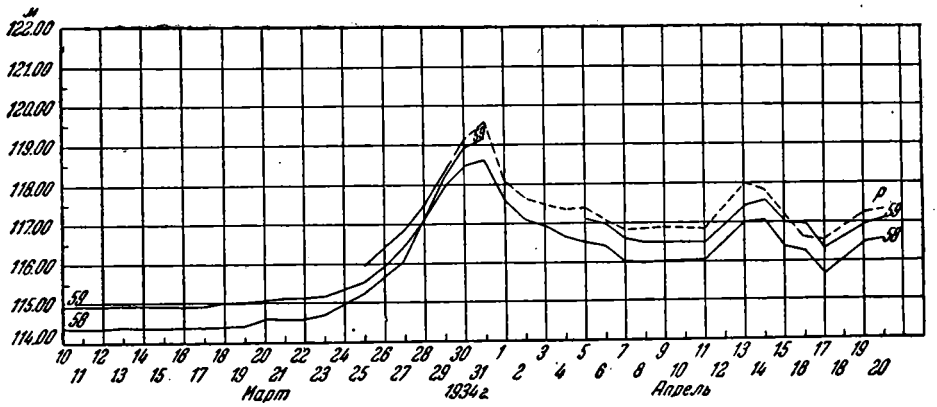


Фиг. 8. График колебания уровня реки и грунтовых вод по скв. № 123, 124, 125 во время паводка 1934 г. (*р* — река).

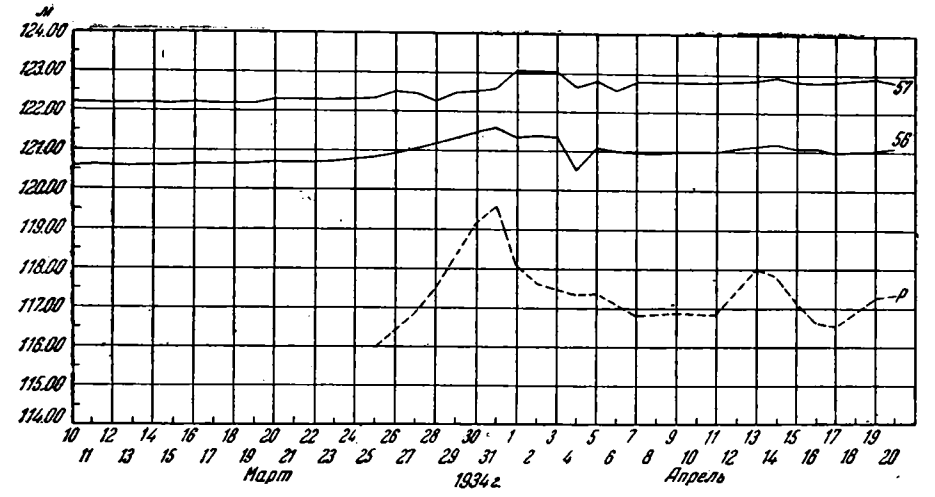
грунтовых вод, должно отразиться на величине недостатка насыщения грунта, входящего в уравнения неустановившегося движения грунтовых вод.

Режим грунтовых вод описываемой приречной полосы непосредственно зависит от режима реки, который в свою очередь на описываемом участке управляется работой Перервинской плотины (фиг. 6, 7).

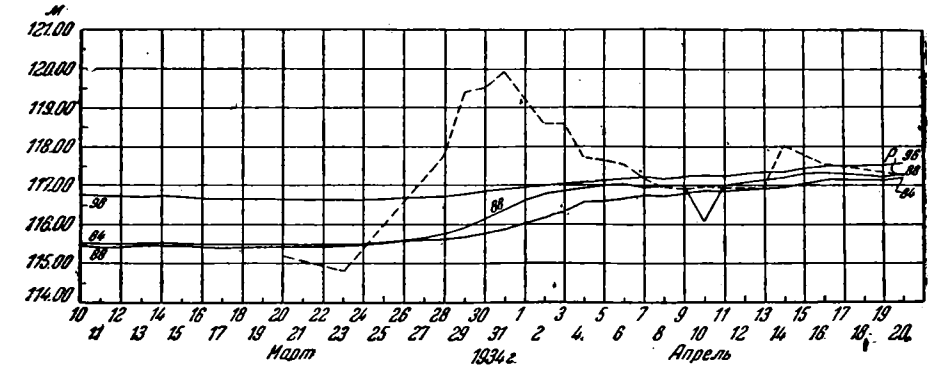
На летний период после прохода весеннего паводка этой плотиной до сооружения канала Москва—Волга поддерживался бьеф с отметкой около 117 м абс. высоты. На зиму вода спускалась до отметки около 114.5 м, которая держалась до начала весеннего паводка. При проходе весеннего паводка, который обыкновенно в Москве начинается в конце



Фиг. 9. График колебания уровня реки и грунтовых вод по скв. № 59, 58 во время паводка 1934 г. (*р* — река).



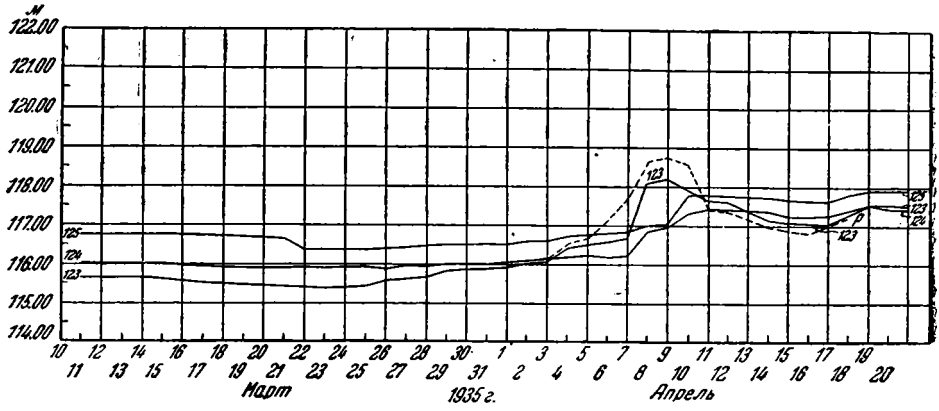
Фиг. 10. График колебания уровня реки и грунтовых вод по скв. № 56, 57 во время паводка 1934 г. (*р* — река).



Фиг. 11. График колебания уровня реки и грунтовых вод по скв. 84, 88, 96 во время паводка 1934 г. (*р* — река).

марта и кончается в половине апреля, уровень реки сначала постепенно, потом быстро подымается до максимума и, продержавшись на последнем не более одного дня, постепенно снижается до горизонта верхнего бьефа Перервинской плотины, т. е. до отметки около 117 м.

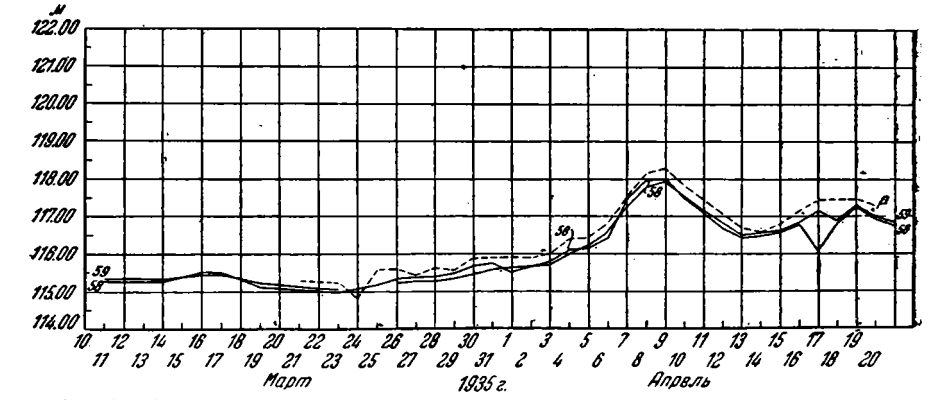
Максимум паводка в 1934 г. достигал отметки 119 м, а в 1935 г. — отметки 118 м (фиг. 8—15). Продолжительность паводка была 12—15 дней.



Фиг. 12. График колебания уровня реки и грунтовых вод по скв. № 123, 124, 125 во время паводка 1935 г. (*р* — река).

Грунтовые воды в прибрежной зоне отражают все изменения уровня реки; при паводках они совершают колебания, сходные с рекой, но с уменьшением амплитуды и с запаздыванием максимума.

Постепенно уменьшение амплитуды по мере удаления от реки приводит в 200—300 м от берега почти к полному затуханию колебаний грунтовых вод, вызываемых рекой. Более удаленные скважины, находящиеся на древних террасах, как, например, скважины № 118, 119, 133 большого створа, пересекающего поперек Замоскворецкую луку, обнаруживают

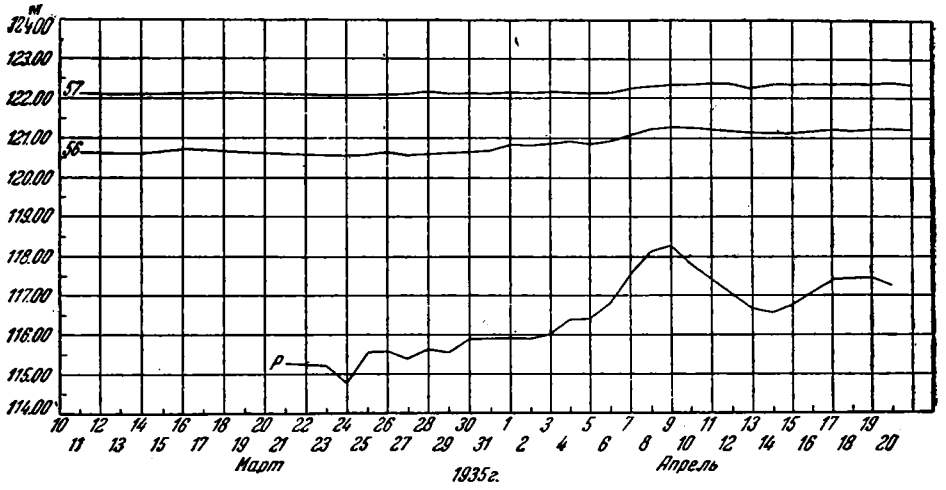


Фиг. 13. График колебания уровня реки и грунтовых вод по скв. № 58, 59 во время паводка 1935 г. (*р* — река).

колебания весьма небольшой амплитуды, не более 0.5 м. Эти колебания являются или отражением более длительных изменений уровня реки за летний и зимний сезоны, или же связаны с атмосферными осадками и, может быть, другими факторами. Паводки в указанных дальних скважинах не сказываются.

По створу скважин № 123, 124, 125 на набережной передача колебаний уровня воды совершается с наибольшим сохранением ампли-

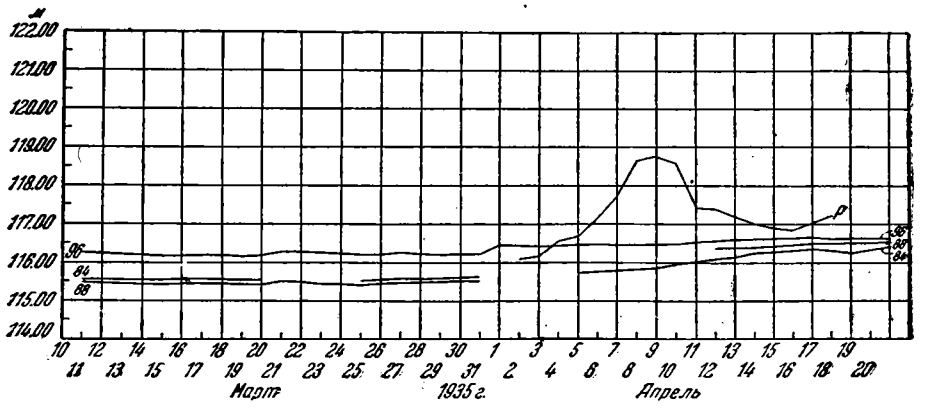
туды сравнительно с другими створами; максимум паводка еще заметно отражается скважиной № 125, удаленной от реки на 328 м (см. фиг. 8 и 12).



Фиг. 14. График колебания уровня реки и грунтовых вод по скв. № 56, 57 во время паводка 1935 г. (*p* — река).

Указанные различия в режиме грунтовых вод отдельных створов обусловливаются, очевидно, неодинаковым строением водоносной толщи аллювия, а также характером грунтового потока.

В дальнейшем, при более детальном численном анализе результатов наблюдений мы выясним, что здесь вполне конкретное значение имеют мощность водоносной толщи, ее коэффициент фильтрации, влажность



Фиг. 15. График колебания уровня реки и грунтовых вод по скв. № 84, 86, 96 во время паводка 1935 г. (*p* — река).

или степень насыщенности верхних слоев грунта и величина уклона грунтового потока. К сожалению, названные факторы далеко не полно освещены по всем створам, а для состояния водонасыщенности верхних слоев грунта до 1936 г. данных почти не имелось. Лишь весной 1936 г. по нашему совету А. И. Моро произвел несколько определений естественной влажности из слоев грунта, лежащих выше грунтовых вод [9].

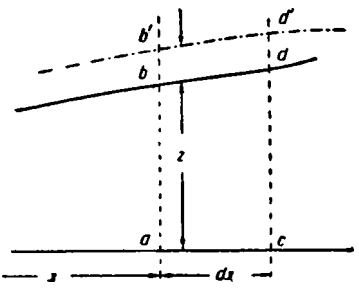
ОБЗОР ТЕОРИИ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ РЕКИ И КОНТРОЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ ДЛЯ НАБЛЮДАВШИХСЯ ПАВОДКОВ 1934 и 1935 гг.

Исследование вопроса о распространении колебаний уровня грунтовых вод под влиянием паводка в глубь берега и расчеты возможного подпора от будущих паводков основываются на теории неустановившегося движения грунтовых вод. В виду того, что эта теория мало прорабатывалась для рассматриваемой задачи, мы приведем здесь, на ряду с теоретическими сведениями, контрольные расчеты для наблюдавшихся паводков 1934 и 1935 гг., что позволит лучше уяснить как методику расчетов, так и применимость расчетных формул.

Основное дифференциальное уравнение неустановившегося движения грунтовых вод

Рассмотрим грунтовый поток шириной 1 м (фиг. 16), расход которого по Дюпюи на протяжении элемента пути может быть выражен уравнением:

$$q = kh\frac{\partial z}{\partial x}, \qquad (1)$$



Фиг. 16. Схема кривой депрессии грунтовых вод.

где q — расход потока на 1 м ширины,
k — коэффициент фильтрации, который примем постоянным,
h — мощность водоносного пласта,
z — высота уровня грунтовых вод, отсчитываемая от начального горизонта реки,
x — расстояние от берега реки.

Мощность водоносного пласта h является, вообще говоря, переменной величиной, но в случае значительной глубины водоупорного ложа сравнительно с изменениями уровня грунтовой воды на протяжении рассматриваемого участка величину h можно для упрощения задачи приближенно считать постоянной, принимая ее за среднюю мощность водоносной толщи.

Для условий Москворецкой долины это допущение вполне приемлемо, тем более, что в рассматриваемых ниже решениях задачи о колебании грунтовых вод под влиянием реки рассмотрен именно этот случай.

Поэтому, обозначив по предыдущему расход потока в сечении на расстоянии x от берега через q, мы в сечении на расстоянии $x + dx$ будем иметь расход $q + dq$. В результате получим в элементе потока между указанными сечениями приращение количества воды dq, для которого дифференцируя уравнение (1), получим:

$$dq = kh\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}dx.$$

Приращение количества воды в элементе потока связано с повышением уровня грунтовых вод за время dt на величину dz. Поэтому величина dq может быть также выражена уравнением:

$$dq = \mu\frac{\partial z}{\partial t}dx.$$

Большинство авторов (Буссинеск, Форхгеймер, Фельбер и др.) величину μ рассматривают просто как пористость грунта. Между тем, эта величина выражает количество воды, требуемое для насыщения единицы объема верхнего слоя грунта при повышении уровня грун-

товой воды, или количество воды, которое отдается грунтом в осушаемом слое при понижении уровня воды. Рассматриваемая величина при подъеме уровня воды представляет собой не что иное, как недостаток насыщения грунта, который может быть определен как разность между полной влагоемкостью и естественной влажностью. При этом последняя должна определяться не в капиллярной зоне, где грунт находится в состоянии близком к полному насыщению, а в ненасыщенных слоях выше капиллярной зоны, куда естественная влажность будет перемещаться при подъеме уровня грунтовой воды.

Приравнивая правые части двух предыдущих уравнений и разделив их на μ и на dx, получим:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{kh}{\mu}\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}. \tag{2}$$

Приняв в этом уравнении $\frac{kh}{\mu} = a^2$, получим:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = a^2\frac{\partial^2 z}{\partial x^2}. \tag{2a}$$

Уравнение (2а) представляет одно из классических уравнений математической физики, известное под названием уравнения теплопроводности и выражающее также нестационарное тепловое состояние призматического тела, имеющего постоянное сечение.

Следует указать, что нестационарное движение грунтовых вод имеет действительно некоторую аналогию с тепловым током, но не полную, и данное уравнение в применении к грунтовым водам является лишь приближенным, так как оно заключает в себе некоторые допущения, приемлемые лишь в частных случаях. Прежде всего, как мы видели, здесь допущено постоянство мощности водоносного пласта как по длине потока, так и во времени. Другое обстоятельство, не учитываемое указанным уравнением, заключается в том, что повышение самой границы насыщения отстает от подъема пьезометрического уровня воды в большей и особенно нижней части водоносного пласта. Это явление особенно резко сказывается в случае большей проницаемости нижних слоев, обеспечивающих более свободную передачу напора, и при малой проницаемости верхних слоев, оказывающих значительное сопротивление передвижению воды в верхние ненасыщенные водой слои.

Наблюдения, поставленные в Москве в 1936 г. по совету автора данной статьи, показали, что отставание подъема воды в верхних слоях сравнительно с нижними действительно имеет место [9].

Интегрирование уравнения (2) при соответствующих начальных и граничных условиях дает решение для ряда задач неустановившегося движения грунтовых вод. Такие решения мы находим в работах Буссинеска [1], Форхгеймера [2], Козени [3] и Фельбера [4, 5].

Есть попытка, принадлежащая Мокридину [6], разрешить некоторые задачи неустановившегося движения грунтовых вод элементарным путем. Однако, эта попытка положительных результатов для решения нашей задачи не дала. Для нас представляют интерес решения, данные Форхгеймером и Фельбером, на которых мы остановимся.

Формула Форхгеймера

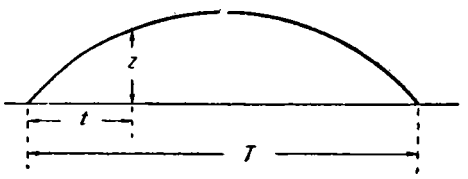
Форхгеймер [2] для случая периодических колебаний уровня воды в реке, имеющих форму синусоиды, предложил следующую формулу:

$$z = H.e^{-x\sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}}}\sin\left(\frac{\pi t}{T} - x\sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}}\right). \tag{3}$$

Отмеченные случаи периодических правильных колебаний уровня воды встречаются в некоторых альпийских реках и по берегам морей, где существуют приливы и отливы. К условиям Москва-реки данная формула, строго говоря, не подходит и может быть применена лишь с некоторой погрешностью. Попытаемся эмпирически проверить степень применимости формулы Форхгеймера к паводкам Москва-реки.

Применяя эту формулу для одной волны паводка (фиг. 17), примем следующие обозначения букв:

z — повышение уровня грунтовых вод, считая от начального уровня реки,
x — расстояние от берега реки,
H — максимальный уровень воды в реке при паводке,
T — продолжительность паводка,
e — основание натуральных логарифмов.



Фиг. 17. Схема полуволны колебания грунтовых вод по Форхгеймеру.

Остальные обозначения те же, что и в предыдущих формулах.

Максимум уровня грунтовых вод будет достигнут в момент времени t, когда величина

$$\sin\left(\frac{\pi t}{T} - x\sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}}\right)$$

обратится в единицу. Это дает нам условие, которое показывает, что максимум уровня грунтовых вод запаздывает по сравнению с максимумом паводка в реке на величину:

$$\Delta t = x\sqrt{\frac{\mu T}{2kh\pi}}. \qquad (4)$$

Для максимума уровня грунтовых вод будем иметь формулу:

$$z = H.e^{-x\sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}}}. \qquad (5)$$

По этой формуле можно вычислить максимальное повышение уровня грунтовых вод (подпор) при паводке, для чего помимо высоты паводка надо знать величины μ, k и h, получаемые обычно путем полевых и лабораторных исследований.

Однако, формула Форхгеймера дает возможность обойтись без непосредственного определения указанных величин и позволяет произвести расчеты по формуле (5) на основании ранее проведенных наблюдений за колебаниями уровня грунтовых вод. Для этой цели, подставив в формулу (5) значение максимального уровня z_1 и z_2 грунтовых вод при наблюдавшемся ранее паводке в двух скважинах на расстоянии x_1 и x_2 от берега, из полученных двух уравнений путем логарифмирования определим:

$$\sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}} = \frac{\ln z_1 - \ln z_2}{x_2 - x_1}. \qquad (6)$$

Вместо пары скважин для той же цели можно взять сопоставление максимумов уровней воды в реке и в скважине. В результате, подобно предыдущему, получим:

$$\sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}} = \frac{\ln H - \ln z}{x}. \qquad (7)$$

В своей формуле Форхгеймер имеет в виду горизонтальность первоначального положения депрессионной поверхности уровня грунтовых вод. Но он находит возможным применять ее в измененном виде и для более

общего случая, когда уровень грунтовых вод имеет иную форму депрессионной кривой.

В таком случае величина повышения уровня грунтовых вод отсчитывается не от уровня реки, а от начального уровня грунтовых вод в данной скважине. Приведем примеры расчета по этой формуле.

Контрольные расчеты по формуле Форхгеймера

Из данных наблюдений Московского геологического треста за 1934 г. по створу скважин № 123, 124 и 125 у Симоновской набережной для пары скважин № 123 и 124 имеем: повышения уровней воды: $z_{123} = 4.31$; $z_{124} = 2.34$. Расстояние между скважинами $x_{124} - x_{123} = 140$ м. Подставляя эти данные в формулу (7), получаем:

$$r = \sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}} = \frac{\ln z_{123} - \ln z_{124}}{x_{124} - x_{125}} = \frac{\ln 4.31 - \ln 2.34}{140} = 0.0044.$$

Вычисленным значением радикала r можно воспользоваться для определения подъема уровня грунтовых вод в данных скважинах для любого заданного паводка.

Для проверки формулы вычислим величину максимума подъема грунтовых вод в скважине № 124 для паводка 1935 г. Для этого паводка максимальное повышение уровня воды в реке, определяемое как разность отметок уровня воды перед паводком и при максимуме паводка, равняется

$$H = 118.29 - 114.81 = 3.48.$$

Расстояние этой скважины от реки $x = 164$ м.

Подставляя числовые значения величин букв в формулу (5), имеем:

$$z_{124} = 3.48.e^{-164 \cdot 0.0044} = 1.67.$$

Наблюдаемое повышение уровня воды в данной скважине за тот же год равно 1.65, что почти в точности совпадает с вычисленной величиной. Произведем вычисления радикала r, используя значения входящих в него величин, которые можно принять для скважины № 124 следующими: $\mu = 0.10$; $z = 14.0$ м; $k = 20$ м/сутки; $T = 8$ суток.

Подставив эти значения в формулу (7), получим:

$$r = \sqrt{\frac{3 \cdot 14 \cdot 0.1}{2 \cdot 14 \cdot 20 \cdot 8}} = 0.0089.$$

Полученное значение оказывается вдвое больше величины r, полученной по первому способу, основанному на использовании наблюдений за повышением уровня грунтовых вод. Вычислив с помощью этого значения r величину подъема уровня грунтовых вод в той же скважине, получим:

$$z_{124} = 3.48.e^{-164 \cdot 0.0089} = 0.81,$$

что является явно преуменьшенным, несмотря на то, что для вычисления r взяты максимально возможные значения z и k и довольно малое значение μ.

Это преуменьшение может объясняться прежде всего неточностью определения величин, входящих в формулу (7), и, в частности, недостатка насыщения μ, так как конкретных данных для определения последней величины мы не имеем и необходимые для этого наблюдения, т. е. наблюдения за естественной влажностью и водоотдачей верхних слоев грунта, отсутствуют. Другое объяснение полученного расхождения вычислений с наблюдениями надо искать в неточности самой формулы Форхгеймера, а также и основного дифференциального уравнения (2). Мы

уже отметили некоторые несоответствия с действительностью, заключающиеся в отставании передвижения верхней границы насыщения от пьезометрического напора при быстром изменении уровня воды.

Чтобы получить больше данных для характеристики степени применимости формулы Форхгеймера, вычислим значения r для всех наблюдательных скважин по наблюдениям за 1934 и 1935 гг. Исходные данные и результаты вычислений приведены в табл. 1, из которой видно, что за 1934 г. получились величины r несколько меньшие, чем за 1935 г.; это является вполне закономерным, так как паводок 1934 г. был и по продолжительности и по амплитуде больше паводка 1935 г.

ТАБЛИЦА 1

Данные наблюдений максимума подъема уровня грунтовых вод в паводки 1934 и 1935 гг. и вычисленные по уравнению (7) значения r

№ створа	№ скважины	Расстояние от реки в м	Паводок 1934 г. $H = 4.74$ м				Паводок 1935 г. $H = 3.48$ м			
			отметка уровня воды в см		максимальный подъем уровня воды в см	вычисленное r_{35}	отметка уровня воды в см		максимальный подъем уровня воды в см	вычисленное r_{34}
			до паводка	максимальный уровень			до паводка	максимальный уровень		
I	123	24	115.25	119.56	4.31	0.0089	115.40	118.20	2.80	0.0041
	124	164	115.60	117.94	2.34	0.0044	115.85	117.50	1.65	0.0044
	125	328	116.10	118.46	2.36	0.0025	116.40	117.92	1.52	0.0022
II	58	10.8	114.35	118.68	4.33	0.0143	115.00	117.98	2.98	0.0093
	59	79.30	114.91	119.16	4.25	0.0023	115.03	117.94	2.91	0.0017
III	56	116.20	120.60	121.50	0.90	0.0133	120.58	121.30	0.72	0.0143
	57	176.79	122.16	123.06	0.90	0.0138	122.09	122.39	0.30	0.0091
IV	88	140	115.37	117.10	1.73	0.0093	115.42	116.36	0.94	0.0072
	84	255	115.45	116.89	1.44	0.0073	115.54	116.08	0.54	0.0047
	96	545	116.65	117.30	0.65	0.0040	116.17	116.56	0.39	0.0037

Произведем контрольные расчеты подъема грунтовых вод для паводка 1934 г. на основании определения величины r по наблюдениям 1935 г., а для паводка 1935 г. — по наблюдениям 1934 г. (табл. 2 и 3).

Сопоставление вычисленных по наблюдениям величин подъема грунтовых вод с наблюдаемыми показывает, что для 1934 г. вычисления оказались преуменьшенными, а для 1935 г., наоборот, преувеличенными. Как уже отмечено выше, это расхождение прежде всего может объясняться различием продолжительности паводков: того, по которому вычислена величина r, и того, для которого произведено вычисление подъема грунтовых вод. Так как под радикал входит величина T продолжительности паводка, для которого производится расчет подъема грунтовых вод, то для уточнения расчета следует внести поправку, приводя r к длительности заданного паводка путем умножения на $\sqrt{\frac{T_1}{T}}$, где T_1 — длительность заданного паводка, а T — длительность наблюдавшегося паводка, по которому определена величина r. Продолжительность паводка 1934 г. была около 16 дней, а паводка 1935 г. — около 12 дней, поэтому указанный выше поправочный множитель для r, вычисленного по 1934 г. и применяемого к расчету паводка 1935 г., будет равен $\sqrt{16:12} = 1.16$, а для r, вычисленного по 1935 г., $\sqrt{11:16} = 0.88$. Расчеты по исправленным

ТАБЛИЦА 2

Контрольные расчеты подъема грунтовых вод по формуле $z = He^{-rx}$ для 1934 г. по величине r, вычисленной на основании наблюдений 1935 г. (в 1935 г. $H = 3.48$ м)

№ створа	№ скважины	Расстояние от реки в м	Наблюденный подъем грунтовых вод $z_н$	Значение r_{34}	Вычисленный подъем грунтовых вод $h_в$	Разность $z_н - z_в$	Значение r', исправленное по формуле: $r' = r_{34}\sqrt{\frac{T_{34}}{T_{35}}}$	Вычисленный подъем грунтовых вод $z'_в$	Разность $z_н - z'_в$
I	123	24	2.80	0.0041	3.15	+ 0.35	0.00475	3.12	+ 0.32
	124	164	1.65	0.0044	1.67	+ 0.02	0.00498	1.54	— 0.11
	125	328	1.52	0.0022	1.69	+ 0.17	0.0025	1.53	+ 0.01
II	58	10.8	2.98	0.0093	3.15	+ 0.17	0.01078	3.10	+ 0.12
	59	79.30	2.91	0.0017	3.056	+ 0.15	0.00195	3.00	+ 0.09
III	56	116.20	0.72	0.0143	0.67	— 0.05	0.01658	0.52	— 0.20
	57	176.79	0.30	0.0091	0.70	+ 0.40	0.01055	0.547	+ 0.247
IV	88	140	0.94	0.0072	1.28	+ 0.34	0.00835	1.08	+ 0.14
	84	255	0.54	0.0047	1.05	+ 0.51	0.00545	0.87	+ 0.33
	96	545	0.39	0.0037	0.47	+ 0.08	0.00429	0.35	— 0.04

ТАБЛИЦА 3

Контрольные расчеты подъема грунтовых вод по формуле $z = He^{-rx}$ для 1935 г. по величине r, вычисленной на основании наблюдений 1934 г. (в 1934 г. $H = 4.74$ м)

№ створа	№ скважины	Расстояние от реки в x	Наблюденный подъем грунтовых вод $h_н$	Значение r_{35}	Вычисленный подъем грунтовых вод $h_в$	Разность $z_н - z_в$	Значение r', исправленное по формуле $r' = r_{35}\sqrt{\frac{T_{35}}{T_{34}}}$	Вычисленный подъем грунтовых вод $h'_в$	Разность $z_н - z'_в$
I	123	24	4.31	0.0089	3.84	— 0.47	0.00778	3.94	— 0.37
	124	164	2.34	0.0044	2.31	— 0.03	0.00385	2.52	+ 0.18
	125	328	2.36	0.0025	2.09	— 0.27	0.002187	2.30	— 0.06
II	58	10.8	4.33	0.0143	4.08	— 0.25	0.0125	4.14	— 0.19
	59	79.30	4.25	0.0023	4.00	— 0.25	0.00201	4.04	— 0.21
III	56	116.20	0.90	0.0133	1.016	+ 0.12	0.0116	1.24	+ 0.34
	57	176.79	0.90	0.0138	0.43	— 0.47	0.01207	0.58	— 0.32
IV	88	140	1.73	0.0093	1.29	— 0.44	0.008137	1.51	— 0.22
	84	255	1.44	0.0073	0.75	— 0.69	0.00638	0.96	— 0.48
	96	545	0.65	0.0040	0.53	— 0.12	0.0035	0.71	+ 0.06

r дают несколько большее приближение к наблюдениям, и получающиеся в сравнении с наблюдениями разницы в большинстве случаев находятся в пределах допустимой для практики точности.

В расчетах паводка 1935 г. максимальное отклонение, наблюдавшееся в одном случае из десяти в сторону преуменьшения, достигало 0.48 м, в трех случаях — от 0.32 до 0.37 м, в остальных менее 0.22 м.

В расчетах паводка 1934 г. максимальное отклонение в сторону преувеличения достигало 0.33 м, в трех скважинах из десяти — от 0.20 до 0.32 м, а в остальных меньше 0.14 м.

Формулы Фельбера

Формула Форхгеймера, как видно из условий решения задачи, имеет ограниченное применение, отвечая лишь колебаниям, совершающимся по закону синусоиды. Козени [3] и Фельбер [4, 5] изучали более общее решение основного дифференциального уравнения неустановившегося движения грунтовых вод при произвольной форме волны паводка, выраженной в виде функции от времени:

$$H = \varphi(t).$$

Фельбер заимствовал решение уравнения (2а) из математической физики, допуская аналогию неустановившегося движения грунтовой воды в пласте постоянной мощности с нестационарным током тепла в призматическом стержне, ограниченном с одного конца.

Взятое Фельбером решение имеет вид:

$$z = f(x)\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\frac{x}{2a\sqrt{t}}} e^{-\alpha^2}d\alpha + \frac{x}{2a\sqrt{\pi}}\int_0^t \varphi(\vartheta)\, e^{-\frac{x^2}{4a^2(t-\vartheta)}}(t-\vartheta)^{-\frac{3}{2}}d\vartheta, \qquad (8)$$

где z есть переменный уровень грунтовых вод в точке на расстоянии x от реки, измеряемый от начального уровня реки,

$f(x)$ — первоначальный уровень грунтовых вод в том же пункте,

α — переменная интегрирования в первом слагаемом, причем $a = \sqrt{\frac{kh}{\mu}}$,

ϑ — переменная интегрирования во втором слагаемом,

$\varphi(\vartheta)$, — функция, выражающая изменения уровня грунтовых вод в реке в течение паводка.

Фельбер упрощает формулу, принимая за начало паводка момент, когда уровень реки подымается на высоту уровня грунтовых вод в рассматриваемом пункте, что может быть наглядно установлено путем совмещения графиков изменения уровней реки и уровня грунтовых вод.

Перенеся ось t в точку пересечения линии грунтовых вод с линией паводка и отсчитывая от этого нового положения уровни воды, Фельбер [4, 5] получает путем преобразования новую приближенную формулу:

$$z = \frac{1-\theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)}{t}\int_0^t \varphi(\vartheta)\,d\vartheta, \qquad (9)$$

где

$$\theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right) = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\frac{x}{2a\sqrt{t}}} e^{-\alpha^2}\cdot d\alpha.$$

Последняя формула применима также к случаю, когда начальная поверхность грунтовых вод является горизонтальной плоскостью и имеет одинаковый уровень с рекой.

Пользуясь полной (8) или сокращенной (9) формулой Фельбера, можно вычислить уровни грунтовых вод для любого момента времени в зависимости от изменения уровня реки и построить всю волну грунтовых вод. Ниже будут даны примеры контрольных расчетов по этим формулам для наблюдавшихся паводков на Москва-реке. Но прежде чем перейти к этим примерам, рассмотрим другую работу Фельбера, в которой с помощью формулы (9) исследована зависимость между колебаниями уровня грунтовых вод в данном пункте для разных паводков, находящихся между

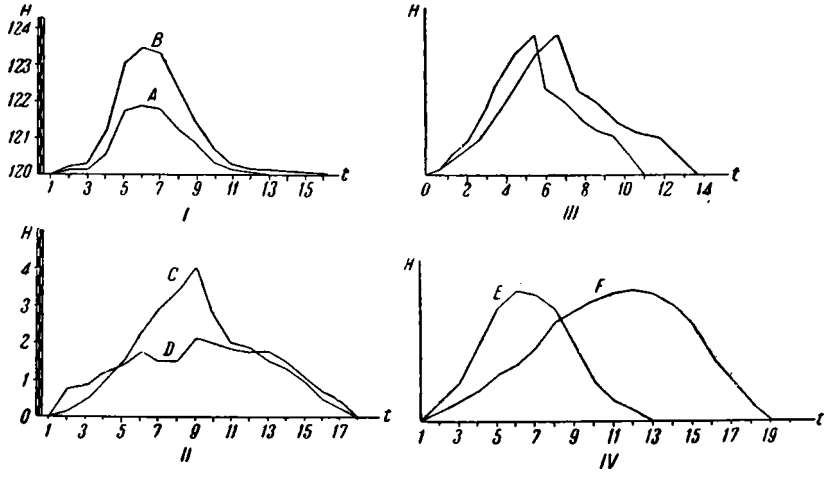
собой в том или ином соотношении. Установив такую зависимость, Фельбер дает графический способ построения уровней грунтовых вод для заданного паводка по данным наблюдений за бывшим ранее паводком.

Из возможных соотношений между разными волнами паводков рассмотрим следующие случаи, применимые к москворецким паводкам.

1-й случай. Одновременные уровни вод (ординаты волн паводков на фиг. 18) пропорциональны между собой, т. е. волны паводков подобны в направлении оси ординат.

Волны таких паводков могут быть выражены формулой:

$$H_n = C_n \psi(t).$$



Фиг. 18. Различные случаи соотношения между волнами паводков.

Две волны для определенного момента времени дают следующее отношение уровней воды в реке:

$$H_1 : H_2 = C_1 \psi(t) : C_2 \psi(t) = C_1 : C_2 = C, \tag{10}$$

где C — величина постоянная.

На основании формул (9) и (10) получим для одновременных уровней грунтовых вод то же отношение:

$$z_1 : z_2 = H_1 : H_2 = C. \tag{11}$$

2-й случай. Паводки имеют одинаковую продолжительность, но одновременные уровни воды не пропорциональны между собой.

Для двух таких паводков на основании уравнения (9) имеем для одновременных уравнений грунтовых вод:

$$h_1 : h_2 = \frac{1 - \theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)}{t} \int_0^t \psi_1(\vartheta)\, d\vartheta : \frac{1 - \theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)}{t} \int_0^t \psi_2(\vartheta)\, d\vartheta,$$

или

$$h_1 : h_2 = \int_0^t \psi_1(\vartheta)\, d\vartheta : \int_0^t \psi_2(\vartheta)\, d\vartheta. \tag{12}$$

Полученная формула показывает, что одновременные уровни грунтовых вод двух паводков, имеющих одинаковую продолжительность, относятся между собой, как площади кривых паводков, взятые от начала до данного момента времени.

3-й случай. Волны паводков неодинаковы по длительности, но подобны в направлении оси t, т. е. одна волна может быть получена из другой путем пропорционального увеличения или уменьшения абсцисс. Такие паводки могут быть представлены уравнением

$$H_n = \psi(C_n t),$$

где C_n — постоянное. Согласно условию имеем также:

$$\int_0^{C_n t} \psi(C_n \vartheta)\, d\vartheta = C_n \int_0^t \psi(\vartheta)\, d\vartheta. \qquad (13)$$

Возьмем на той и другой волне паводка точки с одинаковым уровнем, которые в данном случае будут относиться к разным моментам времени $t_1 = C_1 t$ и $t_2 = C_2 t$. Соответствующие этим моментам уровни грунтовых вод будут иметь отношение:

$$z_1 : z_2 = \frac{1 - \theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{C_1 t}}\right)}{C_1 t} \int_0^{C_1 t} \psi(C_1 \vartheta)\, d\vartheta : \frac{1 - \theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{C_2 t}}\right)}{C_2 t} \int_0^{C_2 t} \psi(C_2 \vartheta)\, d\vartheta,$$

или, приняв во внимание (10) и произведя сокращения:

$$z_1 : z_2 = \left[1 - \theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{C_1 t}}\right)\right] : \left[1 - \theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{C_2 t}}\right)\right]. \qquad (14)$$

В более общем случае данные волны паводка не находятся между собой в каком-либо соотношении и построение уровней грунтовых вод для заданной волны паводка может быть выполнено с помощью промежуточной волны паводка W, которая получается из наблюдаемой волны паводка W_1 путем афинного преобразования ее вдоль оси t. При этом длина волны изменяется так, чтобы преобразованная волна паводка W имела одинаковую длительность с заданным паводком. Тогда по третьему случаю строится вспомогательная волна грунтовых вод, а на основании последней, согласно второму случаю, волна грунтовых вод w_2 для заданного паводка W_2.

Контрольные расчеты по формулам Фельбера

ТАБЛИЦА 4[1]

Вычисление первого слагаемого формулы (8)

($f(x) = 0.49$; $a = 31$; $x = 140$ м)

t	$\frac{x}{2a\sqrt{t}}$	$\theta(y)$	z'
2	1.6028	0.9763	0.48
3	1.3063	0.9361	0.46
5	1.009	0.8468	0.42
7	0.8528	0.7707	0.38
10	0.7152	0.6914	0.33
12	0.653	0.6420	0.31
15	0.584	0.5879	0.28
17	0.5485	0.5633	0.27
19	0.5183	0.5379	0.26

[1] Составил Л. В. Кузьменко.

Основная формула Фельбера (8) позволяет вычислить уровни грунтовых вод для любого паводка, который в общем виде может быть обозначен в виде функций $\psi(t)$. В некоторых случаях изменения уровня воды паводка могут быть выражены математически в зависимости от времени, например, в виде синусоиды. Но в большинстве случаев мы имеем просто график колебаний уровня воды (фиг. 8—15).

Приведем вычисление уровней грунтовых вод для скважины № 88 во время паводка 1934 г. (табл. 4, 5).

ТАБЛИЦА 5[1]

Вычисление второго слагаемого формулы (8)

($a = 31$, $x = 140$ м)

ϑ	$t-\vartheta$	H_ϑ	$m=\frac{x^2}{4a^2(t-\vartheta)}$	e^{-m}	$(t-\vartheta)^{-3/2}$	$\Delta\Phi = e^{-m}(t-\vartheta)^{-3/2}$	$H_\vartheta \cdot \Delta\Phi$
0	17	0	—	—	—	—	—
1	16	0.15	0.32	0.7261	0.015	0.0113	0.0017
2	15	0.35	0.34	0.7118	0.017	0.0123	0.0043
3	14	0.50	0.37	0.6907	0.019	0.0132	0.0066
4	13	0.65	0.39	0.6771	0.020	0.0145	0.0094
5	12	0.80	0.43	0.6505	0.024	0.0157	0.0126
6	11	1.0	0.47	0.6250	0.027	0.0171	0.0171
7	10	1.45	0.51	0.6005	0.032	0.0190	0.0276
8	9	1.80	0.57	0.5695	0.037	0.0209	0.0376
9	8	2.50	0.64	0.5273	0.045	0.0233	0.0582
10	7	3.35	0.73	0.4819	0.055	0.026	0.0871
11	6	4.20	0.85	0.4217	0.070	0.029	0.1218
12	5	4.65	1.93	0.3570	0.090	0.032	0.1488
13	4	3.15	1.28	0.2780	0.125	0.0347	0.1093
14	3	2.65	1.71	0.1809	0.192	0.0348	0.0922
15	2	2.50	2.57	0.0743	0.387	0.027	0.0675
16	1	2.40	5.14	0.0061	—	0.0059	0.0142
17	0	2.40	—	—	—	—	0

Вычислим сначала значения первого слагаемого формулы:

$$z' = f(x)\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\frac{x}{2a\sqrt{t}}} e^{-a^2}\,da = f(x)\,\vartheta\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right),$$

где $f(x)$ есть уровень грунтовых вод до паводка, считая от начального уровня реки.

По графику колебаний (фиг. 11) имеем

$f(x)=115.44-114.95=0.49$ м,

x — расстояние от реки до скважины № 88, равное 140 м,

$a = \sqrt{\frac{kh}{\mu}}$, которую определим, подставив числовые значения букв, получаемые из геологического разреза и из данных лабораторного исследования.

Примем $k=15$ м/сутки, $h=13$ м; $\mu=0.2$.

Значение μ, как уже упоминалось при рассмотрении формулы Форхгеймера, приходится принимать произвольно, не имея для этой величины каких-либо конкретных данных.

Вычислением получаем $a = \sqrt{\frac{15\cdot 13}{0.2}} = 31$.

Значение $\frac{x}{2a\sqrt{t}}$ вычисляется для каждого заданного момента t. Например, для $t=2$ имеем $\frac{140}{2.31\cdot\sqrt{2}} = 1.60$.

Величину ϑ (1.60) получаем из специальных математических таблиц,[2] где для аргумента 1.60 находим ϑ (1.6)= 0.9763. Помножив последнюю величину на $f(x)=0.49$, имеем $z' = 0.48$.

Для других значений t вычисления приведены в табл. 4.

[1] Составил Л. В. Кузьменко.

[2] Шпильрейн. Таблицы специальных функций. Ч 1, М., 1935.

Перейдем к вычислению второго слагаемого формулы:

$$z'' = \frac{x}{2a\sqrt{\pi}} \int_0^t \varphi(\vartheta)\, e^{-\frac{x^2}{4a^2(t-\vartheta)}} (t-\vartheta)^{-\frac{3}{2}} d\vartheta.$$

Приведем пример вычисления этой формулы для 17-го дня, считая от начала паводка. Для приближенного вычисления интеграла элементы времени ϑ примем одинаковыми, равными каждый одному дню, что в данном случае соответствует интервалам наблюдений за уровнем вод. Расчетные данные располагаем в табл. 5, в первой графе которой переписаны по порядку дни, начиная от 0 до $t=17$, в третьей — уровни реки $\varphi(\vartheta)$.

В последней графе получаются значения подинтегральной функции для всех последовательных значений ϑ от 0 до 17. Так как значения $d\vartheta$ приняты равными 1 суткам, то интеграл легко подсчитать по одной из известных формул приближенного интегрирования, например, по формуле Симпсона; в результате получим 0.8142.

Помножив эту величину на значение множителя $\frac{x}{2a\sqrt{\pi}}$ перед интегралом, получим: $z''_{17}=1.04$. Ранее в табл. 4 было определено $z'_{17}=0.27$.

Суммируя оба слагаемых формулы, получим окончательно: $z_{17}=0.27+1.04=1.31$ м.

Подобно описанному вычислим значения z'' и всего z для других дней (табл. 6), что дает представление о ходе уровня грунтовых вод в скважине № 88 при паводке.

Сравнивая вычисленные уровни воды с наблюдаемыми, отмечаем довольно значительное преуменьшение первых. Такой результат прежде всего может быть объяснен не совсем точным определением величины a.

Попытаемся вычислить последнюю из данных наблюдений, пользуясь способом Форхгеймера. Для скважины № 88 нами была получена величина $r=\sqrt{\frac{\pi\mu}{2khT}}=0.0072$.

Отсюда, положив $T=16$, имеем:

$$a=\sqrt{\frac{kh}{\mu}}=\frac{1}{r}\sqrt{\frac{\pi}{2T}}=\frac{1}{0.0072}\sqrt{\frac{3.14}{2.16}}=43.$$

Произведенный подсчет оказался для этого значения ближе к наблюдениям, давая максимальное отклонение от наблюдений 0.47 м. (табл. 7).

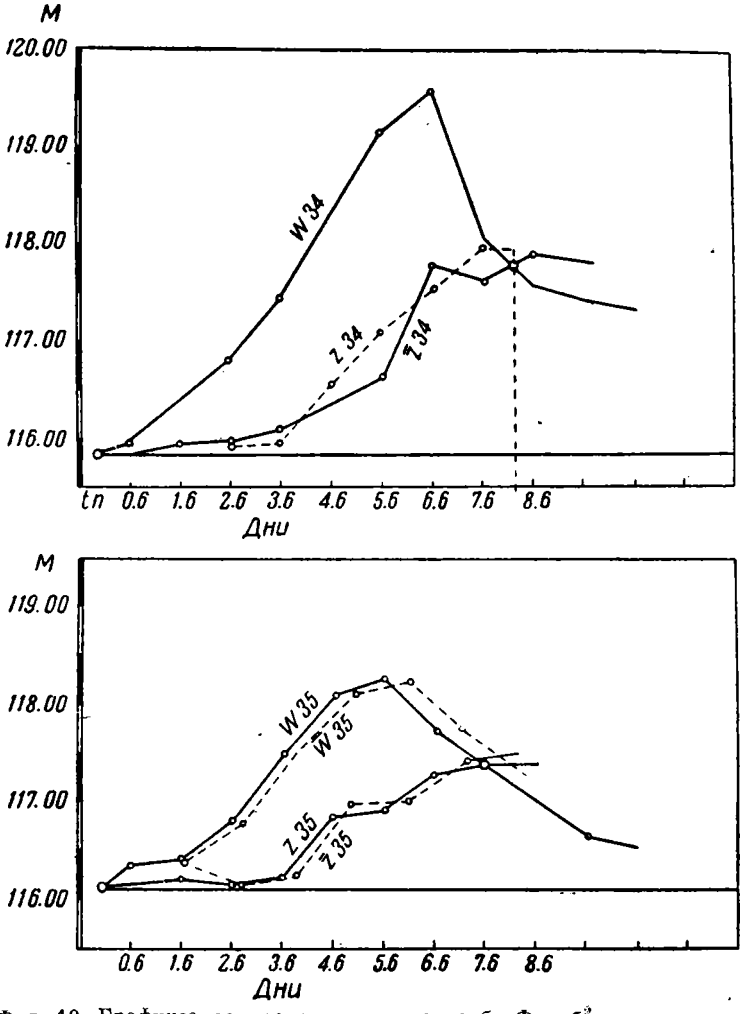
Преуменьшенные результаты расчета по формуле (8) обусловливаются, помимо неточности определения a, вообще некоторым несоответствием формулы с действительными гидрогеологическими условиями. Это мы видим из свойств первого слагаемого формулы, которое убывает с возрастанием t. Если положить $\varphi(\vartheta)=0$, т. е. рассмотреть случай, когда уровень воды в реке не изменяется во времени, то состояние грунтового потока будет определяться только первым слагаемым. Уменьшение последнего означает понижение уровня грунтовых вод, что при отсутствии колебаний уровня реки могло бы происходить лишь в случае, если грунтовой поток не получал за это время питания и истощал свои запасы. Именно условия питания грунтового потока инфильтрацией формулой Фельбера не учтены, отчего она не вполне отвечает действительности и дает несколько преуменьшенные результаты.

Рассмотрим применение другого способа Фельбера, основанного на использовании какого-либо наблюдавшегося паводка и на тех или иных соотношениях его с заданным паводком.

Сопоставляя паводки 1934 и 1935 гг., мы видим, что для данной цели приходится построить вспомогательный паводок, имеющий одинаковую длительность с паводком 1934 г. и полученный преобразованием паводка

1935 г. по оси t. Примем паводок 1935 г. за наблюдавшийся, а паводок 1934 г. будем считать заданным и определим для последнего изменения уровня грунтовых вод (фиг. 19).

За начало паводка 1935 г. принимается момент пересечения линии уровня грунтовых вод с линией уровня реки.



Фиг. 19. Графическое построение по способу Фельбёра для волны грунтовых вод от паводка 1934 г. на основании наблюдений паводка 1935 г.

$W35$ — волна паводка в реке 1935 г.; $\bar{W}35$ — преобразованная волна паводка 1935 г. по направлению оси $\bar{t}$; $z35$ — наблюдаемая волна грунтовых вод при паводке 1935 г.; $\bar{z}35$ — волна грунтовых вод, соответствующая преобразованному паводку 1935 г.; $\bar{W}34$ — волна паводка 1934 г.; $\bar{z}34$ — построенная волна грунтовых вод для паводка 1934 г.; $\bar{z}34$ — наблюдаемая волна грунтовых вод того же паводка.

Продолжительность паводка 1935 г., считая от указанного момента примем 7.6 дня, продолжительность паводка 1934 г. будем считать в 8.2 дня.

Преобразуя паводок 1935 г. соответственно отношению $C = 8.2 : 7.6 = 1.08$, мы построим уровни грунтовых вод для соответствующих моментов времени преобразованного паводка на основании соотношения:

$$\bar{z} : z_{35} = \left[1 - \theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{\bar{t}}}\right)\right] : \left[1 - \theta\left(\frac{x}{2a\sqrt{t}}\right)\right].$$

ТАБЛИЦА 6

Результаты подсчетов уровней грунтовых вод z по формуле (8) Фельбера для скважины № 88 в сопоставлении с наблюдениями при $a = 31$

Дни от начала паводка		2	3	5	7	10	12	15	17	19
Вычисленные уровни	z'	0.48	0.46	0.42	0.38	0.33	0.31	0.28	0.27	0.26
	z''	0,00	0.01	0,05	0.11	0.28	0.50	0.93	1.04	1.09
	$z=z'+z''$	0.48	0.47	0.47	0.49	0.61	0.81	1.21	1.31	1.35
Наблюденные уровни $z_н$		0.51	0.52	0.60	0.65	1.22	1.72	2.00	2.11	2.06
Разность $z - z_н$		−0.03	−0.05	−0.13	−0.16	−0.61	−0.91	−0.79	−0.80	−0.71

ТАБЛИЦА 7

Результаты подсчета уровней грунтовых вод по формуле (8) Фельбера для скважин № 88 в сопоставлении с наблюдениями при $a = 43$

Дни от начала паводка		2	3	5	7	10	12	15	17	19
Вычисленные уровни	z'' . .	0.02	0.03	0.10	0.22	0.63	1.01	1.43	1.53	1.42
	z' . .	0.44	0.40	0.35	0.32	0.27	0.24	0.23	0.21	0.20
	z . . .	0.46	0.43	0.45	0.54	0.90	1.25	1.66	1.74	1.62
Наблюденные уровни $z_н$		0.51	0.52	0.60	0.65	1.22	1.72	2.00	2.11	2.06
Разности $z - z_н$		− 0.05	− 0.09	− 0.15	−0.11	−0.32	−0.47	−0.34	−0.37	−0.44

Вычисления для этих построений приведены в табл. 8, где в последней графе указаны уровни грунтовых вод для преобразованного паводка.

ТАБЛИЦА 8[1]

Расчетные данные для построения уровней грунтовых вод в скважине № 124 от паводка 1935 г., преобразованного по направлению оси t

Время от начала паводка в сутках									Уровни грунтовых вод	
паводок 1935 г. t	преобразованный паводок t	$y = \frac{x}{2a\sqrt{t}}$	$\theta(\bar{y})$	$1-\theta(\bar{y})$	$y = \frac{x}{2a\sqrt{t}}$	$\theta(y)$	$1-\theta(y)$	$\frac{1-\theta(\bar{y})}{1-\theta(y)}$	паводок 1935 г. z_{35}	преобразованный паводок $\bar{z}$
0.6	0.65	3.06	—	—	3.24	—	—	1.0	0.04	0.04
1.6	1.73	1.88	0.9922	0.0072	1.98	0.9949	0.0051	1.41	0.09	0.1269
2.6	2.81	1.48	0.9637	0.0363	1.55	0.9667	0.0333	1.09	0.03	0.0327
3.6	3.89	1.26	0.9252	0.0748	1.31	0.9361	0.0639	1.17	0.09	0.1053
4.6	4.97	1.11	0.8835	0.1165	1.16	0.8991	0.1009	1.15	0.73	0.839
5.6	6.05	1.01	0.8468	0.1532	1.05	0.8624	0.1379	1.11	0.81	0.900
6.6	7.13	0.927	0.8101	0.1899	0.97	0.8290	0.1710	1.11	1.18	1.310
7.6	8.20	0.867	0.7798	0.2202	0.90	0.7979	0.2021	1.09	1.27	1.384

[1] Составил Л. В. Кузьменко.

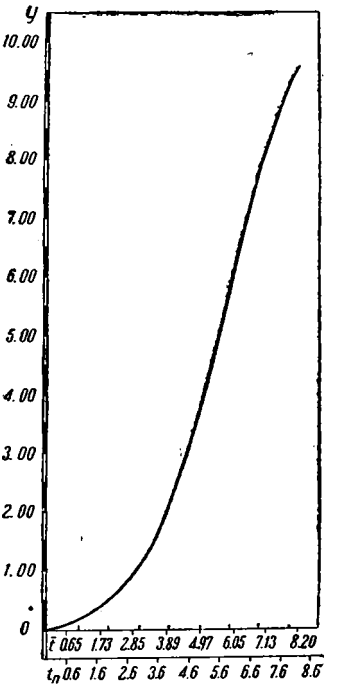
Чтобы перейти от этого паводка к паводку 1934 г., для которого мы должны определить уровни грунтовых вод, как неизвестные нам, мы воспользуемся установленной выше зависимостью между одновременными уровнями грунтовых вод двух разных паводков, имеющих одинаковую продолжительность. Уровни грунтовых вод таких паводков относятся между собой, как площади, ограничиваемые кривыми паводков до соответствующей данному моменту ординаты.

Поэтому подсчитаем эти площади для паводка 1934 г. как суммы площадей трапеций между соседними ординатами паводка по формуле:

$$\Delta W = \sum \frac{H_n + H_{n+1}}{2} (t_{n+1} - t_n).$$

Также сделаем подсчеты для преобразованного паводка 1935 г., и результаты этих подсчетов изобразим в виде интегральной кривой (фиг. 20), ординаты которой дают величину площадей кривой паводка для соответствующих моментов времени.

Это построение необходимо потому, что моменты времени, для которых рассчитаны площади по тому и другому паводкам, не сходятся. Чтобы получить площади для одних и тех же моментов времени, под интегральной кривой для паводка вычертим шкалу времени, по которой произведены замеры уровней паводка 1934 г.



Фиг. 20. Интегральная кривая для паводка 1935 г., преобразованная вдоль оси t

SW — ординаты кривой, равные значениям площадей графика паводка от начала до заданного момента времени. (t — время в сутках).

Тогда, взяв отношения ординат интегральных кривых и помножив на них уровни грунтовых вод преобразованного паводка, определим искомые уровни грунтовых вод паводка 1934 г.

Сопоставление вычисленных уровней с наблюдаемыми (табл. 9 и фиг. 19) показывает отклонения такого же порядка, как и другие расчеты. Но общий вид кривой колебания уровня грунтовых вод данным построением отражается довольно правильно.

Одной из причин неточности в данном случае могут быть сравнительно редкие замеры уровня воды, производившиеся только один раз в день, в то время как изменения уровня воды в течение некоторых дней достигали для скважины № 124 величины 1.20 м.

Приближенное определение амплитуд колебаний уровня грунтовых вод по амплитудам паводков при допущении между ними пропорциональной зависимости

В заключение попытаемся вычислять максимальные подъемы уровня грунтовых вод, допуская, что амплитуды колебаний грунтовых вод пропорциональны амплитудам паводков:

$$z_1 : z_2 = H_1 : H_2,$$

где z_1 и z_2 — амплитуды (максимумы) колебаний уровня грунтовых вод первого и второго паводка, а H_1 и H_2 — амплитуды паводков в реке.

ТАБ

Расчетные данные по скважине № 124 для перехода от уровня грунтовых вод ление с наблю

Преобразованный паводок $\overline{W}$			Паводок 1934 г.			Ординаты интегральной кривой преобразованного паводка, отнесенные к шкале времени паводка 1934 г. $\int \overline{W}_H$
время от начала паводка 1935 г. в сутках $\overline{t}$	уровень воды в реке в м $\overline{H}$	ординаты интегральной кривой $\int_0^{+} \overline{W}$	время от начала паводка в сутках t_H	уровень воды в реке в м H_H	ординаты интегральной кривой $\int_0^{+} W_H$	
0.65	0.25	0.08	0.6	0.10	0.03	0.07
1.73	0.28	0.37	1.6	0.55	0.35	0.32
2.81	0.66	0.89	2.6	0.95	1.10	0.78
3.89	1.39	1.99	3.6	1.60	2.37	1.70
4.97	1.99	3.81	4.6	2.47	4.41	3.40
6.05	2.14	6.05	5.6	3.30	7.30	5.12
7.13	1.64	8.09	6.6	3.74	10.82	7.09
8.20	1.27	9.65	7.6	2.23	13.80	8.67
—	—	—	8.2	1.94	15.05	9.65

Если известны наблюдения по одному паводку, например, первому, то для второго можно максимум подъема уровня грунтовых вод вычислить по формуле:

$$z_2 = H_2 \frac{z_1}{H_1} = H_2 C_1.$$

Из теории Фельбера мы видим, что такая зависимость существует для двух паводков, одновременные уровни которых (считая от начала паводка) пропорциональны между собой.

Сопоставим поверочные вычисления по паводкам 1934 и 1935 гг. (табл. 10).

Сначала вычислим коэффициент C по наблюдениям 1935 г. и по этому коэффициенту максимальные уровни грунтовых вод для 1934 г.:

$$z_{34} = H_{34} C_{35}.$$

Сопоставление полученных результатов с наблюдениями показывает заметное преуменьшение.

Вычислив уровни грунтовых вод для паводка 1935 г., пользуясь коэффициентом C, определенным из наблюдений 1934 г., получим, наоборот, преувеличение.

Такие результаты вполне естественны, так как на колебания уровня грунтовых вод влияет не только амплитуда паводков, но и их продолжительность. Можно предвидеть, что более близкие к действительности результаты получатся, если брать не отношение амплитуд паводков, а площадей кривых хода уровня паводка или интегральных кривых.

Однако и полученные результаты показывают, что если заданный паводок не очень много отличается от наблюдаемого (даже, например, такие паводки, как 1934 и 1935 гг.), то можно применить простую пропорциональность амплитуд паводков и грунтовых вод.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОДПОРА ГРУНТОВЫХ ВОД ОТ ПАВОДКОВ ПОСЛЕ РЕКОНСТРУКЦИИ р. МОСКВЫ

Будущий режим р. Москвы, который она должна приобрести после реконструкции, определяется новой Перервинской плотиной, при помощи

ЛИЦА 9[1]

преобразованного паводка $\overline{W}$ к уровню грунтовых вод паводка 1934 г. и сопоставлениями

Отношение $C = \frac{\int W_H}{\int \overline{W}_H}$	Уровни грунтовых вод для паводка $\overline{W}$, отнесенные к шкале времени паводка 1934 г. в м $\overline{Z}_H$	Уровни грунтовых вод паводка 1934 г. в м		Разница
		вычисленные $\overline{Z}_{34} = \overline{Z}_H C$	наблюдаемые Z_{34}	
0.43	0.04	0.02	0	+ 0.02
1.09	0.09	0.09	0.10	— 0.01
1.41	0.05	0.07	0.13	— 0.06
1.39	0.08	0.11	0.26	— 0.15
1.30	0.59	0.72	0.54	+ 0.18
1.42	0.88	1.25	0.78	+ 0.47
1.53	1.11	1.70	1.96	— 0.26
1.59	1.34	2.13	1.80	+ 0.33
1.56	1.38	2.15	1.95	+ 0.20

которой с весны 1937 г. устанавливается на реке бьеф с отметкой 120 м. Весенние паводки, вследствие регулирующего действия водохранилищ на

ТАБЛИЦА 10

Поверочные расчеты амплитуд колебаний грунтовых вод по амплитудам паводков на основании формулы: $h_{34} : h_{35} = H_{34} : H_{35}$

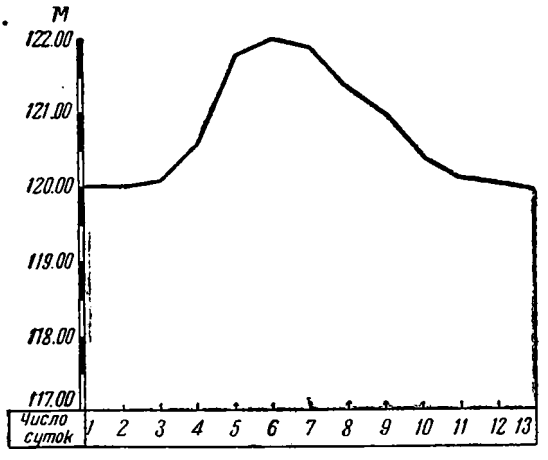
№ створа	№ скважины	Паводок 1934 г. $H_{34} = 4.74$ м.				Паводок 1935 г. $H = 3.48$ м			
		коэффициент пропорциональности по наблюдениям 1935 г. $C_{35} = \frac{H_{35}}{h_{35}}$	вычисленный $h_{35} = C_{35} H_{34}$	наблюденный h_{34}	разница	коэффициент пропорциональности по наблюдениям 1934 г. $C_{34} = \frac{h_{34}}{H_{35}}$	вычисленный $h_{35} = C_{34} H_{35}$	наблюденный h_{35}	разница
I	123	0.805	3.82	4.31	— 0.49	0.911	3.17	2.80	+ 0.37
	124	0.474	2.25	2.34	— 0.09	0.494	1.72	1.65	+ 0.07
	125	0.436	2.07	2.36	— 0.29	0.498	1.73	1.52	+ 0.21
II	58	0.856	4.07	4.33	— 0.26	0.916	3.19	2.98	+ 0.21
	59	0.836	3.96	4.25	— 0.29	0.895	3.11	2.91	+ 0.20
III	56	0.207	0.98	0.90	+ 0.08	0.190	0.66	0.72	— 0.06
	57	0.086	0.41	0.90	— 0.49	0.190	0.66	0.30	+ 0.36
IV	88	0.270	1.28	1.73	— 0.45	0.365	1.27	0.94	+ 0.33
	84	0.155	0.74	1.44	— 0.70	0.304	1.06	0.54	+ 0.52
	96	0.112	0.53	0.65	— 0.12	0.137	0.48	0.39	+ 0.09
V	66	0.900	4.27	4.28	— 0.01	0.985	3.15	3.14	+ 0.01
	78	0.405	1.92	2.06	— 0.14	0.436	1.51	1.41	+ 0.10

[1] Составил Л. В. Кузьменко.

р. Москве выше столицы и на ее притоке р. Истре, будут иметь несколько меньшие размеры, чем до реконструкции, но значение их в отношении влияния на грунтовые воды не устраняется полностью.

Согласно гидрологическим расчетам, полученным нами от Бюро реконструкции Москва-реки при Моссовете, паводок трехпроцентной повторяемости, могущий случиться 3 раза в столетие, должен давать отметку максимума паводка около 123 м абс. высоты. Для разных створов волна речного паводка по высоте и форме несколько видоизменяется, что видно из гидрографов паводка, составленных для некоторых створов (фиг. 21), но уже по этим гидрографам видно, что будущие редкие паводки значительно уступают и по относительной амплитуде и по продолжительности паводку 1934 г., который являлся далеко не максимальным.

В связи с изменением режима реки после реконструкции грунтовые воды в приречной полосе будут подвергнуты подпору, соответствующему стационарному горизонту реки, т. е. отметке 120 м. Подсчет этого стационарного подпора грунтовых вод был выполнен Н. А. Корчебоковым [7,8], данные которого используем в наших расчетах для определения дополнительного подпора от паводка. Из этих данных нами взяты отметки уровней грунтовых вод перед паводком, так как, в соответствии с будущим режимом реки, ее горизонт будет держаться на отметке 120 м.



Фиг. 21. График колебания паводка повторяемостью 3% на р. Москве в створе скв. № 58, 59 и 60.

Вычисления подпора от паводка сделаем для всех скважин по коэффициенту пропорциональности по формуле Форхгеймера, а для некоторых скважин (№ 124, 78, 88 и 84) также по графоаналитическому способу Фельбера (табл. 10).

При расчете по формуле Форхгеймера вводилась поправка на различие длительности паводка. Величина r, полученная из наблюдений 1934 г., помножалась на $\sqrt{16:10}$, а r, полученная по 1935 г., помножалась на $\sqrt{12:10}$.

В табл. 11 приведены также отметки грунтовых вод при горизонте реки 120 м и при паводке трехпроцентной повторяемости, вычисленные по Форхгеймеру на основании наблюдений 1935 г. Практическая оценка полученных результатов дана ниже в выводах.

ВЫВОДЫ

1. Изложенный выше разбор теории колебаний уровня грунтовых вод в прибрежной зоне и применение этой теории к конкретным наблюдениям за режимом грунтовых вод в Москворецкой долине прежде всего позволяет нам уяснять значение ряда гидрогеологических факторов, влияющих на характер колебаний грунтовых вод, на амплитуду и скорость распространения колебаний. Среди этих факторов отчетливо выделяются: мощность водоносного пласта, коэффициент фильтрации и недостаток насыщения или водоотдача верхних слоев грунта.

ТАБЛИЦА 11

Расчеты подпора грунтовых вод для будущего паводка по гидрографу

№ створа	№ скважины	Расстояние от реки в м	Уровень реки H м	Вычисленные величины подпора					Абсолютные отметки		
				по Форхгеймеру		по коэффициенту пропорциональности, определенному по наблюдениям		по Фельберу	поверхность земли	уровни воды при отметке рейки 120 м	уровни грунтовых вод после подпора при паводке по Форхгеймеру (1935)
				(r' определено по 1934 г.)	(r' определено по 1935 г.)	1934 г.	1935 г.				
I	123	24	2.60	2.31	2.07	2.37	2.09	1.26	122.99	120.22	122.29
	124	164		1.05	1.19	1.29	1.23		121.84	120.48	121.67
	125	328		1.05	1.08	1.30	1.13		121.97	120.81	121.89
II	58	10.8	2.00	1.76	1.69	1.83	1.71		121.63	120.00	121.69
	59	79.30		1.69	1.64	1.79	1.67		123.19	120.73	122.37
III	56	116.20	1.87	0.23	0.34	0.36	0.39		125.16	123.22	123.56
	57	176.79		0.25	0.13	0.36	0.16		125.46	124.21	124.34
IV	88	140	2.80	0.79	0.68	1.02	0.76	0.77	121.88	120.31	120.99
	84	255		0.62	0.38	0.85	0.43	0.68	122.54	120.36	120.74
	96	545		0.22	0.25	0.38	0.31		123.26	121.02	121.27
V	66		1.93			1.75	1.74		123.15	120.80	
	78		1.93			0.84	0.78	0.33	123.89	121.42	

Амплитуда колебаний грунтовых вод и их распространение тем больше, чем больше мощность и коэффициенты фильтрации пласта. Существенное значение, очевидно, имеет состояние водонасыщенности верхних слоев грунта и их водоотдачи, на что обычно при наблюдениях за колебанием уровня грунтовых вод не обращается должного внимания. Вместе с этим возникает вопрос о соотношении между действительным перемещением зеркала грунтовых вод и изменениями пьезометрических уровней, которые отмечаются наблюдательными скважинами. Наблюдения в 1936 г. в Москве, поставленные по нашему указанию для выяснения этого вопроса А. И. Моро, показали, что даже пьезометрические напоры на разных горизонтах оказываются различными.

Скважины, опущенные в нижние слои, при подъеме уровня воды показывают более высокие уровни, чем скважины, опущенные в более высокие слои. При спаде вод, наоборот, нижние слои показывают более быстрое понижение уровня воды, чем верхние.

В этом различии должна быть отмечена роль неоднородности строения пород, особенно, если верхние слои окажутся менее проницаемыми и будут обладать малой водоотдачей. Неоднородность строения водоносного пласта не учитывается, как мы видели, существующей теорией неустановившегося движения грунтовых вод. Между тем, вероятно, в ряде случаев неоднородность грунта будет иметь решающее значение для характера колебаний грунтовых вод, их амплитуды и распространения.

Существенную роль также должна играть инфильтрация атмосферных вод сверху, которая определяет начальное состояние кривой депрессии перед паводком.

Можно не сомневаться также в том, что и во время паводка инфильтрация сверху оказывает влияние на колебания уровня грунтовых вод, особенно для более удаленных от берега пунктов.

Разбор примеров расчета по формуле Фельбера отчетливо показал, что эта формула, не учитывающая атмосферного питания грунтовых вод,

дает преуменьшенные результаты подсчета подпора грунтовых вод при паводке.

2. Непосредственное применение основной формулы Фельбера (8) к расчету подпора для заданного паводка дает несколько преуменьшенный результат.

Однако, более правильное определение значения величины $a = \sqrt{\frac{kh}{\mu}}$ значительно приближает вычисление уровней грунтовых вод к действительности.

Основная формула Фельбера имеет перед всеми другими большое преимущество, заключающееся в том, что расчет по этой формуле может быть произведен только на основании данных, получаемых из гидрогеологического разреза без каких-либо наблюдений за режимом грунтовых вод. На практике такие случаи вполне возможны.

3. Более близкие к действительности результаты дает графоаналитический способ Фельбера, главное преимущество которого заключается в том, что он основан на использовании наблюдавшихся колебаний уровня грунтовых вод при происходивших ранее паводках. Это гарантирует более полное отражение природных особенностей водоносного пласта и режима вод в нем. Обычно данный способ Фельбера дает результаты, несколько преуменьшенные против наблюдаемых. Графоаналитический способ Фельбера может быть оценен как вполне надежный, но применение его ограничено некоторыми соотношениями уровней воды, например, этим способом нельзя воспользоваться для скважин, имеющих высокий уровень грунтовых вод относительно уровня паводка. Поэтому описанный способ Фельбера требует дополнительной проработки.

4. Формула Форхгеймера при условии вычисления постоянных коэффициентов, на основании данных наблюдений, дает величину максимума уровня грунтовых вод при паводке, довольно близкую к наблюдаемой. При этом расхождения с наблюденными уровнями обычно не превышают 20%, но иногда получаются довольно значительными. Последнее имеет место, когда постоянные коэффициенты подсчитываются по скважинам, находящимся близко друг от друга. Результаты расчета по формуле Форхгеймера значительно уточняются, если вводить поправку на длительность паводка.

5. Вычисление максимумов подъема уровня грунтовых вод по коэффициенту пропорциональности, определенному по наблюдавшемуся паводку, дало разноречивые результаты. При этом проверочные расчеты для паводка 1935 г. по коэффициентам, вычисленным из данных наблюдений за 1934 г., дали преувеличение величины подпора грунтовых вод, а расчеты для паводка 1934 г. по коэффициентам за 1935 г. — наоборот, преуменьшенные результаты. Таких результатов следовало ожидать на основании теоретических соображений, так как паводок 1934 г. был значительно больше паводка 1935 г. как по амплитуде, так и по продолжительности.

Поэтому в случае расчета по этому способу подпора от заданного паводка (по гидрографу для бьефа новой Перервинской плотины), несомненно, должны получиться те или иные отклонения от действительности, в зависимости от соотношения заданного паводка с наблюдавшимся паводком, на основании которого вычисляется коэффициент пропорциональности. Надо полагать, что более правильными будут расчеты по коэффициентам для паводка за 1935 г., так как этот паводок ближе к гидрографу, чем паводок 1934 г.

6. Обработка примеров расчета подпора грунтовых вод в долине р. Москвы обнаружила, что методика, применявшаяся до сих пор при изучении режима грунтовых вод, недостаточно точна, особенно для периодов паводка.

Во время последних следует производить замеры уровней воды не один раз в день, а значительно чаще. При этом во всех случаях обязательно должен записываться час замера.

Замеры уровней один раз в день, производившиеся до сих пор, не могут обеспечить точности расчета подпора в паводок, и некоторые погрешности в вычислениях подпора, данные в настоящем отчете, несомненно следует отнести за счет неточности наблюдений.

В заключение укажем, что проработанный материал доказывает возможность теоретического расчета и предсказания влияния будущих паводков на режим грунтовых вод в зоне подпора гидротехнических сооружений. Точность этих расчетов при настоящем состоянии теории вопроса невелика, но для приближенной оценки явления в целях практики достаточна. Результаты расчетов зависят существенно от точности и детальности гидрогеологических данных, положенных в основу расчета; хорошо поставленные гидрогеологические наблюдения могут значительно повысить точность и полноту прогноза будущего режима грунтовых вод. Надо сказать и в отношении теории, на которой основана методика расчета, что в этой области надлежащая постановка теоретического исследования может дать значительное приближение к действительности.

7. О результатах подсчета подпора грунтовых вод при будущем паводке трехпроцентной повторяемости можно сказать следующее. Наиболее вероятными следует считать подсчеты по графоаналитическому способу Фельбера и по Форхгеймеру на основе наблюдений 1935 г. К этим данным близки и вычисления по простейшей формуле по коэффициенту пропорциональности, вычисленному для наблюдений 1935 г. Сходство результатов расчетов по всем названным способам является некоторой гарантией достоверности полученных цифр подпора.

Практически эти цифры показывают, что наибольшее распространение волны паводка вглубь берега следует ожидать по створу I, в котором скважина № 125, удаленная от реки на 328 м, еще дает повышение уровня грунтовых вод на 1.08 м (по Форхгеймеру).

По створу II скважина № 59 в 79 м от реки дает тоже значительное повышение уровня воды — на 1.64 м.

По створу III колебания грунтовых вод распространяются с более значительным уменьшением амплитуды; так, скважина № 56 уже в 116 м от берега дает подъем грунтовых вод только на 0.34 м.

На створе IV затухание колебаний грунтовых вод тоже довольно быстрое: скважина № 84 в 255 м от реки дает повышение около 0.70 м, и удаленная на 545 м скважина № 96 показывает незначительное повышение грунтовых вод. Приведенные данные свидетельствуют о том, что подпор от будущих паводков р. Москвы имеет существенное практическое значение, распространяясь на расстояние до 200—300 м, и должен учитываться при оценке последствий подпора и при проектировании мероприятий против подтопления.

Статья закончена 10/III 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Boussinesq. Essai sur la theorie des eaux courantes, Paris, 1877.
2. Forchheimer. Zur Theorie der Grundwasserströmungen. Sitzungsbericht der Akademie der Wissenschaften, Abt. IIa, Wien, 1919.
3. Kozeny J. Die Wasserführung der Flüsse, Wien, 1920.
4. Felber. Ueber die Schwankung des Grundwasserspiegels in der Umgebung von offenen Flüssläufern. «Ztschr. f. angewandte Mathematik und Mechanik», Bd. 10, № 6, 1930.
5. Felber. Beitrage zur Frage nach der Form des Grundwasserspiegels in der Umgebung von offenen Gerinnen. «Wasserkraft und Wasserwirtschaft», H. 7, 1931.
6. Мокридин Н. В. Влияние подпора Камышинской плотины на заболачивание прибрежной территории, Нижневолгопроект, вып. II, М., 1934.

7. Корчебоков Н. А. Гидрогеологическое строение приречной полосы Москвареки от Бабьегородской плотины до Алексеевского моста Окружной ж. д. и подпор грунтовых вод при повышении уровня реки до отметки 120, «Бюлл. Моск. геолог. треста», № 2 и 3, М., 1935.
8. Каменский Г. Н., Корчебоков Н. А. и Разин К. П. Движение подземных вод в неоднородных пластах, М., 1935.
9. Моро А. И. Изучение режима грунтовых вод приречных районов во время паводков, «Разведка недр», № 22, 1936.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

И. Ф. ВОЛОДЬКО

К ВОПРОСУ О ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВАХ ПОРОД РАЙОНА КАНАЛА ВОЛГО-ДОН

Введение. В настоящей статье изложены некоторые данные по вопросу о фильтрационных свойствах пород района канала Волго-Дон, полученные нами в результате обработки фактических материалов Управления канала, а также результаты опытов определения коэффициентов фильтрации по видоизмененному методу Болдырева (in situ) и в монолитах, перпендикулярно слоям и параллельно им, произведенных нами летом 1935 г.

Наиболее крупные земляные плотины по проекту канала предполагается строить на волжском склоне в районе балки Солянки и на Дону — в Кумовском створе.

Фильтрационные свойства пород в районе балки Солянки. По данным изысканий (фиг. 1) Песчановоротская плотина обоими своими плечами опирается на террасу, сложенную древнеаллювиальными песками Q_1^{al}, основание же покоится на современных аллювиальных отложениях Q_2^{al}. Под аллювиальными отложениями и на более высоких отметках залегают онкофоровые (N_1^{onc}) пески и ергенинские пески (N_2^E). Под правым плечом плотины, ниже аллювиальных отложений, залегает линза суглинков Q^d. Все эти отложения покоятся на мощной толще майкопских глин ($P_q^{mk\rho}$). Последние в силу своей трещиноватости водопроницаемы.

Величины коэффициентов фильтрации, подсчитанные по формуле Шези на основании откачек, колеблются от 0.022 до 0.16 м/сутки.

Определения коэффициентов фильтрации в подавляющем большинстве случаев проводились в трубке Каменского и только для небольшого числа случаев, отмеченных в таблицах для глин, по Терцаги, с ненарушенной структурой и откачкой.

Геологическим институтом были произведены опыты по видоизмененному методу Болдырева в шурфе. Одновременно в полевой лаборатории проводилось определение коэффициентов фильтрации в монолите, заложенном в прибор из двух цилиндров, и в трубке Каменского.

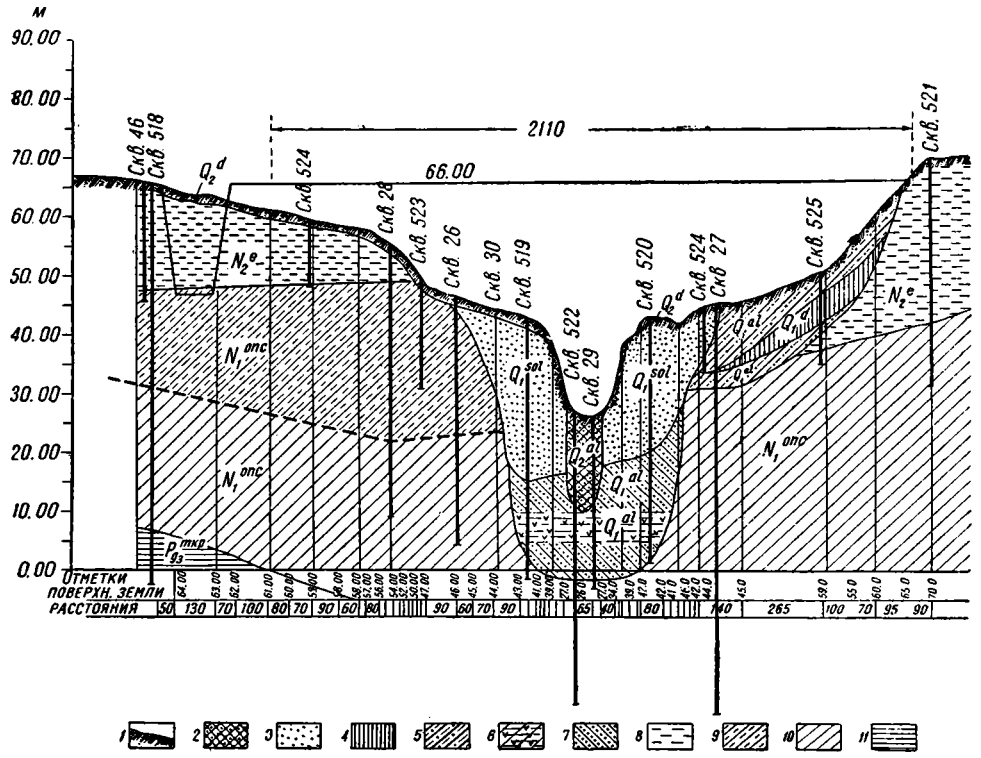
Эти определения сделаны для шурфа 547 на левом склоне балки Солянки на глубине 5.7, 7.5 и 10.4 м от поверхности земли и для шурфа 523, расположенного рядом с шурфом 547, на глубине 19.4 м от поверхности земли.

Продолжительность опытов была от 10 до 37 час. Определения в монолитах проводились при градиентах от 1 до 10.

Все опыты с монолитами велись под нагрузкой около 0.03 кг/см^2.

Полученные результаты приведены в табл. 1.

Таким образом, коэффициенты фильтрации для разных прослоек резко меняются, и наибольшие их значения получаются при определении по методу Болдырева, что характерно для самого метода. Величины коэф-



Фиг. 1. Схематический геологический разрез через балку Солянку у Песчановоротской плотины.

1 — новейший делювий; *2* — новейший аллювий; *3* — пески древней солянской террасы; *4* — древний делювий; *5*, *6* и *7* — древнеаллювиальные образования различного литологического состава; *8* — ергенинские пески; *9* и *10* — онкофоровые отложения морского неогена, в нижней части водоносные; *11* — майкопские глины олигоцена.

ТАБЛИЦА 1

№ шурфа	Глубина в м	Коэффициент фильтрации в м/сутки			В трубке Каменского в м/сутки
		в шурфе	в монолите		
			⊥ слоям	∥ слоям	
547	5.7	1.9	0.207	2.16	0.14
547	7.5	—	0.98	0.34	0.12
547	10.4	0.47	0.022	0.043	0.008
523	19.4	2.68	0.052	—	0.031

фициентов фильтрации, определенные в монолитах, в некоторых случаях близки к величине, определенной откачкой, а именно 0.069 м/сутки.

Как меняется водопроводимость в разных прослойках онкофорового песка (шурф 547), видно из табл. 2 коэффициентов фильтрации, определенных в лаборатории ГИН в трубке Каменского, а также из эпюры водопроницаемости (фиг. 2), составленной по данным табл. 2.

Колебания величины коэффициента фильтрации, составляющие от 0.014 до 2.47 м/сутки, показывают, что нельзя говорить об одном коэффициенте фильтрации онкофоровых песков.

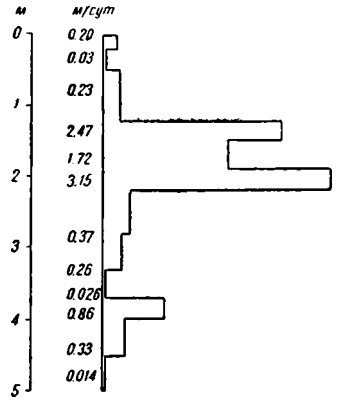
ТАБЛИЦА 2

№ образца	Глубина в м	Краткое описание породы	Коэффициент фильтрации в м/сутки
1	0.20	Песок рыхлый, разнозернистый, грязносерого цвета . . .	0.20
2	0.50	Супесь буровато-коричневая	0.03
3	1.20	Песок тонкозернистый, глинистый коричневато-серый . .	0.23
4	1.50	Песок кварцевый, разнозернистый, коричневато-серый . .	2.47
5	1.90	Супесь мелкая, буровато-коричневая	1.72
6	2.20	Песок кварцевый, разнозернистый	3.15
7	2.80	Песок мелкозернистый, пылеватый, слюдистый	0.37
8	3.30	Песок мелкозернистый, пылеватый, слюдистый	0.26
9	3.70	Песок слюдистый с прослойками зеленой влажной глины	0.026
10	4.00	Песок мелкозернистый, слюдистый, кварцевый	0.86
11	4.50	Песок мелкозернистый, пылеватый, слюдистый	0.33
12	5.00	Песок мелкозернистый, пылеватый, слюдистый	0.014

Средневзвешенный коэффициент, высчитанный по формуле Каменского, будет 0.681 м/сутки.

Этот коэффициент характеризует водопроводимость верхних 5 м; книзу величина его уменьшается.

При обработке данных изысканий о величинах коэффициентов фильтрации для отдельных типов пород принята классификация пород, составленная Управлением канала на основе классификаций Охотина и Иванова. Полученные данные приведены в табл. 3.



Фиг. 2. Эпюра водопроводимости песков левого склона балки Солянки для шурфа 47. (Глубина в м. Коэффициенты в м/сут).

Анализ данных табл. 3 показывает, что отдельные литологические типы (песок пылеватый, песок сильно пылеватый в онкофоровых и ергенинских слоях) имеют значения коэффициентов, разнящихся друг от друга в 50 и более раз. Это лишний раз доказывает, что коэффициенты фильтрации следует определять в максимально большом числе точек и все эти определения должны учитываться при расчете фильтрации под сооружениями и в обход их.

Для случаев, где нет данных об определении грунта по механическому составу, нами приняты названия литологических типов грунта по полевому макроскопическому описанию.

Данные коэффициентов фильтрации по среднему арифметическому для этих случаев приведены в табл. 4.

Нужно отметить, что расхождения в величинах коэффициентов фильтрации между отдельными определениями при составлении этой таблицы были меньше, чем в табл. 3.

Фильтрационные свойства пород Кумовского створа. В Кумовском створе под руслом р. Дона на левом и частично на правом берегу аллювиальные отложения трех террас Дона подстилаются мощной толщей сантона. Правый берег выше уреза воды в р. Дон сложен кампанским песком.

Из всех перечисленных типов наименее водопроницаемой породой является сантонская глина. Ее водопроницаемость в естественных усло-

ТАБЛИЦА 3

№ п/п	Генетический и литологический тип грунта по механическому составу	Способ определения коэффициента фильтрации	Число наблюдений	Коэффициент фильтрации в м/сутки			
				наибольший	наименьший	наичаще встречающийся	средний
	Онкофоровый горизонт						
1	Глина сильно пылеватая с глубины 35—60 м	С ненарушенной структурой	3	0.00004	0.00002	0.00002	0.000027
2	Пылеватая глина	То же	2	0.000064	0.00004	—	0.000052
3	Пылеватый песок	»	3	0.000075	0.000012	—	0.0000585
4	Пылеватый песок, сильно глинистый	»	1	—	—	—	0.000056
5	Песок илистый, пылеватый	»	1	—	—	—	0.00004
6	Песок пылеватый, слабо глинистый	»	5	0.00156	0.000011	0.00008	0.00035
7	Песок пылеватый, слабо глинистый	»	2	0.0437	0.0021	—	0.0229
8	Глинистый песок	С ненарушенной структурой в трубке Каменского	8	0.02	0.00002	0.004	0.01
9	Песок глинистый, пылеватый		4	0.02	0.0001	—	0.01
10	Песок сильно пылеватый	в трубке Каменского	33	1.4	0.004	0.05	0.337
11	Песок сильно пылеватый с гравием	То же	1	—	—	—	0.19
	Ергенинский песок						
1	Песок	То же	9	28.08	11.8	18.4	18.16
2	Песок сильно пылеватый	»	10	16.2	0.93	12.16	8.82
3	Песок пылеватый	»	1	—	—	—	0.225
	Песок делювиальных отложений						
1	Песок сильно пылеватый	То же	1	—	—	—	5.77
	Средне-царицынский горизонт						
1	Песок	Откачки	4	2.05	0.144	1.4—2	1.07
	Хозарский горизонт						
1	Песок	То же	5	—	—	—	15.6
	Древнеаллювиальный сарпинский горизонт						
1	Пески	То же	4	17.71	1.64	15.17	11.4
2	Песок сильно пылеватый	в трубке	9	9.34	0.035	2—4	2.9
	Современный аллювий русла р. Сарпы						
1	Песок сильно пылеватый	в трубке	2	21.77	11.569	—	16.669
2	Песок	То же	2	7.29	3.111	—	5.2

ТАБЛИЦА 4

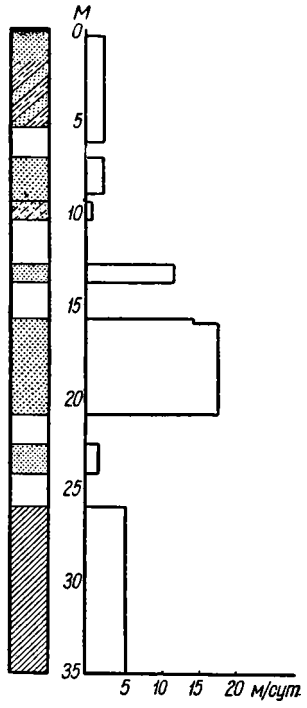
№ п/п	Краткое описание породы	Число определений	Коэффициент фильтрации в м/сутки
	Онкофоровые пески		
1	Пески тонкозернистые, пылеватые, глинистые	5	0.022
2	» » глинистые	1	0.005
3	» » пылеватые	4	0.014
4	» » слабо глинистые, пылеватые . .	8	0.026
	Ергенинские пески		
1	Пески мелкозернистые, кварцевые	5	5.58
2	Пески среднезернистые, кварцевые, чистые	2	16.02
	Пески Солянской террасы		
1	Пески тонко- и мелкозернистые	6	9.46
2	Пески мелко- и разнозернистые	4	14.9
	Пески хозарского яруса		
1	Разнозернистые кварцевые пески	1	5.79
2	Пески тонкозернистые, пылеватые	1	0.009
	Аллювиальные пески		
1	Песок тонкозернистый, слабо глинистый, кварцевый . .	2	0.03
2	Песок буровато-серый, мелкозернистый	1	0.04
	Делювиальные отложения		
1	Супесь тяжелая	1	0.0025
2	Суглинок песчаный, легкий	2	0.078
3	Песок мелкозернистый, кварцевый	1	5.77
4	Песок разнозернистый	2	7.72

виях залегания, обусловленная трещиноватостью, точно не определена.

Что касается водопроницаемости отдельных образцов, то среднее значение коэффициента фильтрации ненарушенного образца сантона, при испытании в лаборатории и под давлением от 2 до 4 кг/см², дало $K = 0.00009$ м/сутки, а под давлением до 10 кг/см² получилось $K = 0.000009$ м/сутки. Наиболее водопроницаемыми являются аллювиальные отложения р. Дона.

После постройки плотины в условиях наибольшего напора будут находиться пески, слагающие русло и пойму р. Дона ($Q_2^{al_3}$), а также пески первой надпойменной террасы ($Q_1^{al_3}$), распространенные и под современным руслом р. Дона. Эти пески содержат линзы суглинка, которые встречаются также и в верхней части разреза. Как в современном, так и в древнем аллювии, пески книзу укрупняются, и к ним примешивается некоторое количество гальки и гравия, вследствие чего растет их водопроницаемость.

Анализируя материалы по оси Кумовского створа, замечаем, что по величине коэффициентов фильтрации породы, слагающие пойму, можно разделить на: верхнюю часть, примерно до отметки +22, и нижнюю часть — ниже этой отметки до верхней границы первой надпойменной террасы.



Фиг. 3. Эпюра водопроводимости пород по данным скв. 1722.

Величины коэффициентов фильтрации по образцам, взятым на пойме из скважины № 1722, начиная сверху от отметки + 22 м, выражаются цифрами от 2.3 до 0.8 м/сутки, а ниже отметки +22 м — от 14.5 до 18 м/сутки.

По скважине № 1724 коэффициенты фильтрации сверху вниз равны 2.15 и 1.7 м/сутки до отметки + 22 м и 3 и 7 м/сутки — ниже отметки + 22 м, т. е. в нижней части коэффициент фильтрации больше, чем в верхней. Изменение водопроводимости по глубине видно из эпюры по скважине № 1722 (фиг. 3).

Для отдельных комплексов пород в Кумовском створе коэффициенты фильтрации приведены в табл. 5, где расчетный коэффициент фильтрации взят с учетом числа определений наибольшей, наименьшей и наичаще встречающейся величины.

В Каменском створе:

1. Коэффициент фильтрации в 2—3 раза меньше, чем в Кумовском, так как Каменский створ расположен значительно ниже по р. Дону и естественно имеет более мелкозернистые аллювиальные отложения.

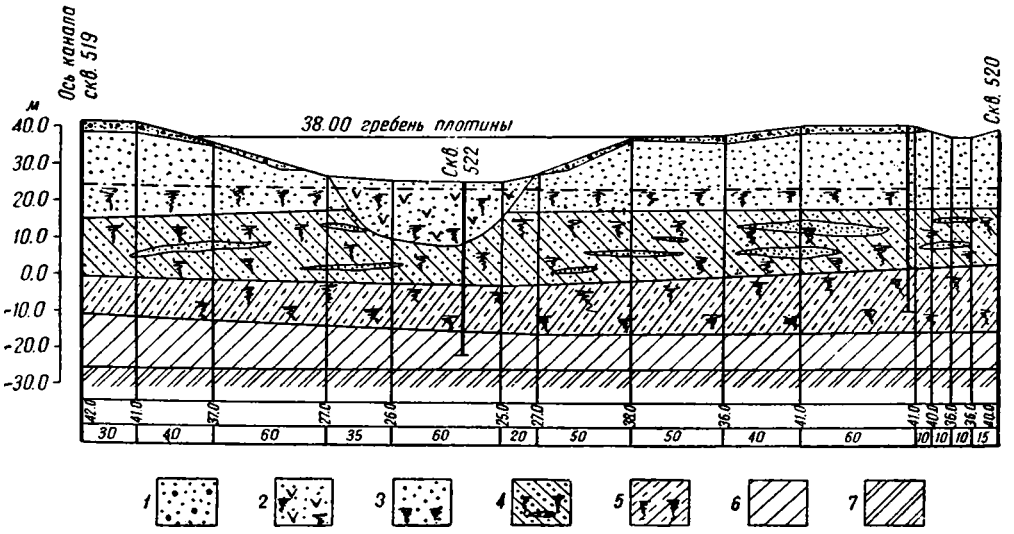
2. Коэффициент фильтрации имеет наибольшую величину в отложениях современного русла р. Дона и равен 7—9 м/сутки.

3. Чем дальше мы удаляемся от реки к водоразделу в пределах поймы, тем меньше коэффициент фильтрации.

4. Коэффициент фильтрации, как правило, растет с глубиной.

ТАБЛИЦА 5

№ п/п	Наименование пород и их местонахождение	Коэффициент фильтрации в м/сутки (метод определения)			Число определений
		наибольший	наименьший	расчетный	
1	Пески под руслом рр. Дона и Карповки	26.44 (в трубке)	2.48 (в трубке)	20 (по откачкам)	15
2	Пески под основанием шлюзового спуска в правом берегу р. Дона	12.25 (по откачкам)	4.61 (по откачкам)	12 (по откачкам)	4
3	Пески в пойме р. Дона в 2-км полосе по створу в пределах меандр р. Карповки в Q_1^{al}	14.6 (в трубке)	1.92 (в трубке)	10 (по откачкам)	23
4	То же от р. Карповки до основания первой надпойменной террасы $Q_1^{al_3}$	2.8 (по откачкам)	0.4 (по откачкам)	2 (по откачкам)	5
5	Пески $Q_1^{al_3}$ (не выше отметки + 22 м)	6.26 (в трубке)	1.17 (в трубке)	5 (в трубке)	7
6	Пески $Q_1^{al_3}$ и высоких участков $Q_1^{al_3}$ (выше отметки + 22 м)	0.78 (по откачкам)	0.35 (по откачкам)	1 (по откачкам)	10



Фиг. 4. Продольный профиль по оси малой Песчановоротской плотины.

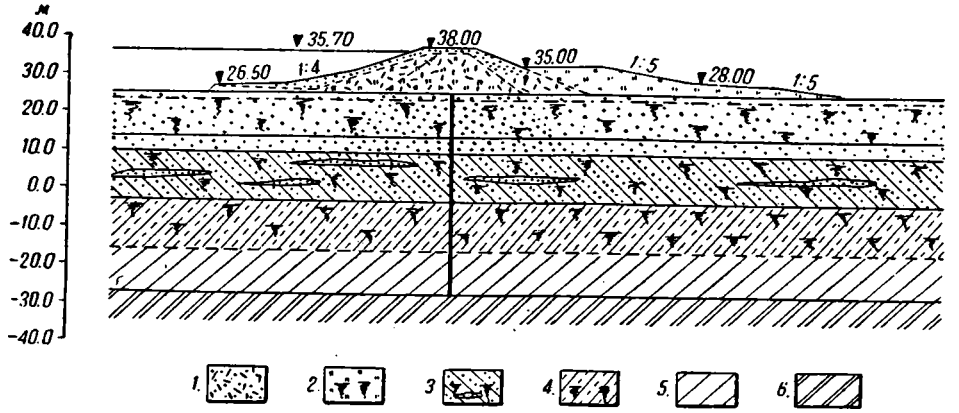
1 — делювиальные образования; *2* — новейший аллювий; *3* — пески древней солянской террасы, в нижней части водоносные; *4* — древний аллювий (водоносный); *5* и *6* — онкофоровые отложения морского неогена, в верхней части водоносные; *7* — майкопские глины.

Фильтрационные свойства кампанских песков. Величины коэффициентов фильтрации для отдельных слоев, определенные (in situ) по видоизмененному способу Болдырева, приведены в табл. 6.

Для характеристики отдельных литологических типов могут служить данные табл. 7.

Потери на просачивание. Как простейший пример предварительного расчета утечки на просачивание приводим расчет, произведенный нами для малой Песчановоротской плотины, проектируемой в балке Солянке.

Как видно из продольного и поперечного профиля по оси малой этой плотины (фиг. 4 и 5), она обоими своими плечами упирается в склоны бакинской террасы, сложенной четвертичными песками балки Солянки, имеющими коэффициент фильтрации 16.84 м/сутки. Мощность этих отло-



Фиг. 5. Поперечный разрез малой Песчановоротской плотины.

1 — насыпь плотины; *2* — новейший аллювий, большей частью водоносный; *3* — древний аллювий (водоносный); *4* и *5* — онкофоровые отложения морского неогена, в верхней части водоносные; *6* — майкопские глины.

ТАБ

	Отметка нижней						
	35.8	37.8	38.8	40.0	40.6	42.0	42.6
Мощность прослойки в м	1.8	2	1	1.2	0.6	1.4	0.6
Коэффициент фильтрации в м/сутки .	4.14	0.69	3.45	0.69	4.14	0.69	3.45

жений около 25 м. Основание плотины покоится на современных аллювиальных отложениях мощностью до 16 м с коэффициентом фильтрации 0.17 м/сутки. Вся толща аллювия насыщена водой, уровень которой держится на отметке около 25 м, т. е. на 0.5—0.7 м от поверхности земли в тальвеге.

Приняв Q_1^{al}, имеющий коэффициент фильтрации 0.03—0.009 м/сутки, за водоупор и подсчитав отдельно потери под основанием плотины в Q_2^{al} и под плечами в Q^{sol} [1] имеем по формуле:

$$q = KT\frac{H}{2b},$$

где q — расход на просачивание на 1 м длины плотины,
K — коэффициент фильтрации,
H — напор,
$2b$ — ширина подошвы плотины,
T — мощность фильтрующего основания.

Взяв величины H и $2b$ с соответствующих мест профилей (фиг. 4 и 5), значение коэффициента фильтрации в Q_1^{al}, равное 0.17 м/сутки, а в Q^{sol}, равное 16.84 м/сутки, получим общий расход под плотиной:

$$Q = 2363.4 \text{ м}^3/\text{сутки}.$$

Величину ординаты a_0, на которой выходит кривая депрессии в нижнем бьефе при фильтрации в обход плеч плотины, вычислим по формуле Павловского, как для земляной плотины, разбив ее на верхний и нижний клин и среднюю призму:

$$\frac{m}{m_1}a_0 A = (H_{пл} - d_0 - D)E,$$

где m — коэффициент верхнего откоса, равный $C \operatorname{tg}\alpha$ и взятый по профилю, составляет 7;
m_1 — коэффициент низового откоса принимаем равным 7;
a_0 — превышение точки выхода депрессионной кривой над горизонтом нижнего бьефа;
$H_{пл}$ — высота плотины 12 м.

Приняв, что в нижнем бьефе воды нет, получим $h_0 = 0$ и $A = 1$; d^0 — запас по высоте для тела плотины, равный 38—35.7=2.3 м.

A — определяется по формуле:

$$A = 1 + \ln\frac{a_0 + h_0}{a_0},$$

[1] Индекс Q^{sol} обозначает местное название четвертичных песков балки Солянки.

ЛИЦА 6

границы прослойки в м								
51	55.2	57.2	57.6	58.8	59.2	60.2	61.4	62.6
8.4	4.2	2	6.6	1.0	0.4	1.0	1.2	1.2
0.78	2.41	1.51	0.716	0.6	0.965	0.69	4.27	9.69

где h_0 — глубина воды в нижнем бьефе.

D — глубина фильтрационного потока в начале средней части профиля плотины, определяется по формуле:

$$D=\sqrt{2a_0A\left[\frac{b}{m_1}+H_{пл}-(a_0+h_0)\right]+(a_0+h_0)^2},$$

где b — ширина плотины по верху, равная 12 м.

ТАБЛИЦА 7

№ п/п	Название грунта	Число определений	Коэффициент и фильтрации в м/сутки				
			наибольший	наименьший	средний	наичаще встречающийся	расчетный
1	Песок с гравием	5	26.44	3.86	15.88	24	24
2	Песок пылеватый с гравием	5	14.69	2.48	8.37	5—6	10
3	Песок сильно пылеватый с мелким гравием	10	12.25	1.7	5.69	—	6
4	Песок пылеватый	2	18	11.8	15	—	15
5	Песок	4	14.5	8.5	8.25	8	8
6	Супесь пылеватая, тяжелая	2	2.4	0.8	1.1	—	1.1

E — определяется по формуле:

$$E=\ln\frac{H_{пл}}{H_{пл}-D}.$$

Представив обе части нашего уравнения как функции от a_0, получим:

$$F_1(a_0)=\frac{m}{m_1}a_0A;$$

$$F_2(a_0)=(H_{пл}-d_0-D)\,E.$$

Задаемся различными значениями a_0 и определяем значения $F_1(a_0)$ и $F_2(a_0)$. Графически находим значение корня, удовлетворяющего обоим уравнениям, т. е. истинное значение a_0.

Так как $m=m_1$ и $A=1$, то $F(a_0)=a_0$ при всех значениях a_0. $F_2(a_0)$ будет меняться и принимать значения при $a_0=0$; $D=0$; $E=\ln 1=0$; $F_2(a_0)=0$ при $a_0=1$; $D=5.2$; $E=0.57$; $F_2(a_0)=2.62$ и т. д.

Вычисленные таким образом величины приведены в табл. 8.

По данным табл. 8 построен график (фиг. 6) $F_1(a_0)$ и $F_2(a_0)$. На пересечении двух кривых получим значение $a_0=2.23$ м.

По формуле эллипсов подсчитаем фильтрацию в обход плотины.

ТАБЛИЦА 8

a_0	$F_1(a_0)$	a_0	D	E	$F_2(a_0)$
1	1	0	0	0	0
2	2	1	5.2	0.57	2.62
3	3	2	7.04	0.875	2.36
4	4	3	8.56	1.24	1.44
5	5	4	9.33	1.5	0.55
		5	10.58	2.14	— 1.88

Потери на просачивание для 1-го эллипса за левым плечом плотины составят:

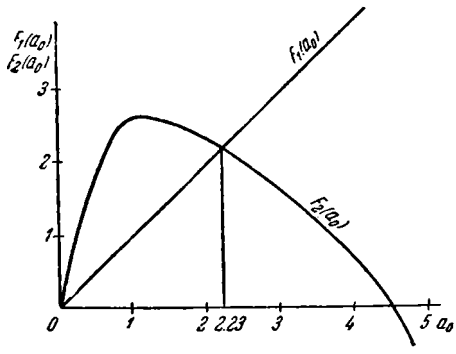
$$q_1 = K\Delta S \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l},$$

или

$$q_1 = 16.84 \cdot 10 \frac{10 + 2.23}{2} \cdot \frac{35.7 - 25.7}{164} = 68.2 \text{ м}^3/\text{сутки};$$

подобным образом получим:

для 2-го эллипса	56	м³/сутки
» 3-го »	49.5	»
» 4-го »	43.5	»



Фиг. 6. График зависимости $F_1(a_0)$ и $F_2(a_0$ от $)a_0$.

В дальнейшем, благодаря удлинению пути фильтрации, скорости, а следовательно и расходы на просачивание, еще уменьшатся. Величины их можно было бы подсчитать для последующих эллипсов вплоть до некоторого эллипса, расположенного близко к водоразделу, когда токи фильтрующейся воды переменят свое направление и пойдут по кратчайшему пути к балке Семисотовой, расположенной за водоразделом. Эту границу эллипсов можно было бы найти, пользуясь методом Эгда. Для наших целей в этом нет надобности, так как потери в обход плотины очень незначительны.

Фильтрация в обход правого плеча плотины. Как и в предыдущем, пути фильтрации в тех же солянских песках возьмем по эллипсам. Все элементы, за исключением откоса, остаются прежними; откос же имеет заложение $m = 4.5$ как в верхнем, так и в нижнем бьефе. Тогда, по приведенной выше формуле Павловского, получим $a_0 = 2.1$ м. Расход же для 1-го эллипса будет 65.54 м³/сутки, т. е. незначителен.

Фильтрация в обход правого плеча плотины для Кумовского створа на р. Дон. Плечо плотины опирается на комплекс довольно неоднородных пород, состоящий в основном из кампанских песков и суглинков. Величины коэффициентов фильтрации, определенные по Болдыреву в 1-м створе и откачкой в верхней части 2-го створа, нанесены на развернутый профиль (фиг. 7).

Расчет расхода в кривой депрессии будем вести с учетом неоднородности строения пород, слагающих откос, по формуле:

$$q_{1-2} = \frac{K_1 h_1 + K_2 h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}}, \quad (1)$$

$$q_{2-3} = \frac{K_2 h_2 + K_3 h_3}{2} \cdot \frac{H_2 - H_3}{l_{2-3}}, \quad (2)$$

где q_{1-2}—расход между сечениями 1—2;

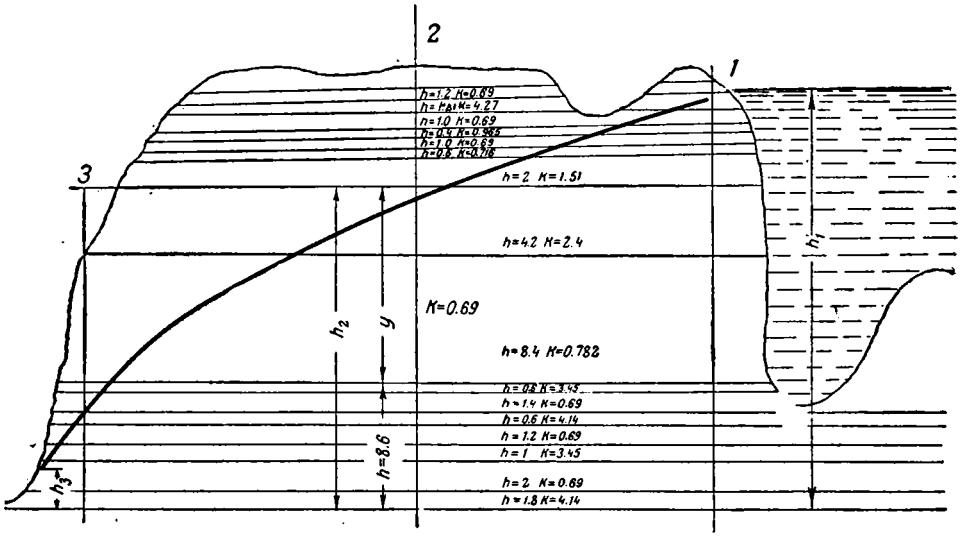
K_1, K_2, K_3 — средневзвешенные коэффициенты фильтрации в 1, 2 и 3 сечениях;

h_1, h_2, h_3 — мощности водоносного пласта в 1, 2 и 3 сечениях;

l_{1-2} — расстояние от 1 до 2 сечения;

l_{2-3} — расстояние от 2 до 3 сечения;

H_1, H_2, H_3 — отметки поверхности грунтовой воды в 1, 2 и 3 сечениях.



Фиг. 7. График коэффициентов фильтрации, определенных по методу Болдырева на I створе и в верхней части II створа.

Из этих величин нам неизвестны h_2, h_3; q_{1-2}, q_{2-3}.

Принимая неизменность расхода на протяжении от 1 до 3 сечения, можем приравнять уравнения (1) и (2), и после сокращения получим:

$$(K_1 h_1 + K_2 h_2)\frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}} = (K_2 h_2 + K_3 h_3) = \frac{H_2 - H_3}{l_{2-3}}. \quad (3)$$

Определив средневзвешенный коэффициент фильтрации в 1 и 2 сечении, приняв для первого приближения h_3=0 и подставив полученные величины в формулу (3), получим:

$$\frac{(K_1 h_1 + K_2 h_2)(H_1 - H_2)}{l_{1-2}} = \frac{K_2 h_2 (H_2 - H_3)}{l_{2-3}}. \quad (4)$$

При определении величины h_2 наталкиваемся на затруднение, обусловленное разной величиной коэффициента фильтрации для разных прослоек кампанского песка.

Для нижних 8.6 м средневзвешенное значение коэффициента фильтрации K_2=2.0 м/сутки, для верхних же слоев коэффициент фильтрации по откачке составляет 0.69 м/сутки.

Представим, что

$$h_2 = h + y,$$

где $h = 8.6$, а y — переменная, лежащая в прослое с коэффициентом фильтрации $K = 0.69$ м/сутки.

Приняв сантон в этом месте горизонтальным, получим:

$$H_1 = 28 \text{ м}; \quad H_2 = h + y; \quad H_3 = 0,$$

тогда

$$H_1 - H_2 = 28 - h - y; \quad K_2 h_2 = K_2 h + K'' y.$$

При $H_3 = 0$ получим $H_2 - H_3 = h + y$.

Подставив все эти величины в уравнение (4), получим:

$$(K_1 h_1 + K_2 h_2 - K'' y)(h_1 - h - y) = (K_2 h + K'' y)(h + y). \qquad (5)$$

Решаем это уравнение, вычислив предварительно входящие сюда постоянные величины. Средневзвешенный коэффициент фильтрации K в первом сечении будет 1.58 м/сутки.

Из уравнения (5) получим:

$$1.38\, y^2 + 71.6y - 1081 = 0.$$

Отсюда

$$y = 12.17 \text{ м}.$$

Следовательно,

$$y + h = 12.17 + 8.6 = 20.77 \text{ м}.$$

Зная h_1, h_2 и h_3, можно вычислить в первом приближении кривую депрессии.

При $a_0 = 0$ получим расход на 1 м ширины по формуле Дюпюи:

$$q = \frac{K_1 h_1 + a_0 K_3}{2} = \frac{H - a_0}{l} = \frac{1.68 \cdot 28.4}{2} \cdot \frac{28.4}{170} = 3.97 \text{ м}^3/\text{сутки}. \qquad (6)$$

Для сравнения потерь воды на просачивание при a_0, не равном нулю, подсчитаем величину ординаты выхода кривой депрессии в нижнем бьефе a_0 по приведенной выше формуле Павловского. Входящие в нее величины имеют следующие значения: $m = 1.5$; $m_1 = 1.5$; $A = 1 + \ln 1 = 1$; $H - a_0 = 28$ м. Ширина плотины по верху $b = 170 - 90 = 80$ м.

Вычисляя подобно предыдущему значения $F_1(a_0)$ и $F_2(a_0)$, получим табл. 9.

ТАБЛИЦА 9

a_0	$F_1(a_0)$	a_0	D	E	$F_2(a_0)$
1	1	0	0	0	0
2	2	1	19.4	0.69	6
3	3	2	19.8	0.65	5.72
4	4	3	23.43	0.87	3.97
5	5	4	26.94	1.12	1.18
		5	30.1	1.04	2.31

Построив график функций $F_1(a_0)$ и $F_2(a_0)$ подобно фиг. 6, на пересечении кривых получим искомое значение: $a_0 = 3.2$ м.

Зная a_0, уточним значение y посередине.

Произведя отсчеты h и H от поверхности сантона, принятой за горизонтальную, и воспользовавшись выделенным ранее уравнением (3), заменив в нем H_1 и H_2 соответственно h_1 и h_2, на 1 м ширины при $h_2 = 24.8$ м получим:

$$q = 3.7 \text{ м}^3/\text{сутки}.$$

Подсчетов для последующих эллипсов не приводим, так как для 1-го пояса шириною в 1 м по обоим методам мы получили незначительные величины утечки.

Итак:

при $h_3 = 0$ $q = 3.97$ м³/сутки,

при $h_3 = 3.2$ м (по Павловскому) $q = 3.7$ м³/сутки.

Как видно из этих данных, оба метода не дают существенной разницы в величинах q.

Ординаты кривой депрессии, наоборот, меняются значительно. Это имеет существенное значение при подсчете устойчивости откоса за плотиной.

Устойчивость откосов за плотиной на р. Дон. Напорный градиент в низовом откосе за плотиной на р. Дон будет:

$$I_{\text{дейст}} = \frac{3.2}{4.8} = 0.66.$$

По Терцаги:

$$I_{\text{кр}} = (\gamma - 1)(1 - m) = (2.69 - 1)(1 - 0.46) = 0.9126.$$

Таким образом, действительный уклон несколько меньше критического, но не в 3—5 раз, как это требуется, и, следовательно, разрушение может иметь место.

При положении откоса до $\frac{1}{4}$ и уклоне кривой депрессии, принятом равным откосу $I = 0.25$, будем иметь запас $\frac{I_{\text{кр}}}{I} = \frac{0.9126}{0.25} = 3.6$, следовательно, откос может считаться устойчивым.

Проверив это положение на величине коэффициента запаса на скольжение с учетом гидродинамического давления, угла трения и силы тяжести, получим:

$$K_{\text{ск}} = \frac{\gamma \cos\alpha \operatorname{tg}\varphi}{\gamma \sin\alpha + \frac{E}{1+E}\operatorname{tg}\alpha},$$

где γ — объемный вес песка под водой, равный $(\gamma_0 - 1)\cdot(1 - m) = (2.69 - 1)(1 - 0.46) = 0.91$, а m — пористость.

При существующем откосе 1.5 получим:

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{1}{1.5} = 0.67; \quad \alpha = 33°50';$$

φ — угол трения составляет $31°40'$; $\operatorname{tg}\varphi = \operatorname{tg} 31°40' = 0.62$;

тогда

$$\cos\alpha = \cos 33°50' = 0.83; \quad \sin 33°50' = 0.56;$$

$$K_{\text{ск}} = \frac{0.91 \cdot 0.83 \cdot 0.62}{0.91 \cdot 0.56 + 0.67} = 0.57.$$

При откосе 1/4 получим:

$$\operatorname{tg}\alpha = 0.25; \quad \alpha = 14°10';$$

тогда

$$K_{\text{ск}} = \frac{0.91 \cos 14°10' \operatorname{tg} 31°40'}{0.91 \sin 14°10' + \operatorname{tg} 14°10'} = 1.15,$$

т. е. откос устойчив, если принять коэффициент запаса по Феллениусу в 1.5.

Подобным образом нами подсчитана устойчивость низовых откосов большой Песчановоротской плотины (фиг. 1). Склоны балки Солянки вверх и вниз от створа плотины имеют разную крутизну (от 1 : 10 и круче) и разное строение.

Произведенный нами подсчет относится к наихудшему условию, когда онкофоровый песок расположится в откосе ниже плотины под углом естественного откоса онкофора под водой, равным 16°45′.

При угле трения 29°05′ и пористости m в 46.54% получим $K_{ск} \approx 1$, т. е. фильтрующий откос неустойчив, особенно если учесть склонность онкофоровых песков к плывучести.

Заключение. Приведенный выше фактический материал о величинах коэффициентов фильтрации различных генетических и литологических типов пород района канала Волго-Дон дает как абсолютные величины коэффициентов фильтрации этих типов пород, так и показывает возможные расхождения величин в пределах одного и того же типа. В то же время он характеризует несовершенство как принятых систем классификации грунтов по механическому анализу пород, так и методов определения коэффициента фильтрации. В частности принятая на Волго-Донском канале классификация грунтов по Охотину и Иванову, применяемая в дорожном деле, вряд ли может быть рекомендована к применению для характеристики грунтов по механическому составу при постройке каналов. По этой классификации большинство рассмотренных грунтов относится к пылеватым и глинистым, тогда как по макроскопическому описанию и другим классификациям они являются типичными песками. Таким образом по этой классификации грунты представляются более водонепроницаемыми, чем это имеет место в действительности, что не идет в запас прочности сооружения.

Наличие большого числа литологических разностей в пределах одного и того же генетического типа пород говорит о чрезвычайно большой неоднородности в строении пород и о необходимости массового определения коэффициентов фильтрации в максимально большем числе точек створа, а также о необходимости учитывать все эти определения при расчете.

Наличие в середине аллювиальной толщи (под руслом р. Дона) хорошо проводящих слоев при легкой связи этих слоев с верхним бьефом должно вызвать в нижнем бьефе некоторый подпор для фильтрационного потока, повышение противодавления грунта и возможное выпирание и размыв малопроницаемых слоев, прикрывающих сверху хорошо проводящие слои.

Дальше дается пример подсчета величины утечки на просачивание и подсчет устойчивости откоса (с учетом неоднократного строения пород) по различным методам. Этот подсчет показал, что, во-первых, утечка незначительна, во-вторых, разные формулы дают близкие величины утечки, в-третьих, особое значение имеет подсчет величины ординаты выхода кривой депрессии на низовом откосе, произведенный по формуле Павловского в применении к расчету устойчивости откоса, в-четвертых, подсчет устойчивости правобережного откоса р. Дона ниже Кумовской плотины методом критического градиента по Терцаги и коэффициента устойчивости на скольжение дал схожие результаты, показав, что откос будет устойчив при положении его смоченной части до 1/4.

Объясняется это тем, что как для того, так и для другого случая распределение гидродинамического давления принято равномерным по всей смоченной части откоса. Проведенные нами опыты показали, что на самом деле мы имеем неравномерное распределение гидродинамического давления в различных частях откоса. Мы имеем сгущение эквипотенциалей на отрезке между выходом кривой депрессии и урезом воды в нижнем бьефе и наличие фокуса размыва над урезом воды.

Статья закончена 15/III 1937 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

А. И. КРАВЦОВ

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВОДОПРОВОДИМОСТИ СПОСОБОМ ОПЫТНОЙ ИНФИЛЬТРАЦИИ ИЗ ШУРФА[1]

Определение водопроницаемости путем опытной инфильтрации из шурфов до сих пор применялось для суглинистых и супесчаных грунтов [2, 3, 4, 5, 6, 7]. При этом, хотя систематических сопоставлений с лабораторными определениями делалось мало, все же принято было считать, что определения водопроницаемости по способу Болдырева для супесчаных грунтов не очень резко расходятся с лабораторными определениями в монолитах; правда, определения по Болдыреву обычно дают преувеличенные результаты.

При исследовании фильтрационных свойств кампанских песков, слагающих правый берег р. Дона на месте плотины у хутора Кумовского, проектируемой в системе Доно-Волжского соединения, расхождение между определениями коэффициента фильтрации по Болдыреву и в монолитах достигало таких величин, которые до сих пор не отмечались практикой.

Считая факты, полученные при наших опытах, не безынтересными для практических целей проектирования упомянутой выше плотины, являющейся самым крупным сооружением в системе Волго-Донского канала, а также в научном и методическом отношениях, приведем результаты наших работ в районе Кумовского створа Донской плотины, где пришлось применить массовое определение водопроводимости глинистых песков кампана по способу Болдырева, видоизмененному Г. Н. Каменским [1].

Породы кампана общей мощностью от 50 до 70 м представлены в указанном районе глинистыми песками с чередующимися прослоями песчаников.

По своему механическому составу пески характеризуются следующими данными (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Абсолютная отметка в м	Гранулометрический состав в % (диаметр фракций в мм)		
	0.1—0.05	0.05—0.01	0.01
33.6	69.2	5.6	25.2
34.3	68.60	6.60	24.80
46.2	75.0	5.0	20.0

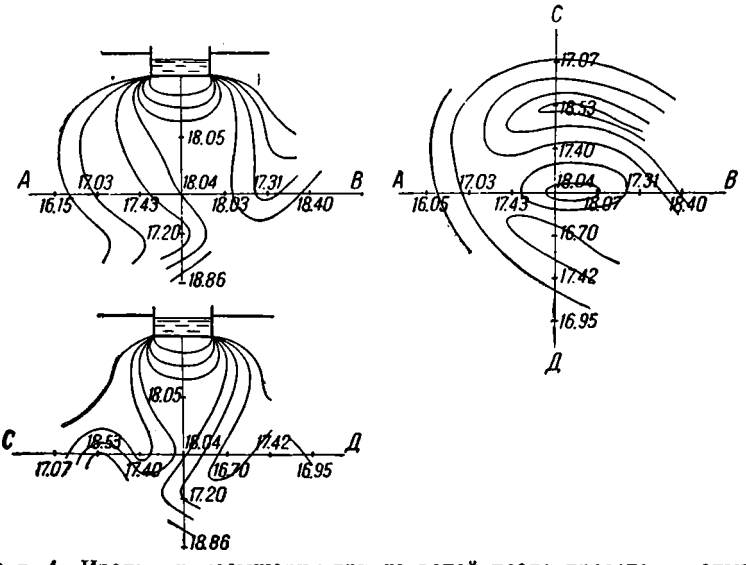
[1] Настоящая статья помещается здесь в дополнение к статье И. Ф. Володько, так как в ней сообщается об особенностях фильтрационных свойств кампанских песков в районе проектируемой плотины на р. Дон. Эти пески, частью сцементированные и переходящие местами в песчаники, обладают тонкой трещиноватостью, что резко сказывается на их водопроводимости.

В кампанских песках, слегка сцементированных кремнеземом, наблюдается микротрещиноватость.

При постановке опытных работ по инфильтрации в этих песках нами были произведены определения изменения влажности, начиная с глубины 0.40 м, считая от уровня площадки, на которой ставился опыт.

С этого места определение влажности производилось как по глубине, так и по четырем взаимно перпендикулярным направлениям (фиг. 1).

Составленные по полученным данным изолинии насыщения грунта водой показывают резкие, почти на 90°, изменения направлений распро-



Фиг. 1. Изолинии насыщения грунта водой после проведения опыта по Болдыреву.

странения максимальной влажности по глубине по отношению к первоначальному направлению. Эти изменения связаны, очевидно, с наличием в песках микротрещин.

Для сравнения коэффициента фильтрации по полевым определениям и лабораторным исследованиям были сделаны параллельные определения с сохранением структуры в приборе Тима-Каменского. Данные этих определений приводятся в табл. 2.

ТАБЛИЦА 2

№ п/п	Абсолютная отметка в м	Коэффициент водопроницаемости (K)				$K_{пол} : K_{лаб}$
		полевые определения по видоизмененному способу Болдырева ($K_{под}$)		лабораторные определения в приборе Тима-Каменского ($K_{лаб}$)		
		см/сек	м/сутки	см/сек	м/сутки	
1	72.63	0.01012	8.74	0.000027	0.019	460
2	71.83	0.00158	1.37	0.00027	0.23	6
3	69.53	0.00123	1.069	0.000046	0.0039	274
4	67.43	0.00106	0.913	0.0000044	0.0038	240
5	64.73	0.00158	1.37	0.00003	0.019	72
6	54.23	0.00281	2.413	0.00017	0.14	17
7	52.18	0.00281	2.413	0.0008	0.69	3.5

Из табл. 2 видно, что коэффициент фильтрации, определенный в полевых условиях по способу Болдырева, в большинстве случаев в несколько десятков, а иногда и сотен раз больше коэффициента фильтрации, определенного лабораторным способом. Это показывает, что характер фильтрации в природных условиях совершенно иной, чем в условиях лабораторной обстановки.

Значительное превышение величин водопроводимости по Болдыреву над лабораторными определениями несомненно обусловливается наличием трещиноватости, влияние которой отчетливо отражается испытаниями in situ и совсем не улавливается опытами в монолитах. Из этого следует, что для характеристики массива кампанских песков в целом более действительными являются испытания по Болдыреву, однако, пользоваться результатами этих испытаний надо с осторожностью, так как возникает вопрос, насколько подходит в данных условиях способ расчета коэффициента фильтрации, приравниваемого по Болдыреву, как известно, прямо величине наблюдаемой скорости фильтрации. С другой стороны, здесь едва ли будут применимы и другие способы, предложенные Замариным и Биндеманом, предполагающие правильную форму тела смачивания при инфильтрации в сухой грунт. В условиях трещиноватого грунта, примером которого является изучаемый нами кампанский песок, очевидно, должна применяться другая методика как расчета коэффициента фильтрации, так и постановки самих опытов по инфильтрации in situ.

В данный же момент результаты определений по Болдыреву следует рассматривать как качественную и относительную характеристику водопроницаемости, но вполне реальную и достаточно конкретно отражающую природные особенности водных свойств массива песков в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод, ч. II, ОНТИ, М.—Л., 1935.
2. Zunker. Das Verhalten des Bodens zum Wasser, Berlin, 1930.
3. Биндеман Н. Н. Определение коэффициента водопроводимости методом искусственной инфильтрации из шурфов. Инструкция по полевым гидрогеологическим работам Гидротехгео, вып. 5, Рязань, 1932.
4. Болдырев А. К. Опыт над фильтрацией в горных породах в связи с проектом водохранилища на р. Чу в Туркестане, с добавлением статьи Вайполина А. Ф. «Наблюдения над фильтрацией в малопроницаемых коренных породах», Геологический комитет, Л., 1926.
5. Замарин Е. А. Водопроницаемость лёсса, «Вестник ирригации», № 12, 1929.
6. Семенов М. П. Геологические и гидрогеологические исследования и разведка к проекту сооружения Кара-Сакхальской гидроэлектрической станции на р. Куре. Материалы Бюро по исследованию и изучению подземных вод, т. 1, 1930.
7. Троянский С. В. и Новиков А. Ф. Гидрогеологические исследования на р. Волчьей (Донбасс), Труды Гидротехгео, 1932.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

А. И. СИЛИН-БЕКЧУРИН

К ВОПРОСУ ИНТЕРМИТТЕНЦИИ БУРОВЫХ СКВАЖИН С ГАЗИРУЮЩЕЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДОЙ

При гидрогеологических работах на минеральных водах в Сибири — на курортах Дарасуне и Аршане — пришлось столкнуться с интересным явлением интермиттенции буровых скважин с газирующей минеральной водой. Так как по этому вопросу в русской литературе почти нет никаких сведений, мы решили опубликовать результаты своих кратковременных наблюдений.

Наблюдения в Дарасуне

Курорт Дарасун с его углекислыми минеральными водами расположен в 60 км от ст. Дарасун железной дороги им. В. М. Молотова и находится в области развития сложно дислоцированных метаморфических сланцев палеозоя, прорванных в различных местах фельзитами [8].

Из тектонической трещины, рассекающей комплекс метаморфических пород на контакте с одной из даек фельзита, автором была выведена буровой скважиной фонтанирующая минеральная вода с содержанием до 5 г/л углекислоты.

Условия фонтанирования буровой скважины были достаточно оригинальны. Нормальный пьезометрический уровень минеральной воды находился в буровой скважине ниже ее устья на 0.5 м; но достаточно было произвести небольшую откачку, чтобы уровень постепенно начинал нарастать, достигая краев обсадной трубы. Затем вода начинала переливаться через край трубы, высота сливающегося столба воды постепенно увеличивалась, и, наконец, буровая начинала фонтанировать на высоту 10—11 м. При искусственном прекращении фонтанирования путем закрытия пробкой устьевой части буровой трубы уровень в ней резко падал до первоначального своего положения.

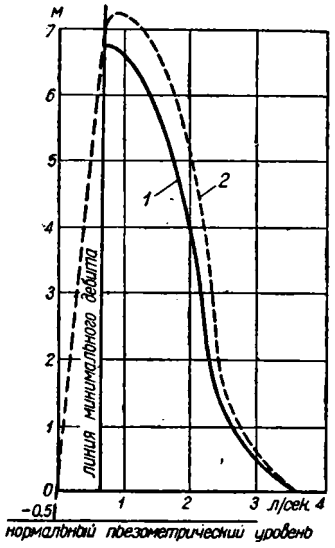
В целях изучения закона дебита на буровой скважине были поставлены наблюдения над величиной дебита при различной высоте наращенных труб.

Наблюдения были организованы следующим образом: путем отлива воды вызывалось фонтанирование воды из буровой скважины. Затем через 1.5—2 часа после начала фонтанирования, когда устанавливался сравнительно постоянный дебит фонтанирующей воды, производилось постепенное наращивание труб и соответствующие измерения дебита и уровней воды (по пьезометрам).

Данные наблюдений, перенесенные на график (фиг. 1), на котором по вертикальной оси отложена в метрах высота наращенных труб и уровень воды в пьезометрах, а по горизонтальной оси — дебит в л/сек, показывают, что кривые дебита и уровней воды в пьезометрах вначале поднимаются круто вверх, затем угол увеличивается еще больше; при высоте наращенных труб в 6.7 м кривая дебита обрывается. В этот момент уровень воды резко падает вниз, достигая предельной отметки нор-

мального пьезометрического уровня в —0.5 м. Прямая, проведенная через верхнюю точку кривой дебита, определяет минимальный дебит буровой в 0.75 л/сек.

Получить меньший дебит, чем 0.75 л/сек, как это было бы возможно при дальнейшем наращивании труб в случае, если бы буровая скважина давала не минеральную газирующую, а пресную воду, для описываемой буровой скважины нельзя.



Фиг. 1. Кривые дебита и уровней воды при фонтанировании по данным наблюдений для скв. № 24 в Дарасуне.

Наблюдения в Аршане

Курорт Аршан находится у подножия высокогорного Тункинского хребта в пределах Тункинского аймака Бурят-Монгольской АССР; ближайшим железнодорожным пунктом служит разъезд Култук Восточно-Сибирской железной дороги, от которого курорт отстоит на расстоянии 110 км к западу.

Минеральные углекислые источники курорта приурочены к системе сбросовых плоскостей, рассекающих в диагональном направлении комплекс кристаллических и метаморфических пород палеозоя, слагающих Тункинский хребет [8].

На этом курорте автором были выведены 4 буровыми скважинами из верхних известковых горизонтов метаморфической толщи минеральные воды. Характер их истечения из буровых труб был различен — две из буровых скважин давали спокойно переливающуюся через край трубы минеральную воду, две же другие скважины — минеральную воду, выбрасываемую периодически из трубы в виде небольших фонтанчиков.

Геологический разрез одной из этих интермиттирующих буровых скважин (буровой № 4) представляется схематически в следующем виде (фиг. 2): от 0 до 1.8 м — аллювий;от 1.8 до 28 м — графитистые известняки; от 28 до 52 м — доломитизированные известняки.

В этом комплексе осадочных пород буровой скважиной были пересечены три зоны разломов, залегающие на глубине: 1) от 28 до 33 м, 2) от 39 до 41 м, 3) от 47 до 51.5 м. Каждая из пересеченных зон была заполнена перетертым известковистым материалом и содержала напорную минеральную воду. В связи с тем, что количество ее в каждой из зон разлома было невелико и буровая скважина не давала самоизлива, все три зоны были соединены вместе путем спуска в буровую скважину перфорированной трубы. После этого из буровой скважины появился периодически действующий фонтан минеральной воды.

Для изучения закона дебита фонтанирующей воды над буровой № 4 были поставлены наблюдения: по измерению дебита воды при различной высоте наращенных труб; по измерению дебита при горизонтально расположенных отводах, прикрепляемых к устьевой части трубы; по определению кривой подъема уровня воды в перерыве между фонтанированиями; по изучению кривой напоров на различной глубине буровой скважины; по измерению дебита газа.

Измерения дебита при различной высоте наращенных труб. Первоначально над устьем буровой скважины были наращены трубы высотой в 2.7 м (диаметром 55 мм). При этих усло-

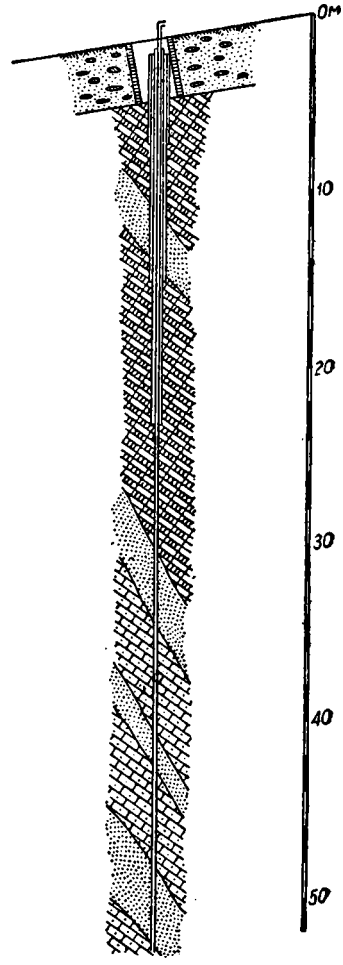
виях буровая фонтанировала через каждые 4—6 минут, давая в среднем 0.64 л/сек минеральной воды (фиг. 3). Затем над устьем буровой была поставлена труба того же диаметра высотой в 1.2 м. При новом положении буровая, как и следовало ожидать по аналогии с описанной выше Дарасунской буровой скважиной, увеличила свой дебит до 0.9 л/сек; характер фонтанирования при этом также изменился — перерывы между фонтанированиями стали реже, продолжительность же фонтанирования стала больше (фиг. 4).

Измерения дебита при горизонтально расположенных отводах. Наблюдения были поставлены в течение суток через каждые 2—3 минуты.

Вначале к буровой скважине был приделан горизонтальный отвод длиной в 1 м, диаметром 40 мм. При таком положении отвода дебит буровой еще более увеличился и достиг 0.9—1.2 л/сек; после 40 минут перерыва, в течение которого буровая фонтанировала непосредственно вверх, горизонтальный отвод был укорочен до 40 см, после чего дебит буровой еще более возрос — до 1.2—1.5 л/сек. Наконец, к устью буровой скважины был приделан изогнутый под прямым углом отвод диаметром 33 мм. При этих условиях характер фонтанирования резко изменился; дебит буровой упал до 0.48 л/сек, но интермиттенция ее прекратилась полностью.

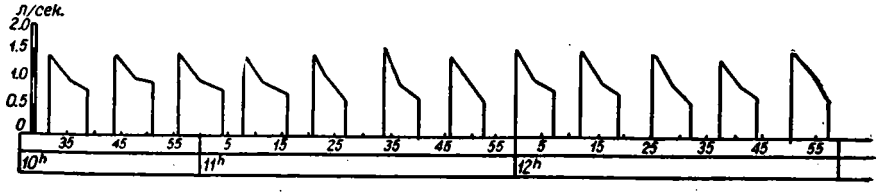
Данные всех наблюдений сведены в графике (фиг. 5).

При таком положении буровая скважина была оставлена в течение 1½ месяцев и за это время она только 2 раза давала перерывы в фонтанировании.

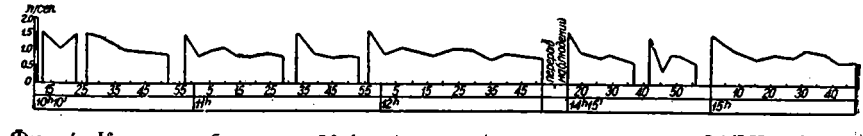


Фиг. 2. Схематический геологический разрез скв. № 4 в Аршане.

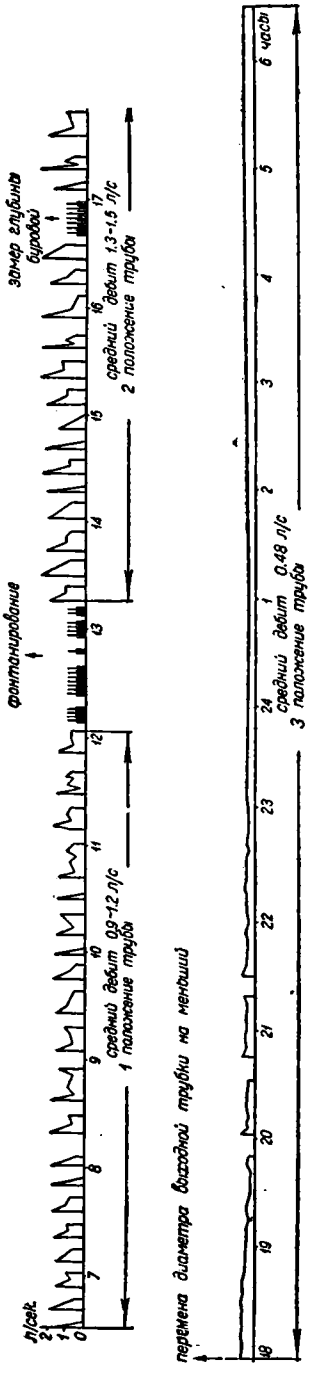
Таким образом, опытным путем был найден тот диаметр наконечника и тот изгиб его колена, при котором удалось превратить интермитти-



Фиг. 3. Кривая дебита скв. № 4 в Аршане (по данным замеров 23/IX 1934 г.).



Фиг. 4. Кривая дебита скв. № 4 в Аршане (по данным замеров 25/IX 1934 г.).



Фиг. 5. Суточные наблюдения над скв. № 4 в Аршане

рующую буровую скважину в постоянно действующую.

Определение вида кривой подъема уровня минеральной воды во время перерывов в фонтанировании. Наблюдения над глубиной уровня минеральной воды ставились через каждые 2 минуты после окончания фонтанирования.

Наблюдения показали (фиг. 6), что снижение уровня воды до отметки — 5 м происходит после окончания фонтанирования почти мгновенно; затем уровень начинает по закону параболической кривой постепенно нарастать и через 40—50 минут достигает края обсадной трубы. Далее происходит в течение 8—10 минут двух- или трехкратный выброс минеральной воды, после чего уровень вновь падает вниз и т. д.

Определение напоров на различных глубинах. К устью буровой скважины был приделан горизонтальный отвод; в самой же буровой скважине были установлены на отметках +0.4 м и —5.0 м (считая за нуль устье скважины) два ртутных манометра. Через каждые 2—3 минуты после установки замерялись величина напора и дебит воды во время фонтанирования. Данные наблюдений, сведенные на графике (фиг. 7), показали, что характер кривой дебита воды воспроизводит кривую напоров, указывая тем самым на их непосредственную связь.

Определение дебита газа. К горизонтальной отводной трубке был приделан газоотделитель; в буровой скважине поставлены три ртутных манометра на отметках — 2.7 м, ±0 м, + 0.8 м. Наблюдения производятся через 3—4 минуты.

Данные наблюдений, сведенные в графике (фиг. 8), показывают, что кривая дебита газа во время фонтанирования так же, как и кривая дебита воды, указанная выше, воспроизводит кривую напоров.

Краткие выводы из произведенных наблюдений

Для объяснения указанных выше специфических особенностей динамики буровых скважин с газирующей минеральной водой привожу некоторые теоретические предпосылки, математическая интерпретация которых заимствована у Кампе [3, 7].

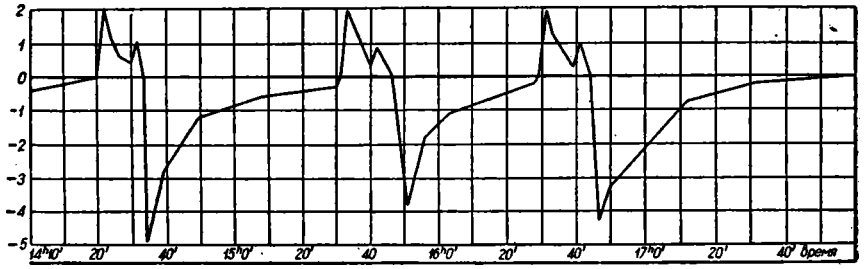
Минеральные углекислые источники представляют собой, как известно, механическую смесь минеральной воды и углекислого газа. Удельный вес этой газоводной смеси значительно ниже, чем удельный вес

чистой воды, и может быть определен по уравнению Кампе:

$$\gamma = \frac{1+g}{1+\frac{g}{\eta_1 P}-\lambda}, \tag{1}$$

где γ — удельный вес газоводной смеси;
g — вес газа в единице объема воды;
η_1 — удельный вес газа при давлении 1 и существующей температуре;
x — растворимость газа в воде по Оствальду при господствующей температуре;
P — данное удельное давление.

Так как вес газа, растворенного в воде, не является величиной постоянной в связи с тем, что газ в зависимости от давления способен сжиматься и абсорбироваться, то и удельный вес газоводной смеси, являющейся функцией от веса газа, также не является величиной постоянной.



Фиг. 6. Колебания уровня скв. № 4 в Аршане (по данным замеров 6/VII 1935 г.).

Каждый из минеральных газонесущих источников находится под воздействием двух родов давлений — внутреннего и внешнего. Внутреннее давление слагается в основном из гидростатического напора; внешнее — из атмосферного давления и давления столба жидкости в буровой скважине.

В случае, если внутреннее давление превышает внешнее, происходит подъем минеральной воды на высоту, равную разности в давлениях, но механизм этого подъема принципиально иной, чем в пресных источниках, и теоретически разобран Кампе [3]. До той глубины, на которой весь газ растворен в воде, давление газоводной смеси возрастает по Кампе с глубиной по закону кривой. Основанием к этому выводу явились следующие соображения.

Если обозначить в уравнении (1) член $\frac{g}{\eta_1}$ через r, то оно примет следующий вид:

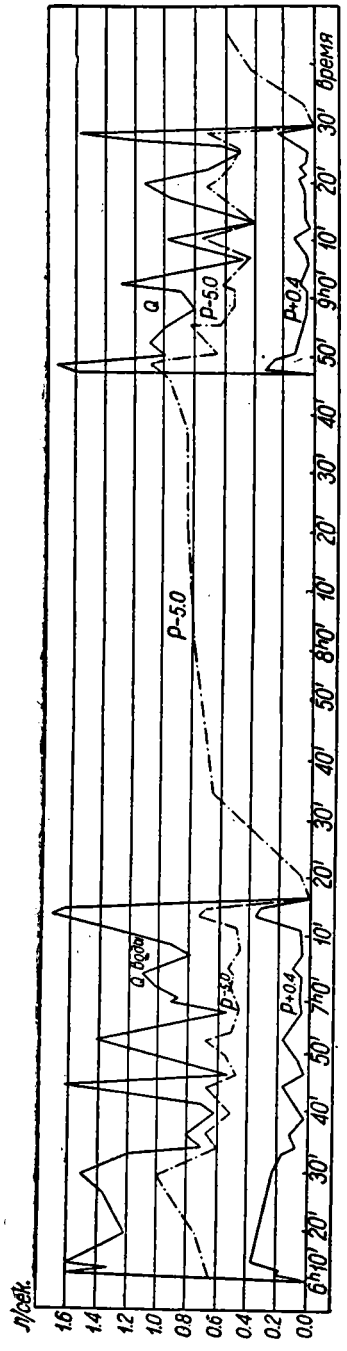
$$\gamma = \frac{1}{1+\frac{r}{P}-\lambda}. \tag{2}$$

В пределах бесконечно малого приращения глубины существует пропорциональная зависимость между давлением и глубиной, выражаемая уравнением:

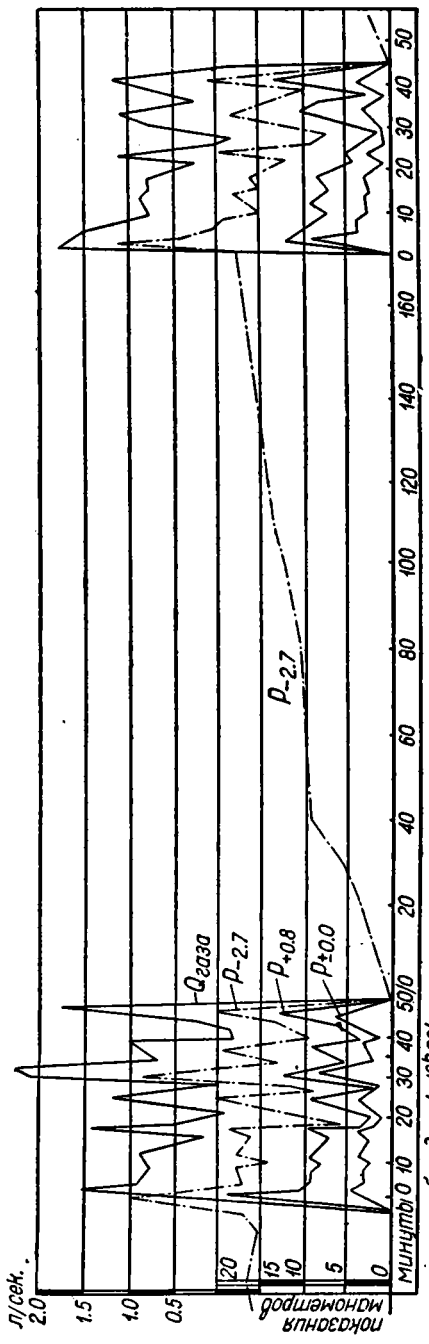
$$dp = \gamma \cdot dh. \tag{3}$$

Решая это уравнение относительно dh и подставляя значение γ из уравнения (2), получим:

$$dh = \frac{dp}{\gamma} = dp - \lambda dp + r\frac{dp}{p}. \tag{4}$$



Фиг. 7. Кривая дебита и кривые напоров скв. № 4 в Аршане (по данным замеров 8/VII 1935 г.).



Фиг. 8. Кривые дебита газа и манометрических давлений скв. № 4 в Аршане (по данным замеров 13/VII 1935 г.).

Интегрируя в пределах от $p=p$ и $p=b$, получаем:

$$h = p - b - \lambda(p - b) + r \ln \frac{p}{b}. \qquad (5)$$

Уравнение $h=p-b$ обозначало бы линию давления в чистой воде; члены же уравнения $r \ln \frac{p}{b} - \lambda(p-b)$ показывают, насколько глубже наступает это же давление в газоводных смесях.

Ниже той глубины, на которой весь газ полностью растворен в воде, давление в газоводной смеси растет, как в обыкновенных источниках с пресной водой по закону прямой.

Для иллюстрации вышеизложенных положений приводим схематизированный нами график Кампе (фиг. 9),

где $A—B$ — атмосферное давление в месте выхода источника;

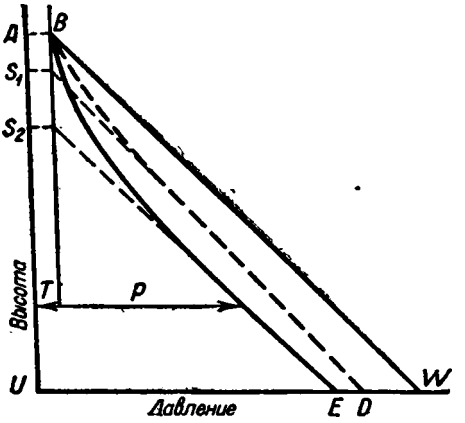
$B—W$ — прямая статистического роста давления в чистой воде;

$B—E$ — кривая давления в спокойной, не самоизливающейся газоводной смеси;

$B—A$ — кривая давления в самоизливающейся газовой смеси.

На глубине T господствует так называемое предельное давление P, при котором весь газ растворен в воде; линия давления на этой глубине переходит в тангенциальную прямую ES_2.

На глубине U внутреннее давление самоизливающейся газоводной смеси изображается отрезком UD, который по своей величине меньше, чем отрезок UW для чистой воды, так как удельный вес газоводной смеси меньше, чем удельный вес воды. Поэтому газонесущий источник поднимается на меньшую высоту, чем пресный источник. Графически высота подъема газонесущего источника изобразится на графике ординатой US_1, высота же подъема источника пресной воды — ординатой UA.



Фиг. 9. Схематизированный график давления в скважине (по Кампе).

Для случая Дарасунской буровой скважины этот пьезометрический уровень определяется отметкой — 0.5 м ниже уровня земли.

При этом положении ординаты US_1 наступает равновесие между количеством газа, выделяющимся из воды и поступающим в воду на глубине из трещин.

Начинается откачка воды из буровой скважины. Тем самым уменьшается внешнее давление восходящего источника на величину AS, равную высоте столба отлитой воды. Это приводит к изменению газового равновесия и в буровую скважину начинает поступать большее количество газа, чем до откачки. Удельный вес газоводной смеси при этом уменьшается, и она поднимается до нового, более высокого пьезометрического уровня.

Откачка продолжается; удельный вес газоводной смеси все более и более понижается, а пьезометрический уровень постепенно повышается и достигает, наконец, краев обсадной трубы. В этот момент, если даже откачка приостанавливается, то слив воды через трубу продолжается, и буровая начинает беспрерывно фонтанировать, выбрасывая вспененную воду. Такое положение мы имели в Дарасунской буровой, которая давала в течение ряда лет беспрерывно действующий фонтан минеральной воды до тех пор, пока последняя не прорвалась в затрубное пространство.

Во время фонтанирования, в зависимости от ряда факторов, указанных ниже, могут создаться новые условия равновесия между поступлением газа в буровую скважину и его расходом из буровой в атмосферу. Если эти условия существуют, то буровая фонтанирует беспрерывно; если же расход газа в силу тех или иных причин делается больше, то удельный вес газоводной смеси постепенно повышается, достигает тех

значений, которые были до начала фонтанирования, и уровень воды в буровой поэтому падает до своего первоначального положения. Таким образом, решающим моментом для фонтанирования газирующей минеральной воды является величина ее удельного веса.

На величину же удельного веса, помимо того давления, при котором находится газоводная смесь и которое предопределяет объем растворенного в смеси газа, оказывают влияние по Кампе еще два фактора: скорость подъема газовых пузырей и дебит источника.

Скорость подъема газовых пузырей обычно больше, чем скорость подъема воды; величина этой опережающей скорости в свою очередь зависит от диаметра трубы: чем больше диаметр трубы, тем больше опережающая скорость подъема газовых пузырей.

Величина опережающей скорости определялась различными исследователями. У Кампе [7] она оказалась равной 0.40 м/сек для труб с поперечным сечением в 150 мм; у Бишофа [1] — для труб малого диаметра — в 0.24 м/сек и т. д. В трубах большого диаметра происходит более быстрый вынос газа, чем в трубах малого диаметра; это может привести к прекращению фонтанирования или к интермиттенции струи.

Дебит источника также оказывает влияние на величину удельного веса газоводной смеси, но здесь зависимость обратная: чем больше дебит, тем меньше удельный вес, и обратно.

В случае Дарасунской буровой скважины при наращивании труб дебит буровой постепенно уменьшался по закону параболической кривой и тем самым увеличивался удельный вес газоводной смеси. При минимальном дебите буровой в 0.75 л/сек (при высоте наращенных труб в 6.7 м) удельный вес газоводной смеси становился равным, повидимому, начальным его значениям, которые были в минеральной воде до начала ее самоизлива; поэтому фонтанирование прекращалось, а уровень падал до своего первоначального положения — на 0.5 м ниже поверхности земли. Каково было влияние на характер фонтанирования буровой скважины опережающей скорости, мы не знаем вследствие того, что в нашем распоряжении нет соответствующих данных.

Переходим к характеристике результатов наблюдений в Аршане. Совокупность их показала с несомненной очевидностью, что дебит фонтанирующей струи всецело зависит от количества спонтанного газа, находящегося в газоводной смеси. При отсутствии его буровая находится в состоянии покоя; пьезометрический уровень воды при этом расположен на глубине 5 м от устья буровой скважины.

Затем количество газа, поступающего к стенкам буровой из газоводных трещин, постепенно увеличивается, что видно по возрастанию напоров. В результате удельный вес газоводной смеси начинает уменьшаться, а уровень воды постепенно по закону параболы поднимается вверх.

Процесс подъема воды можно сравнить с работой эрлифта, в котором вода путем нагнетания воздуха поднимается с низкого на более высокий уровень. Отличие состоит лишь в том, что в аршанской буровой скважине нагнетаемый воздух эрлифта заменяется газом с присущей ему энергией расширения.

Через некоторое время газоводная смесь достигает краев трубы и начинает переливаться. Слив быстро разгружает источник от внешней нагрузки столба воды. В связи с этим происходит более усиленный вынос из зон разлома газа и минеральной воды. Кривые дебита газа напоров и дебита воды достигают некоторого максимума, затем падают вниз, образуя первый перегиб. Вслед за этим падением происходит поступление новых порций газа, может быть, уже из других газоносных трещин. Кривые дебита вновь поднимаются вверх, достигают максимума и затем падают вниз и т. д.

Поступление газа из газоносных трещин через зоны разлома в известняках, заполненных мелким перетертым мучнистым материалом, происходит, очевидно, со скоростью меньшей, чем вынос газа по открытой трубе буровой скважины. Газ как бы просачивается через мелкопористое пространство; давление его нарастает поэтому также достаточно медленно. Только лишь через некоторый промежуток времени количество газа достигает таких величин, что он может под влиянием образовавшегося напора преодолеть нагрузку столба воды и подняться вверх.

Скопившийся около стенок буровой скважины запас газа во время фонтанирования расходуется быстро, так как скорость подъема газа по трубе гораздо большая, чем скорость просачивания газа через перетертый материал, выполняющий зоны разлома. Напор газа быстро уменьшается, в связи с чем газоносные трещины замыкаются столбом воды, и приток газа к стенкам буровой на некоторое время прекращается, что приводит к окончанию первого цикла фонтанирования. Дальше начинается медленное накопление газа; напор его постепенно увеличивается, газоводные трещины освобождаются от воды, и газ начинает поступать в буровую скважину. Удельный вес воды в ней понижается, уровень поднимается кверху и достигает краев трубы, вода переливается через нее, и начинается второй цикл фонтанирования; затем третий, четвертый и т. д., что и создает явления интермиттирования буровой скважины.

Таким образом, отличие в характере фонтанирования буровых скважин в Дарасуне и Аршане вызывается, с нашей точки зрения, следующими обстоятельствами.

В Дарасуне в толще плотных метаморфических сланцев палеозоя тектонические трещины широки и открыты. Это обеспечивает быстрое поступание к забою буровой достаточных количеств газа.

В Аршане же эти трещины узки, и поступание газа в них по зонам разлома происходит весьма медленно, расход же газа по буровой трубе происходит быстро. Несоответствие между приходом и расходом газа вызывает явления интермиттенции. Отсюда напрашивается логический вывод, что для прекращения интермиттенции достаточно уменьшить расход газа, а это может быть достигнуто путем устройства газовых пробок; последние и были нами созданы при постановке отвода, изогнутого под прямым углом. Помимо создания газовых пробок, расход газа может быть уменьшен путем уменьшения дебита источника, так как между дебитом газа и дебитом воды существует прямая пропорциональная зависимость. Уменьшение же дебита в свою очередь может быть произведено путем наращивания труб или сужения их диаметра.

За границей обычно придерживаются последнего способа. Буровая проходится большим диаметром и затем в нее спускается узкая приемная труба.

Статья закончена 20/II 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bischof G. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie, Bonn, 1863.
2. Henrich F. Theorie der Kohlensäure führenden Quellen, 1902.
3. Kampe R. Zur Mechanik gasführender Quellen, Teplitz-Schön., 1922.
4. Келлер. Напорные воды, 1931.
5. Силин А. Новые данные по геологии и гидрогеологии Дарасуна, сборник «Курорт Дарасун», Иркутск, 1932.
6. Armand L. Etude des sources gazeus et particulièrement des sources obtenues par forage dans le bassin de Vichy, «Annale de l'Instit. de Gydrologie», 1932.
7. Kampe R. Die Mineralquellen, Prinz und Kampe, Hydrologie, Band, II, Die Quellen, Berlin, 1935.
8. Силин А. Гидроминеральная база курорта Аршан, Проблемы Бурят-Монгольской АССР, изд. Акад. Наук, 1935.
9. Кейльгак. Подземные воды, 1936.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Я. М. СВЕТ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ СВЯЗИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ С ГРУНТОВЫМИ ВОДАМИ В ОКРЕСТНОСТЯХ оз. ЭЛЬТОН

История развития ботанических наук свидетельствует, что до половины прошлого столетия вопросы минерального субстрата, а тем более почвенной воды занимали в ботанических работах подчиненное третьестепенное место.

Лишь с 1840 г., т. е. с момента появления «Die organische Chemie in ihrer Anwendung auf Agrikultur und Physiologie» Либиха, физиологи обратили внимание на минеральный субстрат растений и почвенную влагу.

В конце прошлого столетия появляются работы, посвященные условиям местообитания и распространения растений.

Варминг в своих экологических работах фактор влияния воды на жизнедеятельные функции растений определил как основной и решающий. Его экологические классификации, не отвечающие, впрочем, современным фито-географическим представлениям, построены на основе степени приспособляемости растительности к определенным режимам влажности. Варминг же обратил внимание на явления связи растительности с грунтовыми водами. Но устанавливая внешние, пространственные закономерности в распространении определенных видов растений в связи с глубиной залегания подземных вод, он не дал исчерпывающего объяснения этому явлению.

К концу прошлого столетия значительного развития, в частности в России, достигают геоботанические исследования, организованные во многих местах параллельно с почвенными исследованиями и имевшие целью выяснение условий распространения растительных формаций по исследуемой территории в связи с природными, в частности почвенными, особенностями. На наличие подземных вод, глубину их и связь с растительностью эти работы, как это ни странно, почти не обращали внимания.

К началу текущего столетия сложилась, как самостоятельная, отрасль геологических наук с своими оригинальными методами исследования гидрогеология.

Но изучая геологические условия распространения подземных вод и разрешая проблемы технического использования грунтовых вод, их динамики и режима, исследователи-гидрогеологи в большинстве случаев игнорировали тот факт, что подземные воды циркулируют в пределах того периферического слоя земной коры, который является субстратом растительности.

Между тем в связи с этим возникает ряд вопросов, чрезвычайно существенных для гидрогеологии. Так, мы не знаем, какую роль играет транспирация в балансе подземных вод, и до сих пор не удается количественно проследить эту важнейшую статью водного баланса.

В большинстве случаев нам неизвестно, какие виды растений и какие растительные формации обусловливают наиболее интенсивную транспирацию.

До сих пор идет горячая дискуссия о дренирующем воздействии древесной растительности на грунтовые воды. Противоречивые и иногда сомнительные соображения на этот счет, высказываемые различными гидрогеологами, не подкреплены экспериментальным материалом. Детально разработанной методики исследований в этой области нет. Лизиметрические приемы, отвечающие требованиям агрономии, для гидрогеологии должны быть изменены коренным образом.

Наконец, не менее важный и актуальный вопрос о возможности использования при изысканиях на воду экологических и флористических данных и вопрос о существовании растений — «индикаторов» глубины залегания и качества грунтовых вод остаются неразработанными.

Наиболее крупными работами по вопросу о связи между лесной растительностью и грунтовыми водами являются работы П. В. Отоцкого [1]. Весьма ценные указания по этому вопросу имеются также в работах Г. Н. Высоцкого [3], а отчасти Измаильского [4]. О связи степной растительности юго-востока с грунтовыми водами имеется работа Ф. П. Саваренского [2].

Между тем, правильное изучение основных экологических закономерностей, особенно в засушливых областях, дает в руки исследователю ключ к пониманию условий залегания подземных вод.

Мы наметили лишь несколько проблем, имеющих особенно существенное значение в практике гидрогеологических исследований. Опыт США убеждает нас, что эти проблемы вполне разрешимы и что практическое значение их огромно. Десять лет тому назад Мейнцер провел наблюдения в засушливых степях на западе Америки, и ему удалось выделить группу растений - «фреатофитов», [1] распространенных в местах с относительно высоким уровнем стояния грунтовых вод. На основе статистической обработки наблюдений Мейнцер установил, что ряд фреатофитных растений связан с совершенно определенными (для данной области) глубинами залегания грунтовой воды. [2] Спустя 5 лет Уайт поставил наблюдения над транспирацией для выявления роли ее в балансе грунтовых вод.

Но Мейнцер и Уайт только наметили пути фито-гидрогеологических исследований. Подобные работы должны быть комплексны и должны разрешаться совместными усилиями гидрогеологов, геоботаников, физиологов и почвоведов.

В 1935 г. Геологическим институтом Академии Наук СССР была поставлена небольшая работа на тему «Связь растительности с грунтовыми водами». Работа проводилась на Эльтонском стационаре Почвенного института им. Докучаева в Каспийской низменности.

За отсутствием достаточных средств пришлось ограничиться лишь исследованием вопросов пространственной связи фреатофитных видов растений с грунтовыми водами. Группа фреатофитов в условиях полупустынь охватывает несколько экологических классов, и с одинаковым успехом к фреатофитным растениям могут быть отнесены и ксерофиты, и гидрофиты и мезофиты. [3] Поэтому, прежде чем приступить к установ-

[1] Термин «фреатофит» (в переводе с греческого — «колодезное растение») введен Мейнцером.

[2] Я. Свет.

[3] Классы ксерофитов, гидрофитов и мезофитов выделены Варминтом. В основу его классификации положена совокупность экологических факторов, причем доминирующим элементом в этом комплексе является вода. Так, ксерофиты — растения пустынь, потребляющие относительно немного влаги и имеющие специальные ткани, которые предохраняют растение от избыточного испарения. Гидрофиты—водолюбивые

лению определенной пространственной зависимости между растительностью и глубиной залегания грунтовых вод, необходимо было весьма детально изучить геоморфологические и почвенно-ботанические особенности района и составить возможно более полный флористический список.

Район стационара находится в северной части Каспийской низменности, молодой страны с весьма слабо расчлененным рельефом. Ландшафт Каспийских равнин прекрасно описан в работах В. С. Богдана [5], и особенно в работе Димо и Келлера [6].

Уже эти авторы отметили, что основными элементами морфологии Каспийской равнины являются микродепрессии и микроповышения, определяющие резкую изменчивость (комплексность) почв и растительного покрова.

В. С. Богдан в своих работах по Валуйской опытной станции дал очень удачное определение элементам, определяющим изменчивость и пестроту равнинного ландшафта. Он определил совокупность разнообразных и физиономически отличных друг от друга форм микрорельефа термином комплексность. Богдану же принадлежит весьма ценное исследование о причинах, вызывающих эту комплексность.

В зависимости от глубины западинок и высоты едва заметных на-глаз повышений коренным образом изменяется облик почв. Если на повышениях развиты солончаковые солонцы, то уже в небольших (до 5—7 см глубиной) западинках появляются рассоленные почвы, иногда лишенные структурных признаков солонцов.

В более крупных западинах развиты темноцветные почвы черноземовидного облика и, наконец, в древних микродепрессиях — лиманах — темноцветные почвы сменяются наиболее рассоленными почвами — солодями. От «злого» солонца до солоди в пространстве на сравнительно небольшой площади в 100—200 м² выдерживаются постепенные переходы в облике почв, причем, продвигаясь от солонцовых повышений к депрессиям, можно наблюдать и весьма закономерные изменения в физиономии растительного покрова.

Комплексность здесь выражается очень ясно и четко: к солонцам приурочена чернополынная ассоциация, на периферии повышений в ассоциации черной полыни (*Artemisia pauciflora* + *Kochia prostrata*) появляется типчак (*Festuca sulcata*). Типчак развит везде на межпадинных водоразделах, но, однако, он не подымается на наиболее приподнятые элементы степного микрорельефа. В западинах встречается ковыльная ассоциация (*Stipa capillata*, *Medicago falcata*, *Galium verum*), причем растительность этих видов занимает центральную часть микродепрессий, а на периферии разбавляется типчаком.

Условия микрорельефа определяют и закономерности в глубине залегания грунтовых вод. Обычно в весеннее время в западинках грунтовые воды имеют более высокий уровень, нежели на возвышениях. Это объясняется тем, что выщелоченные почвы западин более водопроницаемые, чем солонцы. Таким образом, происходит, следуя терминологии Высоцкого, потускулярное питание грунтовых вод.

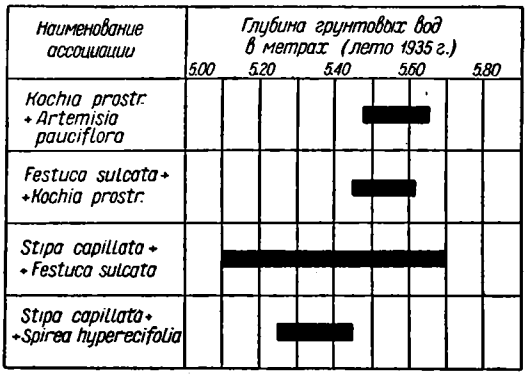
Так как верхний комплекс каспийских осадков представлен слабо водопроницаемыми суглинками, то поступающие через потускулу-западинку грунтовые воды накапливаются в участке западинки и крайне

растения, распространенные преимущественно в болотистых местах. Мезофиты приурочены к нормально увлажненным климатическим зонам умеренного пояса. Естественно, что фреатофиты при определенных условиях могут развиваться в сухом — жарком климате и в обстановке, благоприятной для гидрофитной растительности. Это объясняется тем, что группа фреатофитов определяется и по совокупности экологических факторов и по характеру связи растения с грунтовыми водами. А условия залегания грунтовых вод и их режим могут быть весьма сходны в самых различных климатических провинциях.

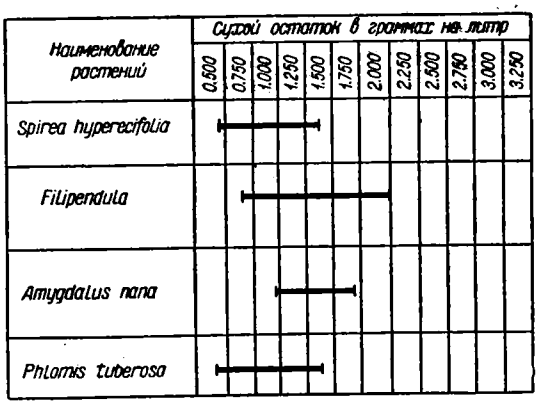
медленно растекаются в стороны. К концу лета уровень грунтовых вод становится обратным рельефу.

Глубина залегания верхнего водоносного горизонта для района стационара варьирует в пределах от 5.50 м в западинах до 6.50 м под солонцовыми повышениями.

Ясно, что в условиях замедленного подземного стока (овраги или ручьи, дренирующие грунтовые воды, отсутствуют) воды верхнего водоносного горизонта имеют определенный, но изменяющийся во времени и пространстве физико-химический облик.



Фиг. 1. График зависимости различных растительных ассоциаций от уровня грунтовых вод.



Фиг. 2. Зависимость между акцессорными видами на выщелоченных западинах и минерализацией грунтовых вод.

Обменные реакции между темноцветными почвами и грунтовой водой западин, а также между солонцами и грунтовой водой повышений протекают по-разному. Но поскольку грунтовые воды имеют некоторые скоростные характеристики, в определенные отрезки времени происходит «смещение комплекса». Связывая явления комплексности почв, растительности и грунтовых вод, мы видим, что все эти компоненты сложной трехчленной системы находятся во взаимной динамической зависимости.

В исследуемой части Каспийской степи, где разность глубин грунтовых вод в различных элементах рельефа незначительна (до 1 м) и глубина залегания водоносного горизонта примерно постоянна, возможна лишь косвенно сопряженная связь растительности с грунтовыми водами. Распределение растительных ассоциаций зависит от изменений в пространстве почвенного покрова.

Растений-«фреатофитов» в истинном смысле этого слова в исследованном участке каспийской равнины нет. Об этом свидетельствует и график зависимости ассоциации от уровня грунтовых вод (фиг. 1).

Мы уже отметили, что к выщелоченным почвам западин приурочена ковыльная ассоциация. В некоторых случаях в ассоциации *Stipa capillata* + *Galium verum* или *Stipa capillata* + *Medicago falcata* появляются довольно редкие для района исследования виды таволги (*Spirea hypenecifolia*), дикого миндаля (*Amygdalus nana*), *Filipendula* и т. п. В западинах грунтовые воды, обычно весьма минерализованные (в среднем воды в Приэльтонском районе имеют сухой остаток 8—10 г/л), значительно опреснены.

При изучении солевого профиля почв было установлено, что по сравнению с понижениями, где развита ковыльная ассоциация безакцессор-

ных видов, почвы западинок с таволгой или *Filipendula* значительно более выщелочены (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Анализ водных вытяжек и грунтовой воды по западинкам с почвами различной степени выщелоченности
(в г/л)

№ горизонта	Глубина в см	HCO_3	CO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na	Сухой остаток
Западинка с нормальными темноцветными почвами									
1	1—5	0.063	нет	нет	0.013	0.01	0.017	нет	0.064
2	35—40	0.06	»	следы	0.018	0.013	0.005	»	0.047
3	85—90	0.066	»	»	0.018	0.015	следы	»	0.084
4	150—155	0.068	»	»	0.08	0.023	»	»	0.124
5	195—200	0.047	»	»	0.354	0.143	0.019	»	0.631
6	254—274	0.039	»	»	0.474	0.019	0.013	0.201	0.805
7	434—454	0.046	»	0.021	0.096	0.028	0.01	0.027	0.236
8	514—534	0.041	»	0.042	0.558	0.163	0.019	0.110	0.946
9	грунтовая вода	0.215	»	2.932	2.850	0.725	0.241	не опр.	8.66
Западинка с выщелоченными темноцветными почвами									
1	0—5	0.021	нет	нет	нет	0.014	нет	нет	0.050
2	35—40	0.02	»	»	»	0.017	следы	»	0.048
3	80—85	0.031	»	»	следы	0.032	0.008	»	0.071
4	150—155	0.047	»	»	0.010	0.145	0.011	»	0.196
5	200—205	0.015	»	следы	0.045	0.138	0.025	»	0.645
6	260—265	0.018	»	»	0.020	0.079	0.030	»	0.139
7	430—435	0.04	»	»	0.110	0.115	0.042	следы	0.278
8	510—515	0.025	»	0.015	0.093	0.128	0.040	»	0.214
9	грунтовая вода	0.079	не опр.	0.221	0.217	0.238	0.089	не опр.	0.976

В этих условиях косвенная связь между растительностью и грунтовыми водами проявляется особенно четко. В данном случае ряды редко встречающихся видов степной флоры являются индикаторами опресненных вод. На фиг. 2 приведены данные, которые свидетельствуют об этой зависимости.

В условиях Каспийской степи поиски слабо минерализованных грунтовых вод задача далеко не легкая. Морфологически наиболее интенсивно выщелоченные почвы мелких западин весьма сходны с нормально-рассоленными разностями. Поэтому поиски опресненной воды по растительности имеют большое значение не только при исследовательских работах специального назначения, но и в практике местного водоснабжения, а также проведения местных ирригационных мероприятий.

Статья закончена 15/II 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Отоцкий П. В. Ч. 1, Грунтовые воды, их происхождение, жизнь и распределение; ч. 2, Грунтовые воды и леса, преимущественно на равнинах средних широт, 1905.
2. Саваренский Ф. П. Роль лиманов в гидрогеологии Заволжских степей, «Водное хозяйство и мелиорация», № 4—12, 1922.
3. Высоцкий Г. Н. Лесные культуры в Мариупольском опытном лесничестве, 1901.
4. Измаильский А. А. Влажность почвы и грунтовая вода в связи с рельефом местности и культурным состоянием поверхности почвы.
5. Богдан В. С. Труды Валуйской опытной сел.-хоз. станции.
6. Димо и Келлер. В области полупустынь.

В. МЕХАНИКА И ФИЗИКА ГОРНЫХ ПОРОД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

А. Е. ФЕДОСОВ

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ГОРНЫХ РЫХЛЫХ ПОРОДАХ ПРИ УСАДКЕ И РАЗБУХАНИИ

ВВЕДЕНИЕ

Горная рыхлая порода, которую мы в дальнейшем условно будем называть грунтом, может под влиянием давления деформироваться. Внешне это выражается в осадке скелета грунта, т. е. твердой минеральной его части, и сопровождается вытеснением воды из междучастичных пространств, если вода заполняет эти пространства нацело. При этом в грунте совершаются физические и механические явления, изменяющие состояние его жидкой и твердой фаз.

По мере сокращения объема пор находящаяся здесь вода изменяется, становясь все более и более вязкой, способной воспринимать растягивающие усилия. Силы взаимной связи между водой в скважинах грунта и скелетом грунта в процессе сжатия не остаются постоянными. Изменяется также состояние грунтового скелета за счет смещений отдельных его частей.

Согласно воззрениям некоторых ученых, вода в порах грунта может воспринимать, а также и развивать, весьма большие растягивающие усилия, исчисляемые в некоторых случаях сотнями килограммов на квадратный сантиметр площади их действия.

Исчисление так называемого капиллярного давления воды в грунте производится, исходя из принципов гидроемкости грунтового скелета. Однако при этом не учитывается физическое состояние последнего. Между тем состояние грунтового скелета не может не отражаться на величине капиллярного давления находящейся здесь воды, потому что оно влияет на весь компрессионный процесс в целом. Это легко усматривается из сопоставления диаграмм «коэффициент пористости — давление», полученных для одного и того же грунта, но для разных состояний; например, для грунта с нарушенным и ненарушенным состоянием сложения скелета.

Можно полагать, что одна величина внешнего давления на грунт не вполне определяет внутреннее его состояние. Водоотдача грунта под давлением, а с ней и осадка скелета, определяются не только интенсивностью давления, но и связностью минеральной части грунта, прочностью его структуры.

Познание совершающегося в грунте компрессионного процесса требует полного уяснения той роли, которая падает при этом на отдельные компоненты, главнейшими из которых являются вода и грунтовый скелет.

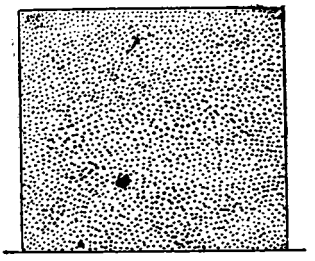
Грунтовая масса

Если два разнородных материала — порошкообразный сухой грунт и воду — смешать вместе и притом так, чтобы получилась масса, не содержащая в себе воздушных пустот, то эту массу можно назвать грунтовой массой.

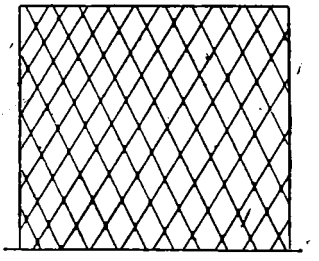
Если рассматривать грунты на некоторой глубине их залегания, а именно ниже уровня грунтовых вод, когда в них нет свободных для воздуха пустот, то, согласно существующим воззрениям, эти грунты называются также грунтовой массой.

Однако, при сопоставлении этих грунтовых масс между собой, можно легко установить различие между ними, заключающееся в следующем. Искусственную смесь порошкообразного грунта и воды можно представить на разрезе в виде тела, в котором порошкообразный грунт, может быть, и плотно, но относительно равномерно, распределен по всему объему воды. Схематически подобное состояние представлено на фиг. 1.

В рассматриваемом состоянии грунт является системой, в которой твердая фаза находится в неустойчивом равновесии. При воздействии давления это равновесие твердой фазы нарушается. По мере отжатия воды из междучастичных пространств грунтовые частички смещаются друг относительно друга и воспринимают давление, взаимодействуя друг с другом по направлениям силовых линий. Это вызывает перерас-



Фиг. 1. Схематическое изображение искусственно приготовленной грунтовой массы.



Фиг. 2. Схематическое изображение грунта естественного сложения.

пределение грунтовых частичек по объему массы и сведение их в некоторую систему, работающую на восприятие механических усилий.

Условно такую систему можно представить в виде некоторой пространственной решетки той или иной конфигурации, например, решетки взаимнодиагонального строения,[1] показанной на фиг. 2.

В характере распределения твердых компонентов заключается принципиальное различие между грунтом в виде приготовленной простым смешением грунтовой массы и грунтом, залегающим в природе. Различие между образцами одного и того же грунта, но находящегося в разных состояниях, выявляется на отношении их к нагрузкам, что хорошо видно из соответствующих диаграмм «коэффициент пористости — давление». Здесь образцу с нарушенным сложением минерального скелета соответствует диаграмма более интенсивного уплотнения по сравнению с образцом, сохраняющим структуру ненарушенной.

Указанное во втором случае строение грунтового скелета характеризуется наличием в грунте двух, принципиально отличных друг от друга, категорий пор (скважин), а именно: 1) поры (скважины) между грунтовыми частичками в структурных элементах скелета, 2) поры (скважины) между отдельными структурными элементами скелета, причем последние, таким образом, являются аггрегатами грунтовых частичек.

Качественное различие этих категорий пор очевидно, хотя они, взятые каждая в отдельности, и могут быть достаточно малы по абсолют-

[1] В природных условиях микроструктура грунтов является весьма сложной пространственной системой, отличной от нашей условной схемы.

ному выражению. Во всяком случае их в грунте можно различать как микро- и ультрапоры.

Грунты, залегающие в природе, подвергаются воздействию ряда факторов, [1] в том числе давлению вышележащих слоев земной коры. Вследствие этого они обладают определенной структурой сложения своего скелета.

Вначале мы указали на существующее представление о том, что грунты, залегающие в природе ниже уровня грунтовых вод, когда все поры их заполнены водой и не содержат воздуха, должны быть определены как грунтовая масса. В виду же изложенного такое определение было бы не вполне исчерпывающим. Грунты, залегающие в природе ниже уровня грунтовых вод, следовало бы определять не только как грунтовую массу, но как структурную грунтовую массу.

Компрессия грунтов

К о н с о л и д а ц и я г р у н т о в о г о с к е л е т а. В огромном большинстве случаев грунты, залегающие в земной коре ниже уровня грунтовых вод, представляют собой системы, состоящие из двух фаз: жидкой, каковой является вода с растворенными в ней веществами, и твердой — твердой минеральной части грунтового скелета. Вследствие этого возможные смещения элементов грунтового скелета можно рассматривать совершающимися в жидкой среде.

Наиболее простой случай подобных перемещений отдельных минеральных частичек в жидкой среде представляет осаждение дисперсных систем в водоемах, воспроизводимое, с известным приближением к совершающемуся в природе, лабораторным опытом на седиментацию грунтовых суспензий.

По своему характеру седиментация грунтовой суспензии есть процесс уплотнения дисперсной системы. Отличительной особенностью данного процесса является то, что осаждение отдельных частичек совершается почти независимо друг от друга лишь под влиянием собственного их веса. Скорости осаждения зависят от объема и формы частичек и, подсчитанные по известной формуле Стокса, измеряются величинами порядка от целых единиц до небольших долей единицы см/сек (1×10^{-4}).

В результате выпадения минеральных частиц из суспензии на дне образуется осадок. Переход частиц в осадок сопровождается потерей ими скорости. Каждая из осевших частичек давит своим весом на другие в месте своего оседания, чем вызывается общее уплотнение осадка.

Уплотнение осадка есть внешнее выражение перемещений частичек. Однако эти перемещения совершаются в иных условиях, в условиях взаимного соприкосновения осевших частичек.

Отличительной особенностью процесса уплотнения в этом случае является то, что перемещение отдельных частичек становится возможным лишь в зависимости от смещения окружающих и совершается под влиянием веса всего вышележащего слоя осадка. Скорости перемещения частиц в осадке зависят от сопротивления взаимного их трения, а также от сопротивления воды при вытеснении ее из междучастичных пространств. Скорости здесь измеряются величинами порядка до 1×10^{-12} см/сек и менее.

Таким образом, процесс уплотнения осадка по своему характеру иной по сравнению с рассмотренным выше процессом седиментации. Он называется компрессионным процессом.

---

[1] Физико-химическое взаимодействие отдельных грунтовых частичек в присутствии растворов кислот и солей может привести к цементации их в одно целое.

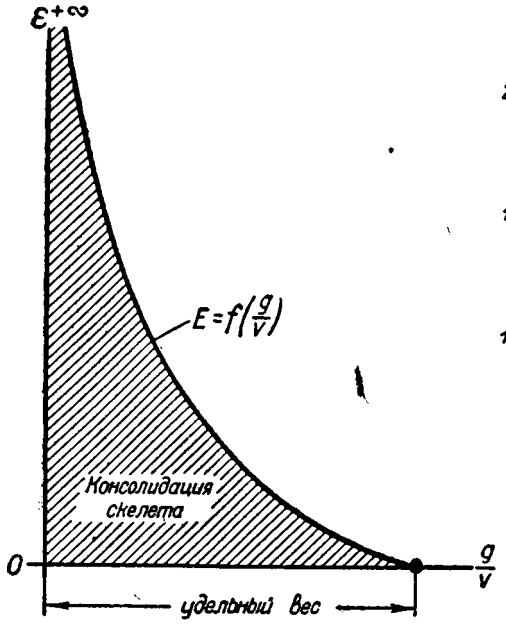
Одним из основных признаков, по которому можно различать состояние дисперсных систем, является количественное соотношение твердой фазы, приходящейся на единицу объема. Аналитически это может быть выражено через коэффициент приведенной пористости дисперсной системы уравнением:

$$\varepsilon = \frac{\gamma - \delta}{\delta}, \qquad (1)$$

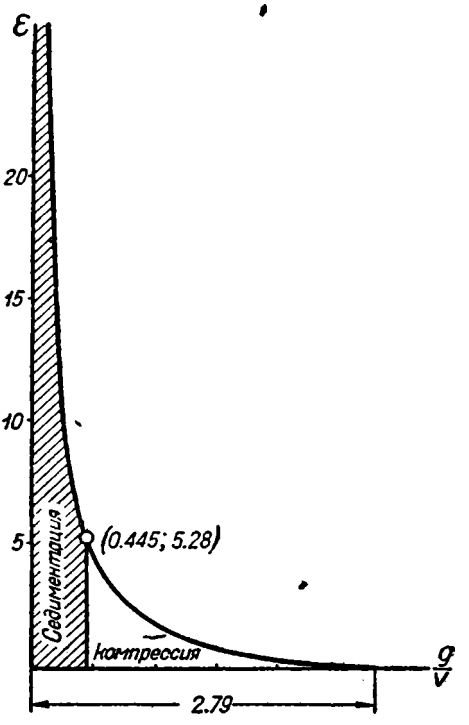
где ε — коэффициент приведенной пористости, представляющий отношение объема, не занятого твердой фазой, к объему твердой фазы,

γ — удельный вес твердой фазы,

δ — вес твердой фазы в единице объема.



Фиг. 3. Графическое выражение зависимости коэффициента приведенной пористости и плотности дисперсных систем.



Фиг. 4. Процессы седиментации и компрессии для майкопской глины.

В случае, когда твердая фаза по минералогическому составу однородна, коэффициент приведенной пористости является функцией ее объемного веса.

Графическое выражение уравнения (1) представлено на фиг. 3, где кривая $E = f\left(\frac{G_s}{V_{sw}}\right)$[1] асимптотически приближается к оси ординат и обращается в нуль, когда объемный вес дисперсной системы становится равным удельному весу ее твердой фазы, т. е. когда пористость системы обращается в нуль.

Указанное выше различие между процессом седиментации и процессом компрессии позволяет рассматривать кривую $E = f\left(\frac{G_s}{V_{sw}}\right)$ как бы состоящей из двух частей, причем границей раздела является, как это

[1] G_s — вес твердой фазы в рассматриваемом грунте;
V_{sw} — объем этого грунта.

следует из предыдущего, значение коэффициента приведенной пористости для выпавшего из суспензии осадка. Часть кривой выше этой границы выражает, следовательно, процесс седиментации данной дисперсной системы, ниже — процесс ее компрессии.

Вполне вероятно, что компрессионный процесс при высоких давлениях сопровождается явлением перекристаллизации материала твердой фазы, т. е. явлением метаморфизма породы. При сжатии дисперсной системы после некоторого предела наступают процессы метаморфизма. Однако явление метаморфизма породы представляет весьма сложный процесс, в котором существенную роль играет не только механическое сжатие, но также термические условия и химические факторы.

В табл. 1 приведена характеристика грунтов, с которыми велась работа.

ТАБЛИЦА 1

Наименование грунта, номер и место взятия образца	Диаметр фракций в мм и их содержание в %						Удельный вес	Набухание по Рутковскому в %	Число пластичности по Аттербергу
	> 0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	< 0.001			
Глина майкопская, обр. № 14, г. Красноармейск, балка Солянка, шурф 543 глубиною 11 м	0.03	2.55	16.44	40.69	14.55	25.79	2.73	50	24.43
Глина юрская (оксфорд), обр. № 3, Москва, строительство метрополитена, шахта № 75 глубиною 27 м	0.14	8.99	16.69	39.60	15.31	19.27	2.82	34	32.92
Суглинок покровный (карбонатный), обр. № 1, ст. Мордвес, ж.-д. линия Москва — Донбасс, резерв на 29 км, глубина 1.8 м	4.12	11.12	27.27	45.34	4.80	7.35	2.64	24	6.19

Седиментация производилась нами в мерных 2-литровых цилиндрах с внутренним диаметром 7.5 см и высотой 45 см. В каждом опыте бралось 100 г порошкообразного грунта, высушенного при + 105° С.

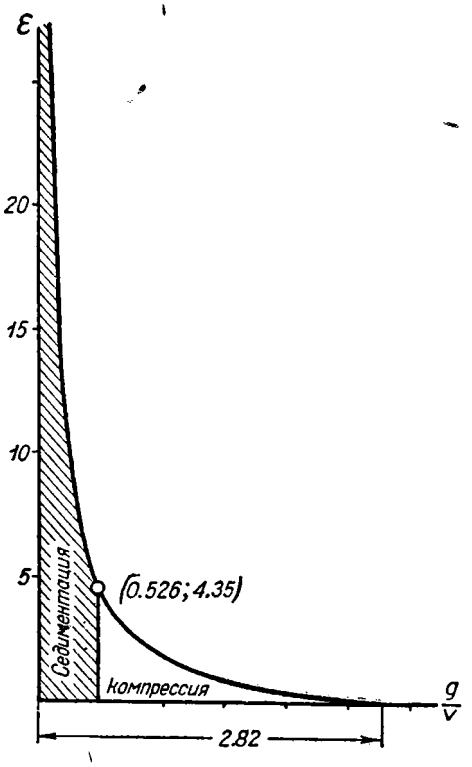
Из приведенных графиков (фиг. 4, 5, 6) видно, что пористость седиментированного осадка для разных грунтов различна, но выше у более дисперсных грунтов.

Изменение состояния воды в междучастичных пространствах грунта. Компрессионный процесс слоя грунта возможен при наличии на поверхности его давления. Давление может быть создано весом вышерасположенной толщи грунта или весом какого-нибудь сооружения.

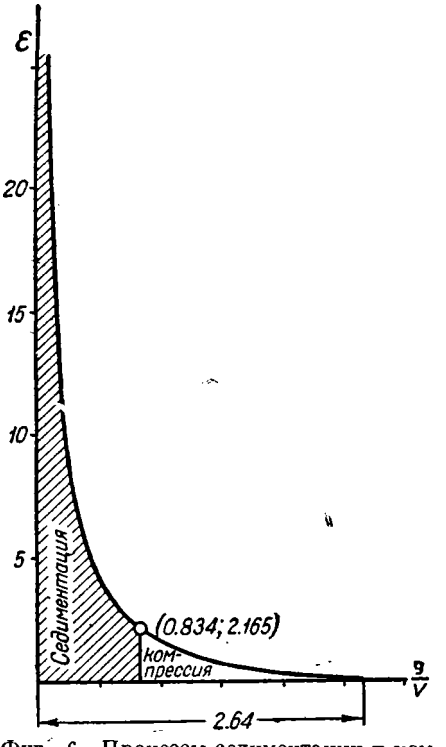
Количественным выражением компрессионного процесса для грунта, состоящего из жидкой и твердой фаз, и являющегося в этом случае системой двухфазной, может служить влажность, так как уплотнение грунтового скелета здесь возможно лишь в меру отжатой из грунта воды.

Но только количественная характеристика по влажности не может быть достаточной для оценки общего состояния уплотненного грунта вследствие того, что находящаяся в междучастичных пространствах вода, по мере сокращения ее объема, все больше и больше претерпевает

изменения в своем физическом состоянии. Известно, например, что так называемая пленочная вода, т. е. вода, ограниченная тончайшими размерами, по целому ряду физических показателей отличается от воды в широких сосудах. Так, пленочная вода обладает повышенной плотностью (плотность больше единицы), значительно пониженными температурами замерзания (например, по Боюкосу до $t = -78°$ С), упругими и пластическими свойствами. Наблюдениями проф. Б. В. Дерягина установлено, что при толщине водного слоя $h = 0.09\ \mu$ ($\mu = 0.001$ мм) модуль сдвига воды лишь в 300 раз меньше, чем модуль сдвига свинца.



Фиг. 5. Процессы седиментации и компрессии для юрской глины (оксфорд).



Фиг. 6. Процессы седиментации и компрессии для лёссовидного карбонатного суглинка.

Переходя к рассматриваемому компрессионному процессу в грунтах, следует иметь в виду, что вода в междучастичных пространствах грунта смачивает отдельные грунтовые частички и, благодаря этому, соприкасается с относительно большой поверхностью. Отношение этой поверхности смачивания к объему воды в грунте в процессе компрессии возрастает вследствие происходящего сокращения объема пор. Физически это означает, что доля воды на поверхности смачивания (пленочная вода) в общем ее запасе все больше и больше возрастает, т. е. в грунте все больше и больше изменяется физическое состояние остающегося запаса. Для того чтобы пояснить сказанное по поводу процесса изменения вида воды в порах грунта, рассмотрим этот процесс на примере одной скважины.

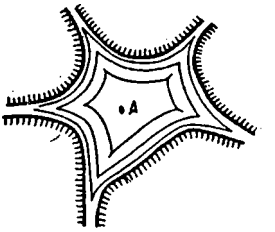
Пусть в междучастичной скважине, изображенной схематически на фиг. 7, находится вода, заполняющая эту скважину нацело.

Пусть, далее, происходит сближение грунтовых частичек (например, при сжатии грунта прессом). Следствием этого будет вытеснение воды из скважины.

Рассматривая некоторую элементарную частицу воды A в скважине, мы на основании положения физики можем заключить, что от того, в каком месте скважины находится рассматриваемая частица воды, будет зависеть и ее физическое состояние. Например, на периферии скважины, т. е. на границе раздела поверхностей воды и грунтовых частичек, вода является пленочной. Наоборот, в центре скважины она отличается от поверхностной в сторону приближения ее к обычной воде в широком сосуде.

Вполне очевидно, что при сокращении объема скважины будет происходить перемещение воды из центральной зоны в зону поверхностную. При этом она будет приобретать и все присущие поверхностной воде физические качества. Следовательно, изменение количества воды в порах грунта сопровождается изменением качества ее, причем сокращение объема пор сопровождается переходом части воды в пленочное состояние.

Из сказанного вытекает, что вода в скважинах грунта во всех случаях качественно неоднородна. Эта неоднородность есть следствие неодинаковости отдельных скважин, которые изменяются от некоторого максимума до минимума по закону непрерывной кривой аналогично тому, как это имеет место для гранулометрических элементов твердой фазы грунта.[1] Но и в пределах одной какой-нибудь скважины неоднородность воды имеет место, так как она есть следствие неравномерного расстояния частиц воды в скважине относительно поверхности раздела вода — грунт, а значит неодинакового действия сил молекулярного взаимного притяжения.



Фиг. 7. Схематический разрез грунтовой скважины.

Опыт различных исследований учит, что влияние поверхностных слоев воды (на границе раздела) при сокращении объема возрастает, причем поверхностные слои можно представить себе как бы сжатыми силами притяжения к поверхности частиц.

Отсюда вытекает, что для того чтобы произошла разгрузка сжатого поверхностного слоя воды и возвращение его в первоначальное, относительно несжатое состояние, необходимо, чтобы внутрь покрываемого этим слоем объема поступило некоторое, вполне определенное количество воды.

Упомянутые нами выше особенности для воды в тонких пленках имеют, по нашему мнению, существенное значение при оценке компрессионного процесса для высокодисперсных грунтов, так как, с одной стороны, вода пор, видоизменяясь и приобретая способность нести нагрузку, частью разгружает скелет грунта от производимого давления, с другой стороны — представляя собой энергетический фактор в компрессионном процессе, определяет процесс разбухания грунта, о чем будет сказано ниже.

Взаимодействие нагрузки, грунтового скелета и воды в порах грунта

Вследствие принципа несжимаемости грунта, состоящего из твердой и жидкой фаз,[2] уплотнение его возможно при обеспечении возможности выхода воды из междучастичных пространств. Обеспечить это можно проще всего, передавая давление на грунт через дренирующую прокладку, каковой может служить любая жесткая крупнопористая прослойка, например, слой крупнозернистого песка.

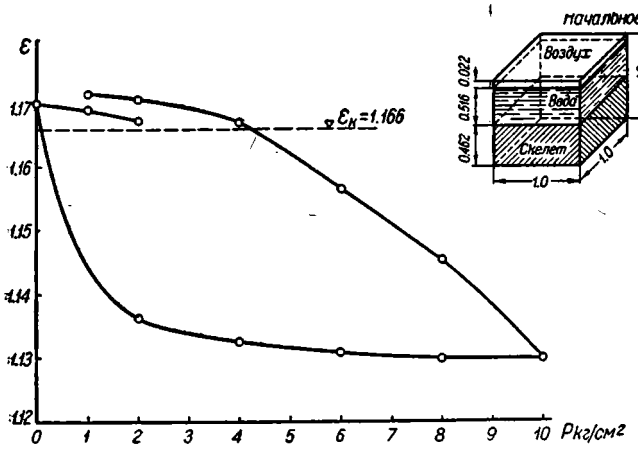
[1] Гранулометрический анализ пор в грунте для характеристики самого грунта не менее интересен, чем гранулометрический анализ твердой его фазы.

[2] Принцип Терцаги.

Из этого следует, что давление на воду в порах грунта передается через грунтовый скелет вследствие происходящих в нем деформаций.

Рассмотрим сжатие грунта, выделяя процессы, сопровождающие твердую и жидкую фазы.

Если деформации грунтового скелета упругие, тогда соответствующий этому компрессионный процесс будет обратимым процессом, т. е. грунт, освобожденный от сжимающей его нагрузки, при условии свободного доступа к нему воды, в этом случае восстановит исходное значение своей пористости. Примером подобной, упругой работы грунта под нагрузкой может служить наше компрессионное испытание, выполненное с образцом майкопской глины, взятой с глубины 17.0 м от земной поверхности (фиг. 8). Испытание производилось в кольце Терцаги под водой,



Характеристика	Числа
Влажность %	40.25
Объемный вес (влажн)	1.80
Удельный вес	2.78
Заполнение пор водой %	96

ε / P		0	1	2	4	6	8	10	$P_н$
Цикл	сжатие	—	1.173	1.171	1.167	1.156	1.145	1.129	1.166
	разбухан.	1.171	—	1.136	1.132	1.130	1.129	1.129	—
2й	сжатие	—	1.170	1.168	—	—	—	—	—

Фиг. 8. Диаграмма коэффициент порозности — давление для майкопской глины с глубины 17 м (ненарушенное состояние).

причем исходное состояние образца грунта соответствовало естественному состоянию в природе (ненарушенная структура и влажность).

Как видно из приведенной на фиг. 8 диаграммы, пористость в грунте после разгрузки полностью восстанавливается.

Но усилия на грунтовый скелет могут превосходить определенный предел, и тогда деформации в скелете будут не упругими, а остаточными. В подобном случае пористость грунта после разгрузки от сжимающего давления, очевидно, уже не может быть полностью восстановлена. Соответствующий данному случаю компрессионный процесс будет, следовательно, необратимым процессом, вследствие чего грунт получит остаточное уплотнение.

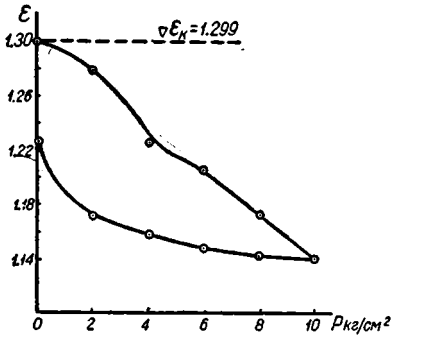
Примером такой невосстанавливающейся деформации грунта может служить компрессионное испытание майкопской глины, исполненное нами для образца с глубины 11.0 м (фиг. 9). Сжатие породы производилось во всем аналогично предыдущему.

Как видно из этой диаграммы, пористость в грунтовом образце после разгрузки от сжимающего давления полностью не восстанавливается.

Вместе с сокращением объема пор происходит, как об этом уже сказано ранее, видоизменение находящейся в грунте воды.

Для того чтобы отжать воду из грунта, нужно, очевидно, сообщить ей некоторый напор. Величина напора воды в грунтовых порах должна превысить сопротивление продвижению в междучастичных промежутках. Так как при сжатии грунта объем отдельных скважин уменьшается и, вследствие этого, возрастает сопротивление протеканию в них воды (увеличивается вязкость воды), то напор воды в грунтовых порах в ходе компрессионного процесса должен возрастать.

При стабилизации осадки грунтового скелета напор воды в микроскважинах, повидимому, не обращается в нуль, а выражается величиной сопротивления в наиболее узких промежутках. Таким образом, вода, заключенная в микроскважинах грунта при стабилизации осадки, не разгружается от давления грунтового скелета, а остается под некоторым напором, т. е. несет соответствующую часть общей нагрузки на грунт.

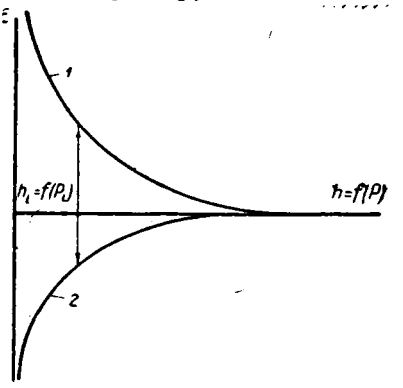


ε \ P		0	2	4	6	8	10
Линия	сжатие		1.279	1.223	1.206	1.173	1.140
	разбухан.	1.225	1.171	1.159	1.148	1.142	1.140

Фиг. 9. Диаграмма коэффициент пористости — давление для майкопской глины с глубины 11 м (ненарушенное состояние).

Другая сторона процесса отжатия воды из грунтовых пор заключается в следующем.

Некоторый объем воды удерживается в порах грунта, как известно,



Фиг. 10. Диаграмма активных и реактивных сил в грунте.

силами молекулярного притяжения грунтовых частичек. Отжатие воды за счет этой ее части требует затраты работы против сил взаимного притяжения частиц воды и грунтового скелета. При этом чем меньшая толщина водной пленки остается на поверхности грунтовых частичек, тем бóльшую силу понадобится приложить для преодоления взаимной связи воды и скелета.

Так как уменьшение толщины водной пленки в грунтовой скважине не сопровождается сокращением действующей поверхности грунтовых частичек за счет увеличения площади контакта в такой мере, чтобы поверхностная энергия нейтрализовалась остающимся в скважине количеством воды, то все бóльшая часть этой энергии остается свободной, в связи с чем вода приобретает соответственно возрастающий силовой потенциал. Этот потенциал пленочной воды в грунтовых порах определяет движение свободной воды извне внутрь грунта к местам нахождения водных пленок и совершающуюся при этом работу по смещению отдельных элементов грунтового скелета.

Разбухание грунта в воде является результатом работы воды, поступающей в поры грунта.

На фиг. 10 представлена теоретическая диаграмма активных и реактивных факторов в грунте.

Кривая *1* представляет изменение потенциала пленочной воды E в порах грунта в зависимости от толщины водной пленки h или от величины компрессионного усилия на грунт P.

Кривая *2* отражает происходящее при этом нарастание остаточных деформаций в грунтовом скелете.

Так как ординаты кривой *1*, очевидно, характеризуют активный фактор в грунте, а ординаты кривой *2* — реактивный, то состояние грунта для данного уплотнения P определяется по показанию этих кривых как результат алгебраического суммирования ординат для данного значения абсциссы P_i.

Когда силы активные превышают силы реактивные, тогда грунт в присутствии воды способен разбухать.[1]

Из сказанного следует, что внешнее давление на грунт вызывает как в грунтовом скелете, так и в воде, заключенной в порах, соответствующие переформирования, физическое значение которых различно.

В связи с этим мы полагаем, что и работу, затрачиваемую на эти переформирования в грунте, также следует различать. А именно:

1. Работа, затрачиваемая на переформирования в грунтовом скелете, характеризующая необратимый процесс сжатия грунта, так как за пределом упругости грунтового скелета приводит к рассеиванию энергии, в связи с чем грунт получает остаточные деформации сжатия.

2. Работа, затрачиваемая на переформирования в воде в порах, характеризующая обратимый процесс сжатия грунта, так как приводит к созданию в остающейся в порах воде определенного силового потенциала, причем этим последним определяется явление обратного увеличения объема грунта в присутствии свободной воды (явление разбухания).

Разбухание грунтов. Так как вода в грунтовых порах, видоизмененная в компрессионном процессе до состояния пленочной, размещена по всему грунту, то из этого следует, что силы связи между отдельными элементами грунтового скелета, поскольку они вызываются действием пленочной воды, относятся ко всему грунтовому объему, а не только к поверхности, т. е. к менискам на границе раздела вода — воздух.

Указанное следствие мы считаем нужным подчеркнуть, так как с нашей точки зрения оно является основным для понимания механики процесса разбухания грунта.

Если кусок глинистого грунта, уплотненный прессом или после усыхания, погрузить в воду, то он начнет разбухать. Несмотря на то, что поры в грунте до погружения в воду были нацело заполнены водой, все же вода извне проникает внутрь грунта. При этом вода раздвигает стенки отдельных скважин, следствием чего и является увеличение объема грунта.

Работа воды затрачивается на преодоление сопротивлений грунтового скелета, в виду производимых в нем смещений, а равно также и на преодоление сопротивлений продвижению ее в междучастичных пространствах. Процесс разбухания грунта протекает до тех пор, пока активные силы воды не уравновесятся реактивными силами грунтового скелета. Из этого следует, что окончание процесса разбухания в грунте не означает того, что капиллярное давление воды в его порах обращается в нуль; капиллярное давление при этом становится равным сумме сопротивлений внутри грунта.

Из развитых в предыдущем изложении представлений вытекает и несколько иное, чем установившееся в механике грунтов, истолкование явления так называемого капиллярного давления в грунтах.

---

[1] Отсюда следует, что можно искусственно лишить грунт способности к разбуханию, парализуя в нем его активный фактор (например, химическим или термическим воздействием на грунт).

Принято думать, что капиллярное давление воды сосредоточено на воздушной поверхности грунта, в менисках на границе раздела вода — воздух. При этом справедливо учитывается действие молекулярных сил на границе раздела двух сред: жидкой (вода) и газообразной (воздух). Однако почему-то совершенно не принимается во внимание, что молекулярные силы развиваются не только на границе раздела воды и воздуха, но также и на границе раздела вода — твердая фаза грунта.

Между тем, по крайней мере для некоторых категорий грунта, это обстоятельство, повидимому, определяет превалирующее значение этих последних сил в величине капиллярного давления воды.

Есть основание предполагать, что, например, для высокодисперсных грунтов, каковыми являются глинистые грунты, силы, развивающиеся на границе раздела вода — твердая фаза грунта, превалируют над силами, сосредоточенными в водных менисках на воздушной поверхности грунта. При погружении в воду такой грунт, как известно, не теряет своей связности вместе с уничтожением менисков на поверхности.

Связность грунтового скелета в этом случае может быть объяснена действием гидродинамических сил фильтрующей внутрь грунта воды. Но гидродинамическое давление зависит главным образом от гидравлического градиента. Последний же для рассматриваемого случая определяется энергетическим потенциалом пленочной воды в порах грунта, так как пьезометрическое давление воды при погружении в нее грунта может быть равно нулю. Следовательно, связность скелета определяется в конечном счете силами на разделе жидкой и твердой фаз.

Это же может быть иллюстрировано весьма остроумным и вместе с тем очень простым опытом со стеклянными пластинками, предлагаемым проф. Ф. П. Саваренским.

Опыт состоит в следующем: две стеклянные пластинки (например, пластинки от фотонегативов), наложенные одна на другую с водой между ними, как известно, в этом случае приобретают взаимное сцепление. Для того чтобы разъединить их по направлению перпендикулярному к плоскости соприкасания, необходимо приложить достаточно большое усилие.

Можно допустить по аналогии с грунтом, что сопротивление отрыву стекол друг от друга заключено в менисках находящейся между стеклами воды, на границе раздела ее с воздухом.

Однако легко убедиться в том, что в действительности это не так. Для этого следует погрузить стекла в воду. Мениски между поверхностями стекол при этом исчезнут, но сцепление между стеклами останется.

Лишь после того, как пройдет некоторое время, необходимое для видоизменения находящейся между стеклами воды (разбухание водной пленки), сцепление между стеклами ослабнет, и они могут быть свободно отняты друг от друга.

Пределы уплотнения грунта под прессом. Грунты с жестким скелетом, например пески, получают более совершенное уплотнение, если давление на них сочетается со встряхиванием грунта (также с штыкованием, т. е. прокалыванием штырем толщи уплотняемого грунтового слоя). И, наоборот, непрерывное, статическое действие давления той же интенсивности производит сравнительно меньшее уплотнение.

Причина более эффективного уплотнения грунта в первом случае заключается в том, что здесь обеспечивается перераспределение отдельных гранулометрических элементов жесткого грунтового скелета в самом процессе уплотнения, благодаря чему и возможно большее сближение грунтовых частиц между собой.

Для того чтобы достигнуть такого же сближения частиц во втором рассматриваемом нами случае, понадобилось бы увеличить давление на

грунт в такой мере, чтобы были преодолены сопротивления подвижкам отдельных гранулометрических элементов жесткого скелета. Последнее же часто бывает возможно лишь при нарушении цельности гранулометрических элементов, вызываемом перенапряжениями в материале частиц в местах взаимного их контакта.

Предел возможного уплотнения для грунта с жестким скелетом при данном давлении на него определяется, следовательно, способом приложения давления.

Но этот вывод также справедлив и для грунтов с упругим скелетом, к каковым, как известно, относятся грунты глинистые.

Глинистые грунты, когда они представляют двухфазные высокодисперсные системы, при сжатии деформируются также за счет нарушений в грунтовом скелете и связанного с этим вытеснения воды. Деформации при постоянном давлении возрастают до некоторого значения, однако, скорость этого возрастания постепенно затухает вследствие возрастания сопротивлений внутри грунта, вызываемых перемещениями грунтового скелета и воды пор. Графическое изображение процесса осадки глинистого грунта, при неизмененном давлении в функции времени, выражается, как известно, плавнозатухающей кривой.

В процессе разбухания грунта вода, действуя изнутри механическими усилиями на грунтовый скелет, нарушает образовавшееся в скелете при сжатии сложение его элементов, перераспределяя их в какое-то новое сочетание. В связи с этим последующее сжатие грунта ранее действовавшим давлением приводит к более компактному сгруппированию грунтовых частиц. Из этого следует, что цикличность компрессионного процесса в грунте (осадка — разбухание) влечет за собой перераспределение элементов грунтового скелета и, благодаря этому, обеспечивает более совершенное уплотнение грунта в каждом следующем цикле. С этой точки зрения периодичность компрессионных циклов в глинистых грунтах может быть уподоблена действию встряхивания или штыкования в грунтах песчаных. Таким образом, предел возможного уплотнения грунтов с упругим скелетом для каждой данной ступени давления определяется числом компрессионных циклов, т. е. способом приложения давления, как и для грунтов с жестким скелетом.

Наши исследования в этом направлении показывают, что коэффициент пористости глины зависит не только от величины давления, но также и от числа предшествующих этому давлению компрессионных циклов.

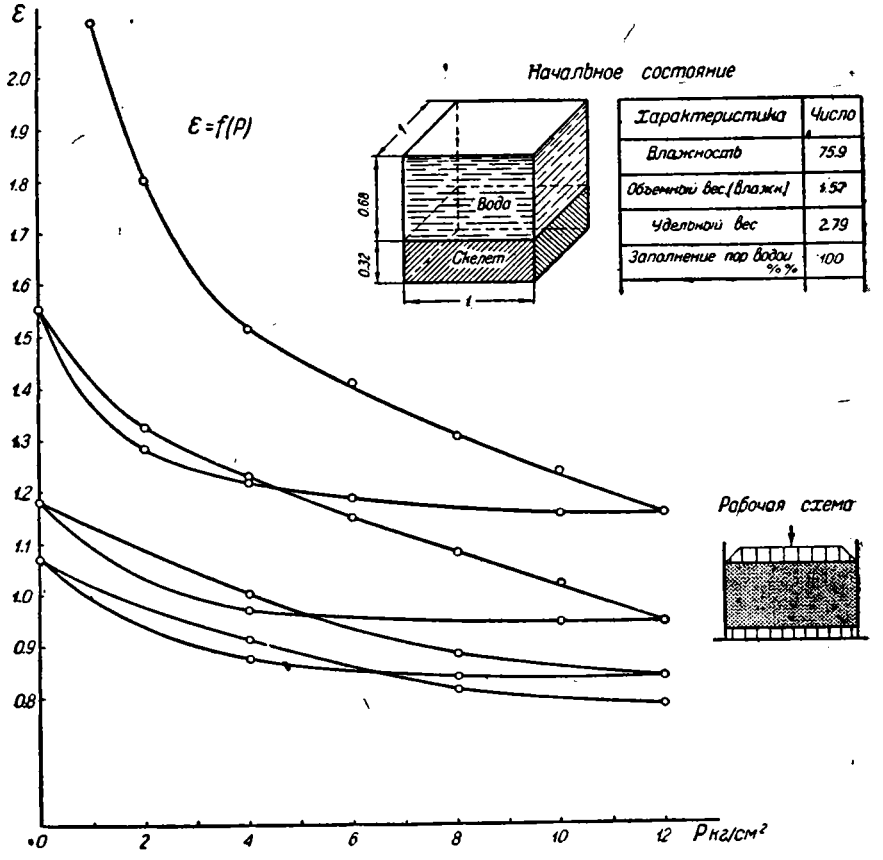
В табл. 2 приведены числовые данные наших опытов по компрессионному испытанию для майкопской глины. Опыты эти включают 4 компрессионных цикла (сжатие — разбухание).

ТАБЛИЦА 2

Циклы		P в кг/см²							
		0	1	2	4	6	8	10	12
1-й цикл	Сжатие	—	2.11	1.79	1.52	1.41	1.31	1.24	1.16
	Разбухание	1.555	—	1.284	1.217	1.184	—	1.16	1.16
2-й цикл	Сжатие	—	—	1.328	1.222	1.157	1.085	1.025	0.959
	Разбухание	1.178	—	—	0.968	—	—	0.959	0.959
3-й цикл	Сжатие	—	—	—	1.000	—	0.887	—	0.840
	Разбухание	1.072	—	—	0.876	—	0.846	—	0.840
4-й цикл	Сжатие	—	—	—	0.914	—	0.819	—	0.786
	Разбухание	—	—	—	—	—	—	—	—

Как видно из табл. 2, предел уплотнения здесь еще не достигнут. Опыты проводятся нами с глиной в состоянии искусственно-приготовленной грунтовой массы. Грунтовый образец испытывается в кольце Терцаги под водой в пределах давления на его поверхность до $P = 12$ кг/см^2. Соответствующая этому испытанию диаграмма «коэффициент пористости — давление» представлена на фиг. 11.

Однако следует заметить, что число компрессионных циклов, необходимых для достижения предела уплотнения грунта в границах того



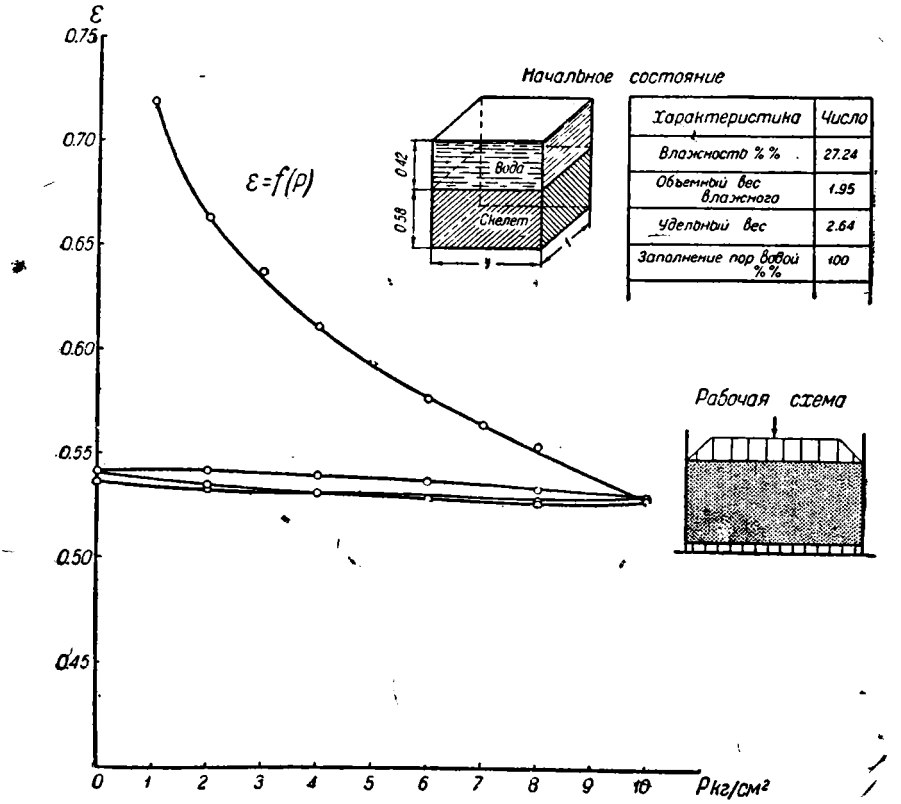
Фиг. 11. Диаграмма коэффициент порозности — давление для майкопской глины с глубины 11 м (в состоянии искусственно приготовленной грунтовой массы).

или иного компрессионного давления, не есть величина, постоянная для всех грунтов. Она зависит от грунта. Для разных грунтов, надо полагать, эти числа должны быть различны. Подтверждением тому служит наш опыт с лёссовидным покровным суглинком. Образец этого грунта, взятый также в состоянии искусственно-приготовленной грунтовой массы, испытывался аналогично предыдущему в пределах давления до $P =$ $=10$ кг/см^2. Здесь уже после первого компрессионного цикла был достигнут предел уплотнения грунта.

Это хорошо видно при рассмотрении соответствующих числовых данных, которые мы приводим в табл. 3, а равно также и из диаграммы «коэффициент пористости — давление» (фиг. 12).

ТАБЛИЦА 3

Циклы	P в кг/см²									
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	10
Сжатие	—	0.719	0.663	0.638	0.612	0.595	0.578	0.567	0.556	0.530
Разбухание . . .	0.542	—	0.535	—	0.533	—	0.531	—	0.530	0.530
Сжатие	0.542	—	0.542	—	0.542	—	0.539	—	0.536	0.532
Разбухание . . .	0.538	—	0.534	—	0.534	—	—	—	0.534	0.532
Сжатие	—	—	0.537	—	0.536	—	0.536	—	0.534	0.534
Разбухание . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—



Фиг. 12. Диаграмма коэффициент порозности—давление для лёссовидного суглинка (в состоянии искусственно приготовленной грунтовой массы).

Процесс сжатия под прессом и процесс сжатия при усыхании; их общность и различие

Явление сокращения объема усыхающей глины общеизвестно. Сокращение объема здесь происходит из-за потери воды из междучастичных пространств глины.

Представление о том, что усилия воды в порах, связывающие элементы твердой минеральной части в грунте в одно целое, сосредоточены в менисках на воздушной поверхности грунта, привело, как известно, к умозаключениям, согласно которым процессы сжатия глины под прессом и от усыхания в пределах пластичного состояния суть процессы тож-

дественные. Это положение приводит к известной в механике грунтов зависимости между так называемым капиллярным давлением воды пор и давлением от пресса, которая выражается через коэффициент бокового давления по формуле:

$$P_k = \frac{P(1+2\xi)}{3}, \qquad (2)$$

где P_k — давление воды в порах грунта, называемое капиллярным;
P — давление от пресса, производимое на поверхность грунта;
ξ — коэффициент бокового давления грунта, сжимаемого в жесткой обойме.

Согласно с этим, давление воды в порах может быть определено в грунте по очертанию главной траектории диаграммы «коэффициент пористости — давление».

Однако, если глубоко проанализировать рассматриваемые процессы сжатия глины прессом и от усыхания, то нельзя признать их тождества, даже в пределах пластичного состояния грунта в виду существенных различий физико-механических явлений, совершающихся при этом в грунте в этих разных случаях.

а) Сжатие грунта внешним давлением. Давление на грунт воспринимается его скелетом. Здесь в меру совершающейся деформации в структуре последнего происходит отжатие воды из междучастичных пространств.

Грунтовый скелет под внешним давлением деформируется неравномерно. Непосредственно на поверхности грунта, где приложено давление, деформации в скелете имеют наибольшее значение. Они постепенно затухают вглубь сжимаемого слоя. Это приводит к неравномерному уплотнению скелета грунта по высоте, а именно: большее с поверхности грунтового слоя и меньшее в глубине с постепенным переходом от большего к меньшему.

Вместе с тем, как об этом уже было сказано в начале этой статьи, элементы грунтового скелета, воспринимая сжимающее давление и взаимодействуя друг с другом, образуют некоторую систему. Вода, заполняющая отдельные пространства в этой системе, оказывается как бы защемленной в многочисленных перегородках. Устанавливающееся во времени равновесие между напором защемленной таким образом в грунте воды и сопротивлением преграждающих перегородок определяется интенсивностью внешней нагрузки на поверхности грунта.

Если это справедливо, то следствием из него является то, что стабилизовавшийся процесс осадки грунта под нагрузкой в первом цикле сжатия, по крайней мере для некоторых пород грунта, может с течением времени возобновиться, и тогда окажется возможной дальнейшая осадка грунта при том же значении сжимающего давления.

Некоторым подтверждением сказанному могут служить наши опыты с цикличным компрессионным испытанием майкопской глины и лёссовидного суглинка (фиг. 11 и 12).

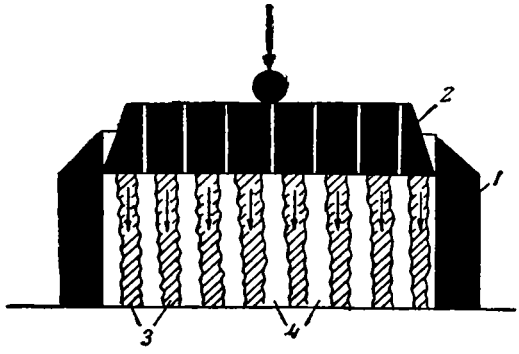
Схема процесса сжатия грунта прессом представлена на фиг. 13.

б) Сжатие грунта при усыхании. Непосредственными измерениями установлено (Терцаги), что влажность слоя глины, медленно усыхающего в объеме при нормальной температуре, остается почти одинаковой по всей толщине слоя, если толщина эта не превышает нескольких сантиметров.

Мы предполагаем, что при скоростях испарения воды с поверхности грунта, соответствующих скоростям передвижения ее в междучастичных пространствах, потеря воды глиной на испарение идет равномерно всем грунтовым объемом. Это вытекает из соображений о сплошности массы

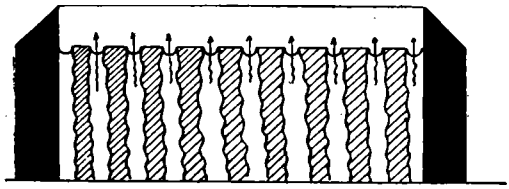
воды в порах, подвижности ее молекул и способности к смачиванию грунтового скелета.

Сокращение объема воды при относительно возрастающей поверхности, как это рассмотрено нами в предыдущем изложении, приводит к тому, что доля пленочной воды в остающемся запасе воды в грунте все возрастает. Последнее и происходит в глине при усыхании. Следует отметить, что сближение элементов грунтового скелета при условии сохранения сплошности грунтовой системы (скелет + вода) должно происходить равномерно по всему объему усыхающей глины в пределах пластичного ее состояния. Схема процесса сжатия в этом случае представлена на фиг. 14.



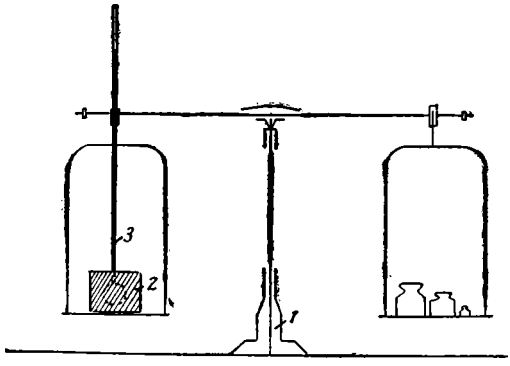
Фиг. 13. Схема-модель сжимаемого прессом грунта.

1 — жесткое кольцо; *2* — жесткий штамп с отверстиями для выхода воды; *3* — грунтовый скелет; *4* — скважины, заполненные водой.



Фиг. 14. Схема-модель грунта при усыхании.

Таким образом, сопоставляя рассмотренные выше процессы, можно видеть, что, несмотря на то, что в обоих случаях происходит уплотнение грунтового скелета (сжатие грунта), уплотнения эти качественно различны. Действующему на поверхности сжимаемого прессом грунта давлению в первом случае (сосредоточенная нагрузка) соответствует равномерно распределенное по всему грунтовому объему давление воды пор во втором случае (равномерно распределенная нагрузка).



Фиг. 15. Схема опыта для получения зависимости $\varepsilon = f(P_k)$.

1 — технохимические весы; *2* — усыхающий грунт; *3* — манометр.

Равенство влажностей или, что то же, коэффициентов пористости грунта в этих двух случаях не означает равенства напряженных состояний в грунтовом скелете. Последнее могло быть лишь в том случае, если напряжение в скелете при сжатии прессом, как и при усыхании, было равномерно распределено по всему сжимаемому объему. Лишь в этом случае соотношение между P и P_k может быть выражено формулой (2). В противном случае указанное соотношение будет выражаться иной, повидимому, более сложной зависимостью.

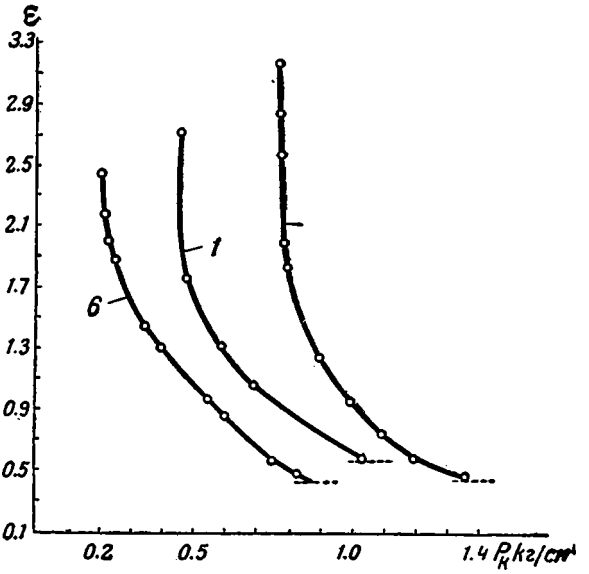
Наши предварительные исследования в этом направлении вполне подтверждают сказанное.

Опыты для определения давления пленочной воды P_k внутри майкопской глины при усыхании и построение диаграммы $\varepsilon = f(P_k)$

Определение давлений пленочной воды в усыхающей майкопской глине производилось способом, разработанным автором этой статьи, при помощи манометра специальной конструкции. Манометр состоит из каучукового гибкого баллона и стеклянной капиллярной трубки, соединенных прочно между собой. Капиллярная трубка снабжена линейной шкалой.

Баллон манометра закладывался внутрь усыхающего грунта, и по шкале производилось наблюдение положения уровня жидкости в манометре. Нами применялась тяжелая жидкость — ртуть. Одновременно производилось наблюдение за изменением влажности в грунте. Последнее устанавливалось расчетом по потере веса усыхающего грунта. Весь прибор в собранном виде схематически представлен на фиг. 15.

Образцы глины в опыте брались в виде искусственно-приготовленной, переувлажненной до густотекучего состояния, грунтовой массы и формовались без воздушных включений в форме кубиков, имеющих размер 5 см в ребре. Влажность грунтовой массы в начале опыта определялась высушиванием контрольных образцов при +105° С.



Фиг. 16. Диаграмма $\varepsilon = f(P_k)$ для майкопской глины (по данным А. Е. Федосова).

На фиг. 16 представлены диаграммы «коэффициент пористости — пленочное давление воды в порах», построенные по данным наших опытов. На диаграммах показаны пунктиром значения коэффициента пористости в грунте, определенные в конце опыта на усыхание из учета удельного и объемного весов грунтового скелета в образце при опыте.

Ниже приводятся числовые данные одного из таких определений коэффициента пористости в конце опыта № 6. После окончания опыта на усыхание, т. е. когда грунтовый кубик прекратил усадку, он был разрушен, и для отдельных кусков определялся коэффициент пористости.

Вес пробы грунта на воздухе	17.24 г
То же после парафинирования	18.01 »
Вес парафина	0.77 »
Объем парафина	0.93 см³
Объем запарафинированной пробы по показанию потери веса в воде (принцип Архимеда)	9.12 »
Объем пробы грунта	8.19 »
Влажность пробы грунта (весовая)	10.65%
Вес скелета грунта в пробе	15.58 г
Объем скелета грунта в пробе	5.70 см³
Объем скважин	2.49 »
Коэффициент приведенной пористости $\frac{2.49}{5.70}$	0.43

При рассмотрении диаграмм на фиг. 16, а также соответствующих данных табл. 4 видно, что предельное значение коэффициента пористости в усыхающей майкопской глине стремится к величине, близкой $\varepsilon = 0.4$.

ТАБЛИЦА 4

№ опыта и начальная влажность (W) в вес. %					
$W^1 = 99.6$		$W^4 = 121$		$W^6 = 89.71$	
коэффициент пористости	давление воды в порах	коэффициент пористости	давление воды в порах	коэффициент пористости	давление воды в порах
2.71	0.460	3.30	0.762	2.45	0.212
2.37	0.433	3.19	0.768	2.18	0.228
2.33	0.435	2.85	0.772	2.14	—
2.29	0.437	2.76	0.774	2.01	0.235
2.25	0.439	2.57	0.779	1.88	0.255
2.22	0.460	2.01	0.787	1.45	0.347
1.765	0.480	1.84	0.794	1.310	0.398
1.418	0.565	0.537	1.232	0.976	0.552
1.334	0.598	0.373	1.311	0.856	0.619
1.071	0.712	0.344	1.327	0.571	0.761
0.97	0.763	0.247	1.368	0.481	0.839
0.613	1.020	—	—	0.280	1.005
0.58	1.045	—	—	0.155	1.040
0.50	1.077	—	—	0.140	1.047
(Конец опыта)					
0.572 (0.394)		0.450		0.436 (0.427)	

Другими нашими исследованиями[1] установлено, что предельное значение величины пленочного давления воды в порах майкопской глины при стабилизации процесса усадки грунтового скелета составляет около 4 кг/см².

Следовательно, вода в майкопской глине при усыхании развивает давление до 4 кг/см² и уплотняет грунтовый скелет до состояния, отвечающего коэффициенту пористости в грунте, равному $\varepsilon_k = 0.4$.

Обращаясь к диаграмме на фиг. 11 и данным табл. 2, при рассмотрении первого компрессионного цикла можно видеть, что давление прессом интенсивностью в 12 кг/см² на поверхности грунта уплотняет грунтовый слой в 1.5 см до состояния, отвечающего коэффициенту пористости $\varepsilon_k = 1.16$. Приняв для ориентировочного подсчета продолжение главной траектории первого компрессионного цикла по касательной, легко установить, что для достижения коэффициента пористости в грунте $\varepsilon = 0.4$ понадобится развить давление на его поверхности (слой 1.5 см) интенсивностью в 31 кг/см². Если же подсчитать это давление по формуле (2), приняв $P_k = 4$ кг/см² из нашего опыта и $\xi = 0.70$, то эквивалентное давление от пресса окажется равным лишь $P = 5$ кг/см².

Несоответствие совершенно очевидно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные выводы из наших исследований сводятся к следующему:

1. Сокращение объема воды, заполняющей междучастичные пространства в высокодисперсных грунтовых системах, приводит к видоизменению ее по всему грунтовому объему за счет перехода в пленочное

[1] См. статью в настоящем сборнике «Напряжение усадки в усыхающих грунтах и метод их определения».

состояние. При этом в пленках воды создается энергетический потенциал, определяющий активное давление в порах грунта при усадке и разбухании.

2. Стабилизация осадки грунта при постоянном давлении в первом компрессионном цикле не может служить указанием на то, что достигнут предел уплотнения его скелета. Предел уплотнения грунта для каждой данной ступени давления определяется числом компрессионных циклов (осадка—разбухание) при данном давлении.

3. Процессы сжатия грунта под прессом и при усыхании не являются процессами идентичными, в виду чего определение капиллярного давления воды в грунте по показанию главной траектории компрессионного процесса по формуле $P_k = \frac{P(1+2\xi)}{3}$, повидимому, не является во всех случаях удовлетворительным.

В настоящей статье изложены некоторые результаты исследований автора, проводимых в направлении установления физико-механической природы компрессионных явлений в горных рыхлых породах.

Изложенные выше выводы должны рассматриваться как предварительные, отражающие постановку вопроса о некоторых положениях механики грунтов.

Статья закончена 5/I 1937 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

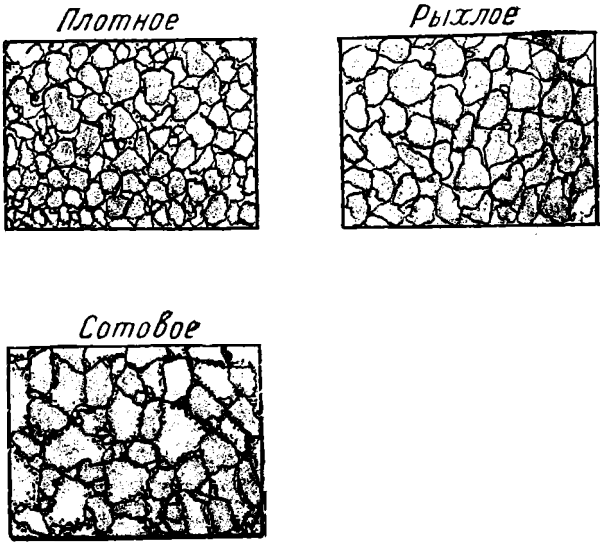
В. М. ФАЙНЦИММЕР

К ВОПРОСУ О МЕТОДАХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КАПИЛЛЯРНОГО ДАВЛЕНИЯ В РЫХЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Природа возникновения капиллярных сил

В процессе своего образования отдельные элементы осадочной горной породы испытывают следующий цикл физических воздействий.

При оседании в водоемах каждая частичка будущей породы в силу адсорбционной способности стягивает на своей поверхности пленку из воды и высокодисперсной части того же осадка. На поверхности уже образовавшегося осадка оседающая вновь частичка находится под влиянием сил тяжести и сил адсорбции. Взаимное соотношение этих двух сил обусловливает тот или иной вид сложения образующейся породы (плотное, рыхлое, сотовое) (фиг. 1). Вышележащие слои силой своего веса надавливают на нижние слои породы и постепенно выжимают из них воду, находящуюся между отдельными частичками. Всю массу осадочной породы можно представить как систему мелких ячеек, образованных основной породой и соединенных между собой пленками воды в местах контакта отдельных зерен.



Фиг. 1. Типы микросложений горной породы по Терцаги.

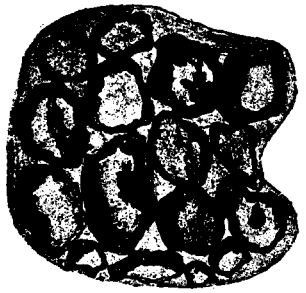
Количество таких контактов и их форма зависят от горной породы и от состояния ее уплотнения. Водная пленка, окружающая частички породы, в местах тесного контакта этих частиц, а также в образующихся пустотах разрывается и в силу капиллярного и поверхностного натяжения воды образует в отдельных местах как бы водные ячейки с натянутыми водными менисками (фиг. 2). Смачиваемость грунтов водой заставляет предположить, что мениски водных пленок будут вогнутыми, а вследствие этого в пленочной воде будет иметь место отрицательное давление. Элементарные опыты, состоящие из наблюдения за мениском,

образующимся при погружении одного конца капиллярной трубки в сосуд с водой, подтверждают растяжение воды в капиллярной трубке.

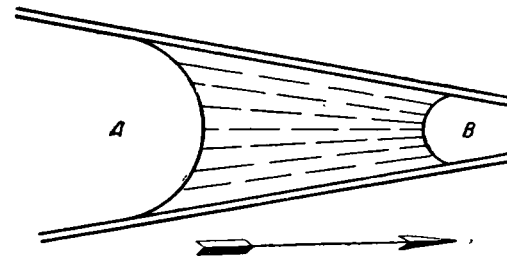
Из физики известно, что капля жидкости, пущенная в коническую трубку, будет испытывать со стороны меньшей вогнутости бóльшее давление; поэтому капля начнет перемещаться в сторону сужения трубки (фиг. 3). Стенки трубки в ее широком конце с этого момента будут стремиться к сближению.

Рассмотрение этого явления в осадочной породе, где отдельные водные пленки в междучастичных пространствах испытывают такие же напряжения, позволяет сделать вывод, что силы натяжения водных менисков в капиллярных каналах заставляют отдельные частички породы сближаться друг с другом.

Численное значение величины развивающихся в породе капиллярных сил, определяющихся вогнутостью мениска, зависит от поперечных размеров этих ячеек-каналов и может быть определено, исходя из формулы



Фиг. 2. Грунтовые частички, окруженные водной пленкой. Видны пузырьки защемленного воздуха.



Фиг. 3. Характер мениска. Со стороны меньшей вогнутости мениска A развивается большее давление, и капля перемещается от A к B.

Лапласа. Однако для этой цели необходимо знать сечение капиллярного канала и допустить, что величина поверхностного натяжения воды в капилляре равна натяжению воды в открытом сосуде.

Нужно заметить, что приводимый путь аналитического решения задачи по определению величины капиллярного давления в породе не может считаться удовлетворительным до тех пор, пока не будут установлены для каждой породы средние значения поперечных сечений капиллярных путей воды и соответственные значения поверхностных натяжений воды в этих капиллярах. Кроме того, одна и та же порода может залегать на различной глубине и, следовательно, вес вышележащих слоев в свою очередь может также оказать влияние на поперечные размеры отдельных ячеек и капиллярных каналов в породе.

При явлениях обратного порядка, т. е. при разгрузке горной породы от давления вышележащих слоев с одновременным насыщением испытываемой породы водой, можно будет наблюдать следующую картину: поступающая в породу вода, изменяя кривизну водных менисков в капиллярных путях, будет освобождать их от стягивающих усилий, и теперь уже отдельные частички горной породы будут стремиться раздвинуться за счет разницы в кривизне менисков.

Первый случай проявления капиллярных сил влечет за собой усадку горной породы, второй случай их проявления дает разбухание.

Характер деформаций, производимых в грунтах силами капиллярного давления

Чтобы исключить влияние внешне прикладываемой нагрузки, выделим для рассмотрения образец грунта кубической формы в том виде, как он залегает в природе, и освободим его от сжатия вышележащих слоев.

Проявление сил капиллярного давления в рассматриваемом образце может начаться только с того момента, когда наступит изменение водного режима в породе. Уменьшение количества воды за счет высыхания ее на поверхности образца вызовет в нем движение воды от центра образца к его наружной поверхности. Это движение уходящей из породы воды и соответственное изменение в натяжении менисков водных пленок в капиллярах послужит началом проявления капиллярных сил. Образец высыхающего грунта начнет уменьшаться в объеме, вследствие чего происходящая усадка будет сопровождаться сжатием грунтового скелета.

Таким образом, капиллярные силы, начав развиваться на высыхающей поверхности породы, по мере испарения воды будут увеличивать напряженное состояние в скелете породы.

При высушивании наступает такой предел, когда капиллярные силы не в состоянии уже производить дальнейшую деформацию породы. С этого момента уменьшение объема образца прекращается, и в капиллярные отверстия частично проникает воздух.

Если у рассмотренного выше образца осадочной породы будет также удалена внешняя нагрузка и образец будет помещен в сосуд с водой, то разница гидростатических давлений на поверхности образца и внутри его заставит воду устремиться по капиллярным каналам внутрь образца. Изменение напряжения в менисках пленочной воды вызовет капиллярные усилия, под действием которых в образце начинается перемена структуры сложения, и образец начнет разбухать. Деформация образца достигнет своего предельного значения в тот момент, когда исчезнет разница в гидростатических давлениях.

Методы определения сил капиллярного давления

Работа, проведенная в физико-механической лаборатории ГИН Академии Наук, имела своей задачей определить величину капиллярного давления по показаниям компрессионного испытания горных пород двумя способами.

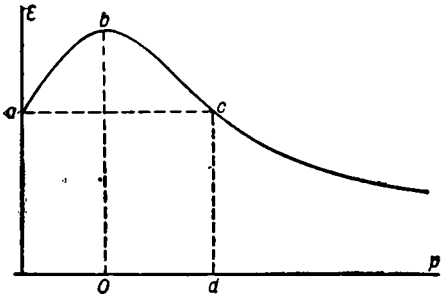
Первый способ наблюдения сил капиллярного давления, проявляющихся при разбухании образца в компрессионном приборе, производился по величине изменения пористости на графике $\varepsilon = f(P)$.

Само испытание заключалось в следующем.

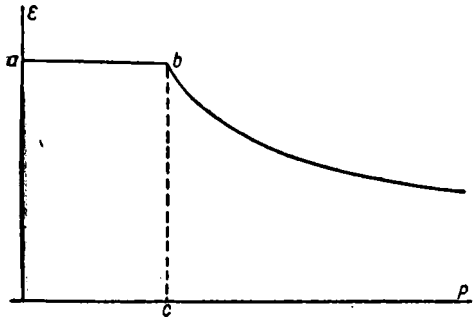
Образец горной породы, помещенный в кольцо прибора, устанавливался на компрессионном прессе. С рычага последнего снималась вся нагрузка, и прибор наполнялся водой. Тогда, согласно изложенному, вода начинала проникать в образец, и освобождающееся капиллярное давление производило разбухание образца.

С помощью устанавливаемых на прессе тензометров или мессур конец разбухания определялся в зависимости от конструкции прибора с точностью от 2 до 5 микронов. После окончания разбухания рычаг пресса нагружался постепенно возраставшей нагрузкой. Испытание проводилось до интенсивности $P = 10.0$ кг/см^2. Графическая обработка результатов наблюдения давала следующую картину (фиг. 4). Точка a соответствует начальной пористости образца, точка b указывает пори-

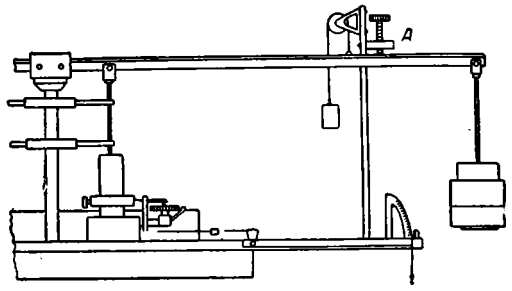
стость в конце разбухания, а проекция ее на горизонтальную ось (точка o) дает место нуля для оси нагрузок. Точка c на кривой соответствует тому значению внешнеприкладываемой нагрузки, которое приводит испытываемую породу к исходной пористости, а следовательно, уравновешивает развившиеся при разбухании силы капиллярного давления.



Фиг. 4. Компрессионная кривая, построенная для определения сил капиллярного давления, проявляющихся при разбухании образца в компрессионном приборе (I случай) для $\varepsilon=f(P)$.



Фиг. 6. Компрессионная кривая, построенная для определения сил капиллярного давления, проявляющихся при компрессионном испытании образца горной породы без возможности разбухания (II случай) для $\varepsilon=f(P)$.



Фиг. 5. Препятствующий разбуханию грунта арретир A, установленный на приборе Цытовича.

Второй способ наблюдения сил капиллярного давления осуществлялся следующим образом.

Помещенный в кольцо образец породы устанавливался на прессе. Рычаг, нажимающий на породу прокладки, с помощью арретира закреплялся так, чтобы не допустить его перемещения вверх от сил капиллярного давления, развивающихся при разбухании породы (фиг. 5). После этого в компрессионный прибор наливалась вода. Свободный доступ воды к образцу вызывал в нем разгрузку сил капиллярного давления, которые стремились произвести разбухание породы. Препятствующий разбуханию арретир на рычаге пресса приводил к появлению в образце дополнительного напряжения сжатия. По истечении 2—3 дней, необходимых для достаточного насыщения образца водой, рычаг пресса нагружался постепенно увеличивающейся нагрузкой до тех пор, пока значение внешнеприкладываемой силы не превосходило напряженности образца породы от сил капиллярного давления. Точное значение силы P определялось в тот момент, когда начиналась осадка и на графике $\varepsilon=f(P)$ начинала уменьшаться пористость. На фиг. 6 точка a соответствует начальной пористости, точка b показывает начало осадки, а проекция точки b на ось нагрузок (точка c) определяет на этой оси силу, необходимую для преодоления капиллярного давления в образце.

Работа, проведенная в ГИН Академии Наук

Для проведения испытаний по определению величины капиллярного давления первоначально в ГИН были приняты следующие горные породы:

1. Глина сантона с глубины 27.0 м, полученная с Кумовского створа строительства Волго-Донского канала.

2. Глина верхнего карбона с глубины 32.0 м, полученная со строительства Дворца Советов в Москве.

3. Лёссовидный суглинок с глубины 1.8 м, полученный со строительства магистрали Москва—Донбасс.

Общую характеристику перечисленных грунтов дают анализы и определения различных их физических констант (табл. 1 и 2).

ТАБЛИЦА 1

№ п/п	Наименование породы	Влажность в %	Объемный вес	Удельный вес	Набухание по Рутковскому	Константы Аттерберга		
						граница текучести	граница пластичности	число пластичности
1	Глина сантон	28.20	1.88	2.63	13.5	—	—	—
2	Глина верхнего карбона .	13.53	2.29	2.81	38.54	27.92	23.48	4.44
3	Суглинок	6.41	1.80	2.69	17.0	24.02	20.03	3.99
4	Юрская глина с глубины 27.0 м	35.06	1.96	2.92	65.35	68.80	35.88	32.92

ТАБЛИЦА 2

№ п/п	Наименование пород	Гранулометрический состав по Сабанину-Робинзону (в пересчете на абсолютно сухую навеску)							Примечание
		Диаметр фракций в мм и их содержание в %							
		0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	< 0.001	
1	Глина сантон . .	—	0.13	42.80	19.48	24.87	6.67	6.15	Без обработки
		—	0.12	43.94	20.45	18.38	5.66	11.45	С обработкой 10% содой
2	Глина верхнего карбона	—	0.16	7.93	19.30	50.53	9.14	12.94	Без обработки
3	Суглинок	следы	0.98	5.13	40.46	43.75	3.41	6.27	Без обработки
		следы	0.05	6.07	46.68	38.06	2.47	6.67	С обработкой 0.2*N* HCl

Испытания, проведенные для этих горных пород описанными выше способами, дали результаты, приведенные в табл. 3.

На графиках (фиг. 7, 8, 9), построенных для пористости ε в функции от давления (P), видны характерные точки, определяющие величину капиллярного давления для перечисленных грунтов при испытании образцов с ненарушенной структурой.

Полученные результаты нужно считать недостаточно удовлетворительными по следующим причинам:

1. Имевшиеся в лаборатории ГИН образцы горных пород с ненарушенным сложением структуры по своим размерам не позволяли приготовить из одного и того же монолита образцы для испытаний двумя способами. Заготовка же образцов из разных монолитов привела к неболь-

ТАБЛИЦА 3

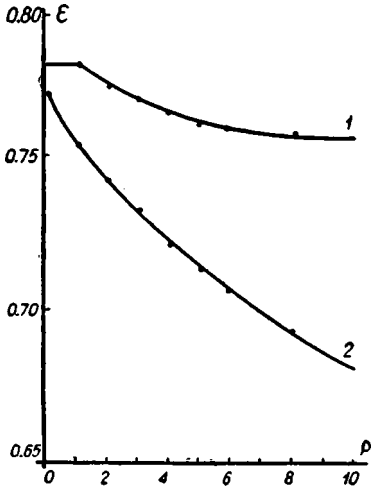
Наименование породы	Капиллярное давление в кг/см²	
	определенное при свободном разбухании	определенное с помощью арретиров
Глина сантон	0.4	1.0
Глина верхнего карбона	2.6	3.0
Суглинок . .	3.3	2.0

шому расхождению величин начальной пористости, что затруднило сравнимость результатов испытания для определения значения величины капиллярного давления.

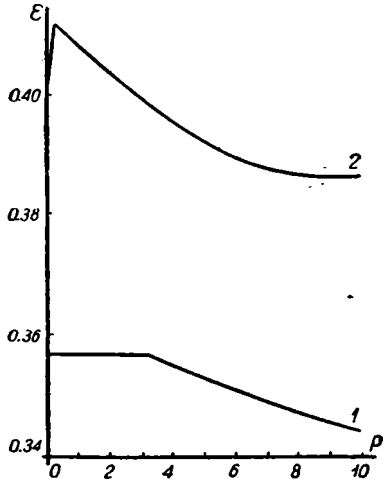
2. Приготовление из перечисленных пород образцов с ненарушенной структурой для колец компрессионного прибора весьма затруднительно, так как малейшая неосторожность приводила к появлению в образце мелких трещин, которые делали его мало пригодным для использования в качестве структурного элемента.

3. У выбранных горных пород, вследствие их недостаточной способности к разбуханию, силы капиллярного давления не проявляются достаточно ярко. Поэтому решено было заменить эти породы хорошо разбухающей юрской глиной, а сами испытания провести с образцами, структура которых будет получена искусственным путем.

Из юрской глины была приготовлена грунтовая масса, которой был наполнен разборный стальной кубик. В кубик были заложены кольца от компрессионных прессов, после чего грунтовую массу подвергли уплотнению на рычажном прессе (фиг. 10). Нагрузки увеличивали постепенно, начиная от интенсивности в 0.1 кг/см², до 1.5 кг/см².



Фиг. 7. Компрессионная кривая сантонской глины для $\varepsilon=f(P)$.



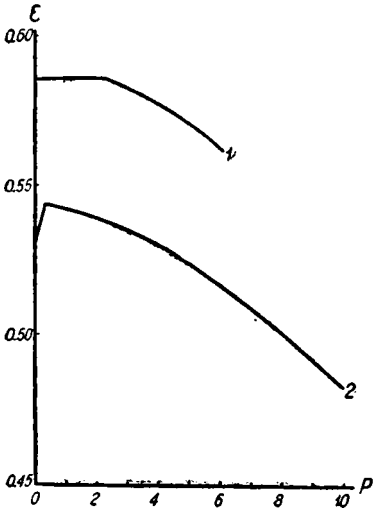
Фиг. 8. Компрессионная кривая глины верхнего карбона для $\varepsilon=f(P)$.
1 — с арретиром; *2* — без арретира.

После этого кольца с грунтом были перенесены в компрессионные прессы, и дальнейшее уплотнение производилось до интенсивности $P=3.0$ кг/см².

Когда установленные на прессах тензометры, работающие с точностью до 0.001 мм, отметили прекращение осадки, то, начиная с этого момента, образцы грунта в приборах были подвергнуты основному, описанному выше, экспериментированию. С одних образцов была снята вся нагрузка, и образцы получили возможность свободно разбухать

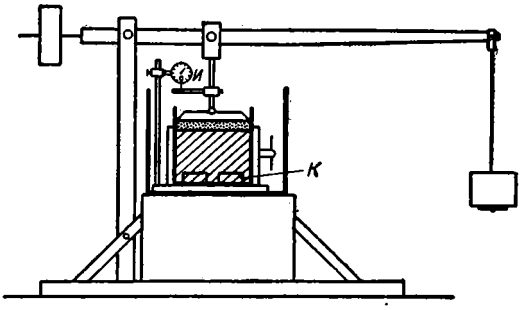
от сил капиллярного давления; с других же образцов тоже была снята нагрузка, но с помощью установленных на прессах арретиров образцы лишены были возможности разбухать. Развившиеся в последнем случае при свободном притоке воды силы капиллярного давления пошли на создание внутренней напряженности грунта в кольце. После прекращения разбухания первых образцов и достаточного пребывания под водой вторых постепенно увеличивающаяся нагрузка определила характер компрессионного процесса.

Характеристика использованной нами юрской глины была приведена в табл. 1, ее гранулометрический состав приводится в табл. 4.



Фиг. 9. Компрессионная кривая выщелоченного суглинка для $\varepsilon = f(P)$.

1 — с арретиром; *2* — без арретира.



Фиг. 10. Схема установки разборного кубика с грунтовой массой на рычажном прессе.

К — кольца с грунтом, *И* — индикатор давления (мессур).

ТАБЛИЦА 4

Наименование породы	Гранулометрический состав по Сабанину-Робинзону (в пересчете на абсолютно сухую навеску)							Примечание
	Размеры фракций в мм и их содержание в %							
	0.5	0.5—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	0.001 ∨	
Юрская глина . . .	—	0.14	8.99	16.69	39.60	15.31	19.27	Без обработки

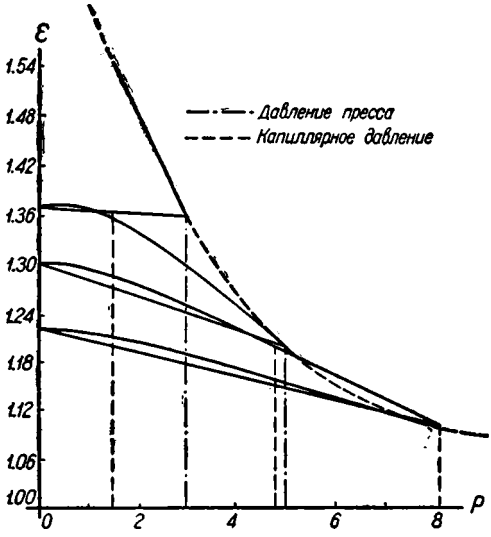
Диаграммы, построенные для пористости в функциональной зависимости от давления, согласно описанным выше предпосылкам, позволяют судить о величине развившихся сил капиллярного давления в зависимости от ранее произведенного уплотнения (фиг. 11, 12).

Первый цикл сжатия грунта с искусственной структурой проходил до интенсивности в 3.0 кг/см². После снятия нагрузки и последующего экспериментирования капиллярное давление, определенное при свободном разбухании грунта и при наличии арретира на компрессионном прессе, оказалось равным 1.5 кг/см².

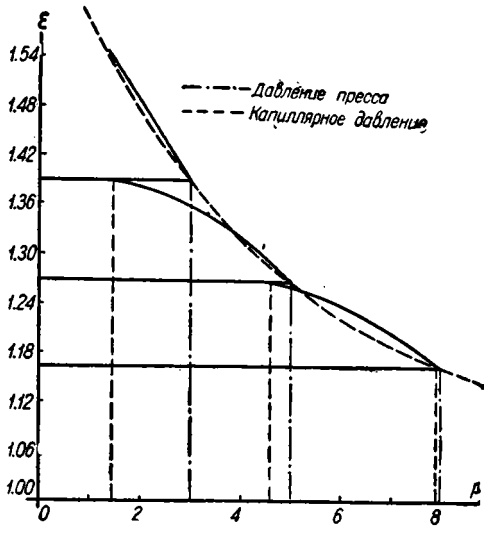
После второго цикла сжатия до интенсивности в 5.0 кг/см² капиллярное давление, полученное при свободном разбухании грунта, было равно 4.8 кг/см², а капиллярное давление при испытании с арретиром равнялось 4.6 кг/см².

Анализируя полученную графическую картину, можно сделать заключение, что в данном случае величина остаточных деформаций была небольшой, и упругая деформация, наблюдаемая по изменению коэфициента пористости, восстановилась почти полностью.

После третьего цикла сжатия до интенсивности в 8.0 кг/см² разница в величинах капиллярного давления, определенного двумя способами,



Фиг. 11. Компрессионная кривая грунта с искусственной структурой (испытание без арретира) для $\varepsilon = f(P)$.



Фиг. 12. Компрессионная кривая грунта с искусственной структурой (испытание с арретиром) для $\varepsilon = f(P)$.

стала значительно меньшей, а само капиллярное давление равнялось для способа свободного разбухания грунта 7.95 кг/см² и для способа с арретиром на приборе 7.9 кг/см².

ВЫВОДЫ

Проведенные работы позволяют сделать следующие выводы:

1. Считая, что изменение объема от сил капиллярного давления начинается с момента изменения водного режима образца, определение этих сил возможно проводить при компрессионном испытании грунтов по показаниям пористости двумя описанными способами.

2. Для грунтов, не обладающих достаточной способностью к разбуханию, определение величины капиллярного давления следует проводить на компрессионном прессе при наличии на нем арретира. В этом случае возникающие при изменении гидростатического режима силы капиллярного давления будут приводить к некоторой напряженности грунта в кольце. Определение величины капиллярного давления по этой напряженности грунта, наблюдаемое по изменению пористости ε на графике $\varepsilon = f(P)$, практически легче осуществить, чем наблюдение незначительного разбухания образца породы, которое, по первому из описанных способов, тоже приводит к численному значению начального капиллярного давления.

Статья закончена 7/I 1937 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Ф. П. САВАРЕНСКИЙ

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВЕЛИЧИНЫ ТРЕНИЯ И СЦЕПЛЕНИЯ В СВЯЗНЫХ ГРУНТАХ

При опыте на срез связного грунта, как известно, преодолеваются силы сцепления пород C и трение f, зависящее от нагрузки Q:

$$P = Qf + C. \tag{1}$$

Можно считать, что как величина трения, так и сцепление изменяются в связных грунтах в зависимости от влажности, соответствующей степени уплотнения грунта.

Величины эти имеют весьма существенное значение в строительной практике и в расчете устойчивости искусственных и естественных откосов.

Лабораторное (или полевое) испытание грунта на срез дает суммарное сопротивление срезу. Расчленение этого сопротивления на трение и сцепление встречает большие затруднения. Поэтому сплошь и рядом в качестве коэффициента трения при расчетах принимается коэффициент среза, полагая величину сцепления постоянной, что не соответствует действительности. [1]

В физико-механической лаборатории грунтов ГИН, по моему предложению, М. В. Шипиной под руководством заведующего лабораторией В. М. Файнциммер была выполнена небольшая работа по данному вопросу.

В качестве объекта была взята так называемая мелеттовая глина (олигоцен) с волжского склона Волго-Донского соединения.

Порода, превращенная в грунтовую массу, подвергалась испытанию на срез на приборе Н. А. Цытовича, причем операция среза производилась по двоякой схеме.

В первом случае порода загружалась в прибор и подвергалась срезу при нагрузке, равной нулю. Затем после уплотнения под нагрузкой 1 кг/см² до стабилизации подвергалась срезу под этой нагрузкой и под нагрузками в 2, 3 и 4 кг/см² после уплотнения под соответствующими нагрузками, как это вообще принято делать. Опыты производились с образцом, находящимся под водой. Обыкновенно получаемые при таких опытах величины, нанесенные на график, располагаются довольно случайно. В данном случае они расположились весьма близко к прямой (фиг. 1, прямая *I*).

Во втором случае та же грунтовая масса подвергалась последовательно уплотнению под нагрузкой в 1, 2, 3 и 4 кг/см² до стабилизации, и после каждого уплотнения производился срез, но с удалением нагрузки.

---

[1] Обстоятельные исследования по этому вопросу имеются у Н. Н. Иванова и П. П. Пономарева — «Строительные свойства грунтов», Ленинград, 1932.

ТАБЛИЦА 1

Вертикальная нагрузка	Сила среза по первой схеме опыта (P)	Сила среза по второй схеме опыта (C)
0	0.134	0.134
1	0.383	0.265
2	0.647	0.400
3	0.895	0.550
4	1.145	0.675

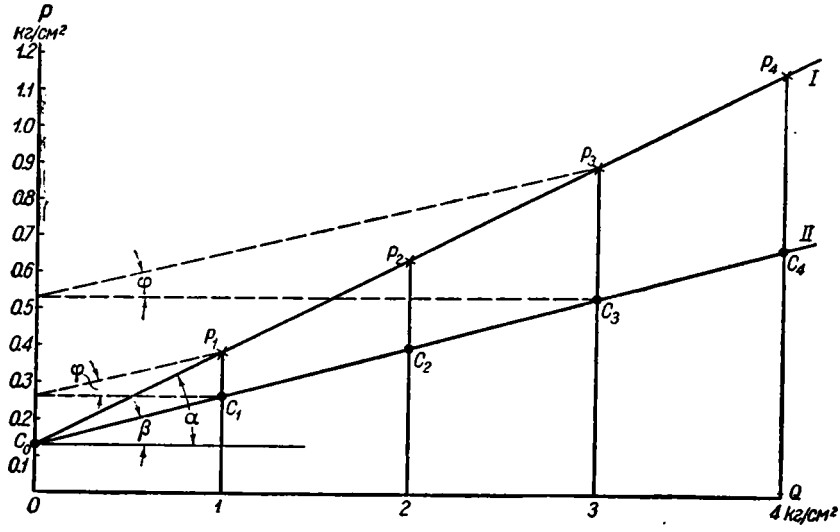
Предполагалось, что в каждом случае срез преодолевал лишь сцепление, понимая под этим силы внутренней связности при отсутствии внешнего давления.

Полученные точки на графике уложились также почти на одной прямой (фиг. 1, прямая *II*), имеющей ту же начальную точку при уплотнении, равном нулю.

Полученные результаты приведены в табл. 1, причем угол наклона прямой *I* получен $\alpha = 14°18'$, а прямой *II* — $\beta = 7°35'$.

Сравнивая эти две прямые, т. е. прямую среза *I*, преодолевающую трение и сцепление, и прямую среза *II*, преодолевающую только сцепление, можно притти к следующим выводам.

Сила сцепления C растет с уплотнением породы, так как при этом сближаются отдельные частицы породы и увеличивается число их кон-



Фиг. 1. График результатов испытания породы на срез после уплотнения под различными нагрузками.

тактов. В данном случае для небольшого интервала уплотнений эта зависимость выражается уравнением прямой:

$$C = Q \operatorname{tg} \beta + C_0, \tag{2}$$

где C — сила сцепления;

C_0 — сила сцепления при уплотнении, равном нулю;

β — угол, образуемый прямой с осью x;

Q — нагрузка, под которой порода подвергалась уплотнению.

В данном случае:

$$C = 0.1336Q + 0.134.$$

Рассматривая первую прямую, т. е. прямую среза, преодолевающего трение и сцепление, получаем:

$$P = Q \operatorname{tg} \alpha + C_0. \tag{3}$$

Так как $\operatorname{tg}\alpha = 0.253$, имеем:

$$P = 0.253Q + 0.134.$$

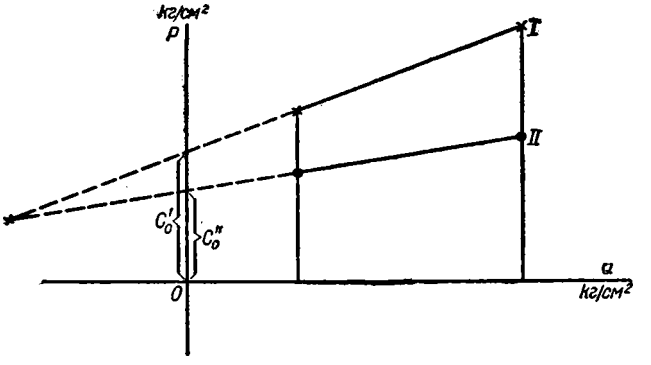
Если ординаты C_0, C_1, C_2, C_3, C_4 будут выражать силы сцепления, то отрезки ординат P_1C_1, P_2C_2 и т. д. можно рассматривать как величины, соответствующие сопротивлению со стороны трения при соответствующих нагрузках Q_1, Q_2 и т. д.

Тогда коэффициент трения f можно найти из уравнения:

$$P - C = Q(\operatorname{tg}\alpha - \operatorname{tg}\beta) = Qf, \tag{4}$$

откуда

$$f = \frac{P - C}{Q} = \operatorname{tg}\alpha - \operatorname{tg}\beta.$$



Фиг. 2. График результатов испытания породы на срез при двух уплотнениях и нагрузках.

В описываемом случае $f = 0.1194$, или соответствующий ему угол $\Phi = 6°49'$.

Угол трения остается в данном случае постоянным, по крайней мере в пределах нагрузок опыта.

Практически, производя испытания при двух уплотнениях и нагрузках, можно получить отрезки, продолжения которых не пересекаются в одной точке на нулевой ординате (фиг. 2).

В этом случае решение задачи сводится к следующему.

Уравнения прямых напишутся так:

$$P = Q\operatorname{tg}\alpha + C_0',$$

$$C = Q\operatorname{tg}\beta + C_0''.$$

Коэффициент трения f выразится по аналогии с предыдущим:

$$f = \operatorname{tg}\alpha - \operatorname{tg}\beta = \frac{P - C}{Q} - \frac{C_0' - C_0''}{Q}, \tag{5}$$

где C'_0 — ордината, отсекаемая прямой *I*,
C''_0 — ордината, отсекаемая прямой *II*.

Статья закончена 29/II 1937 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Н. В. КОЛОМЕНСКИЙ и В. А. ПРИКЛОНСКИЙ

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СПОСОБНОСТИ РЫХЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД К УПЛОТНЕНИЮ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДИНАМИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ

При оценке рыхлых горных пород с точки зрения пригодности их как материала для земляных сооружений, в частности для земляных плотин, одним из основных вопросов является вопрос о способности этих пород уплотняться под действием динамической нагрузки. Уложенная в тело сооружения и искусственно увлажненная порода должна обладать достаточной плотностью для обеспечения устойчивости сооружения. В земляных плотинах порода насыщается фильтрационными водами, и поэтому вопрос о надлежащей плотности ее в теле плотины приобретает особенно важное значение.

До самого последнего времени специального изучения способности рыхлых пород к уплотнению при оценке их как материала для земляных плотин и других сооружений не производилось. Назначение степени уплотнения укладываемой в теле сооружения породы производилось, исходя из естественной плотности ее в карьере, что не могло давать уверенности в правильности выбора этой величины для обеспечения устойчивости сооружения. Не имелось также метода сравнительной оценки рыхлых горных пород с точки зрения уплотняемости их при укладке в тело земляных сооружений.

Впервые на этот вопрос было обращено серьезное внимание несколько лет тому назад в США в связи с большим распространением строительства высоконапорных земляных плотин. Были предложены некоторые методы изучения способности рыхлых пород к уплотнению под влиянием динамической нагрузки (Proctor, Campbell, Zimmerman), но эти методы были не вполне совершенны и остались, повидимому, почти неизвестными в пределах СССР. В самое последнее время соответствующие исследования в чисто практических целях проводились на канале Волга — Москва при строительстве земляных плотин. Таким образом, можно считать, что в настоящее время состояние вопроса изучения способности рыхлых пород к уплотнению под действием динамической нагрузки и соответствующей лабораторной методики совершенно не отвечает тому практическому значению, которое он приобретает в условиях широкого развертывания строительства высоконапорных земляных плотин в СССР. Поэтому Отдел инженерной геологии и гидрогеологии Геологического института Академии Наук СССР, в связи с проводимыми им инженерно-геологическими исследованиями для некоторых крупных строительств Союза, включил в план своей работы и вопрос разработки методики лабораторного изучения способности рыхлых горных пород к уплотнению под действием динамической нагрузки.

В 1936 г. соответствующие исследования были проведены научным сотрудником института Н. В. Коломенским и лаборанткой З. Н. Семе-

новой под руководством ученого специалиста института В. А. Приклонского. Работа полностью еще не закончена, но некоторые результаты, полученные к настоящему времени, можно думать, уже представляют определенный практический интерес и могут быть предложены вниманию проектирующих и строительных организаций, заинтересованных в надлежащей постановке вопроса оценки рыхлых горных пород как материала для земляных сооружений.

Процесс уплотнения грунта под действием динамической нагрузки

Укладываемая в тело земляного сооружения масса грунта представляет собой трехфазную систему: частицы породы + вода + воздух.

Под влиянием уплотнения частицы грунта перераспределяются, стремясь занять минимальный для данных условий объем. Грунт уплотняется, его объемный вес увеличивается, а коэффициент пористости уменьшается. Это перераспределение частиц более или менее глинистого грунта совершается тем легче, т. е. грунт при одной и той же работе уплотняется тем больше, чем больше влажность грунта.

Следовательно, с увеличением влажности должен в этих условиях увеличиваться и объемный вес сухого уплотненного грунта.

Это увеличение объемного веса будет происходить до тех пор, пока влажность грунта не достигнет величины, при которой в процессе уплотнения поры грунта будут целиком заполняться водой, а грунт будет переходить из состояния трехфазной системы в двухфазную. Теоретически в этот момент объемный вес сухого уплотненного грунта должен быть равен:

$$\delta = \frac{\gamma}{1 + w_0 \gamma}, \qquad (1)$$

где δ — объемный вес сухого уплотненного грунта,

γ — удельный вес грунта;

w_0 — влажность в долях единицы при полном заполнении пор водой.

Как следует из формулы (1), дальнейшее увеличение влажности будет вызывать уменьшение объемного веса уплотненного грунта, так как в условиях опыта на уплотнение с применением динамической нагрузки выжимание воды из глинистого грунта практически не имеет места. Отсюда ясно, что при высоких влажностях, при которых в процессе уплотнения грунт переходит из трехфазной системы в двухфазную, т. е. превращается в грунтовую массу, степень уплотнения грунта с увеличением влажности будет падать. Влажность, соответствующую максимальному объемному весу грунта, возможному в условиях опыта при данной работе, называют оптимальной влажностью грунта для данного способа уплотнения. При оптимальной влажности применяемый способ уплотнения дает максимальный возможный эффект.

При влажностях меньших оптимальной затрачиваемая на уплотнение работа недостаточна для достижения максимально возможного при данной влажности уплотнения грунта; при бо́льших же влажностях часть работы непроизводительно расходуется на уплотнение насыщенного водой грунта, представляющего в условиях опыта практически несжимаемую двухфазную систему.

Применение более интенсивного уплотнения уменьшает оптимальную влажность с одновременным увеличением соответствующего ей максимального объемного веса сухого уплотненного грунта. Это значит, что с увеличением интенсивности уплотнения грунт переходит в грунтовую массу при меньшем содержании воды, и соответствующий объемный

вес сухого уплотненного грунта в этих условиях будет, согласно формуле (1), больше. Таким образом, оптимальная влажность зависит при прочих равных условиях от работы и с увеличением последней уменьшается.

Необходимо заметить, что практически получить объемный вес уплотненного грунта в соответствии с формулой (1) не удается, и получаемые максимальные для данной работы значения всегда ниже вычисленных по формуле (1). Это значит, что при уплотнении в порах грунта всегда остается некоторое количество защемленного воздуха. К этому вопросу мы еще вернемся в конце статьи.

Из изложенного видно, что основной практической задачей лабораторного изучения способности к уплотнению рыхлых горных пород под действием динамической нагрузки, в первую очередь для сравнительной оценки их как материала для земляных плотин, является определение оптимальной влажности и нахождение зависимости между степенью уплотненности грунта и его влажностью при определенной работе. За меру уплотненности грунта удобнее всего принимать объемный вес сухого грунта, легко вычисляемый по объемному весу влажного грунта и его влажности по следующей формуле:

$$\delta = \frac{\delta_w}{1+w}, \qquad (2)$$

где δ — объемный вес сухого грунта;
δ_w — объемный вес влажного грунта с влажностью w;
w — влажность грунта в долях единицы.

Описанию соответствующей лабораторной методики для установления зависимости между объемным весом сухого уплотненного грунта и его влажностью и посвящена настоящая статья.

Существующие методы лабораторного изучения уплотняемости грунтов

Впервые методика лабораторного изучения уплотняемости грунтов была предложена в США Проктором [1] и вкратце заключается в следующем.

Грунт просеивается через сито, имеющее отверстия диаметром в 6.5 мм, и уплотняется с затратой одной и той же работы, но при различном содержании влаги в цилиндрическом сосуде приблизительно 104 мм в диаметре и 130 мм высоты. Грунт уплотняется послойно (в трех слоях), причем каждый слой подвергается 25 ударам «трамбовки», имеющей вес 2.49 кг и падающей с высоты 312 мм, что соответствует, примерно, работе в 19.4 кгм. По объему, занимаемому уплотненным грунтом, весу и влажности определяется объемный вес уплотненного грунта, служащий показателем степени уплотненности. Влажность определяется высушиванием всего образца при 250° F (121° C) и выражается в процентах от веса сухого образца.

Несколько иной характер носит методика уплотнения грунта, применяющаяся в лаборатории Мосволгостроя. Здесь уплотнение производится на копре типа Клебе ударами гирь весом от 5 до 1 кг, падающих с различной высоты. Работа, производимая падением гирь, изменяется от 5 до 130 кгм.

Образец помещается в четырехгранную форму, разделяющуюся по вертикали на две части: каждая из них имеет объем около 350 см^3. На грунт ставится штамп (поршень, имеющий квадратную форму), по которому ударяют гири, падая с известной высоты.

Образец приготовляется путем размельчения грунта руками с последующим просеиванием до размера «орешков» диаметром около 1 см. Увлажнение достигается простым опрыскиванием образца сверху.

После производства уплотнения верхняя часть четырехгранной формы снимается, и грунт срезается ножом или стальной линейкой на уровне краев нижней части формы, объем которой известен заранее. Из нижней части формы грунт высыпается в жестяную коробку, взвешивается, высушивается при 105° С и снова взвешивается. Таким образом, определяется объемный вес и влажность уплотненного грунта.

Методика, применявшаяся Циммерманом [2], в основном повторяет методику Проктора. Отличие ее от последней заключается в том, что Циммерман уплотняет грунт гидравлическим прессом, причем давление прилагается к грунту в течение одной минуты. При высоких влажностях или больших давлениях часть воды при таком способе уплотнения может быть выжата из образца. Для приближения к действительным условиям уплотнения грунта в теле плотины Циммерман рекомендует отжатую воду прибавлять к полученному объему уплотненного грунта.

Методика, применявшаяся Кемпбеллом [3], также мало отличается от методики Проктора. Для уплотнения Кемпбелл употребляет цилиндр (диаметр 10.75 см и высота 15 см), суживающийся вверху на 5 мм. Грунт уплотняется 20 ударами трамбовки, весом в 2.49 кг, падающей с высоты 457 мм. Таким образом, 20 ударов соответствуют работе 22.76 кгм.

Методика лабораторного исследования уплотняемости грунтов, применявшаяся авторами

Образец грунта, извлеченный из буровой скважины или карьера, размельчается руками и помещается в сушильный шкаф, где и выдерживается при температуре в 105° С в течение 6 часов. Порция высушенного грунта, приблизительно около 800 г, взвешивается, и устанавливается количество воды, необходимое для доведения грунта до заданной влажности.

Этот расчет может быть легко произведен по следующей формуле:

$$g_w = w g_s, \tag{3}$$

где g_w — потребное количество воды в граммах;
w — заданная влажность в долях единицы;
g_s — вес взятого для опыта сухого грунта в граммах.

Сухой грунт равномерно распределяют на дне лотка, сделанного из оцинкованного железа или жести. Бюреткой отмеряют необходимое количество воды, считая удельный вес воды равным единице, и разливают воду по поверхности сухого грунта, находящегося в лотке, стараясь равномерно увлажнить всю поверхность его. После этого грунт тщательно перемешивают и протирают руками через сито с отверстиями диаметром 5.25 мм. Из приготовленного таким образом грунта отбирается первая проба в бюкс или чашку для определения полученной влажности грунта. На этом заканчивается предварительная подготовка грунта.

Далее из полученного влажного грунта берется навеска с таким расчетом, чтобы вес сухого грунта был при всех определениях постоянным и равнялся 700 г. Вес потребной порции влажного грунта, исходя из этих условий, легко определяется по формуле:

$$g_{sw} = 700\,(1 + w), \tag{4}$$

где g_{sw} — потребный вес влажного грунта;
w — заданная влажность в долях единицы.

Взятая навеска грунта загружается небольшими порциями в специальную форму. Укладка каждой порции сопровождается постукива-

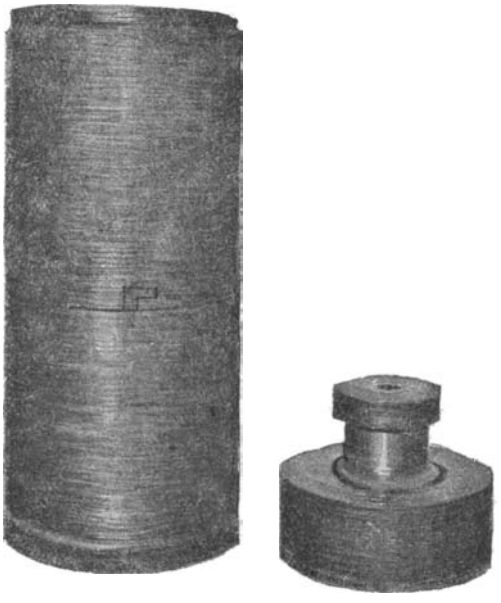
нием цилиндра о деревянный стол с таким расчетом, чтобы к концу загрузки грунт занимал весь объем формы.

Форма, в которой производится уплотнение, представляет собой стальной цилиндр (фиг. 1 и 2), разделенный на две части, с ввинчивающимся дном; общая высота цилиндра 174 мм, диаметр 76 мм. Высота нижней части цилиндра равняется 82 мм, а верхней, которая соединяется с нижней посредством трех штифтиков *1* и вырезов *2*, составляет 92 мм.

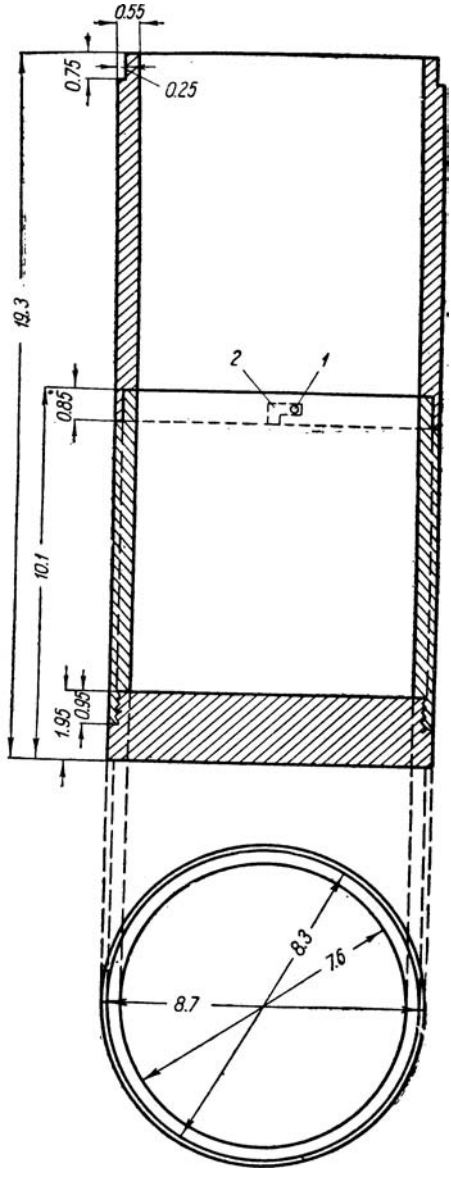
Загруженный грунтом цилиндр переносится на копер Пэджа, и на поверхность грунта кладется поршень, двигающийся в наращиваемых для этой цели сверх цилиндра кольцах. Поршень изготовляется из мягкой стали и снабжается удлиненной шейкой (фиг. 1 и 3), на которую одевается колпачок из закаленной стали.

По поршню ударяют грузом весом в 2 кг, скользящим по направляющим прутьям и падающим с высоты 0.5 м.

Если обозначить вес груза через g, число ударов через N и высоту па-



Фиг. 1. Форма для уплотнения (общий вид).



Фиг. 2. Форма для уплотнения (рабочий чертеж; размеры в см).

дения гири через H, то произведенная для уплотнения грунта работа R будет:

$$R = gNH \text{ кгм.} \qquad (5)$$

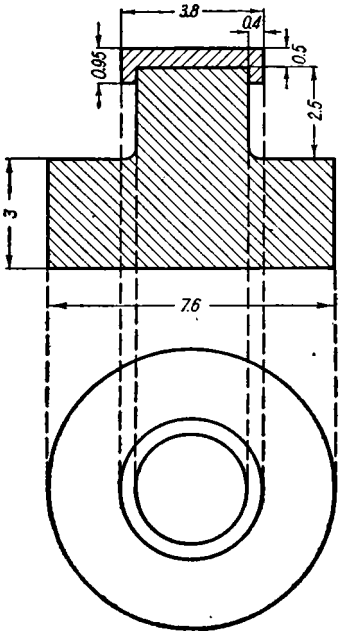
Произведя работу в 1 кгм, точно замеряют осадку грунта.

Замер осадки может производиться с помощью линейки с делениями в 0.5 мм. Замер осадки необходимо производить в четырех точках, рас-

положенных на концах взаимно перпендикулярных диаметров, так как малейший перекос поршня влияет на правильность дальнейших расчетов.

После первого замера производится дальнейшее уплотнение грунта с увеличением работы еще на 1 кгм и, по-предыдущему, замеряется полученная общая осадка.

Далее, последовательно грунт продолжают уплотнять и замеряют осадки для работ в 3, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, 100, 150 и 200 кгм. На основании проведенных исследований можно считать, что при работах выше 60 кгм уплотнение грунта в большинстве случаев прекращается, и практически изучение уплотняемости можно останавливать на работах порядка 40—50 кгм. Работы меньше 5 кгм проктически также интереса не представляют, и для ускорения опыта замеры осадки и вычисление объемных весов можно начинать с 5 кгм.



Фиг. 3. Поршень (рабочий чертеж; размеры в см).

По окончании уплотнения цилиндр с уплотненным грунтом снова взвешивают и полученный вес сравнивают с первоначальным весом цилиндра с грунтом до уплотнения. Если в процессе уплотнения не произошло выжимания воды из грунта и ее удаления, то уменьшения в весе наблюдаться не должно. Если подобное уменьшение будет установлено, то опыт при той же влажности следует повторить, закончив уплотнение на той работе, при которой уменьшения в весе наблюдаться не будет.

После контрольного взвешивания верхняя часть цилиндра снимается, грунт обрезается ножом на уровне краев нижней части цилиндра, и эта часть цилиндра вместе с грунтом взвешивается. Последняя операция делается для того, чтобы можно было в случае надобности сравнить степень плотности грунта в верхней и нижней частях цилиндра. По окончании опыта отбирается вторая проба на влажность, средняя из массы грунта.

К обработке результатов уплотнения приступают после получения данных о действительной влажности грунта до и после уплотнения. Обычно полученные значения очень близки между собой, но несколько отличаются от запроектированной влажности. В случае отсутствия больших расхождений в значениях влажности при обоих определениях (не больше 1%) из них берется среднее, которое и принимается в качестве расчетной величины влажности для обработки результатов уплотнения. Описанная методика позволяет очень легко получить значения для объемного веса сухого грунта при различных замеренных в процессе опыта работах и осадках грунта.

Для этого сначала вычисляется начальный объемный вес сухого грунта δ_0 по формуле:

$$\delta_0 = \frac{g_1 - g_2}{v_{sw}(1+w)} = \frac{\delta_{0w}}{1+w}, \qquad (6)$$

где δ_0 — начальный объемный вес сухого грунта до уплотнения;

g_1 — вес цилиндра с влажным грунтом (среднее из двух взвешиваний);

g_2 — вес пустого цилиндра;

v_{sw} — объем влажного грунта в цилиндре до уплотнения или объем цилиндра;
δ_{0w} — начальный объемный вес влажного грунта до уплотнения;
w — расчетная влажность в долях единицы.

Затем, пользуясь данными об осадке грунта, соответствующей некоторой работе в n килограммометров, вычисляют объемный вес сухого грунта для любой степени уплотнения:

$$\delta_n = \delta_0 \frac{h_0}{h_0 - s_n}, \tag{7}$$

где δ_n — искомый объемный вес сухого грунта при работе в n килограммометров;
δ_0 — начальный объемный вес сухого грунта до уплотнения;
h_0 — первоначальная высота слоя грунта в цилиндре до уплотнения;
s_n — осадка грунта, вызванная работой в n килограммометров.

Полученные по формуле (7) величины могут быть проверены по формуле:

$$\delta_n = \frac{g_{sw}}{v_n (1+w)} = \frac{\delta_w}{1+w}, \tag{8}$$

где g_{sw} — вес влажного грунта в цилиндре;
v_n — объем влажного грунта, соответствующий работе в n килограммометров;
w — расчетная влажность в долях единицы;
δ_w — объемный вес влажного грунта при работе в n килограммометров.

Результаты наблюдений и вычислений удобно вести по форме 1.

Форма № 1

№ уплотнения	8	Вес сухого грунта в г	79.035
Дата производства опыта	9/III 1936 г.	Влажность грунта в %	16.4
Вес цилиндра с грунтом в г	3005.5	Начальный объемный вес сухого грунта в г/см³	0.787
Вес цилиндра в г	2263.4	Вес гирь в кг	2
Вес влажного грунта в г	742.1	Высота падения гирь в м	0.5
Объем цилиндра в см³	809.848	Число ударов	1.0
Объемный вес влажного грунта в г/см³	0.916	Работа в кгм	1.0
№ чашки или бюкса	13	Осадка грунта в см	3.8
Вес чашки или бюкса с влажным грунтом в г	165.06	Объем свободной части цилиндра в см³	176.863
Вес чашки или бюкса с сухим грунтом в г	152.07	Объем грунта после уплотнения в см³	632.985
Вес воды, находящейся в грунте в г	12.99	Объемный вес влажного грунта после уплотнения в г/см³	1.172
Вес чашки или бюкса без грунта в г	73.035	Объемный вес сухого грунта после уплотнения в г/см³	1.007

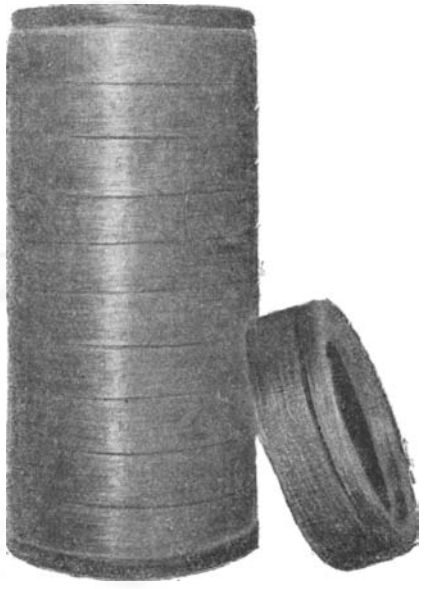
По окончании уплотнения грунта при одной влажности приступают к уплотнению его при другой влажности, повторяя все описанные выше операции.

На основании проведенных исследований выяснилось, что для получения полной кривой, характеризующей зависимость объемного веса сухого грунта от влажности, необходимо и достаточно провести уплотнение грунта при нескольких значениях влажности с интервалами от 1 до 2%. Меньшие интервалы следует брать около тех значений влажности, среди которых можно предполагать влажность, оптимальную для данной работы и для данного исследуемого грунта. Крайними значениями

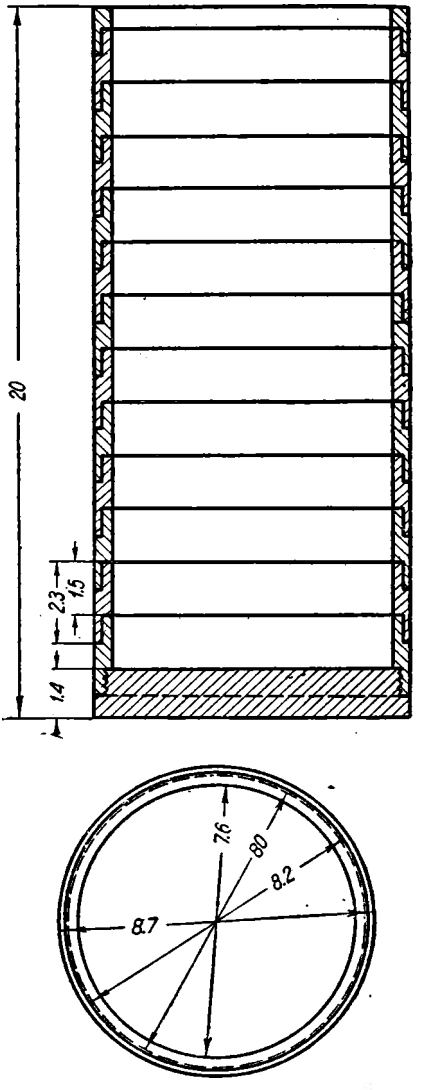
влажности, в пределах которых практически достаточно производить уплотнение, можно считать 8 и 22%. Для более разнородных по механическому составу пород, повидимому, можно снижать верхний из указанных пределов, так как оптимальная влажность для этих грунтов вообще меньше, чем для грунтов, характеризующихся большой однородностью своего механического состава. У исследованных пород с высоким коэффициентом неоднородности оптимальная влажность для работы от 20 до 40 кгм колебалась в пределах от 10 до 14%. Для грунтов однородных можно несколько повышать нижний из указанных пределов влажности, так как оптимальная влажность для них выше и у некоторых из исследованных пород, отличавшихся высокой однородностью механического состава, достигала при тех же средних значениях работы порядка 17—20%.

Изучение степени уплотненности и влажности грунта в цилиндре по его высоте

Для более точного изучения степени уплотненности и распределения влажности грунта в цилиндре по его высоте применялся другой, разборный цилиндр (фиг. 4 и 5). Разборный цилиндр для уплотнения состоит из 12 одинаковых колец, высотой в 1.5 см каждое. Кольца соединяются между собой при помощи внутренних и внешних выточек. Кольца разборного цилиндра должны быть предварительно пронумерованы, взвешены и измерены (для определения объема каждого кольца). Под-



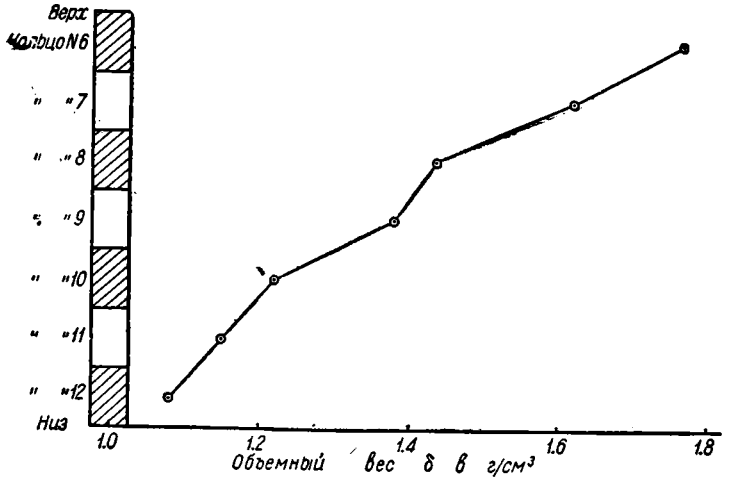
Фиг. 4. Разборная форма для уплотнения (общий вид).



Фиг. 5. Разборная форма для уплотнения (рабочий чертеж; размеры в см).

готовка грунта и уплотнение его на копре производится так же, как и описанное выше. После уплотнения грунта в кольцевом цилиндре дальнейший ход работы несколько меняется.

После производства уплотнения на копре цилиндр с грунтом взвешивается для сравнения с весом его в начале опыта, и грунт срезается на уровне того кольца, до которого он уплотнился. Предварительно удаляют все кольца, незаполненные грунтом. Остальные кольца с оставшимся в них грунтом взвешиваются снова, и записывается вес их Q_1. Дальше, тонким ножом выбирается с поверхности канавка в грунте, идущая около стенок кольца, с тем, чтобы можно было это кольцо снять, не нарушая залегания всего грунта. Освобожденное кольцо удаляется, и грунт срезается на уровне следующего кольца. Затем цилиндр опять взвешивается, и вес его Q_2 записывается. Вычитая из веса Q_1 вес Q_2, получаем вес g_n освобожденного n-го кольца вместе с заключенным



Фиг. 6. Изменение объемного веса по высоте цилиндра.

в нем влажным грунтом. Зная вес n-го кольца и вес кольца с влажным грунтом, легко получаем вес влажного грунта, заключенного в кольце, объем которого заранее известен. По весу влажного грунта g_{sw} и объему кольца v_{sw} вычисляется объемный вес δ_w влажного грунта, заключенного в n-м кольце:

$$\delta_w = \frac{g_{sw}}{v_{sw}}. \tag{9}$$

Удаленный из снятого кольца влажный грунт берется в чашку или большой бюкс для определения влажности.

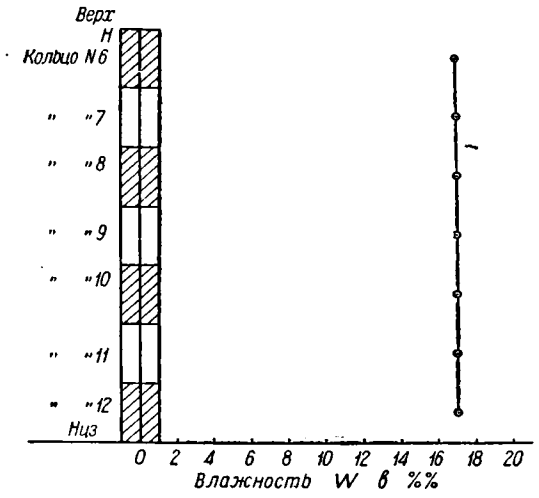
В дальнейшем операция повторяется и, таким образом, разбирается вся форма.

В конце опыта рассчитывают по формуле (9) объемные веса влажного грунта для каждого кольца и записывают их в рабочую ведомость. После определения влажности можно подсчитать объемный вес δ сухого грунта, заключенного в любом кольце, по формуле (2).

По приведенной методике было проделано несколько опытов с целью выявления изменения влажности и степени плотности грунта по высоте. Результаты испытания бескарбонатного суглинка, взятого из железнодорожного карьера магистрали Москва—Донбасс, приведены на фиг. 6 и 7.

На фиг. 6 дана зависимость между объемным весом (ось абсцисс) и высотою цилиндра (ось ординат). Экспериментальная кривая показы-

вает, что наибольшего уплотнения грунт достигает в верхних слоях, снижаясь по мере приближения к дну цилиндра. У дна цилиндра степень плотности грунта достигала минимума.



Фиг. 7. Зависимость влажности от высоты слоя в цилиндре.

На фиг. 7 графически изображено изменение влажности грунта по высоте цилиндра, причем эта зависимость изображается прямой линией, идущей вертикально. Поэтому можно считать, что влажность постоянна для всего испытуемого объема грунта, независимо от высоты расположения его в цилиндре.

О некоторых факторах, определяющих степень уплотнения грунта

В процессе выработки лабораторной методики уплотнения выявилось, что в данных условиях опыта объемный вес сухого грунта δ является функцией не только влажности, но и ряда других величин. Эта функциональная зависимость может быть выражена в виде:

$$\delta = f(R, w, h_0, \delta_0) \qquad (10)$$

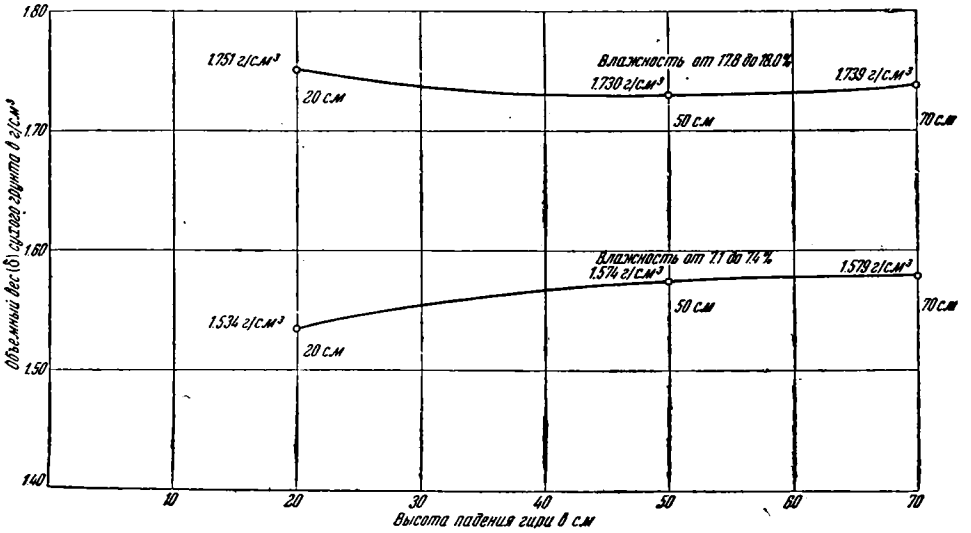
где R — уплотняющая работа;
w — влажность грунта;
h_0 — первоначальная высота уплотняемого слоя;
δ_0 — первоначальный объемный вес сухого грунта до уплотнения.

В свою очередь работа R определяется весом гири g, высотой ее падения H и количеством ударов N и может быть вычислена по формуле (4). Различное соотношение последних величин при одной и той же работе может, вообще говоря, обусловить несколько различную конечную плотность грунта. Имея в виду это обстоятельство, были проведены небольшие исследования, имевшие целью установить предполагаемое влияние изменения g, H и N на изменение δ. В дальнейшем был проделан ряд опытов с целью выяснения взаимоотношений между δ и R, w, h_0, δ_0.

Зависимость степени уплотнения грунта от высоты падения груза и количества ударов при определенной влажности и постоянной работе

Для опыта был взят глинистый кампанский песок с правого берега р. Дона в месте сооружения проектируемой высоконапорной земляной плотины близ хутора Кумовского. Опыты производились при двух влажностях: от 7.1 до 7.4% и от 17.8 до 18.0%. Таким образом, влажность оставалась практически постоянной в каждом из опытов. При каждой влажности грунт уплотнялся при постоянной работе, но с изменением высоты падения гири, которая бралась в 20, 50 и 70 см, а соответствующее количество ударов было 100, 40, 29. Вес гири оставался постоянным. Результаты этих двух опытов приведены на фиг. 8. Полученные кривые не дают представления об определенной закономерности между δ и H, N. Вместе с тем, разница между объемными весами, полученными при различных условиях, составляет лишь 0.045 г/см^3 для влажности

в 7.25% (средняя величина) и 0.021 г/см³ для влажности в 17.9%. Последнее обстоятельство заставляет считать, что в указанных пределах постоянная работа с различным числом ударов и высотой падения груза дает практически одну и ту же степень уплотнения.



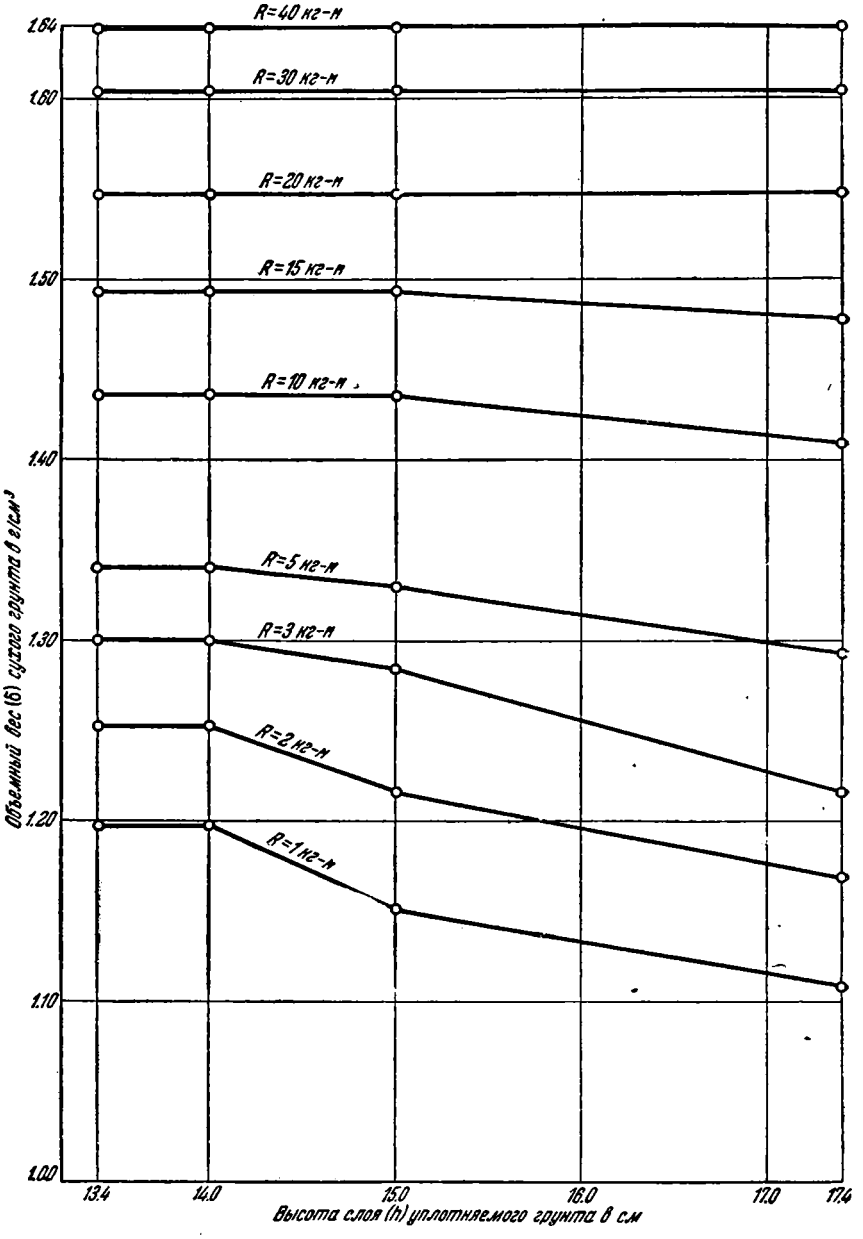
Фиг. 8. Кривые зависимости объемного веса уплотненного грунта от высоты падения гири при постоянной работе.

Зависимость степени уплотнения от уплотняющей работы, первоначальной плотности и высоты слоя уплотняемого грунта

Как уже отмечалось выше, степень плотности грунта находится в функциональной зависимости от ряда величин $\delta = f(R, w, h_0, \delta_0)$. Если рассмотреть величины h_0 и δ_0, то можно убедиться, что они обусловлены общим весом твердой фазы грунта Q, взятого для уплотнения, так как $Q = f(h_0, \delta_0)$. Действительно, при постоянном Q чем больше высота уплотняемого слоя, тем меньше будет первоначальный объемный вес при одном и том же диаметре цилиндра. С целью подтверждения этой зависимости был проделан следующий опыт. Отвешивались четыре равные порции грунта по 700 г, увлажнялись ($w = 11.7\%$) и загружались в цилиндр. Загрузка грунта для всех четырех порций была различная; рыхлая насыпка, насыпка с легким постукиванием, насыпка с сильным постукиванием, насыпка с утрамбовыванием. Таким образом, все четыре порции грунта имели разную высоту ($h_1 = 17.4$ см; $h_2 = 15.0$ см; $h_3 = 14.0$ см; $h_4 = 13.4$ см) и различный первоначальный объемный вес (соответственно, $\delta_{01} = 0.867$ г/см³; $\delta_{02} = 1.006$ г/см³; $\delta_{03} = 1.077$ г/см³; $\delta_{04} = 1.125$ г/см³). Сохраняя одну и ту же работу, можно было ожидать приблизительно одинакового эффекта уплотнения для всех четырех порций.

На фиг. 9 и 10 представлены результаты опытов, показывающие, что при работах свыше 15 кгм в пределах указанных высот достигался один и тот же эффект уплотнения, несмотря на различные высоты уплотняемого слоя и различные плотности насыпки грунта перед уплотнением.

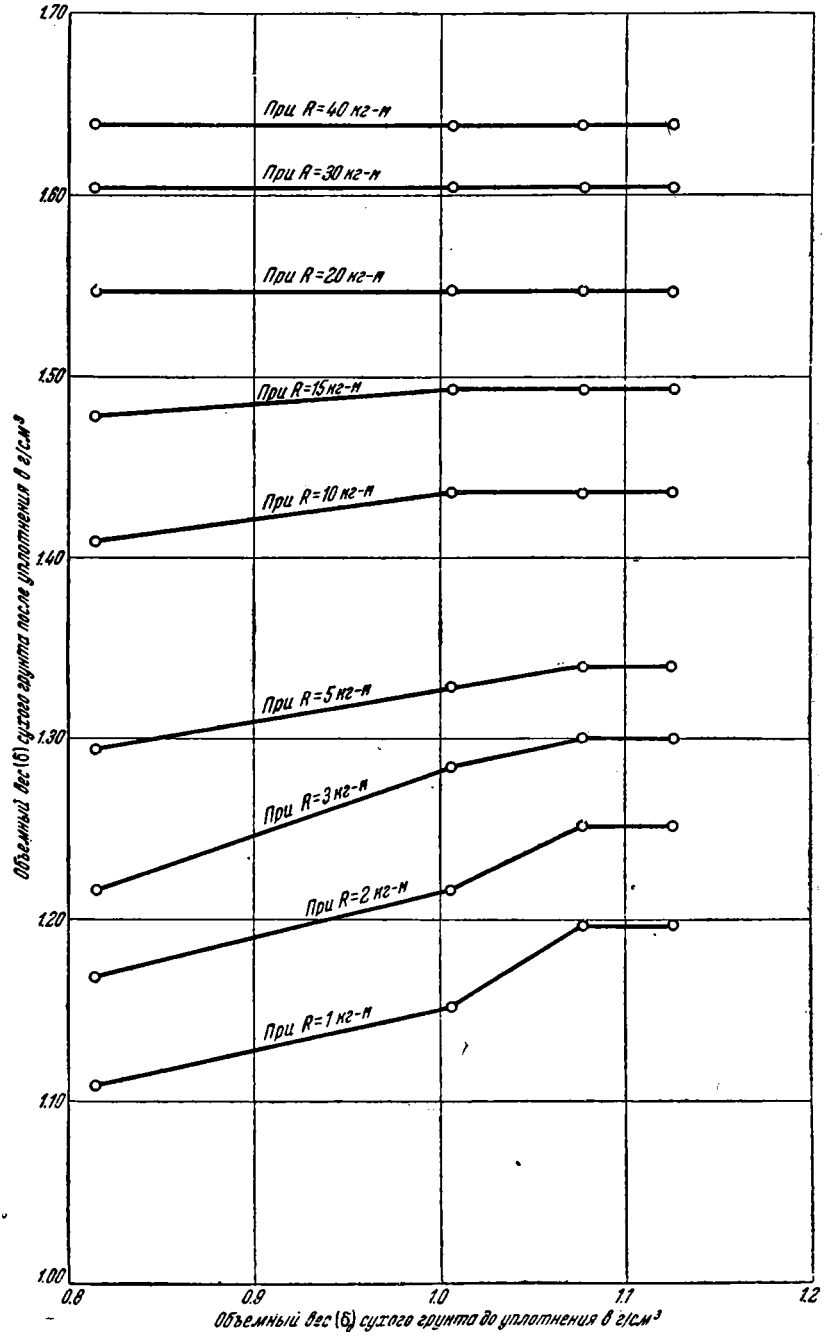
Это позволяет утверждать, что практически в условиях опыта степень плотности грунта δ можно считать зависящей от трех величин: уплотняющей работы R, влажности грунта w и веса твердой фазы, т. е. $\delta = f(R, w, Q)$. Таким образом, сохраняя постоянным при всех опытах величину Q и R, можно выяснить точную зависимость между степенью плот-



Фиг. 9. Зависимость объемного веса от степени плотности насыпки (кампанский песок; R — уплотняющая работа).

ности и влажностью грунта. С другой стороны, оставляя постоянными величины Q и w, можно выяснить зависимость между δ и R.

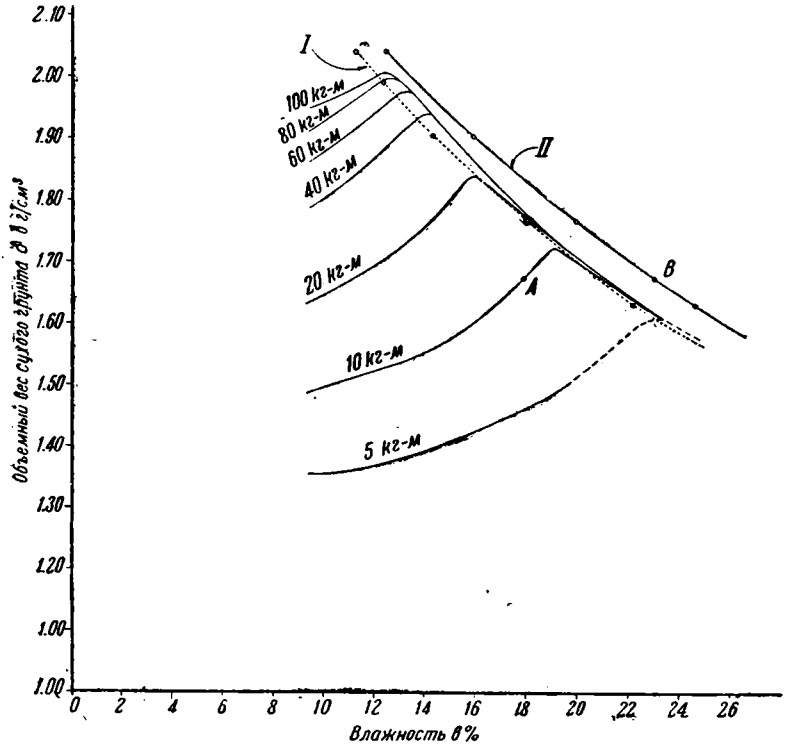
Изложенная методика, в отличие от других известных в настоящее время, позволяет с очень небольшой затратой времени установить последнюю зависимость, поскольку все необходимые для этого данные получаются при одной загрузке исследуемого грунта в цилиндр для уплотнения. Постоянство других величин, определяющих собой процесс уплотнения, w и Q, в этом случае обеспечивается полностью.



Фиг. 10. Зависимость объемного веса до и после уплотнения при различных работах (песок кампана).

Экспериментальные данные, полученные в процессе опыта, изображаются графически в виде кривых зависимости объемного веса от влажности при постоянной работе и кривых зависимости объемного веса от работы при постоянной влажности. В качестве примера на фиг. 11 и 12 приведены подобные кривые для одного из образцов покровных суглин-

ков, взятого с Донского склона канала Волга—Дон. Эти кривые с достаточной полнотой характеризуют способность грунта к уплотнению и позволяют вполне обоснованно, назначив необходимую степень уплотнения грунта, укладываемого в тело плотины, выбирать наиболее эффективный способ производства работ по укатке грунта и ту влажность, которая обеспечивает получение необходимой степени уплотнения с затратой минимальной работы. Наличие подобных кривых позволяет производить сравнительную оценку грунтов с точки зрения пригодности их для укладки



Фиг. 11. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности для различных работ (покровный суглинок Донского склона канала Волга — Дон).

I — кривая объемного веса сухого грунта при коэффициенте влажности K_{w} =0.9; *II*—кривая объемного веса сухого грунта при коэффициенте влажности K_{w} =1.0 (уд. вес γ=3.72).

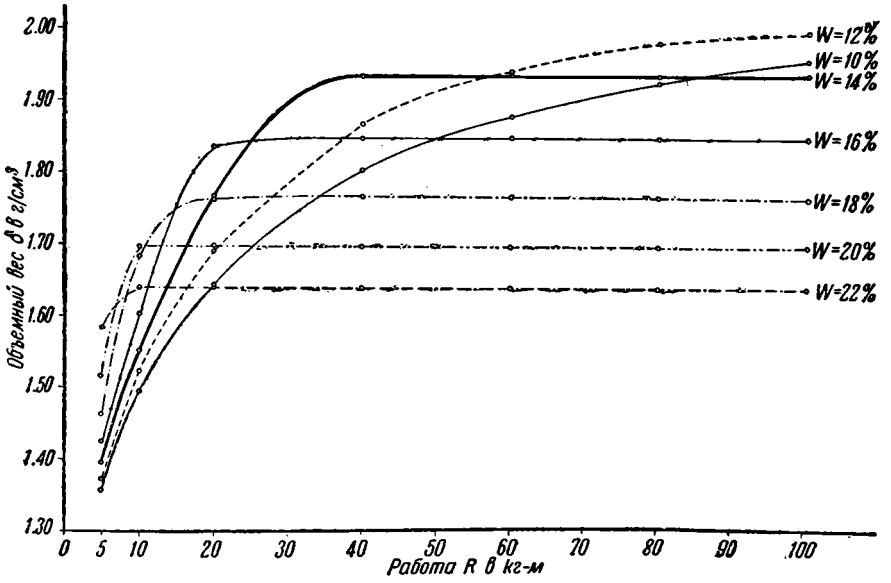
в тело земляных сооружений и устранить произвол в назначении степени уплотнения грунта, необходимой для обеспечения устойчивости и долговечности сооружения.

На фиг. 11, кроме экспериментальных кривых, нанесена так называемая «кривая нуля» воздушных пустот. Эта теоретическая кривая показывает, какое максимальное уплотнение при данной влажности может иметь грунт, если относительная влажность его будет равна единице, т. е. поры будут полностью заполнены водой. Как видно из экспериментальных кривых, при любом уплотнении в грунте остается некоторый объем защемленного воздуха. Из сопоставления экспериментальных кривых с теоретической можно легко вычислить количество защемленного воздуха. Графически это количество представляет собой отрезок прямой, параллельный оси абсцисс и заключенный между точками экспериментальной и теоретической кривых, отвечающих данному объемному весу

сухого грунта. Так, для объемного веса 1.68 г/см³ и работы 10 кгм этот отрезок равен отрезку AB, а численно объем защемленного воздуха, выраженный в единицах влажности, равен в этом случае 22.75—17.90 = =4.85%. По отношению ко всему объему грунта это количество защемленного воздуха, очевидно, будет составлять 2.88%, а по отношению к объему пор — 21.4%. Относительная влажность (коэффициент влажности) равна в этом случае 0.786. Теоретическую кривую легко построить по уравнению:

$$w_0 = \frac{\gamma - \delta}{\gamma\delta}, \qquad (11)$$

где w_0 — влажность в долях единицы (при полном насыщении пор водой),
γ — удельный вес породы,
δ — объемный вес сухого грунта.



Фиг. 12. Зависимость объемного веса от работы.

Как видно из уравнения (11), положение кривой в значительной степени зависит от удельного веса породы. Недостаточно точное определение удельного веса, естественно, не дает уверенности в правильности вычисления объема защемленного воздуха. При значительном же преуменьшении значений удельного веса, как это сравнительно часто бывает, при определении его без вакуума, теоретическая кривая будет пересекаться с экспериментальными, чего, очевидно, быть не должно. Поэтому к определению удельного веса при изучении уплотняемости пород необходимо относиться с большим вниманием и обеспечивать точность определения порядка до 0.01.

Описанная методика, давая при небольшой сравнительно затрате времени достаточно полную характеристику уплотняемости пород при разных влажностях и работах, не дает еще других расчетных данных, необходимых при проектировании земляных плотин. Поэтому лабораторное изучение способности рыхлых горных пород к уплотнению следует дополнять характеристикой сопротивления грунтов срезающим усилиям и определением коэффициента фильтрации их при данной степени уплотнения. Разработка соответствующей методики является очередной зада-

чей в области изучения рыхлых горных пород, как материала для тела земляных сооружений. Некоторые результаты уже получены в Геологическом институте.

Статья закончена 15/III 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Proctor R. R. Fundamental Principles of Soil Compaction, «Eng. News Record», 3/VIII, 7/IX, 28/IX, 1933.
2. Zimmermann B. G. Laboratory Determination of Optimum Soil Moisture, «Eng. News Record», 13/VI, 1935.
3. Campbell F. B. Modified Soil Control Proposed for Rolled-fill Dam Construction, «Eng. News Record», 30/I, 1936.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

В. А. ПРИКЛОНСКИЙ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О СПОСОБНОСТИ РЫХЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД К УПЛОТНЕНИЮ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ДИНАМИЧЕСКОЙ НАГРУЗКИ

Рыхлые горные породы часто используются в качестве материала для земляных сооружений (плотины, дамбы, железнодорожные и шоссейные насыпи и т. д.). Требования, предъявляемые к этим материалам строительной техникой, по мере увеличения размера сооружений непрерывно повышаются. Если раньше при небольших сооружениях отсутствие точного знания физико-механических свойств пород, приобретаемых ими в теле сооружения, обычно перекрывалось большими запасами прочности, то в грандиозных сооружениях последнего времени, когда высота насыпи достигает многих десятков метров, такой подход вызывает непроизводительную затрату огромных средств и не дает все же уверенности в устойчивости и надежности сооружения. Поэтому в последние два-три года в мировой литературе появляются сообщения о попытках отыскания путей и методов оценки рыхлых горных пород как материала для земляных сооружений на основе детального изучения физико-механических свойств, искусственно создаваемых при укладке пород в тело сооружения [1, 4, 5, 7, 8, 9, 10]. Однако на сегодняшний день нельзя еще считать этот вопрос окончательно разрешенным, и всякое вновь проведенное исследование представляет большой практический и научный интерес.

В 1936 г. в связи с договорными работами, выполнявшимися Отделом инженерной геологии и гидрогеологии Геологического института в порядке содействия крупным строительствам Союза (Управление Волго-Донского канала, железнодорожной магистрали Москва—Донбасс и др.), под руководством автора настоящей статьи были проведены небольшие работы по изучению уплотняемости связных грунтов под действием динамической нагрузки. Несмотря на небольшой объем проведенных исследований, некоторые данные, полученные в результате работы, в силу указанных выше причин, можно думать, будут небезынтересны как в научном, так и в практическом отношении, лишний раз обратив внимание проектирующих и строительных организаций на необходимость надлежащего изучения уплотняемости рыхлых горных пород.

Исследованию подверглись восемь образцов различных горных пород из районов крупного строительства СССР, перечисленные в табл. 1.

Механический состав исследованных пород, определенный обычным способом по Сабанину-Робинзону, приведен в табл. 2. На фиг. 1. изображены интегральные логарифмические кривые механического состава этих пород, а на фиг. 2 механический состав дан в треугольных координатах по соотношению трех основных групп фракций: глины (<0.005 мм), пыли (0.05—0.005 мм) и песка (>0.05 мм). На той же фиг. 2 показан механический состав так называемых оптимальных грунтовых смесей, обладающих, по данным дорожной практики, наиболее благоприятными свойствами.

ТАБЛИЦА 1

№ образца	Наименование породы	Место взятия образца
1	Покровный легкий суглинок четвертичного возраста	Донской склон трассы канала Волга—Дон, буровая скважина № 1008, глубина 0.40—3.80 м
2	То же	То же, буровая скважина № 1009, глубина 2.80—8.10 м
3	То же	То же, буровая скважина № 1007, глубина 0.45—5.08 м
4	То же	То же, буровая скважина № 1008, глубина 9.30—12.12 м
5	Кампанский сильно глинистый песок	Правый берег р. Дона у Кумовского створа проектируемой Донской плотины, расчистка на абсолютной отметке 47.68 м
6	Онкофоровый глинистый песок	Волжский склон трассы канала Волга—Дон, шурф № 547, глубина 10 м
7	Аллювиальный песок четвертичного возраста	Донской склон трассы канала Волга—Дон, буровая скважина № 1014, глубина 1.05—3.15 м
8	Покровный суглинок четвертичного возраста	Трасса железнодорожной магистрали Москва—Донбасс у станции Мордвес, из резерва с глубины 1.8 м от бровки

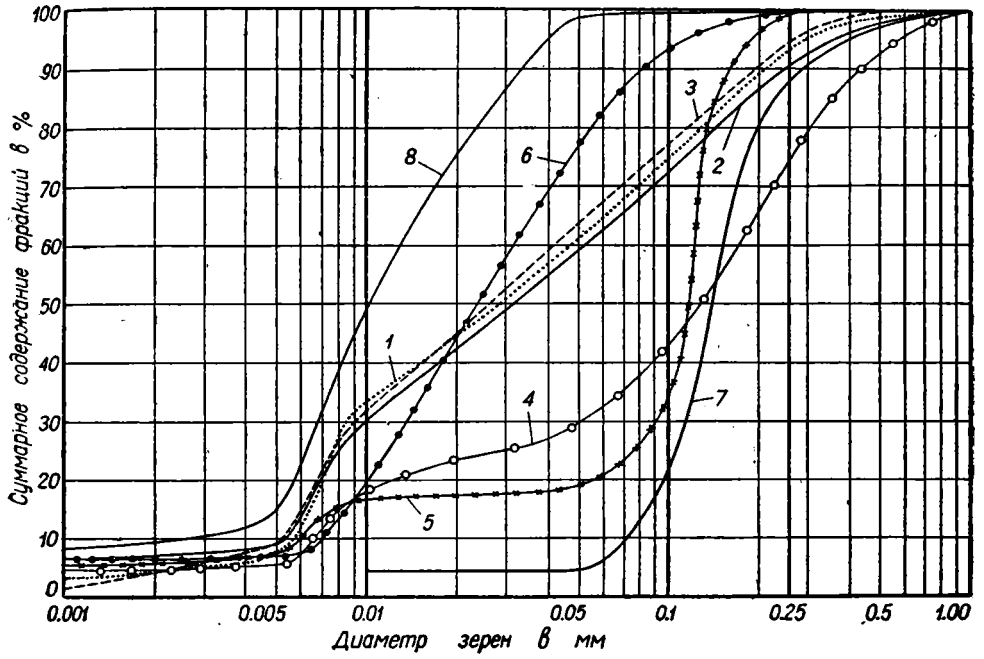
Как видно из данных табл. 2 и фиг. 1 и 2, исследованные породы, за исключением образца № 7, представляют собой супеси или легкие суглинки преимущественно с преобладанием пылеватых частиц. Образец № 7 представляет очень мелкий однородный песок с содержанием фракции от 0.25 до 0.05 мм в количестве 81.13%. По коэффициенту неоднородности (по Газену) исследованные породы можно подразделить на три группы: первая, с коэффициентом неоднородности от 2 до 5 (образцы № 6, 7 и 8), вторая — от 8 до 10 (образцы № 1, 2 и 3) и третья, с наиболее высоким коэффициентом неоднородности, превышающим 20 (образцы № 4 и 5). Однако следует отметить, что этот коэффициент, эмпирически выведен-

ТАБ

№ образца	Диаметры фракций в мм и их					
	1—0.25	0.25—0.05	0.05—0.01	0.01—0.005	0.005—0.001	< 0.001
1	6.01	33.00	28.44	24.35	4.36	3.84
2	9.80	30.91	28.11	22.24	3.07	5.87
3	5.15	31.65	31.47	22.78	7.68	1.27
4	25.10	45.26	11.40	12.42	1.52	4.30
5	0.46	81.13	1.43	9.78	1.54	5.66
6	0.13	22.95	57.48	12.86	0.51	6.07
7	11.70	83.96	следы	не определялись		
8	0.06	1.13	49.27	35.35	5.94	8.25

ный для определенных целей, недостаточно точно отражает разнородность механического состава пород.

Действительно, по данным табл. 2 и особенно по кривым фиг. 1 видно, что образец № 5 по своему механическому составу очень близко стоит к образцу № 7. Как тот, так и другой очень однородны и содержат фрак-



Фиг. 1. Интегральные логарифмические кривые механического состава (цифры — номера образцов).

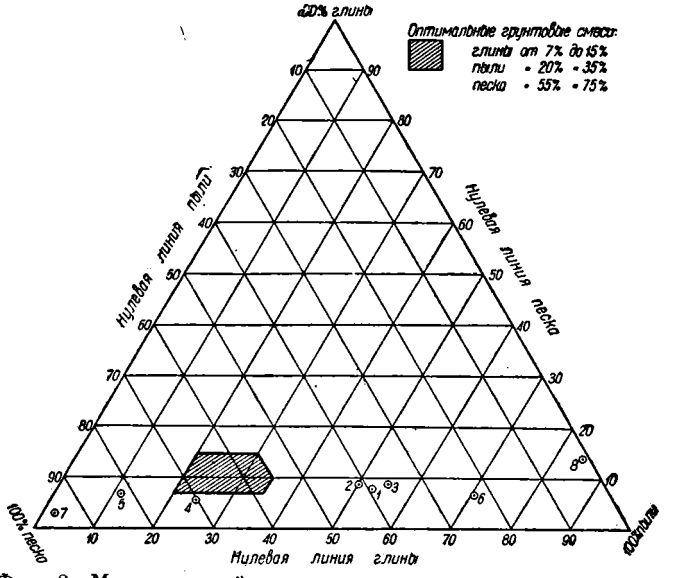
ции от 0.25 до 0.05 мм свыше 80%. В то же время, по Газену, коэффициенты неоднородности у обоих образцов резко отличаются друг от друга и равны для образца № 5 — 22, а для образца № 7 — 2. Из этих примеров видно, что коэффициент неоднородности, по Газену, не может применяться для характеристики степени неоднородности механического состава пород во

ЛИЦА 2

содержание в %				Действующий диаметр в мм	Коэффициент неоднородности	Наименование породы по классификации проф. Иванова
<0.01	песок 1—0.05	пыль 0.05—0.005	глина <0.005			
32.55	39.01	52.79	8.20	0.005	10	Супесь тяжелая пылеватая
31.18	40.71	50.35	8.94	0.005	10	Супесь тяжелая пылеватая
31.73	36.80	54.25	8.95	0.005	8	Супесь тяжелая пылеватая
18.24	70.36	23.82	5.82	0.007	26	Супесь легкая
16.98	81.59	11.21	7.20	0.006	22	Супесь тяжелая
19.44	23.08	70.34	6.58	0.007	4	Супесь легкая пылеватая
4.34	95.66	не определялись		0.076	2	Очень мелкий песок
49.54	1.19	84.62	14.19	0.003	5	Суглинок легкий пылеватый

всех случаях инженерно-геологической практики. Из фиг. 2 видно, что ни одна из исследованных пород не обладает механическим составом оптимальных смесей, и ближе всего к ним стоит образец № 4. Как будет видно из дальнейшего, этот образец показал и наиболее высокую способность к уплотняемости под действием динамической нагрузки.

В табл. 3 приведены результаты в граммах на 100 г породы химического анализа водной, а в табл. 4 — солянокислой вытяжек некоторых из исследованных пород. Как видно из этих данных, подвергнутые анализу образцы относятся к очень слабо засоленным породам, среди простых солей которых преобладает углекислый кальций.



Фиг. 2. Механический состав в треугольных координатах.

ТАБЛИЦА 3

Анализы водных вытяжек

№ образца	Общее содержание солей			Отдельные составляющие			Возможное содержание солей		$\frac{CaCO_3}{CaSO_4}$
	сухой остаток	потеря при прокаливании	прокаленный остаток	Cl	SO_3	CaO	$CaSO_4$	$CaCO_3$	
1	0.77	0.44	0.33	следы	0.02	0.15	0.034	0.242	7.1
2	0.83	0.40	0.43	нет	0.04	0.17	0.068	0.253	3.7
3	0.41	0.09	0.32	нет	0.09	0.13	0.153	0.119	0.78
4	0.54	0.25	0.29	следы	0.03	0.19	0.050	0.302	6.1
7	0.09	0.03	0.06	нет	0.01	0.02	0.017	0.023	1.36

Данные табл. 5, в которой сведены главнейшие физические свойства пород, показывают, что все исследованные образцы, за исключением образцов № 4, 6 и 7, характеризуются сравнительно высокими для подобного типа пород числами пластичности. Нижний предел пластичности, число пластичности и максимальная молекулярная влагоемкость, по Лебедеву, для каждого отдельного образца, за исключением образца № 6, близки между собой, что хорошо согласуется с данными проф. Лебедева

ТАБЛИЦА 4

Анализы солянокислых вытяжек

№ образца	Количество растворимых солей	Минеральный нерастворимый остаток	Полуторные окислы	$CaSO_4$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	Из силикатов MgO	$\frac{CaCO_3}{CaSO_4}$
1	21.43	78.57	3.97	0.33	10.35	0.77	0.91	31.36
2	16.61	83.39	3.55	0.35	7.01	—	0.97	20.03
3	19.98	80.02	3.89	0.30	9.58	0.82	0.39	31.93
4	9.95	90.05	2.44	0.19	3.64	0.60	0.36	19.15

ТАБЛИЦА 5

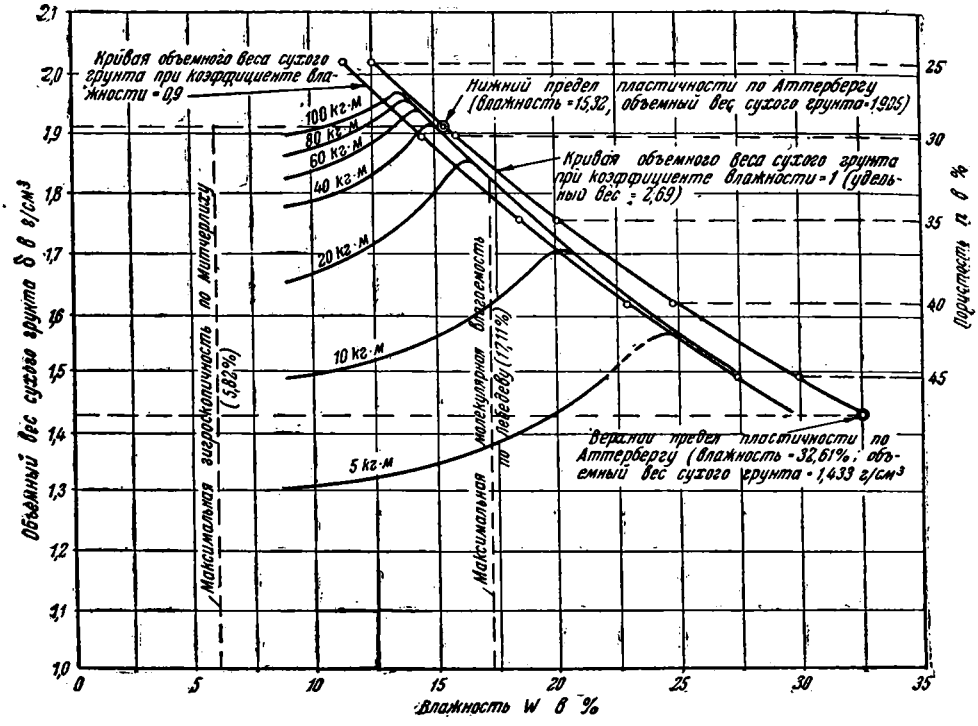
№ образца	Удельный вес	Максимальная гигроскопичность по Митчерлиху	Максимальная молекулярная влагоемкость по Лебедеву[1]	Константы Аттерберга			Объемный вес сухого грунта	
				верхний предел пластичности[2]	нижний предел пластичности	число пластичности	при нижнем пределе пластичности	при верхнем пределе пластичности
1	2.69	5.82	17.11	32.61	15.32	17.29	1.905	1.433
2	2.72	5.59	16.52	31.91	15.06	16.85	1.930	1.456
3	2.72	6.60	16.74	35.79	16.38	19.41	1.882	1.379
4	2.67	4.15	12.32	22.98	12.98	10.00	1.982	1.654
5	2.65	7.02	20.32	33.92	17.94	15.98	1.798	1.395
6	2.77	4.61	11.85	36.78	26.43	10.35	1.599	1.372
7	2.67	0.52	2.80	Непластичен				
8	2.72	6.53	17.38	37.02	17.16	19.86	1.854	1.355

и выводами геотехнической лаборатории строительства канала Волга — Москва [6, 11]. Причины отклонения от указанной закономерности образца. № 6 пока еще недостаточно ясны. Интересно отметить, что и по способности к уплотнению этот образец также выделяется среди исследованных пород.

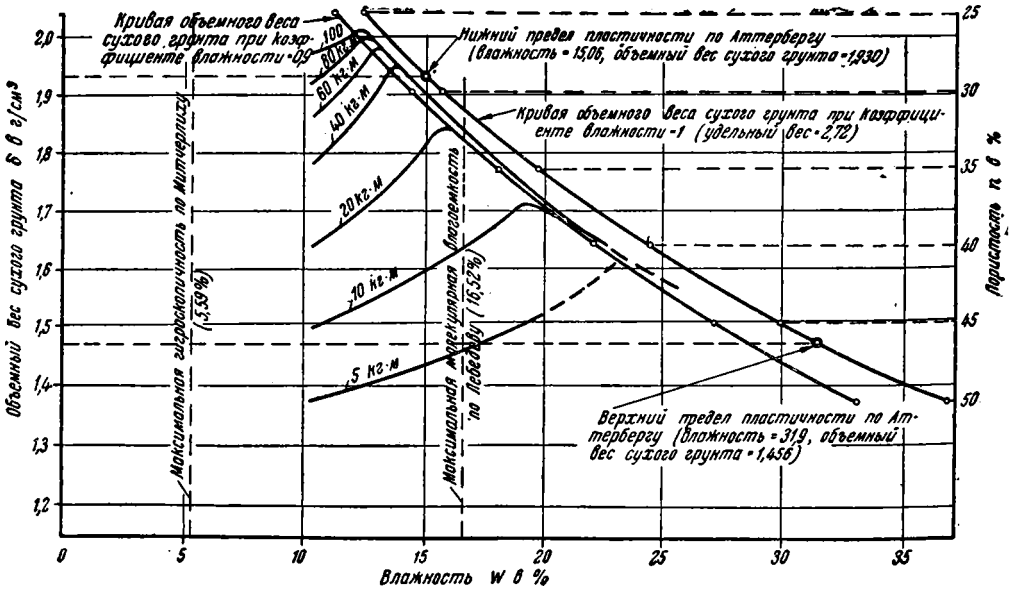
Устойчивость искусственно возведенных насыпей определяется теми механическими свойствами, которыми характеризуется рыхлая горная порода, уложенная в тело сооружения. Эти механические свойства в свою очередь зависят от физического состояния породы в сооружении, а физическое состояние предопределяется той степенью уплотнения, которую приобретает порода в процессе возведения сооружения при уплотнении ее тем или иным способом (трамбование, укатывание и пр.). Поэтому предварительное лабораторное изучение способности рыхлых горных пород уплотняться под действием динамической нагрузки должно являться одним из важнейших способов исследования этих пород как материала для земляных сооружений.

Изучение уплотняемости было проведено в физико-механической лаборатории Геологического института по методу и на аппаратуре, разработанным автором настоящей статьи совместно с научным сотрудником института Н. В. Коломенским и описанным в специальной статье настоящего сборника. Уплотняемость большинства образцов определялась при

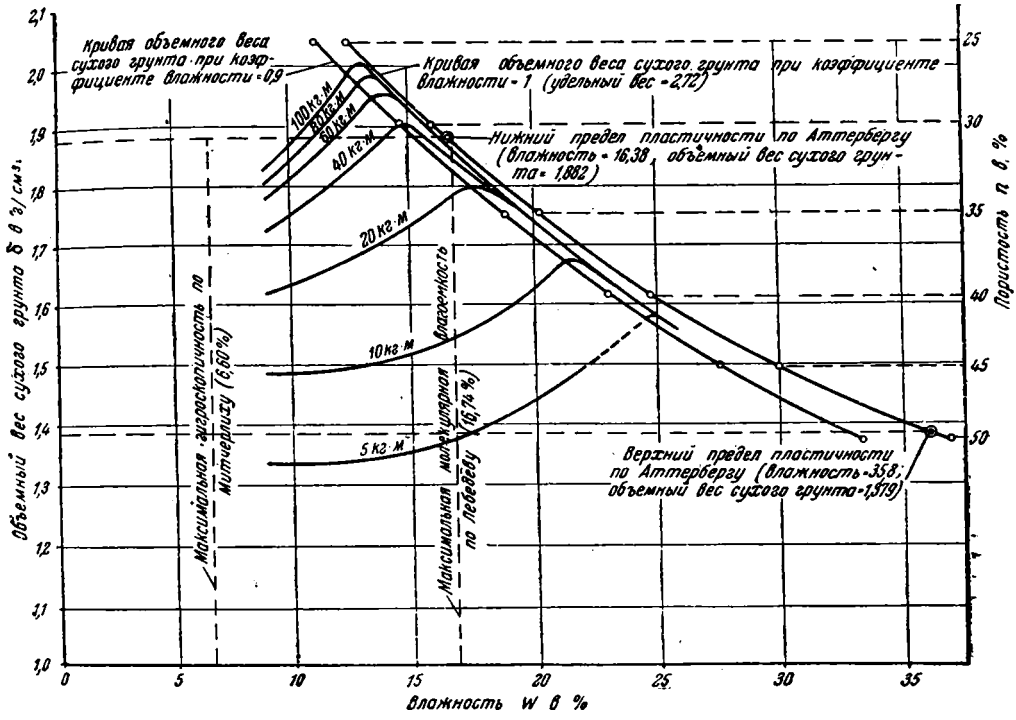
[1] Определялось центрифугированием.
[2] Определялся обычным ручным способом.



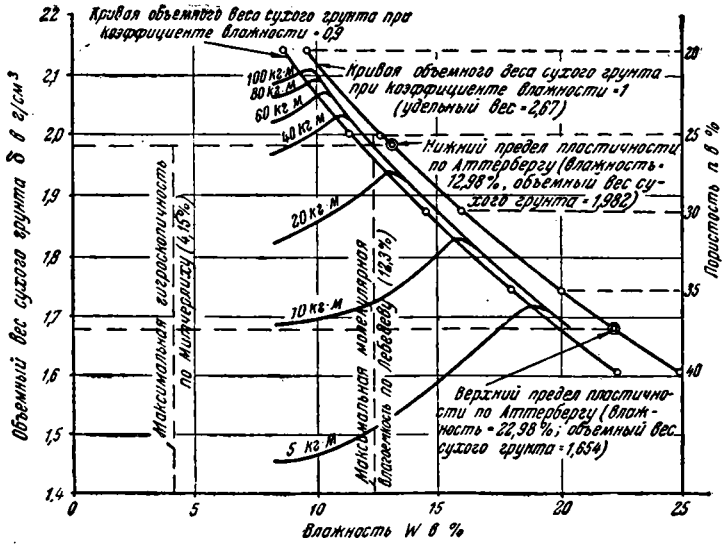
Фиг. 3. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности при различных работах; образец № 1.



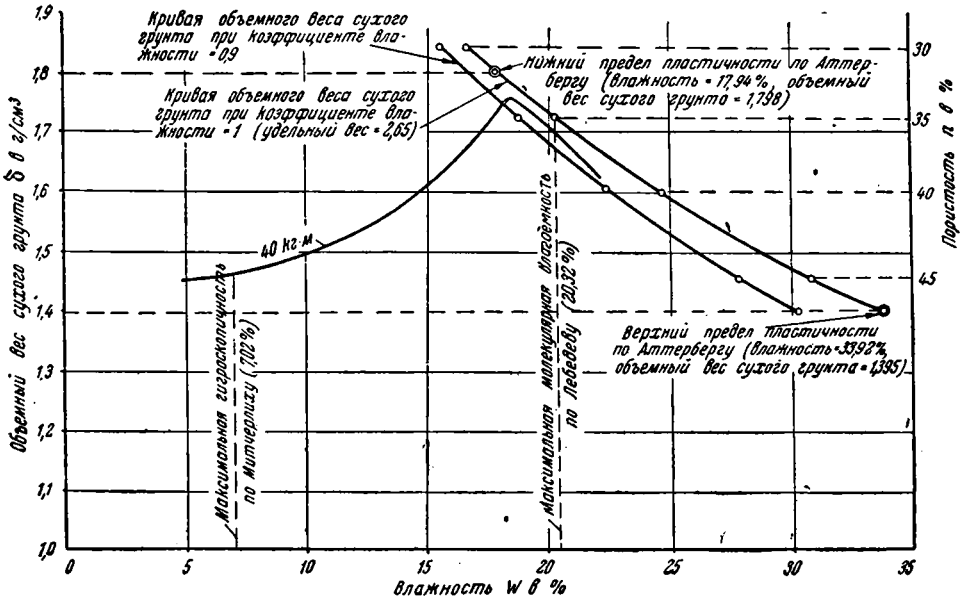
Фиг. 4. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности для различных работ; образец № 2.



Фиг. 5. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности для различных работ; образец № 3.

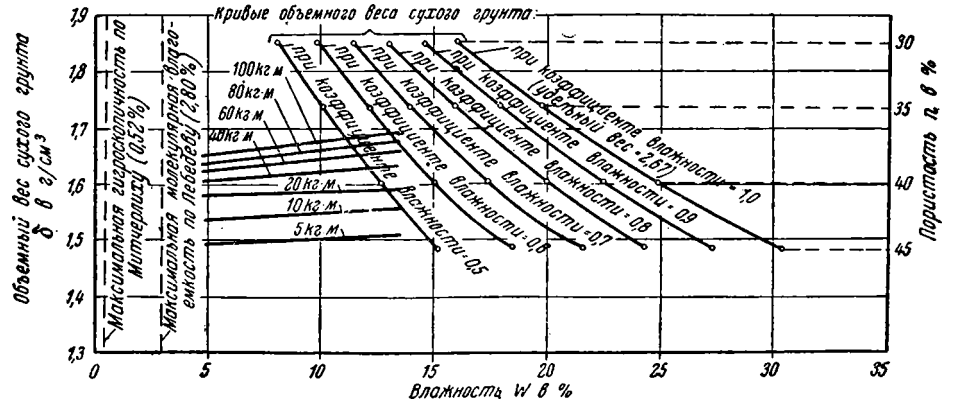


Фиг. 6. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности для различных работ; образец № 4.



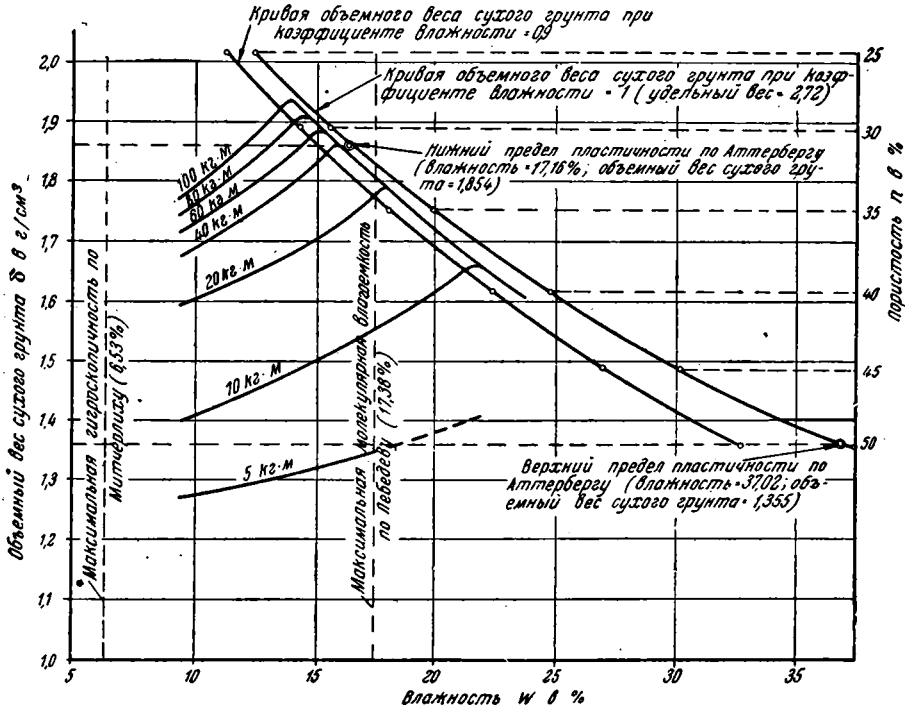
Фиг. 7. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности для работы 40 кгм; образец № 5.

Фиг. 8. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности при работе в 40 кгм; образец № 6.



Фиг. 9. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности при различных работах; образец № 7.

различных работах, вариировавших в пределах от 5 до 100 кгм. Результаты исследования изображены на фиг. 3—10, где графически дана зависимость степени уплотнения отдельных образцов, выражавшаяся объемным весом сухого грунта, [1] от влажности при различной интенсивности уплотнения (работы). На этих же графиках справа дан коэффициент пористости породы, отвечающий объемному весу сухого образца, нанесенному слева. Как видно из графиков, все исследованные породы с точки зрения влияния увлажнения на способность их к уплотнению могут быть



Фиг. 10. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности для различных работ; образец № 8.

подразделены на три группы. К первой группе, способность к уплотнению которой в очень сильной степени зависит от степени увлажнения, относятся образцы № 1, 2, 3, 4, 5 и 8, т. е. большинство исследованных пород. Вторая группа с более слабой зависимостью уплотняемости от увлажненности представлена одним образцом № 6 (онкофоровый глинистый песок). К третьей группе, уплотняемость которой почти не зависит от влажности, относится аллювиальный мелкий песок образца № 7.

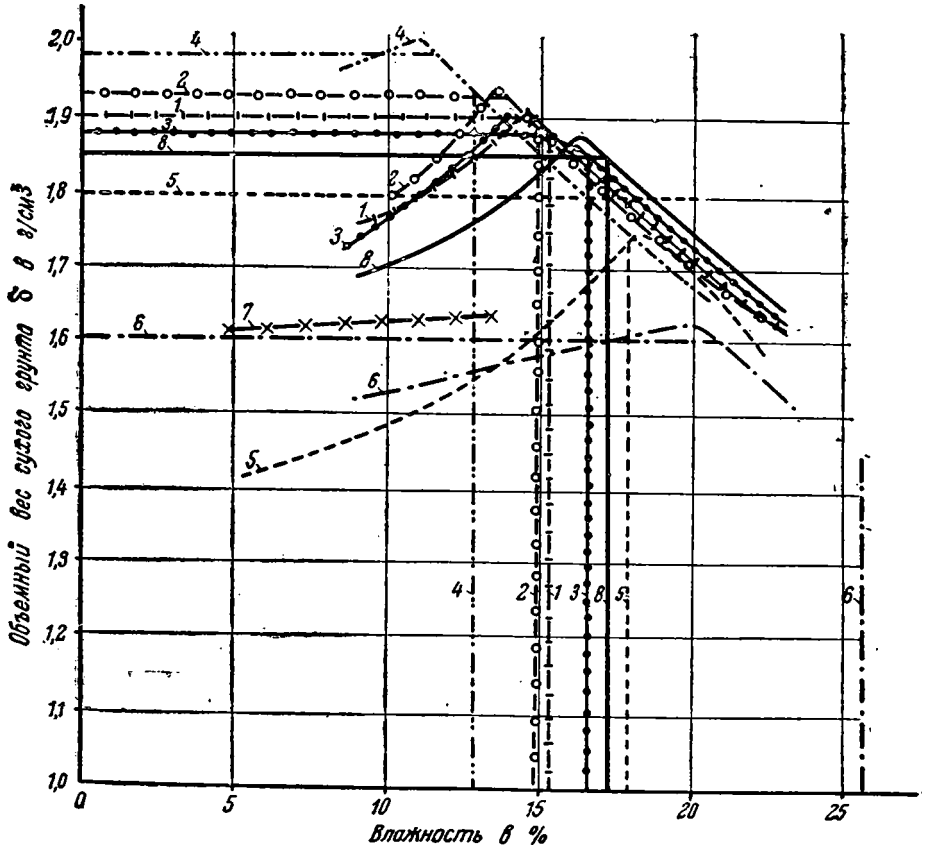
Указанную зависимость удобно характеризовать некоторым коэффициентом, представляющим тангенс усредненного угла наклона соответствующей кривой к оси абсцисс или, что то же, отношение приращения объемного веса сухого образца к соответствующему интервалу влажности, выраженному в процентах. В табл. 6 даны эти коэффициенты, вычисленные для работы в 40 кгм.

[1] Объемный вес сухого грунта представляет собой вес единицы объема уплотненной породы, за вычетом воды, и легко может быть вычислен по формуле: $\delta = \frac{\delta_w}{1+w}$, где δ — объемный вес сухого грунта, δ_w — объемный вес грунта с влажностью w, w — весовая влажность грунта в долях единицы.

ТАБЛИЦА 6

Группа	№ образца	Влажность в %		Объемный вес сухого грунта		Коэффициент уплотняемости
		минимальная	максимальная	минимальный	максимальный	
I	1	9.0	15.0	1.766	1.910	0.024
	2	9.5	13.8	1.790	1.940	0.035
	3	8.7	14.4	1.730	1.906	0.033
	4	8.0	10.8	1.958	2.028	0.025
	5	5.4	18.3	1.448	1.746	0.023
	8	9.1	16.1	1.678	1.870	0.027
II	6	9.0	20.7	1.524	1.624	0.009
III	7	5.0	13.5	1.610	1.630	0.002

Как видно из данных табл. 6, величина указанного выше коэффициента в первой группе выражается сотыми долями. Эта величина в 3—4 раза больше коэффициента второй группы и в 12—17 раз превышает коэффициент третьей группы. Практически это резкое различие приводит



Фиг. 11. Зависимость объемного веса сухого грунта от влажности для разных пород при работе 40 кгм.

Горизонтальными линиями указан объемный вес сухого грунта при нижнем пределе пластичности по Аттербергу. Вертикальными линиями указана влажность нижнего предела пластичности по Аттербергу (цифры — номера образцов).

к важному выводу, что в процессе производства работ степень увлажнения пород первой группы должна очень строго контролироваться для получения заданной степени уплотнения. Породы второй группы допускают большие колебания влажности при укладке в тело сооружения, не требуя столь жесткого контроля степени увлажнения, как породы первой группы. Наконец, степень увлажнения пород третьей группы с ничтожным коэффициентом уплотняемости почти не влияет на уплотняемость пород и практического значения не имеет. Указанное различие пород первой, второй и третьей групп хорошо видно также на сводном графике (фиг. 11), где сопоставлены кривые уплотнения всех исследованных образцов при работе в 40 кгм.

Для практической сравнительной оценки уплотняемости пород представляет интерес не только зависимость ее от влажности, удобно характеризующаяся коэффициентом уплотнения (табл. 6), но и абсолютное значение максимально возможного уплотнения при данной работе, выражающегося через соответствующий объемный вес сухого грунта. Из фиг. 3—11 и табл. 7 видно, что исследованные породы в этом отношении достаточно резко между собой отличаются.

ТАБЛИЦА 7

№ образца	Объемный вес сухого грунта при пределах пластичности по Аттербергу		Работа в кгм						
			5	10	20	40	60	80	100
	нижний предел	верхний предел	Максимальный объемный вес сухого грунта (при оптимальной влажности)						
1	1.905	1.433	1.567	1.706	1.842	1.910	1.926	1.944	1.958
2	1.930	1.456	1.612	1.722	1.840	1.940	1.976	1.998	2.006
3	1.882	1.379	1.574	1.666	1.794	1.906	1.956	1.980	1.998
4	1.982	1.654	1.710	1.824	1.938	2.028	2.062	2.086	2.098
5	1.798	1.395	—	—	—	1.746	—	—	—
6	1.599	1.372	—	—	—	1.624	—	—	—
8	1.854	1.355	—	1.668	1.796	1.870	1.910	1.938	1.956

Так, если образец № 4 показывает очень большую способность уплотняться под действием динамической нагрузки, то образец № 6 этой способностью обладает в наименьшей степени. Действительно, если максимальный объемный вес сухого грунта (табл. 7) для образца № 4 при работе в 40 кгм оказался равным 2.028, то соответствующий объемный вес для образца № 6 достиг лишь 1.624 при одинаковом исходном объемном весе до уплотнения.

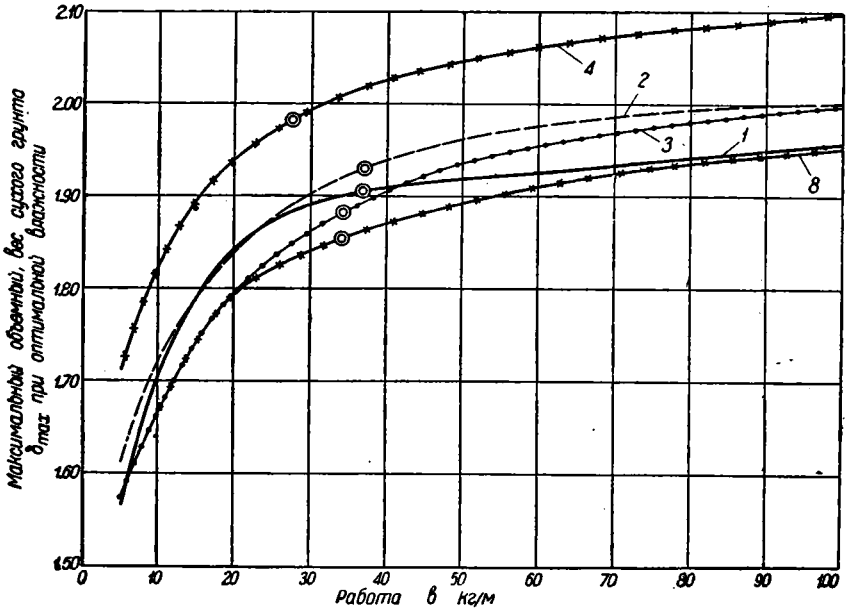
Третьей практически важной характеристикой уплотняемости пород служит так называемая оптимальная влажность пород, при которой та или иная работа дает максимальный эффект уплотнения. Из фиг. 3—11 и табл. 8 видно, что эта оптимальная влажность уменьшается с возрастанием работы, а для различных образцов, но при одной и той же работе, сильно вариирует. Так например, при работе в 40 кгм оптимальная влажность колебалась в пределах от 10.8% для образца № 4 до 20.7% для образца № 6.

Из сопоставления данных табл. 7 и 8 и фиг. 11 видно, что эта оптимальная влажность находится в обратной зависимости от способности пород к уплотнению. Чем меньше оптимальная влажность, тем больший максимальный объемный вес сухого грунта можно получить при затрате одной и той же работы.

ТАБЛИЦА 8

№ образца	Максимальная молекулярная влагоемкость по Лебедеву	Пределы пластичности по Аттербергу		Работа в кгм						
		нижний	верхний	5	10	20	40	60	80	100
				Оптимальная влажность в %						
1	17.11	15.32	32.61	24.0	19.6	16.3	15.0	14.6	14.1	13.8
2	16.52	15.06	31.91	22.9	18.9	15.8	13.8	13.0	12.5	12.2
3	16.74	16.38	35.79	24.8	21.3	17.7	14.4	13.9	13.3	12.9
4	12.32	12.98	22.98	19.00	15.9	12.8	10.8	10.3	9.9	9.7
5	20.32	17.94	33.92	—	—	—	18.3	—	—	—
6	11.85	26.43	36.78	—	—	—	20.7	—	—	—
8	17.38	17.16	37.02	—	22.0	18.1	16.1	15.1	14.4	14.0

Четвертым вопросом, который позволяют осветить проведенные исследования, является эффективность уплотнения по мере увеличения работы. На фиг. 12 сопоставлен максимальный объемный вес с со-

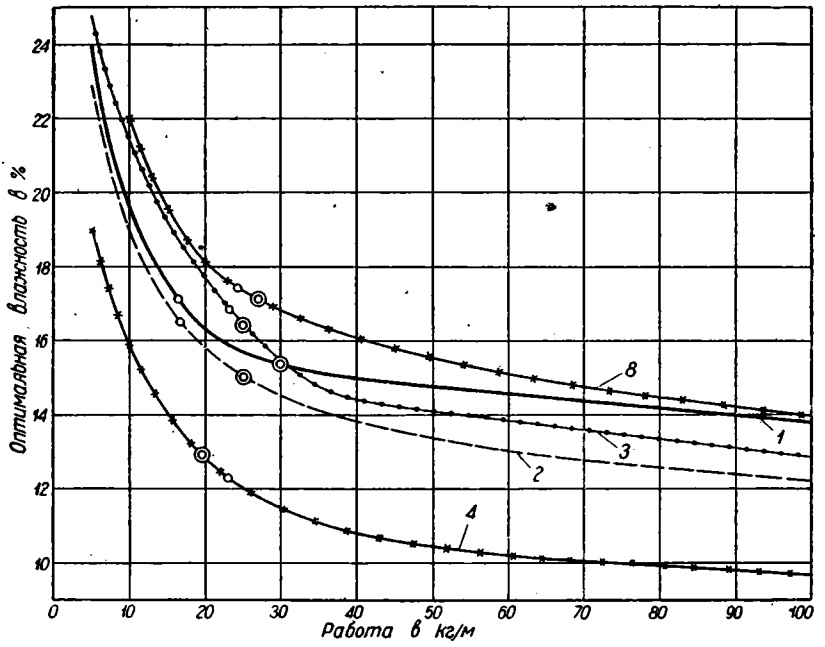


Фиг. 12. Зависимость максимального объемного веса сухого грунта от работы для разных пород (цифры — номера образцов).

ответствующей ему работой для различных образцов. Из рассмотрения приведенных на фиг. 12 кривых видно, что эффективность уплотнения с увеличением работы быстро растет лишь до работы порядка 25—35 кгм. При дальнейшем увеличении работы эффективность уплотнения, характеризующаяся максимальным объемным весом сухого грунта, резко снижается и при работах выше 40—50 кгм достигает весьма незначительных величин. Отсюда следует, что при укатке насыпи применять работу, большую той, которая отвечает работе при лабораторном исследовании порядка 30—35 кгм, не эффективно. Как будет видно из дальнейшего, надлежащий подбор влажности уплотняемого образца при ра-

ботах порядка 25—30 кгм позволяет обеспечить вполне достаточную устойчивость и, в случае надобности, водонепроницаемость насыпи.

Проведенные исследования позволяют сделать некоторые небезынтересные сопоставления между главнейшими физическими свойствами пород и их способностью к уплотнению под действием динамической нагрузки. Для этого на фиг. 3—11 и в табл. 7 и 8 указаны влажность при нижнем и верхнем пределах Аттерберга, объемный вес сухого образца при тех же пределах, максимальная молекулярная влагоемкость по Лебедеву и максимальная гигроскопичность по Митчерлиху.

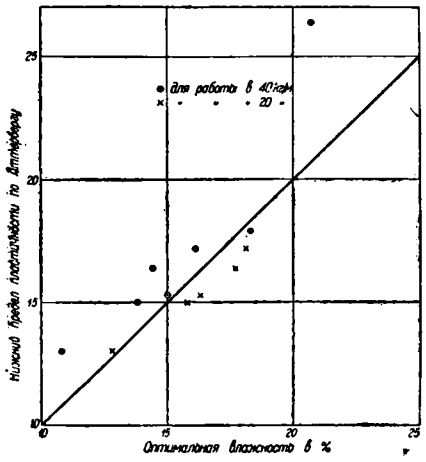


Фиг. 13. Зависимость оптимальной влажности от работы для разных пород (цифры — номера образцов; двойным кружком обозначена влажность при нижнем пределе пластичности по Аттербергу).

Из рассмотрения указанных фигур и таблиц прежде всего следует, что оптимальная влажность находится в прямой зависимости от пределов Аттерберга, уменьшаясь с их уменьшением. Так, для образца № 4 (табл. 8) нижний и верхний пределы Аттерберга равны соответственно 12.98 и 22.98, а оптимальная влажность при работах от 5 до 100 кгм лежит для этого образца в пределах от 19.0 до 9.7%. Для образца же № 3 с нижним и верхним пределами Аттерберга, соответственно равными 16.38 и 35.79, оптимальная влажность для тех же работ лежит в пределах от 24.8 до 12.9%.

Далее, оказывается (фиг. 13, табл. 8), что оптимальная влажность для указанных выше «критических» работ порядка 25—35 кгм, при которых эффективность уплотнения более или менее резко снижается, очень близка к нижнему пределу пластичности Аттерберга. Из сопоставления фиг. 12 и 13 видно, что если уплотнять породу работой порядка 25—35 кгм при влажности, соответствующей нижнему пределу пластичности по Аттербергу, то в результате можно получить степень уплотнения с объемным весом сухого грунта, немного меньшим, чем объемный вес сухого грунта при нижнем пределе пластичности Аттерберга. Если же производить уплотнение при влажности на 1—2% меньшей, чем влажность нижнего предела пластичности Аттерберга, то при затрате несколько большей работы, порядка 30—35 кгм, можно довести степень уплотнения до объем-

ного веса сухого грунта, равного или даже несколько превышающего объемный вес сухого грунта при нижнем пределе пластичности Аттерберга.



Фиг. 14. Зависимость оптимальной влажности от нижнего предела пластичности по Аттербергу при работах 20 и 40 кгм.

На фиг. 14 сопоставлены оптимальные влажности исследованных образцов для работы в 20 и 40 кгм с нижним пределом пластичности по Аттербергу. Из рассмотрения рисунка достаточно хорошо видна указанная зависимость, причем для работы в 20 кгм оптимальная влажность, как правило, несколько выше нижнего предела пластичности, а для работы в 40 кгм несколько ниже его. На эту же зависимость указывают и цифры, приведенные в табл. 9 и 10, где даны отношения оптимальных влажностей при работах в 20 и 40 кгм к влажности нижнего предела пластичности по Аттербергу (табл. 9) и отношения максимальных объемных весов сухого грунта для тех же работ к соответствующим объемным весам при нижнем пределе пластичности.

Из данных табл. 9 видно, что при работе в 20 кгм оптимальная влажность обычно бывает несколько выше нижнего предела пластичности Аттерберга, а при работе в 40 кгм несколько ниже его. Данные табл. 10 показывают, что максимальный объемный вес сухого грунта, который можно получить работой в 20 кгм при соответствующей оптимальной влажности

ТАБЛИЦА 9

№ образца	Влажность в %			$\frac{w_1}{w_p}$	$\frac{W_2}{W_p}$
	оптимальная при работе в кгм		при нижнем пределе пластичности		
	20	40			
	w_1	w_2	w_p		
1	16.30	15.00	15.32	1.064	0.979
2	15.80	13.80	15.06	1.049	0.916
3	17.70	14.40	16.38	1.081	0.879
4	12.80	10.80	12.98	0.986	0.831
5	—	18.30	17.94	—	1.020
6	—	20.70	26.43	—	0.783
8	18.10	16.10	17.16	1.049	0.938

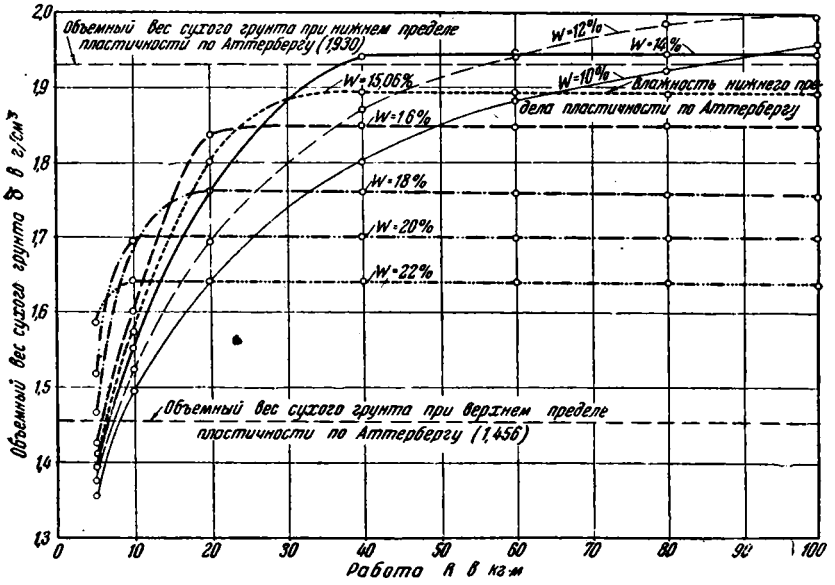
(табл. 9), обычно несколько меньше объемного веса сухого грунта, отвечающего нижнему пределу пластичности Аттерберга. При работе же в 40 кгм и соответствующей ей оптимальной влажности (табл. 9) максимальный объемный вес сухого грунта немного выше того, который отвечает нижнему пределу пластичности Аттерберга.

При графической обработке результатов уплотнения оказалось полезным, кроме указанных выше графиков, составлять также вспомогательные графики с кривыми зависимости объемного веса сухого грунта от работы для одной и той же влажности. Пример такого графика для образца № 2

ТАБЛИЦА 10

№ образца	Максимальный объемный вес сухого грунта при работе в кгм		Объемный вес сухого грунта при нижнем пределе пластичности Аттерберга	$\frac{\delta_1}{\delta p}$	$\frac{\delta_2}{\delta p}$
	20	40			
	δ_1	δ_2	δp		
1	1.842	1.910	1.905	0.967	1.003
2	1.840	1.940	1.930	0.953	1.005
3	1.794	1.906	1.882	0.953	1.013
4	1.938	2.028	1.982	0.978	1.023
5	—	1.746	1.798	—	0.971
6	—	1.624	1.599	—	1.016
8	1.796	1.870	1.854	0.969	1.009

приведен на фиг. 15. Интервалы влажности взяты через 2% и, кроме того, дана кривая для влажности 15.06%, отвечающей нижнему пределу пластичности Аттерберга. На этом же графике показаны объемные веса сухого грунта, соответствующие нижнему и верхнему пределам пластичности по Аттербергу. Кривые, изображенные на фиг. 15, с большой наглядностью иллюстрируют все высказанные ранее положения:



Фиг. 15. Зависимость объемного веса сухого грунта от работы при различной влажности; образец № 2.

1. Эффективность работы с увеличением ее падает — угол наклона кривых к оси абсцисс по мере увеличения работы уменьшается.

2. Эффективность работы с увеличением влажности увеличивается — кривые приближаются к оси ординат по мере увеличения влажности. При этом особенно резкое уменьшение эффективности работы наблюдается при влажностях на 2—3% ниже влажности предела пластичности.

3. Для каждой влажности существует свой предельный максимальный объемный вес сухого грунта, тем меньший, чем больше влажность.

При этом значении объемного веса кривые переходят в горизонтальные прямые. Фактически этот максимальный объемный вес всегда несколько меньше теоретического, вычисляемого по формуле:

$$\delta = \frac{\gamma}{1 + w_0\gamma},$$

где δ — теоретический объемный вес сухого грунта при коэффициенте влажности $= 1$;

γ — удельный вес породы;

w_0 — весовая влажность в долях единицы при коэффициенте влажности $= 1$.

Это указывает, что при уплотнении в грунте всегда остается некоторое количество защемленного воздуха и коэффициент влажности никогда не достигает единицы. По нашим исследованиям (фиг. 3—10) коэффициент влажности обычно колебался в пределах от 0.90 до 0.99, за исключением образца № 6, где максимальное его значение достигало лишь 0.83 (фиг. 8). [1]

4. Если в качестве оптимальной степени уплотнения задаться объемным весом сухого образца, отвечающего нижнему пределу пластичности Аттерберга, то из рассмотрения кривых фиг. 15 легко видеть, что при влажности, несколько большей 14%, такой степени уплотнения получить нельзя (соответствующие этим влажностям кривые лежат ниже прямой с объемным весом 1.930). Кроме того, легко также видеть, что минимальная работа, необходимая для достижения указанной степени уплотнения для рассматриваемого образца, будет порядка 35 кгм, а соответствующая влажность немного превысит 14%. При более низких влажностях принятую степень уплотнения получить можно, но при этом резко увеличиваются необходимые работы. Так, при влажности 14% соответствующая работа равняется 37 кгм, при влажности 12% — 60 кгм, а при влажности 10% — 85 кгм. Оптимальными условиями для получения указанной степени уплотнения будут, очевидно, работа 35 кгм и влажность около 14.2%.

Таким образом, применявшаяся методика исследования показала, что:

а) При работах порядка 30—35 кгм и влажности, несколько меньшей, чем нижний предел пластичности Аттерберга, у всех образцов, за исключением образца № 7, достигался объемный вес сухого грунта, приблизительно равный соответствующему объемному весу при том же пределе Аттерберга.

б) Так как строительные свойства связных пород достаточно высоки при влажностях ниже «критической» [2], которая немного превышает нижний предел пластичности Аттерберга, можно считать, что, несмотря на различные абсолютные значения максимального объемного веса сухого грунта исследованных пород, устойчивость насыпи, уплотненной при оптимальных условиях, указанных в п. а), будет одинаковой для всех этих пород и практически достаточной.

в) Объемный вес сухого грунта, уплотненного при указанных в п. а) оптимальных условиях, приблизительно может быть вычислен по формуле

$$\delta_p = \frac{\gamma}{1 + w_p\gamma},$$

где δ_p — объемный вес сухого грунта при нижнем пределе пластичности Аттерберга;

[1] О количестве защемленного воздуха легко можно судить из сравнения экспериментальных кривых на фиг. 3—10 и теоретических кривых, показанных на тех же чертежах и вычисленных для коэффициентов влажности, равных 1, 0.9 и т. д.

γ — удельный вес породы;

w_p — весовая влажность нижнего предела пластичности Аттерберга в долях единицы.

г) Уплотнять грунт при влажностях значительно ниже или выше нижнего предела пластичности нерационально, так как в первом случае это потребует непроизводительной затраты значительной работы, а во втором случае не обеспечит надлежащей устойчивости насыпи.

д) Что касается связи между уплотняемостью пород и их механическим составом, то вследствие небольшого числа исследованных образцов вопрос этот пока остается открытым; можно лишь утверждать, что уплотняемость непластичных песчаных пород однородного механического состава (образец № 7) очень невелика и почти не зависит от влажности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные небольшие исследования способности рыхлых горных пород к уплотнению под влиянием динамической нагрузки, не позволяя еще делать широких обобщений, дают все же возможность сделать следующие общие выводы:

1. Распространенный в настоящее время в строительной практике способ назначения степени уплотнения без специального предварительного исследования уплотняемости пород не дает никакой уверенности в надежности сооружения или ведет к непроизводительной затрате сил и средств.

2. Для приблизительной оценки оптимальной влажности уплотнения и сравнения ее с естественной влажностью породы в карьерах можно исходить из влажности на 1—2% меньше предела пластичности Аттерберга для данной породы.

3. При проектировании ответственных сооружений следует включать в комплекс лабораторных исследований специальное изучение уплотняемости пород в зависимости от степени увлажнения с построением соответствующих кривых.

4. Вследствие большого практического значения и недостаточной изученности причин различной способности различных горных рыхлых пород к уплотнению под действием динамической нагрузки в зависимости от степени увлажнения, соответствующие исследования должны быть продолжены для различных генетических типов пород.

5. Лабораторные исследования уплотняемости пород должны быть увязаны с экспериментальными работами в поле для получения эквивалента применяемой в лаборатории работы по уплотнению действия уплотняющих снарядов (катки разного типа, трамбовки и т. д.); без этого результаты полевых и лабораторных исследований остаются несравнимыми друг с другом [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Proctor R. R. Fundamental Principles of Soil Compaction, «Eng. News Record», 31/VIII, 7/IX, 21/IX, 27/IX, 1933.
2. Константы грунтов, 1933, стр. 47.
3. Рыдин Б. Г. Опытные дамбы из лёссовых и галечниковых грунтов на Чирчикстрое, «Гидротехническое строительство», № 8 и 10, 1936.
4. Черноградский В. Я. Лабораторные и полевые исследования грунтов для земляных плотин, «Изв. Научно-исследовательского института гидротехники», т. XIV, 1934.
5. Zimmermann. Laboratory Determination of Optimum Soil Moisture, «Eng. News Record», 13/VI и 20/VI, 1935.
6. Лебедев А. Ф. Предел укатки связных грунтов в зависимости от их влажности, «Москва—Волгострой», № 2, 1935.

7. Лебедев А. Ф. и Слуцкая С. Соотношение между максимальной молекулярной влагоемкостью по Лебедеву и коэффициентом пластичности по Аттербергу, «Москва—Волгострой», № 9, 1935.
8. Цыплаков В. К вопросу об уплотнении грунтов, «Москва—Волгострой», № 2 (20), 1936.
9. Campbell F. B. Modified Soil Control Proposed for Rolled-fill Dam Construction, «Eng. News Record», 30/X, 1936.
10. Hogentogler C. A. Improved Soil-Plastieity Neede, «Eng. News Record», 26/III, 1936.
11. Knapfen Th. T. and Philippe R. R. Practical Soil Mechanics at Mukingame, «Eng. News Record», 26/III, 9/IV, 23/IV, 7/V, 1936.
12. Цыплаков В. Д. Числовая характеристика связных грунтов для инженерно-геологических целей, «Москва—Волгострой», № 1—2, 1937.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

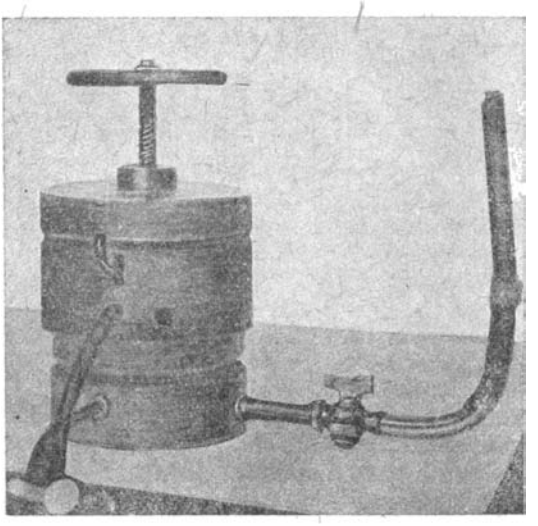
1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Н. В. КОЛОМЕНСКИЙ

УНИВЕРСАЛЬНЫЙ ПРИБОР ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ФИЛЬТРАЦИИ СВЯЗНЫХ ГРУНТОВ

В инженерной геологии и гидрогеологии существуют различные методы определения коэффициентов фильтрации связных грунтов и различные приборы для их определения. В некоторых случаях определение коэффициентов фильтрации связных грунтов ведется без учета разбухания насыщаемых водой грунтов, что ведет к увеличению их пористости и искажению получаемых величин.

Приведенные обстоятельства, а также и возникшая необходимость определения коэффициента фильтрации при уплотнении грунта не только статической, но и динамической нагрузкой по принятому нами способу (см. статью Н. В. Коломенского и В. А. Приклонского «Методика изучения способности рыхлых горных пород к уплотнению под действием динамической нагрузки» в настоящем сборнике) побудили разработать конструкцию прибора, удовлетворяющую и этому специфическому требованию.



Фиг. 1. Фотография фильтрационного прибора.

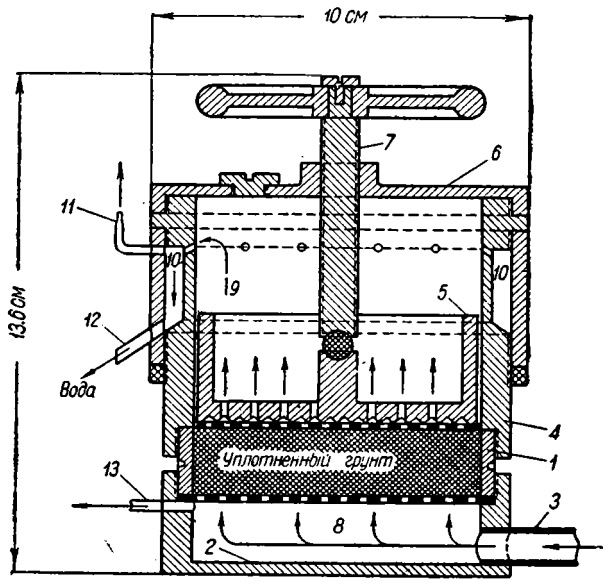
Определение коэффициента фильтрации в образцах с ненарушенной структурой сходно с определением в приборе Терцаги. Принципиальным отличием приборов ГИН от прибора Терцаги является то, что в предлагаемых универсальных приборах сохранение постоянной пористости может достигаться как нагрузкой от пресса, так и применением арретирного винта *7* (фиг. 2).

Испытание фильтрационных свойств производится следующим образом.

Рабочее кольцо *1* (фиг. 2), снабженное стальным резцом обычной конструкции, ставится на ровную поверхность монолита. Надавливая на рабочее кольцо сверху и подрезая монолит острым ножом по периферии резца, заполняют рабочее кольцо грунтом с таким расчетом, чтобы поверхность грунта была несколько выше краев рабочего кольца. Затем грунт обрезается на уровне краев рабочего кольца, и кольцо переносится в прибор (фиг. 1 и 2).

На рабочее кольцо *1* навинчивается дно *2*, имеющее изогнутую вводную трубку *3*. Между грунтом и камерой помещается перфорированная

металлическая прокладка и слой фильтровальной бумаги. Сверх грунта укладывается такой же слой фильтровальной бумаги и перфорированная пластинка. На верхнюю нарезку рабочего кольца навинчивается каркас *4*, служащий направляющим для поршня *5*. Каркас оканчивается крышкой *6*, через которую по резьбе проходит арретирный винт *7*, не дающий поршню возможности подниматься вверх. Для центрировки между арретирным винтом и поршнем в специальное углубление вкладывается стальной шарик.



Фиг. 2. Фильтрационный прибор (схема).

1 — рабочее кольцо; *2* — дно прибора; *3* — водоподводящая трубка; *4* — каркас прибора; *5* — поршень; *6* — крышка; *7* — арретирный винт; *8* — камера для воды; *9* — сливные отверстия внутренней части каркаса; *10* — приемная камера; *11* — капиллярная трубка; *12* — водовыводящая трубка; *13* — трубка для удаления воздуха из-под образца.

Вода, подаваемая с постоянным напором по трубке *3*, попадает в камеру *8*, проходит через грунт, доходит до сливных отверстий *9* и заполняет приемную камеру *10*. Воздух, вытесняемый поступающей в приемную камеру водой, удаляется через капиллярную трубку *11*. Воздух из камеры *8* удаляется через трубку *13*. По мере наполнения приемной камеры вода сливается через сливную трубку *12* в мерный сосуд. Расход воды по времени измеряется при подаче ее во вводную трубку и при выходе профильтровавшейся воды из приемной камеры. Возможность испарения воды ограничена применением капиллярной трубки *12* для сообщения с наружным воздухом.

Коэффициент фильтрации вычисляется по формуле

$$K = \frac{Ql}{hFt} \text{ см/сек},$$

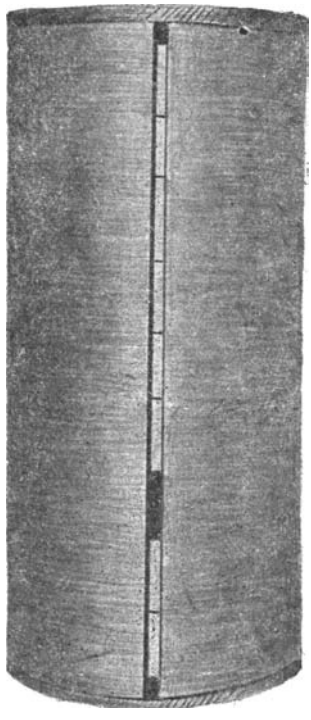
где Q — расход воды в см³/сек;
l — длина пути фильтрации, т. е. высота слоя грунта в см;
h — напор в см;
F — площадь грунта в см²;
t — время в сек.

Определение фильтрационных свойств искусственно уплотненных грунтов отличается некоторыми особенностями и требует более детального описания, которое приводится ниже.

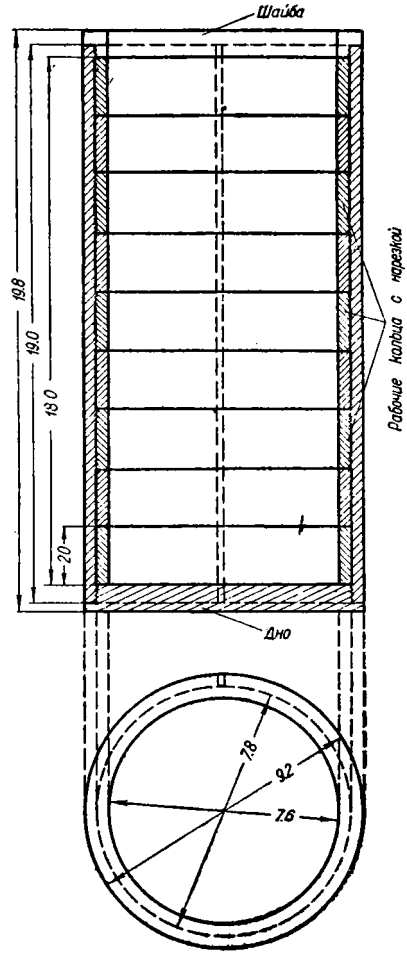
Грунт подготовляется так же, как и для определения оптимальной влажности (см. статью Н. В. Коломенского и В. А. Приклонского «Методика изучения способности рыхлых горных пород к уплотнению под действием динамической нагрузки» в настоящем сборнике), размельчается руками, сушится при температуре 105°, увлажняется и протирается через сито, имеющее отверстия диаметром в 5.25 мм. Увлажненный грунт загружается в особую разборную форму небольшими порциями. Форма (фиг. 3 и 4) состоит из внешнего сплошного цилиндра с отвинчивающимся

дном и из 9 внутренних рабочих колец, высота которых одинакова и равна 2 см, а внутренний диаметр — 7.6 см. Кольца очень плотно пригнаны по внутреннему диаметру внешнего цилиндра и входят в него, составляя внутренний разборный цилиндр. Кольца эти двух типов: три кольца имеют с обеих сторон внешнюю нарезку и называются «рабочие кольца с нарезкой» и 6 колец совершенно гладко обточены.

Рабочие кольца с нарезкой размещаются по высоте: одно кольцо — у самого дна, второе — в середине цилиндра и третье — ближе к верхней части. Остальные кольца располагаются между ними. Такое расположение колец



Фиг. 3. Фотография формы для уплотнения.



Фиг. 4. Форма для уплотнения (схема; размеры указаны в см).

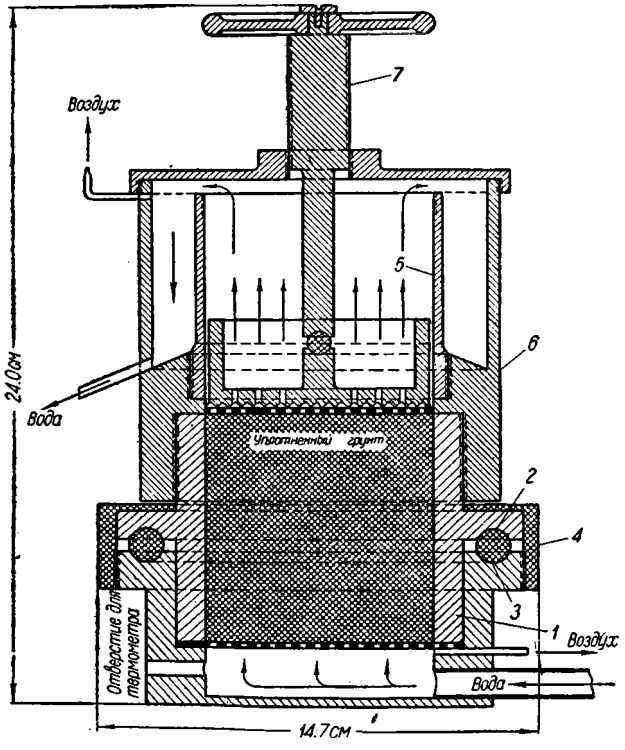
диктуется тем, что плотность грунта распределяется неравномерно по высоте цилиндра, уменьшаясь с глубиной. В процессе испытания выяснилось, что для получения средней цифры коэффициента фильтрации грунта можно ограничиться испытаниями фильтрационных свойств средней части слоя. Для того чтобы кольца в процессе уплотнения не расходились, они закрепляются шайбой, ввинчиваемой в верхнюю часть внешнего цилиндра (фиг. 4). В собранную форму загружают грунт указанным выше способом и производят уплотнение на копре Пэджа или иным способом при данной работе, причем уплотняющая работа и влажность выбираются предварительно по кривым оптимальной влажности. По окончании процесса уплотнения отвинчивают дно и закрепляющую шайбу и выталкивают внутренний цилиндр, состоящий из колец. Выталкивание

ТАБЛИЦА 1

№ опыта	Общий расход воды в см³	Время от	Время до	Время общее в сек.	Фильтрующая площадь в см²	Напор в см	Длина пути фильтрации	Коэффициент фильтрации K см/сек
1	22.2	7/XII 13 ч. 55 м.	7/XII 16 ч. 30 м.	9300	45.3416	20.2	2.0	$5.45 \cdot 10^{-6}$
2	18.1	8/XII 10 ч. 30 м.	8/XII 12 ч. 00 м.	5400	45.3416	28.2	2.0	$5.1 \cdot 10^{-6}$
3	11.9	8/XII 12 ч. 00 м.	8/XII 13 ч. 03 м.	3780	45.3416	27.9	2.0	$4.8 \cdot 10^{-6}$
4	24.5	8/XII 13 ч. 03 м.	8/XII 15 ч. 19 м.	8160	45.3416	27.8	2.0	$4.8 \cdot 10^{-6}$

Образец № 9, место взятия — Волго-Донской канал, из скважины № 1014 с глубины 1.05 — 3.15 м; порода представляет собою аллювиальный глинистый песок; уплотняющая работа 40 кгм, влажность грунта при уплотнении 11.7%, объемный вес сухого грунта 1.683 г/см³.

колец из цилиндра осуществляется очень легко, если внешний цилиндр разрезан с одной стороны по длине. Кольца отделяются друг от друга и грунт, находящийся в «рабочих кольцах с нарезкой», обрезается на уровне краев колец. Эти кольца, заполненные уплотненным грунтом, переносятся в описанный фильтрационный прибор. Из остальных колец берется проба грунта для определения влажности весовым способом. Дальнейший монтаж прибора и проведение испытания аналогично описанному выше.



Фиг. 5. Видоизмененный фильтрационный прибор (схема).

1 — рабочее кольцо; *2*, *3* — канавки; *4* — гайка; *5* — внутренний цилиндр; *6* — каркас прибора; *7* — арретирный винт.

Результаты испытания фильтрационных свойств искусственно уплотненных грунтов записываются в табл. 1.

Испытание прибора, изображенного на фиг. 1 и 2, показало, что коэффициенты фильтрации, полученные для уплотненных глинистых песков (аллювийр. Дона) для нескольких замеров при различных градиентах, весьма близки друг к другу (табл. 1). Вместе с тем в процессе работ выяснились некоторые конструктивные недостатки прибора, сводящиеся к следующему:

1. Возможность испытания слоя высотою только в 2 см (при такой незначительной высоте слоя испытуемого грунта повышается погрешность).

2. Возможность утечки воды через нарезку в нижней части рабочего кольца при больших градиентах.

3. Отсутствие прибора, измеряющего температуру поступающей в грунт воды.

4. Не совсем удачное расположение приемной камеры на внешней части каркаса прибора и другие мелкие конструктивные недочеты.

С целью устранения перечисленных недочетов в дальнейшем в конструкцию прибора были внесены изменения.

Высота рабочего кольца *1* (фиг. 5) увеличена до 8 см. В нижней части рабочего кольца сделан бортик, в котором выточена канавка *2*, совпадающая с канавкой *3* на торце дна. В канавку закладывается круглая резиновая прокладка, и рабочее кольцо притягивается к цилиндру с помощью гайки *4*. Таким образом, осуществляется водонепроницаемое соединение этих двух частей. В верхней части предусмотрено резьбовое соединение, но нарезка делается более крупной и с бóльшим количеством витков.

Посредством ввертывания внутреннего цилиндра *5* в каркас *6* прибора создается приемная камера, возможность потери воды из которой устранена. Кроме того, ввертывая в отверстие в крышке прибора не арретирный винт *7*, а гайку, имеющую в середине гладкое круглое отверстие, и пропуская в это отверстие шток, можно поставить прибор под пресс любой системы и определять фильтрацию грунта, находящегося под определенной статической нагрузкой. В дне прибора сделано отверстие для термометра.

Схема действия прибора, приведенного на фиг. 5, аналогична первой конструкции.

Описанные приборы восполняют существовавший в гидрогеологической практике пробел в отношении приборов для прямого определения коэффициента фильтрации труднопроницаемых для воды рыхлых пород в их естественном состоянии, а также при уплотнении статической или динамической нагрузкой.

Статья закончена 14/II 1937 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

А. Е. ФЕДОСОВ

НАПРЯЖЕНИЯ УСАДКИ В УСЫХАЮЩИХ ГРУНТАХ И МЕТОД ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Еще в 1934 г., работая в Центральном научно-исследовательском институте НКПС, автор настоящей статьи ставил специальные опыты в лаборатории для наблюдения внутреннего давления усадки усыхающего грунта. В последнее время (1936 г.) аналогичные исследования были проведены под руководством автора в лаборатории грунтоведения Московского государственного университета, причем эта работа послужила дипломной темой для одного из студентов [2]. Кроме того, в 1936 г. по этой же методике проводились наблюдения в опытах с усыхающими грунтами в физико-механической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР.

В виду того, что указанные исследования могут иметь общий интерес, ниже мы даем их описание.

Теория работы сил внутреннего сжатия в усыхающем грунте

Усыхание грунта сопровождается уменьшением объема воды в междучастичных пространствах за счет ее испарения.

Вследствие способности к смачиванию и законов волосности, остающаяся в грунте вода стремится занять прежний объем пустот в грунте. Благодаря этому происходит стягивание элементов твердой фазы грунта вокруг возможных центров появления растягивающих напряжений в воде пор.

Можно полагать, что таковыми центрами в воде пор являются центры отдельных скважин, причем вследствие непрерывности массы воды, сообщающейся в отдельных скважинах, центры напряжений связаны между собой по всему объему в грунте и представляют непрерывную систему.

Так как размеры скважин в грунте не одинаковы, а изменяются от некоторого максимума до минимума, то и находящаяся в них вода различна по своему физическому состоянию, т. е. подвержена разной степени растяжения при усыхании грунта.

Гранулометрические элементы твердой части грунта (грунтовый скелет), образующие стенки грунтовых скважин, подвергаются, следовательно, неодинаковым во всех случаях усилиям со стороны воды пор. В более узких скважинах эти усилия будут бо́льшими по сравнению со скважинами более широкими, вследствие того, что вода в узких пространствах обладает большей прочностью, чем вода в пространствах более широких [1].

Таким образом, стягивание элементов твердой фазы грунта в разных точках усыхающего объема совершается усилиями разной интенсивности, вследствие чего это стягивание должно быть неравномерным. В известных случаях такая неравномерность напряжений приводит к нарушению сплошности грунта, и тогда в нем образуются трещины. Явление образования трещин в усыхающих грунтах общеизвестно.

Элементы твердой части грунта оказывают сопротивление против их смещения. В основном это сопротивление складывается из сил трения и сцепления, проявляющихся в местах возможных нарушений связей между отдельными элементами твердой фазы по всему усыхающему объему.

Можно считать, что в усыхающем грунте действуют две взаимнопротивоположные системы сил, а именно:

1) система сил внутреннего давления воды пор — силы активные,

2) система сил внутреннего сцепления и трения между элементами грунтового скелета — реактивные силы.

До тех пор, пока силы внутреннего давления воды пор превышают силы внутреннего сопротивления грунтового скелета, в последнем совершаются смещения, в связи с чем наблюдается усадка грунта. Но при возрастании усадки объема увеличивается удельная поверхность внутреннего трения, а с ней растет и сила внутреннего сопротивления скелета. Наконец, в усыхающем грунте наступает равенство сил активных и сил реактивных. На этом заканчивается первая стадия усадки грунта при усыхании.

Дальнейшее усыхание грунта вызывает еще нарастание давления воды пор в грунте. Но сопротивление в грунтовом скелете возрастает в большей степени, благодаря чему уменьшение объема усыхающего грунта прекращается, и грунт переходит из пластичного, относительно подвижного, состояния в состояние полутвердое, с полужестким строением скелета.

В виду того, что скважины в грунте различны по своим размерам, в заполняющей их воде при усыхании, как об этом уже сказано выше, развиваются давления разной интенсивности. Эти давления воды воспринимаются стенками скважин, т. е. грунтовым скелетом.

Давление воды в отдельных скважинах после перехода грунта в полутвердое состояние может превзойти сопротивление стенок скважины. Поэтому в усыхающем грунте за пределом его общей усадки возможны местные стягивания элементов грунтового скелета вокруг отдельных центров нарастающих давлений воды пор, т. е. возможны частные усадки грунтового объема при сохранении им общих размеров по контуру. Эти частные усадки сопровождаются нарушением сплошности грунта как двухфазной системы. При этом видоизменяется характер скважности в грунте; в нем образуются более крупные скважины, могущие переходить в трещины. Из этого следует, что в этой, второй стадии усадки грунта в нем происходит перераспределение твердой фазы по объему и образование иной структуры сложения и связи. Этим и характеризуется вторая стадия усадки усыхающего грунта.

Исходя из сказанного выше, можно полагать, что напряжение в грунтовом скелете, в первой стадии усыхания, по всему усыхающему объему одинаково, так как оно вызывается давлением воды в скважинах грунта, сообщающихся между собой. Поэтому, например, в усыхающем грунте происходит равномерная по всему объему усадка его скелета, свидетельством чего служит постоянная влажность по всему усыхающему объему. Наоборот, во второй стадии усадки, вследствие нарушения сплошности массы воды в порах, давление последней сосредоточено в отдельных центрах и в виду этого является неравномерным (в разных точках объема).

Наши исследования относятся к грунту в первой стадии усадки.

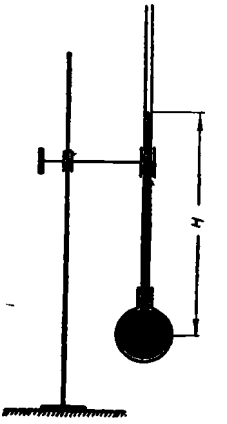
Метод и прибор для определения напряжений усадки

Для наблюдения напряжений сжатия в усыхающем грунте автор применил весьма несложные приспособления.

Наблюдение и измерение усилий внутреннего сжатия грунта при усыхании может быть произведено при помощи специального манометра,

закладываемого внутрь усыхающего грунта. Манометр, построенный автором, состоит из гибкого баллона и стеклянной капиллярной трубки. Баллон и трубка соединены между собой и заполнены жидкостью до некоторой высоты в трубке. Гибким баллоном может служить любой каучуковый баллон грушевидной формы. [1] Для предохранения его от разрывов под давлением столба жидкости баллон следует заключать в прочный чехол из полотна. Последний следует закрепить на стволе стеклянной трубки. Крепление чехла, а равно и каучукового баллона можно производить прочной пеньковой ниткой. Соединение баллона с капиллярной трубкой должно быть прочным и плотным, чтобы избежать утечки жидкости из манометра.

Нами в опытах применялась тяжелая жидкость — ртуть. Для удобства наблюдения положения уровня ртути в капиллярной трубке последняя была снабжена миллиметровой линейной шкалой. Собранный и укрепленный в лабораторном штативе манометр схематически изображен на фиг. 1.



Фиг. 1. Схематический чертеж манометра.

Если гибкий баллон описанного здесь манометра заложить внутрь грунта, дающего усадку, то он подвергается воздействию со стороны грунтового скелета, стремящегося в процессе усыхания сжать его. Сжатие баллона сопровождается вытеснением находящейся здесь жидкости (ртути) и может быть установлено по перемещению уровня последней в капиллярной трубке. Таким образом, наблюдение за явлением усадки внутри грунта сводится к наблюдению за уровнем жидкости в манометре.

Очевидно, что сжатие баллона манометра и вытеснение из него жидкости может произойти лишь в том случае, когда усаживающийся грунтовый скелет будет давить на стенки баллона с силой, превосходящей гидростатическое давление жидкости, действующее внутри баллона. Если же гидростатическое давление внутри баллона будет выше действующих на него давлений скелета, то вытеснения жидкости происходить не будет. Следовательно, в опытах необходимо пользоваться манометрами соответствующей чувствительности.

Нетрудно видеть, что для того чтобы манометр во все время усыхания показывал истинные давления в грунте, необходимо, чтобы его податливость была равна податливости грунта. Однако это невозможно в виду того, что податливость грунта в процессе усыхания все время изменяется. Вследствие этого наблюдение давлений внутри грунта осуществляется при помощи ряда манометров, имеющих разные пьезометрические давления. Вполне очевидно, что максимальное давление, развивающееся внутри грунта, определится наибольшей высотой жидкости в манометре, которую еще способен преодолеть грунт.

Величина гидростатического давления жидкости в баллоне манометра подсчитывается в соответствии с законом Паскаля по формуле:

$$\sigma = H\gamma,$$

где σ — давление жидкости в баллоне;
H — высота уровня жидкости в трубке манометра;
γ — удельный вес жидкости.

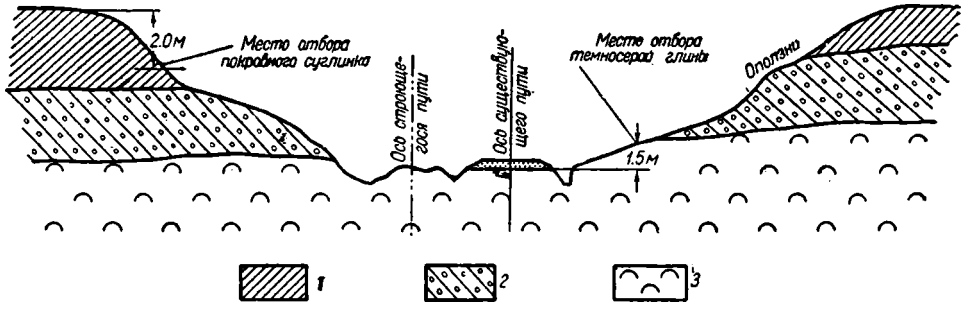
[1] Например, баллон от детской соски.

Объекты исследования

Исследования производились со следующими грунтами:

1. Глина желто-бурая безвалунная некарбонатная, древнеаллювиального происхождения. Образцы взяты из карьера кирпичного завода, неподалеку от ст. Бескудниково под Москвой.

2. Глина темносерая из тульского горизонта, нижнекаменноугольных отложений. Образцы доставлены со строительства железнодорожной линии Москва—Донбасс. Они были взяты в откосе так называемой Чернышевской выемки на пикете № 267+55, 81-го километра, на участке Ожерелье—Узловая.



Фиг. 2. Схематический разрез, иллюстрирующий взаимоотношения некоторых исследованных грунтов.

3. Суглинок покровный, бурый. Образцы взяты там же, где и образцы темносерой глины. Схема расположения мест отбора образцов темносерой глины и бурого суглинка представлена на фиг. 2.

4. Глина майкопская. Образцы доставлены со строительства канала Волга—Дон. Они взяты с глубины 8 м недалеко от г. Красноармейска.

5. Искусственно приготовленная смесь из майкопской глины и кварцевого песка.

Физико-механические характеристики указанных грунтов приведены в табл. 1 и 2.

ТАБЛИЦА 1

№ п/п	Наименование грунта	Диаметр фракций в мм и их содержание в %					
		> 0.25	0.25 — — 0.05	0.05 — — 0.01	0.01 — — 0.005	0.005 — — 0.001	< 0.001
1	Глина желто-бурая .	—	12.40	41.10	9.70	11.30	25.5
2	Глина темносерая .	—	4.45	6.05	4.30	18.40	66.80
3	Суглинок бурый . .	1.90	23.0	28.65	11.85	10.45	24.15
4	Глина майкопская .	0.48	4.28	16.38	38.33	19.32	21.21
5	Песок кварцевый . .	84.36	14.34	1.28	0.02	—	—

Описание опытов

Опыты над описанными выше грунтами проводились с образцами искусственно заготавливаемой грунтовой массы.

Подготовка грунтовой массы производилась следующим образом: измельченный грунт тщательно переминался с водой до состояния ровной массы, без комочков. Воды добавлялось такое количество, чтобы грунтовая масса получила консистенцию, близкую к нижнему пределу текучести по Аттербергу.

ТАБЛИЦА 2

№ п/п	Наименование грунта	Удельный вес	Константы Аттерберга		Максимальная молекулярная влажность
			нижний предел текучести	нижний предел пластичности	
1	Глина желто-бурая . .	2.74	33	20	14
2	Глина темносерая . .	2.73	57.31	27.36	20.42
3	Суглинок бурый . . .	2.68	23.16	14.70	9.89
4	Глина майкопская . .	2.80	38.9	20.8	18
5	Песок кварцевый . . .	2.61	—	—	—

Наш манометр помещался внутрь деревянной разборной формы, имеющей очертания куба, так что его баллон располагался в центре куба, а стеклянная капиллярная трубка закреплялась в лабораторном штативе в вертикальном положении.

Затем в деревянную форму с манометром на полную ее высоту заливалась приготовленная грунтовая масса. Форма предварительно изнутри выкладывалась фильтровальной бумагой для того, чтобы предотвратить прилипание грунта к ее стенкам. С момента заполнения формы грунтовой массой устанавливалось наблюдение за положением мениска жидкости в трубке манометра. Отсчет на шкале против мениска жидкости в трубке производился в начале и в конце каждого дня и записывался в специальный журнал. После того как мениск жидкости в трубке манометра оставался в течение двух суток неизменным, опыт считался законченным.

ТАБЛИЦА 3

№ п/п	Наименование грунта	Высота ртути в манометре в см		Гидростатические давления в манометре в кг/см²			Примечание
		в начале опыта	в конце опыта	в начале опыта	в конце опыта	приращение	
1	Глина желто-бурая (бескудниковская)	17 89.5 120.0 185	35.8 98.0 121.0 185	0.23 1.215 1.63 2.52	0.49 1.33 1.65 2.52	0.26 0.115 0.02 0	Кубики 7 × 7 × 7 см.
2	Глина темносерая	22.5 86.0 207.0	35 95.0 209.0	0.306 1.17 2.8	0.476 1.29 2.84	0.17 0.12 0.04	То же
3	Суглинок бурый (покровный)	21.0 23.5 150.0	30.5 32.0 152.5	0.285 0.319 2.04	0.415 0.435 2.074	0.13 0.116 0.034	То же
4	Глина майкопская	37.8 52.0 100.5 125.5	53.9 66.8 112.4 135.4	0.514 0.707 1.365 1.707	0.733 0.908 1.528 1.841	0.219 0.201 0.163 0.135	Кубики 10 × 10 × 10 см
5	Смесь майкопской глины и кварцевого песка (весовое соотношение глины и песка 1:1)	49.8 80.8 93.2	58.7 87.6 103.2	0.677 1.098 1.335	0.798 1.191 1.403	0.121 0.093 0.068	Кубики 5 × 5 × 5 см

Разница положения мениска жидкости в трубке манометра на протяжении каждого опыта выражает сжатие баллона манометра внутри грунтового кубика.

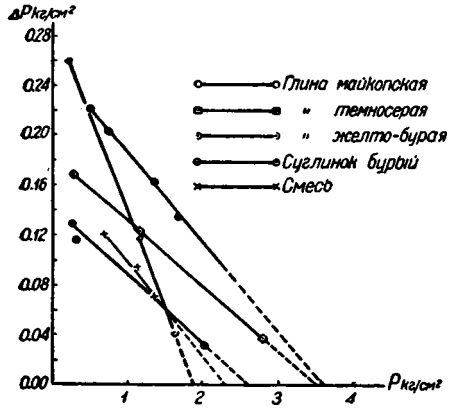
В табл. 3 приводятся данные, полученные в опытах с кубиками.

При рассмотрении данных табл. 3 обращает на себя внимание соотношение между первоначальными гидростатическими давлениями в манометре и приращениями давлений, вызванных сжатием усыхающего кубика. Как видно, это соотношение имеет вполне четкую закономерность, а именно: с увеличением гидростатического давления в манометре приращение давления в нем (эффект выжимания из него грунтом жидкости) падает. Следовательно, можно подобрать такую высоту жидкости в трубке манометра, при которой усыхающий грунт совершит подъем ее на ничтожно малую величину. Эта высота жидкости и будет выражать величину давления, близкую к тому, которое развивается в усыхающем грунте.

Однако такой путь определения максимальной величины внутреннего давления внутри усыхающего грунта не совсем удобен. Это давление более просто определяется путем графоаналитического расчета.

Способ графоаналитического расчета величины наибольших напряжений сжатия внутри усыхающего грунта

Построим в прямоугольных осях координат соотношения на основе данных табл. 3. По оси абсцисс будем откладывать первоначальное гидростатическое давление в баллоне манометра, а по оси ординат — соответствующее приращение этого давления, вызванное усыхающим грунтом.



Фиг. 3. График величины наибольших напряжений сжатий внутри усыхающего грунта.

Точки, определяемые этими координатами для каждого из исследованных грунтов, располагаются на прямых линиях, направленных к горизонту под тем или иным углом. На фиг. 3 приведены эти диаграммы.

Очевидно, для разных грунтов эти прямые линии на диаграмме различаются углом наклона к горизонту.

Легко видеть, что максимальное давление, развиваемое данным грунтом при усыхании, выражается на диаграмме отрезком, отсекаемым на оси абсцисс прямой линией при ее продолжении.

Этот отрезок может быть определен из уравнения соответствующей прямой линии при условии, что ордината обращается в нуль.

Уравнение прямой линии, проходящей через две точки $M_1(\Delta p_1; P_1)$ и $M_2(\Delta p_2; P_2)$, напишется:

$$\Delta p = \Delta p_1 + a(P - P_1), \tag{1}$$

где a — угловой коэффициент — будет:

$$a = \frac{\Delta p_1 - \Delta p_2}{P_1 - P_2}.$$

Полагая в уравнении (1) $\Delta p = 0$, соответствующее этому условию P_{max} выразится:

$$P_{max} = P_1 \frac{\Delta p_1}{a}. \tag{2}$$

Решая уравнение (2) для каждого из исследованных нами грунтов по двум опытам (данные табл. 3), будем иметь, например, для образца №1 — глина желто-бурая (бескудниковская), для которой прямая проходит через точки с координатами 0.23, 0.26 и 1.63, 0.02, следующие данные:

$$a = \frac{0.26 - 0.02}{0.23 - 1.63} = -0.1715,$$

$$P_{max} = 0.23 + \frac{0.26}{0.1716} = 1.745 \text{ кг/см}^2.$$

Аналогично рассчитанные значения наибольших напряжений сжатия для всех грунтов приведены в табл. 4:

ТАБЛИЦА 4

№ п/п	Наименование грунта	Значение максимальных давлений усадки при усыхании в кг/см²
1	Глина желто-бурая (бескудниковская) . . .	1.74
2	Глина темносерая . . .	3.57
3	Суглинок серый (покровный)	2.66
4	Глина майкопская . . .	3.62
5	Смесь майкопской глины и кварцевого песка	2.39

Влияние объема грунта на величину давления усадки

Исходя из предположения, что внутреннее давление усадки грунтового скелета происходит вследствие трансформирования воды пор в междучастичных пространствах,[1] можно с уверенностью утверждать, что это давление не зависит от объема усыхающего грунта, равно как и от поверхности его. Оно зависит главным образом от размера пор, т. е. от степени дисперсности твердой фазы. Последнее может быть иллюстрировано данными табл. 4.

Нами дополнительно были выполнены опыты по определению давления усадки с образцами разного объема.

Ниже, в табл. 5, мы приводим данные, относящиеся к опытам с образцами покровного бурого суглинка, имеющими форму кубика размером 5, 7, 12.5 и 20 см в ребре.

ТАБЛИЦА 5

Размеры грунтовых кубиков в см	Высота столба ртути в манометре в см		Гидростатическое давление в манометре в кг/см²	
	в начале опыта	в конце опыта	в начале опыта	в конце опыта
5 × 5 × 5	150.0	152.5	2.04	2.074
7 × 7 × 7	150.0	152.5	2.04	2.074
12.5 × 12.5 × 12.5	150.0	154.0	2.04	2.094
20 × 20 × 20	148.0	150.7	2.013	2.05

Аналогичные данные получены и в опытах с майкопской глиной, что подтверждает высказанное выше предположение.

[1] См. статью в настоящем сборнике: «Физико-механические явления в горных рыхлых породах при усадке и разбухании».

ВЫВОДЫ

1. Давление усадки в усыхающем грунте может быть непосредственно измерено при помощи простейшего прибора, описанного в этой статье.

2. Описанные здесь опыты и цифровые данные, их иллюстрирующие, показывают, что напряжения внутреннего сжатия грунтового скелета при усыхании до предела усадки зависят от степени дисперсности грунтового скелета и выражаются величинами в пределах единиц килограммов на квадратный сантиметр.

Статья закончена 10/I 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дерягин Б. Упругие свойства тонких слоев воды, «Журнал физической химии», т. III, вып. 1, 1932.
2. Дьячкова Н. Г. Напряжения в грунтах при усыхании и набухании, Почвенно-географический факультет МГУ, дипломная работа.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

А. Е. ФЕДОСОВ

ВЛИЯНИЕ ПРОМЕРЗАНИЯ НА ПРОЧНОСТЬ ГРУНТОВ

Сохранение цельности тела грунта, входящего в состав того или иного искусственного сооружения, есть необходимое условие устойчивой работы последнего. Поэтому наиболее важной задачей строительной механики грунтов является разработка правильных приемов учета условий прочности грунта, т. е. нахождение таких соотношений между внешними усилиями на грунт и его внутренними сопротивлениями, при которых цельность грунта не нарушается.

В природе часто имеют место случаи, когда то или иное земляное сооружение, спроектированное и рассчитанное в отдельных своих элементах на все возможные полезные нагрузки, все же после первого года эксплоатации приходит в нарушенное состояние. Примером этого могут служить общеизвестные случаи нарушений в полотне автогужевых дорог, в откосах земляных насыпей и выемок и т. п.

Одной из возможных причин нарушения цельности грунтового тела может быть условие замерзания и оттаивания грунтов. Это подтверждается нашими исследованиями, описание которых приводится ниже.

Передвижение воды в замерзающем грунте и явление трещинообразования

Замерзание мелкоземистых грунтов, к каковым относятся грунты глинистые, сопровождается передвижением содержащейся в них воды.

В одном из предыдущих наших исследований [1] на ряде лабораторных опытов с глинистым и пылеватым грунтами было показано, что в них при замерзании происходило перераспределение влаги.

Одной из причин передвижения воды в замерзающем грунте, по нашему мнению, является процесс льдообразования.

Исследованиями ряда ученых (М. И. Сумгин и др.), наблюдавших явление замерзания воды в узких пространствах, установлено, что в этих случаях вода переходит в лед при температурах значительно более низких, по сравнению с водой, находящейся в широких сосудах. При этом установлено, что чем уже пространство, заполняемое водой, тем ниже температура превращения ее в лед.

Эта закономерность, надо полагать, справедлива и для воды, находящейся в порах грунта. Здесь вследствие того, что поры неодинаковы по своему размеру, переход воды в лед должен совершаться не одновременно по всему охлаждаемому объему, а в известной последовательности — например, от пор более крупных к порам более мелким.

Таким образом, в некоторой зоне грунта, охлажденной до известного предела ниже нулевой температуры, на ряду с образовавшимися в более

[1] А. Е. Федосов. Физико-механические процессы в грунтах при их замерзании и оттаивании, Трансжелдориздат, 1935.

крупных порах очагами льда будут находиться поры, в которых вода остается жидкой, т. е. в переохлажденном состоянии.

Переход воды в лед сопровождается, как известно, увеличением ее объема. Это означает, что при образовании льда в какой-нибудь скважине здесь разовьется давление, которое будет передаваться окружающему грунтовому скелету. Но, как это следует из изложенного, аналогичный процесс внутреннего давления переходящей в лед воды будет одновременно происходить в разных точках охлаждаемого грунта, так как в разных точках возможно наличие относительно более крупных пустот, заполненных водой. Подобный процесс со стороны кристаллизующегося льда в грунте является не чем иным, как процессом уплотнения грунтового скелета, т. е. компрессионным процессом. Он сопровождается отжатием воды из междучастичных пространств грунта. [1]

Особенностью этого процесса является то, что сжимающие силы в данном случае приложены в центрах образования льда. Так как эти центры рассеяны по всему грунтовому объему, а силы компрессии действуют в различных направлениях, то консолидация грунтового скелета совершается не в одном, а в разных направлениях, а именно, в направлениях от центров кристаллизации льда. Подобный процесс сжатия грунта силами, действующими в разных местах внутри самого грунта, должен привести к уплотнению грунтового скелета в отдельных замкнутых контурах, т. е. к образованию трещин в грунтовом теле, к нарушению его сплошности. Действительно, и в природе, и в лабораторных опытах при замерзании грунта наблюдается явление образования трещин.

Но образование трещин в теле грунта означает, что происходит нарушение его прочности. До тех пор пока грунт находится в мерзлом состоянии, т. е. пока его разделенные по трещинам части связаны в одно целое, как бы сцементированы находящимся здесь льдом, грунт является телом прочным. Более того, прочность замерзшего грунта, как известно, выше прочности, которую он имел до замерзания. Но как только произойдет оттаивание грунта и лед в его трещинах превратится в воду, так сейчас же окажется нарушенной связность по трещинам в местах ледового спая между ранее образовавшимися при замерзании отдельностями грунта.

В результате окажется уже не единое цельное грунтовое тело, а некоторый конгломерат более или менее мелких грунтовых тел со связями, ослабленными по плоскостям соприкасания, т. е. в результате мы будем иметь грунт с пониженной прочностью.

Ледовые давления внутри охлаждаемого грунта могут и не привести к образованию видимых глазу раскрытых трещин. Тем не менее в скрытом виде они могут существовать в грунте и нарушать цельность, а следовательно и прочность его. Эти скрытые трещины могут быть выявлены последующим усыханием грунта без доступа к нему воды или, наоборот, при погружении грунта в воду. Они же служат поверхностями сдвигов в грунте при восприятии последним нагрузки. Это подтверждается нашими лабораторными опытами.

Явление трещинообразования в грунте, а значит и нарушения его прочности, по нашему мнению, зависит от двух основных факторов: во-первых, от физического состояния находящейся в грунте воды, т. е. в конечном счете от степени дисперсности твердой фазы грунта; во-вторых, от интенсивности охлаждения грунта, т. е. от степени охлаждения его в единицу времени.

Если скорость охлаждения грунта относительно велика и не соответствует скорости его водоотдачи под действием внутренних ледовых давле-

[1] Существует иное объяснение явления миграции воды в замерзающем грунте, выраженное, например, во взглядах американского исследователя Тебера и др.

ний, то количество центров льдообразования будет возрастать, мощность же отдельных ледовых месторождений (ледовые очаги) будет относительно невелика. Наоборот, если охлаждение грунта будет происходить медленно, так что вода из грунта между первоначальными очагами льдообразования будет успевать отфильтровываться к ним, то будет происходить нарастание мощности отдельных ледовых прослоек, а не возрастание их количества. Таким образом, количественный и качественный эффект образования трещин в замерзающем грунте зависит от водоотдачи грунта при сжатии. Само собой разумеется, что сказанное относится к тонкочастичным породам грунта. Что же касается грунтов крупнозернистых, например песков, то явления трещинообразования здесь наблюдаться не будет, вследствие того, что междучастичные пространства в этих грунтах относительно велики и заполняющая их вода по своим физическим свойствам мало чем отличается от воды в широких сосудах.

Объекты и метод исследования

Нами производились опыты со следующими грунтами:

1. Глина желто-бурая из выработки кирпичного завода в районе Бескудникова под Москвой.
2. Глина темносерая из тульского горизонта нижнекаменноугольных отложений со строительства железной дороги Москва—Донбасс.
3. Покровный суглинок из того же места, что и темносерая глина.
4. Лёсс туркестанский. Образцы были взяты у Каттакургана на территории маслозавода.

Физико-механические характеристики первых трех грунтов приведены нами в статье «Физико-механические явления в горных рыхлых породах при усадке и разбухании», помещенной в настоящем сборнике. Данные, характеризующие лёсс, приведены в табл. 1.

ТАБЛИЦА 1

	Диаметр фракции в мм	Содержание в %
Гранулометрический состав	> 0.1	2.45
	0.1—0.05	21.95
	0.05—0.01	47.45
	0.01—0.005	20.15
	0.005—0.001	1.10
	< 0.001	6.90

Показатели Аттерберга:	
нижний предел текучести	25
» » пластичности	20
Максимальная молекулярная влажность по Лебедеву	15
Коэффициент набухания по Рутковскому	0.32
Удельный вес	2.78

В опытах производилось наблюдение прочности грунтовых образцов при раздавливании прессом. Для этой цели был использован маломощный лабораторный пресс Лубны-Герцык с самопишущим приспособлением, позволяющим регистрировать деформации в образце в зависимости от давления.

Образцы формовались из искусственно приготовленной грунтовой массы в виде цилиндрических брикетов с диаметром основания, равным 5 см, и высотой 4.5 см. Грунтовая масса получалась смешением порошкообразного грунта с водой до получения теста густотекучей консистенции. Грунтовая масса уплотнялась в металлических цилиндрах указанного выше диаметра, причем уплотнение производилось до прекращения осадки.

Образцы каждого грунта были заготовлены двух родов. Они различались по плотности, а именно: 1) образцы, уплотненные давлением 1 кг/см², и 2) образцы, уплотненные давлением 2 кг/см².

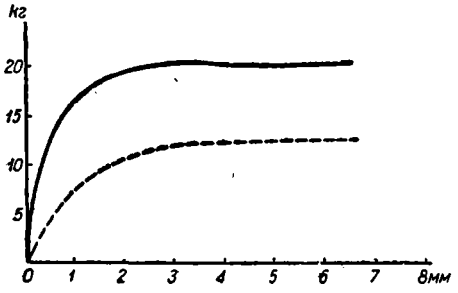
Часть образцов поступала в шкаф мороза, где они выдерживались при —15° С в течение 4—6 часов; другая часть подвергалась немедленному испытанию на прессе.

Замороженные образцы размораживались в закрытом сосуде, в котором воздух был насыщен водяными парами, для того чтобы не происходило высушивания образца. Затем они также испытывались на прессе.

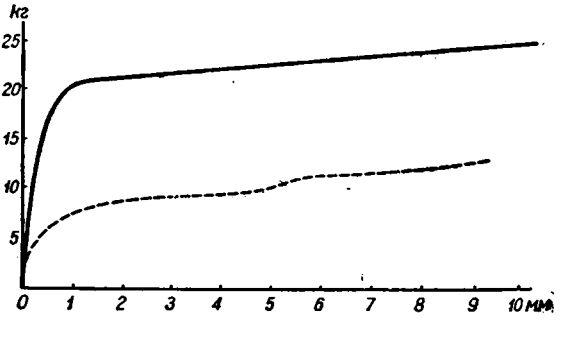
Помимо получаемых при помощи самописца диаграмм, выражающих зависимость между давлениями на образец и соответствующими деформациями, в конце каждого опыта мы производили фотографирование происшедших в образце разрушений.

Описание опытов

В табл. 2 приведены данные опытов, а на фиг. 1—6 — соответствующие им диаграммы. Здесь указаны общие давления на грунтовый образец

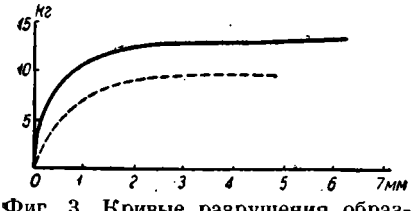


Фиг. 1. Кривые разрушения сжатием образцов бескудниковской глины. Уплотнение при $P=1$ кг/см².

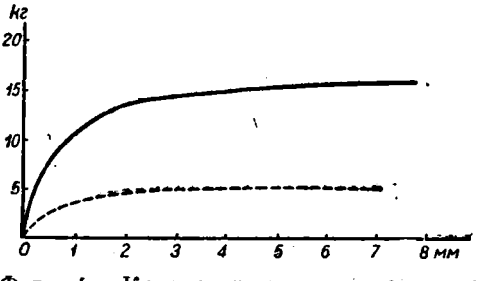


Фиг. 2. Кривые разрушения сжатием образцов бескудниковской глины. Уплотнение при $P=2$ кг/см².

в килограммах и общие деформации осадки всего образца в миллиметрах, причем сплошные линии относятся к образцам без промерзания, а пунктирные—к оттаявшим образцам.



Фиг. 3. Кривые разрушения образцов темносерой глины. Уплотнение при $P=1$ кг/см².



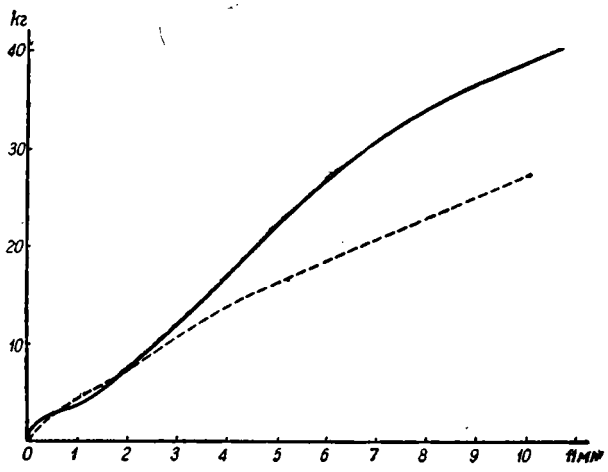
Фиг. 4. Кривые разрушения сжатием образцов темносерой глины. Уплотнение при $P=2$ кг/см².

При рассмотрении этих данных первое, что бросается в глаза, — это резко выраженное снижение сопротивления тех образцов, которые прошли через стадию замерзания.

В некоторых случаях снижение прочности весьма значительно, например, для желто-бурой бескудниковской глины прочность после замерза-

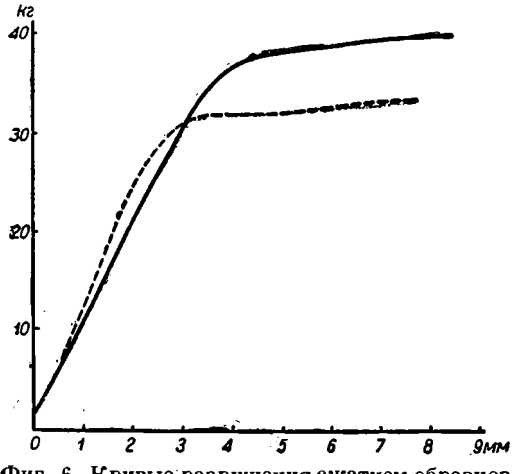
ния и оттаивания составляет только 30% от прочности до замерзания для образцов, уплотненных давлением 1 кг/см², и соответственно 50% для образцов, подвергавшихся предварительному уплотнению давлением 2 кг/см².

Отчетливое представление о снижении прочности грунта при замерзании и последующем оттаивании получается при сопоставлении величин, выражающих работу деформации осадки при сжатии. Величина работы деформации, как известно, определяется площадью кривой, выражающей зависимость между силами и соответствующими деформациями. В табл. 3 мы приводим эти величины по нашим опытам.



Фиг. 5. Кривые разрушения сжатием образцов туркестанского лёсса. Уплотнение при $P=1$ кг/см².

Обращает на себя внимание также начертание соответствующих кривых зависимости между давлениями и деформациями. Для глинистых грунтов эти кривые, как правило, вначале имеют более крутой подъем в случае испытания образцов незамороженных. Для образцов же, прошедших через замерзание, этот участок кривой получается более пологим. Это указывает, что во втором случае грунт обладает меньшей упругостью по сравнению со случаем первым, а величина остаточных деформаций для одного и того же значения сжимающего давления увеличивается, в случае если грунт прошел через стадию замерзания (фиг. 1—4).



Фиг. 6. Кривые разрушения сжатием образцов туркестанского лёсса. Уплотнение при $P=2$ кг/см².

Поведение образцов лёссового грунта несколько иное, чем образцов глинистых. Несмотря на то, что лёссовые образцы, как и образцы глинистые, снижают свою прочность после замораживания, это снижение, однако, не столь значительно. С другой стороны, как это отчетливо выражено на диаграмме (фиг. 6), упругие свойства лёссовых образцов до замерзания и после оттаивания почти не изменяются.

Все сказанное может быть иллюстрировано видом происходящих в грунте деформаций при испытании сжатием. Разница в самом характере деформаций хорошо различается при внешнем сопоставлении испытанных образцов.

На фиг. 7—11 представлены фотографии некоторых из испытанных нами образцов.

ТАБЛИЦА 2

Глина желто-бурая (бескудниковская)				Глина темносерая (каменноугольная)				Лёсс туркестанский			
без промерзания		после оттаивания		без промерзания		после оттаивания		без промерзания		после оттаивания	
давление в кг	деформация под прессом в мм	давление в кг	деформация под прессом в мм	давление в кг	деформация под прессом в мм	давление в кг	деформация под прессом в мм	давление в кг	деформация под прессом в мм	давление в кг	деформация под прессом в мм
Уплотнение 1 кг/см²											
1.25	0	1.25	0.1	2.0	0	2.5	0.2	2.25	0.35	2.0	0.35
3.0	0.1	3.2	0.8	5.4	0.2	6.0	0.75	3.85	1.0	4.3	1.0
9.75	0.8	4.3	2.0	10.0	0.75	9.3	2.7	6.25	1.7	6.25	1.7
13.5	2.0	4.9	6.8	12.8	2.7	12.8	4.8	10.25	2.63	9.35	2.63
15.5	6.8	—	—	12.8	4.8	—	—	21.05	4.8	15.75	4.8
—	—	—	—	—	—	—	—	27.85	6.34	19.35	6.34
—	—	—	—	—	—	—	—	33.35	7.69	21.05	7.69
—	—	—	—	—	—	—	—	40.25	10.65	28.25	10.65
Уплотнение 2 кг/см²											
3.10	0	2.0	0	3.5	0	5.5	0.6	5.5	0.43	5.5	0.43
15.0	0.35	5.5	0.35	13.5	0.6	10.5	1.9	25.0	2.4	28.0	2.4
20.0	0.80	7.25	0.8	19.25	1.9	12.5	6.4	31.0	3.03	31.0	3.03
24.0	9.3	13.2	9.3	20.5	6.4	—	—	36.6	3.95	32.0	3.95
—	—	—	—	—	—	—	—	40.0	7.7	33.3	7.7

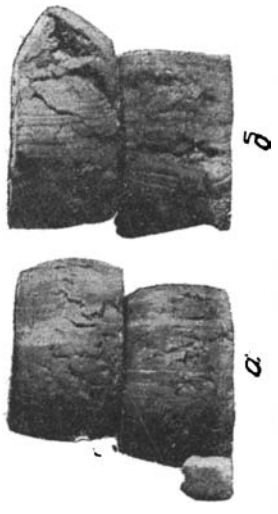
ТАБЛИЦА 3

№ п/п	Наименование грунта	Работа на сжатие в кг/см			
		уплотнение 1 кг/см²		уплотнение 2 кг/см²	
		до замерзания	после замерзания	до замерзания	после замерзания
1	Глина желто-бурая (бескудниковская)	8.94	2.83	20.0	9.12
2	Глина темносерая (каменноугольная)	5.4	4.07	11.64	6.38
3	Лёсс туркестанский . . .	23.94	16.64	22.27	20.68

Здесь отчетливо видна разница между происшедшими деформациями в грунтовых образцах, испытанных в разных состояниях: до замерзания и после оттаивания. На фотографических снимках видно, что образцы, не замораживавшиеся, деформируются при сжатии как тела пластичные, образцы же, оттаявшие после замерзания, наоборот, при сжатии распадаются на отдельности по всему объему подобно хрупкому конгломерату, состоящему из отдельных кусочков. Это отчетливо видно при рассмотрении образцов темносерой глины.

На фиг. 8, *а* представлен фотографический снимок двух отдельно испытанных цилиндрических образцов этой глины (на снимке они расположены один на другом), не подвергавшихся замораживанию. Здесь видно, что

Фиг. 9. Разрушение цилиндрических образцов темносерой глины при сжатии в состояниях до замерзания (*а*) и после оттаивания (*б*). Образцы уплотнены нагрузкой $P=2$ кг/см².



Фиг. 7. Разрушение цилиндрических образцов бескудниковской глины при сжатии в состояниях до замерзания (*а*) и после оттаивания (*б*). Образцы уплотнены нагрузкой $P=1$ кг/см².

Фиг. 10. Разрушение цилиндрических образцов туркестанского лёсса при сжатии в состоянии до замерзания (*а*) и после оттаивания (*б*). Образцы уплотнены нагрузкой $P=1$ кг/см².

Фиг. 8. Разрушение цилиндрических образцов темносерой глины при сжатии в состояниях до замерзания (*а*) и после оттаивания (*б*). Образцы уплотнены нагрузкой $P=1$ кг/см².

эти образцы перед испытанием на сжатие являлись цельными монолитами, а при сжатии воспринимали давление, как единый равнопрочный массив. Происшедшие деформации при разрушении образцов отражают характер распределения напряжений в теле образца именно как в теле цельного монолитного строения. На фотографическом снимке видны сдвиги, происшедшие в образце по плоскостям, составляющим с направлением сжимающего давления угол, близкий к 45°.

Иная картина наблюдается при рассмотрении образцов того же грунта, но подвергнутых испытанию сжатием уже после того, как они прошли однократное замораживание. Фотографический снимок, помещенный на фиг. 8,*б*, показывает общий вид подобных деформаций. Здесь вид разрушений в образце при сжатии определяется, надо полагать, иными причинами, а именно: наличием трещин в теле образца, которые сами являются следствием замерзания грунта.

Как и следовало ожидать, внешний вид разрушения образцов лёсса отличается от такового в образцах глинистых грунтов (фиг. 11). Внешне это разрушение напоминает разрушения, наблюдаемые при сжатии образца каменной породы.

Фиг. 11. Разрушение цилиндрических образцов туркестанского лёсса при сжатии в состоянии до замерзания (*а*) и после оттаивания (*б*). Образцы уплотнены нагрузкой $P=2$ кг/см².

Особенностью лёсса является также и то, что характер разрушения образцов при сжатии остался одинаковым как в случае испытания до замерзания, так и в состоянии после оттаивания.

Водостойкость грунтов

Не менее показательным является характер разрушений грунта в состояниях до замерзания и после оттаивания при размокании в воде.

Приведем описание одного из наших опытов с покровным суглинком. Из покровного суглинка были приготовлены кубики с длиною ребра около 3 см. Приготавливались кубики при уплотнении грунта под давлением 2 кг/см² в большом разборном металлическом кубе (7×7×7 см). Исходная влажность искусственно приготовленной массы перед уплотнением соответствовала нижнему пределу текучести по Аттербергу. Уплотнение грунта производилось под водой до прекращения осадки. Отжатие воды из грунтовой массы обеспечивалось наличием на ее поверхности дренирующей прослойки из крупнозернистого песка.

Из уплотненного таким образом грунта вырезывались кубики (3×3×3 см). Часть из них помещалась в шкаф мороза при —15°. Затем они размораживались при комнатной температуре без возможности усыхания.

Оттаявшие и параллельно с ними кубики, не подвергавшиеся замораживанию, помещались на металлической сетке в воду на глубину примерно 5—6 см. Далее производились наблюдения за характером и интенсивностью их размокания во времени.

Нижеприводимые данные показывают, что время размокания не замораживавшихся образцов значительно больше, чем у образцов, подвергавшихся замораживанию. Время показано в часах.

До замерзания	После оттаивания
1.4	0.17
2.33	0.17
2.10	0.17

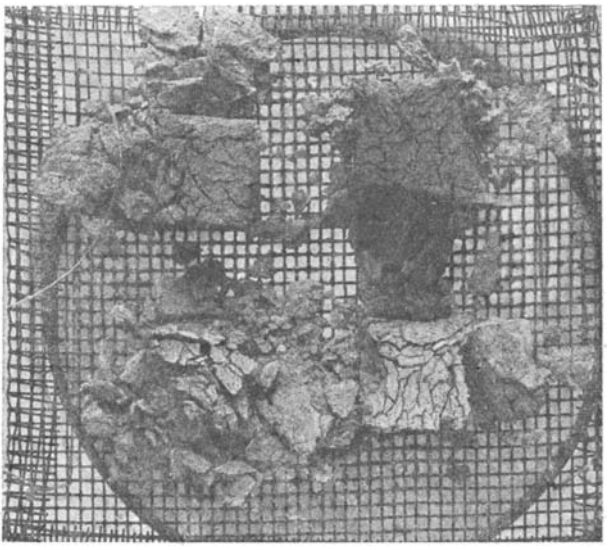
Точно так же и внешний вид разрушений кубиков при размокании в воде отличается для образцов промороженных и не промороженных. У первых наблюдается разделение на пластинки и ореховатые отдельности, значительно устойчивые против размокания (фиг. 12).

Вторые расплываются под водой в бесформенную массу.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При замерзании увлажненных глинистых грунтов в них происходит перераспределение влаги и связанное с этим видоизменение структуры. При этом образуются трещины, вследствие чего нарушается прочность

грунта. В одном из предыдущих исследований [1] мы установили, что для каждого грунта существует свой предел увлажнения, за которым наступает явление трещинообразования на морозе. Этот предел мы условно



Фиг. 12. Разрушение кубиков из покровного суглинка при размокании под водой после оттаивания. Образцы уплотнены нагрузкой $P=2$ кг/см^2.

назвали «критической влажностью по трещинообразованию на морозе». Предметом дальнейших исследований должно явиться нахождение способов борьбы с явлением трещинообразования в грунтах на морозе.

Статья закончена 10/I 1937 г.

[1] См. цитированное выше.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

Ф. А. МАКАРЕНКО

О РОЛИ ГРУНТОВЫХ ВОД В ОБРАЗОВАНИИ ПУЧИН НА АВТОГУЖЕВЫХ ДОРОГАХ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ СООБЩЕНИЕ)

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее вредным и в то же время самым распространенным явлением на дорогах являются дорожные пучины.

Пучинами разрушаются ежегодно тысячи километров дорог, и из них многие сотни километров приводятся в совершенно непроезжее состояние. Так, грунтовед В. И. Борисов [1] считает на основании обследования ряда дорог Карелии, Урала, Восточной Сибири и Дальнего Востока, что пучинами в нашем Союзе поражены не менее 2.2% всех автогужевых дорог. Убытки, вызываемые пучинами, огромны, но точному исчислению не поддаются, так как, помимо ежегодных расходов на восстановление разрушенных пучинами дорог, ими нарушается график движения, вызывается преждевременное изнашивание автогужевого парка, и подчас они приводят к внезапным тяжелым авариям. Можно говорить, что убытки, вызываемые пучинообразованием, растут пропорционально развитию общей сети дорог. Вот почему сейчас, когда наша страна покрывается быстро новыми тысячами километров шоссейных дорог и автострад усовершенствованного типа, так важно глубокое и всестороннее изучение генезиса пучин и выработка мер борьбы с ними.

Вопрос о генезисе пучин далеко не нов. Интерес человечества к нему возник в глубокой древности — вместе с появлением гужевых дорог. Однако, несмотря на это и на сильное развитие дорожной техники за последние годы, меры борьбы с пучинами остаются до настоящего времени весьма паллиативными и неудовлетворительными.

Разрыв между техникой развития строительства дорог и техникой борьбы с пучинами объясняется прежде всего непониманием всей важности почти до самого последнего времени, подчас неизжитым и теперь, изучения естественно-исторических условий тех мест, по которым проектируется та или другая дорога.

В связи с этим мало обращалось внимания на применение разных типов дорожных конструкций для мест с разными естественными условиями. И если в настоящее время вредные пережитки капиталистической практики изжиты или почти изжиты на новых стройках, то на существующих дорогах борьба с пучинами во многом еще идет по-старинке, без учета природных особенностей пучинистых участков.

Настоящая статья преследует цель сообщить вкратце о роли грунтовых вод в образовании пучин на автогужевых дорогах и осветить вместе

[1] Доклад грунтоведа В. И. Борисова на совещании при ЦДОРНИИ, напечатанный в сборнике ДОРНИИ ГУШОСДОР НКВД — «Пучины на автогужевых дорогах и борьба с ними», Гострансиздат, 1936.

с тем общие естественно-исторические условия таких мест. Основанием к этому послужили наблюдения автора и двух научных сотрудников Геологического института Академии Наук — Е. Г. Чаповского и Е. Г. Борисовой, производивших под руководством автора летом 1936 г. гидрогеологические исследования на пучинистых участках ряда автогужевых дорог Московской области.

Задача исследований заключалась в сборе фактического материала по естественно-историческим условиям пучин на дорогах Московской области и в выяснении факторов, участвующих в пучинообразовании. Консультировали работу проф. Ф. П. Саваренский, проф. М. И. Сумгин и доц. В. А. Приклонский. Работа производилась по теме «Дорожные пучины и борьба с ними» и являлась первым этапом в проработке всей темы. Вторым и третьим этапами работ являются стационарные наблюдения на пучинах, которые производятся в настоящее время Дорожным научно-исследовательским институтом ГУШОСДОР НКВД на выбранных нами участках, и лабораторные исследования по изучению геофизических процессов в грунтах, вызывающих пучинообразование.

Общие замечания

В связи с малой изученностью природы дорожных пучин и отсутствием их строго научной классификации, в дорожной практике Московской области пучинами называют всякие весенние деформации дорожного полотна, связанные с разжижением грунтов под одеждой дороги и потерей их несущей способности.

В то же время в литературе [2] пучинами называют только п о д н я т и я дорожного полотна, появляющиеся поздней осенью или зимой и исчезающие весною, а иногда лишь летом. Второе, совершенно четкое определение термина «дорожная пучина» имеет, однако, свои недостатки, которые в общем сводятся к следующему.

1. Из определения вытекает, что пучины связаны с приращением объема системы грунт плюс вода при ее промерзании. В то же время пучение грунтов может быть, как известно, и безморозным при наличии большого количества в грунтах высокодисперсных частиц в условиях притока воды. Такие пучины должны иметь место на дорогах, проложенных по глинистым грунтам. Следовательно, указание времени в определении излишне, поскольку безморозное пучение может происходить в любое время года, в том числе и летом.

2. В определении делается акцент на осеннее и зимнее вспучивание грунтов, в то время как в Московской области осеннее и зимнее вспучивание практически не играет роли для эксплоатации дорог, по причине малых амплитуд поднятий и их плавности. М. И. Сумгин [4] осеннее и зимнее вспучивание грунтовых относит к первой фазе пучинного явления, за которым следует вторая фаза — оседание пучины, протекающая весною в связи с оттаиванием тела дороги и почвы. Далее М. И. Сумгин считает, что первой фазы может и не быть, т. е. поднятие полотна в таких случаях отсутствует. Все это еще раз указывает на неточность определения термина. Последнее подтверждается целиком и опросными сведениями, собранными нами во время полевых работ. Так, ремонтеры, дорожные мастера и руководящие линейные работники пучинами называют только в е с е н н и е деформации одежды дороги, совершенно не упоминая о зимних или осенних вспучиваниях или вовсе отрицая их. Что же касается весенних деформаций, то линейные работники объясняют их появление действием динамической нагрузки колес автомашин на ослабленное дорожное покрытие. Морфология многочисленных пучин приводила и нас повсюду к такому же заключению.

3. Из сказанного вытекает еще один недостаток вышеупомянутого морфологического определения термина «дорожная пучина». Это — отсутствие в нем указаний на роль в образовании взбугрений такого важного фактора, как динамической нагрузки. Вместе с тем такое дополнение имело бы весьма важное значение, поскольку оно заставляет работать мысль дорожника-инженера над вопросом несущей способности переувлажненных грунтов, а следовательно, и над улучшением конструкции дороги. Опросные данные позволяют считать, что пучины вовсе не деформируют дорогу, если последняя остается закрытой для езды в активный пучинный период. Таким образом, внешняя нагрузка играет решающую роль в морфологическом проявлении пучин.

4. На основании полевых наблюдений нам представляется, кроме того, что не все так называемые дорожные пучины связаны с зимним промерзанием грунтов. Имеются безусловно пучины, вызываемые только общим ослаблением основания проезжей части дороги под влиянием притока влаги в тело дороги и динамического давления сверху.

Резюмируя сказанное, заметим, что пучинами следовало бы называть (вместо прежнего названия) местные деформации дорожного полотна, появляющиеся под влиянием некоторых природных факторов и внешней динамической нагрузки в любое время года, но разрушительно действующие обычно только весною, в период оттаивания и максимального переувлажнения грунтов тела дороги.

Это определение охватывает также вопрос о миграции влаги в грунтах при их промерзании, в зависимости от чего отдельные места пучины будут, наоборот, не подниматься, а опускаться, хотя бы и незначительно.

Однако и предлагаемое определение нельзя считать универсальным. Так, если оно целиком приемлемо для дорожных пучин Московской области и для пучин других, подобных ей по физико-климатическим условиям областей, то для пучин районов распространения вечной мерзлоты более подходяще то определение, которое имеется в литературе.

Существует, повидимому, несколько типов дорожных пучин, ожидающих своего изучения и классификации. Последняя же должна основываться не на морфологических признаках, поскольку этот признак часто вовсе отсутствует, если не участвует в морфологическом формировании пучин внешняя нагрузка, а на условиях их образования.

Уже и теперь можно выделить два главнейших типа пучин: пучины активные или собственно пучины, деформирующие дорожное покрытие без участия внешней нагрузки, и пучины пассивные (потенциальные), разрушающие дорогу лишь при воздействии внешней нагрузки.

На дорогах Московской области, как увидим ниже, развиты пучины только второго типа. Эти пучины особенно опасны, так как они проявляются вдруг, вызывая тяжелые аварии. Борьба с ними поэтому гораздо труднее, чем с пучинами активными (явными). В то же время и количество их весьма непостоянно: увеличивается или уменьшается пропорционально грузонапряженности дороги и тоннажу автомашин.

Каждый из приведенных типов пучин можно разделить, в свою очередь, на два класса или подтипа: пучины морозные, связанные с осенне-зимним промерзанием грунтов, и пучины безморозные, не связанные с промерзанием грунтов, но зависящие, конечно, как и первые, от термического и гидрологического режима грунтов тела дороги.

Дальнейшую классификацию всех четырех классов или подтипов пучин следует продолжать по признакам гидрогеологическим, основываясь на которых, можно в каждом подтипе выделить примерно следующие разновидности: 1) пучины, связанные с грунтовыми водами, 2) пучины, связанные с верховодкой и, в частности, с поч-

венной водой, 3) пучины, связанные с участием в их образовании всех перечисленных типов природных вод, и, наконец, 4) пучины, вызванные искусственным увлажнением тела земляного полотна. В Московской области, как это будет указано ниже, имеют место все перечисленные разновидности пассивных морозных и безморозных пучин, в том числе значительное, должно быть, место занимает разновидность искусственных (насажденных) пучин, обусловленных неудовлетворительными конструкциями дороги.

Физико-географическая характеристика пучин

Всего за летний период 1936 г., с 5 июня по 5 октября, было обследовано 22 пучинистых участка, [1] каждый протяженностью от 300 до 2000 м и более. Все они расположены на разных шоссейных дорогах в районе радиусом примерно до 160 км от Москвы:

Можайское	7 участков
Волоколамское	7 »
Ленинградское	4 »
Горьковское	2 »
Каширское	1 »
Калужское	1 »
	22 участка

В виду разбросанности и взаимной удаленности участков, в настоящем предварительном сообщении не представляется возможным дать подробную физико-географическую характеристику каждого из них. [2]

Рельеф обследованных участков отражает геологическую историю всей Московской области, предпоследний этап которой (ледниковый) оставил свои следы в существующем ландшафте.

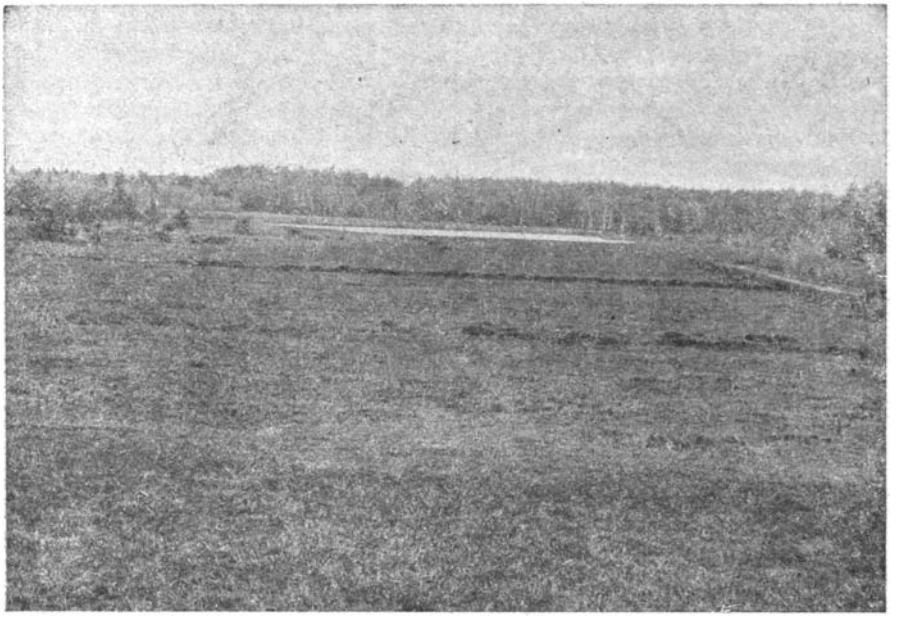
На всех участках мы наблюдаем аккумулятивно-эрозионные формы поверхности, обязанной своим происхождением, с одной стороны, деятельности предледниковых вод, наследовавших сложившуюся к тому времени эрозионную сеть, с другой — последующей деятельности ледника, уже пассивно перекрывавшего подготовленный к его приходу рельеф плащеобразным покровом морены, и, с третьей, — деятельности послеледниковой эрозии.

Характерной особенностью этого рельефа является беспорядочная мелкая всхолмленность поверхности с наличием на ней разнообразных по очертаниям блюдцеобразных, замкнутых или полузамкнутых понижений, наблюдаемых нередко и на пологосклонных увалах. Мелкие понижения заняты на участках болотами, крупные — болотами и, реже, озерами с торфом, а пологосклонные холмы и увалы, обычно расплывчатых очертаний, покрыты пятнами хвойного или смешанного леса (ель, сосна, береза и др.). Одно из таких понижений с озером в центре имеется на Волоколамском шоссе (фиг. 1).

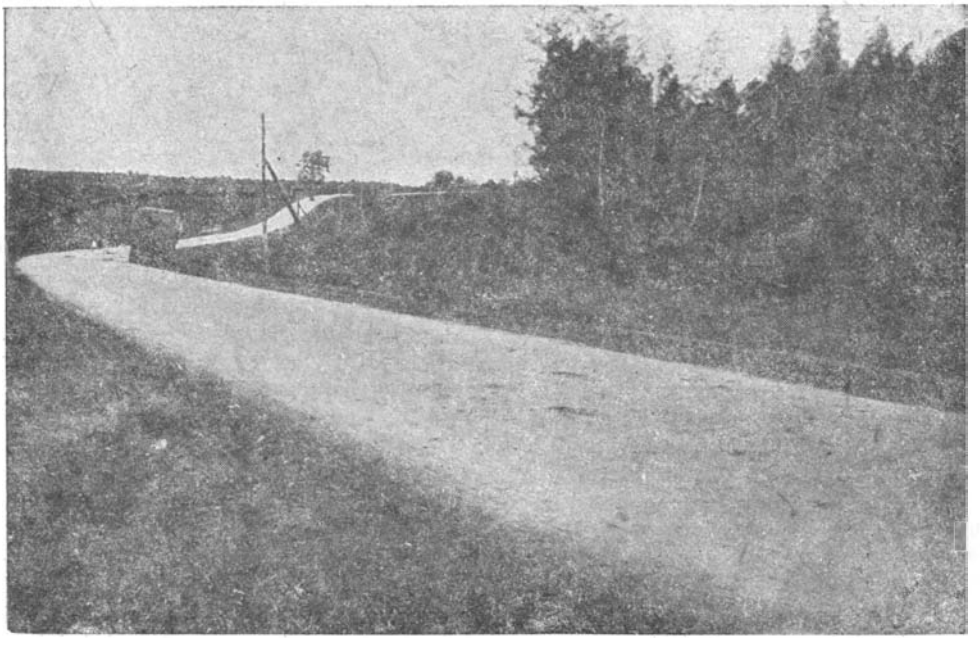
Существующая эрозионная сеть значительно изменила первичный моренно-аккумулятивный ландшафт мелковолнистой поверхности участков, превратив его местами в ландшафт типично эрозионный. Возвышенности в таких случаях расчленены ложбинками и оврагами, выходящими в пониженные места, а последние, связываясь между собой логами, входят в системы водосборных бассейнов рр. Москвы, Пахры, Клязьмы, Истры, Сестры и их притоков.

[1] На 12 из 22 участков дороги асфальтовое верхнее покрытие, а на остальных 10 участках — щебенчатое шоссе.

[2] Подробное описание каждого участка хранится в Геологическом институте Академии Наук и в Дорожном научно-исследовательском институте ГУШОСДОР НКВД.



Фиг. 1. Общий вид заболоченного понижения с озером в центре его на Волоколамском шоссе.



Фиг. 2. Общий вид Волоколамского шоссе. На переднем плане и за мостом пучинистые места дороги.

Примером эрозионного рельефа на первичном моренном ландшафте могут служить участки Волоколамского шоссе, показаные на фиг. 2—3.

На очертания современной поверхности в общем оказывает свое влияние и доледниковый рельеф, определивший, как уже упомянуто выше, основные морфологические черты всей территории. Влияние этого древнего рельефа наиболее чувствуется на Калужском шоссе (Теплостанская возвышенность).

В направлении с запада-северо-запада на восток-юго-восток, примерно от г. Волоколамска к г. Ногинску, абсолютные отметки местности снижаются от 250 до 130 м. В этом же направлении хорошо прослеживается переход от области конечных морен (с типичными для нее крупными моренными холмами и грядами) в область или зону зандровых равнинных пространств р. Клязьмы. В связи с указанным геологический характер отложений к западу от г. Москвы отличен от отложений, встречаемых от г. Москвы к востоку. Так, в западном секторе развиты с поверхности моренные суглинки, супеси и глины, в восточном — преобладают флювиогляциальные и аллювиальные пески. Пространства между упомянутыми крайними пунктами характеризуются смешанными формами рельефа и представлены более пестрыми по составу отложениями.

Фиг. 3. Общий вид Волоколамского шоссе. На переднем плане конечная моренная гряда.

По той причине, что обследованные нами дороги строились давно и предназначались для гужевого транспорта, продольный профиль этих дорог идет большей частью нулевыми отметками и, таким образом, целиком подчиняется неровностям рельефа. Эти дороги характеризуются, кроме того, общей заниженностью продольного профиля.

Пучины наблюдались нами на всех формах рельефа: на крутых и сухих гребнях водоразделов, сложенных обычно моренными суглинками и супесями; на верхних и нижних частях склонов; в тальвегах заболоченных ложбин, логов и замкнутых или полузамкнутых понижений в моренном рельефе. Таким образом, вполне строгой закономерной связи пучин

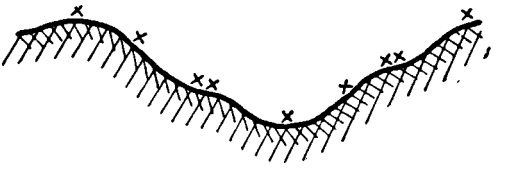
с рельефом не наблюдается. В пределах же склонов, пересекаемых дорогами, пучины часто приурочены к террасовидным их перегибам (фиг. 4).

Нередки на первый взгляд странные случаи, когда пучины отсутствуют в пределах заболоченных тальвегов логов и, наоборот, максимально развиты на вершинах сухих и порою крутосклонных местных водоразделов.

Можно говорить, что обычное стремление поднять трассу на более сухие возвышенные места без учета других природных особенностей (геолого-грунтового строения и гидрогеологии) местности не всегда может привести к желательным результатам, а перенос на более высокие места пучинистых участков существующих дорог вызовет лишь ненужные расходы. Однако при других равных природных условиях следует, конечно, предпочтительно выбирать более высокие места, что облегчает отвод атмосферной воды и обеспечивает лучшую работу дренажных сооружений.

В отношении экспозиции к солнцу рельеф должен, повидимому, влиять на время и сроки активной деятельности пучин, но сведений по этому вопросу мы не имеем.

К л и м а т описываемых мест в общем умеренно-континентальный; средняя месячная температура воздуха колеблется от —10, —11° в январе, до+18, +19° в июле и августе. Средняя годовая температура около 3.6°—4.5°. Для всей области характерны поздние весенние и ранние осенние заморозки, долговременность снежного покрова (5—6 месяцев) с толщиной покрова 50—60 см. Общее количество осадков 500—600 мм в год, несколько неодинаково по районам и неравномерно в течение года.



Фиг. 4. Схема расположения пучин на склонах. Двойные крестики указывают места наиболее благоприятные для возникновения пучин.

Летние осадки не имеют значения для развития пучин, так как в этот период температура воздуха и почвы достигает максимума, в связи с чем почва сильно испаряет.

Активную роль в образовании пучин играют осенние осадки, насыщающие земляную часть тела дороги перед самым ее промерзанием, и зимние осадки (тающий снег).

Пучины в Московской области открываются, в зависимости от времени наступления оттепелей, в конце марта или в апреле и продолжаются в некоторых местах до июня месяца. Самый тяжелый месяц в отношении разрушительной деятельности пучин — апрель.

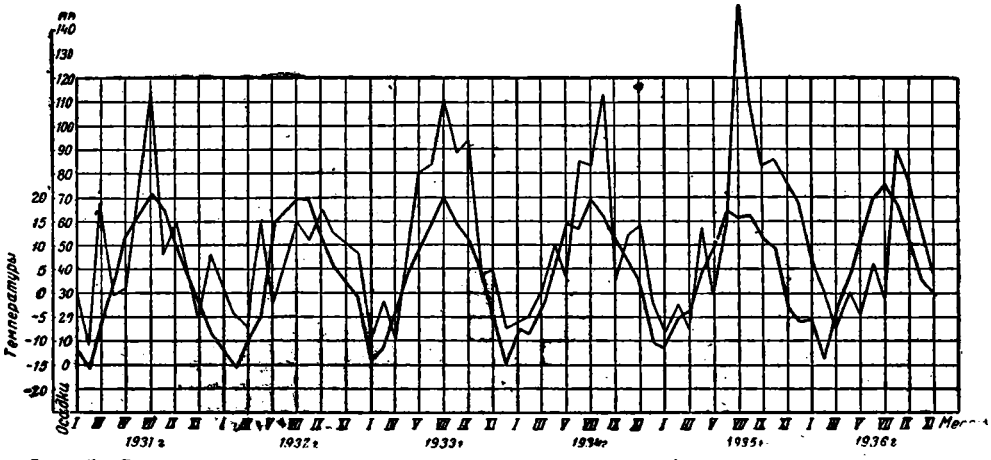
Не останавливаясь подробно на описании климата охваченной нашими исследованиями территории и оставляя этот важный вопрос для подготавливаемой ДОРНИИ и ГИН АН работы «Дорожные пучины и борьба с ними», приведем лишь некоторые данные об осадках, температурах воздуха и почвы метеорологической станции Починки, расположенной в районе г. Ногинска на высоте 132 м от уровня моря.

Из графика (фиг. 5) видно, что устойчивые отрицательные температуры воздуха держатся в этом районе с ноября по март в течение 5 месяцев. Неустойчивыми являются сентябрь — октябрь, апрель — май, когда температура воздуха часто опускается ниже нуля и быстро вновь поднимается. Наибольшее количество осадков выпадает в июле, а на месяцы июнь, июль и август приходится более 60% всех осадков. Так же, примерно, осадки распределяются по месяцам и на других участках.

График показывает, что максимальное переувлажнение почвы за последние 6 лет произошло осенью 1936 г. [1]

[1] В октябре этого года осадков выпало вдвое больше, чем за тот же месяц каждого из всех предыдущих лет.

С этим явлением, как и с общим повышенным количеством осадков в 1935 г., хорошо увязывается резкое увеличение пучин на дорогах весною 1936 г. Нужно думать, что это не случайное совпадение, а здесь существует строгая функциональная зависимость между осадками и пучинами на дорогах. Исходя из этого предположения, можно думать, что весною 1937 г. количество пучин должно уменьшиться по сравнению с тем количеством, которое наблюдалось весною 1936 г. Если намечаемый вывод подтвердится, [1] то, ставя такие прогнозы на будущее, можно заранее готовиться к борьбе с пучинами и тем самым не допустить во многих случаях их появления. Следует, конечно, учитывать и другие метеорологические элементы, которые могут действовать и в обратную сторону.



Фиг. 5. Среднемесячные температуры воздуха и осадки (по данным метеорологической станции Починки).

По наблюдениям за последние 6 лет снег лежит в районе с ноября по апрель месяц включительно. Наибольшая высота снежного покрова наблюдается в январе—феврале, достигая в эти месяцы 50—60 см. Чтобы судить о максимальных и минимальных температурах почвы, которые наблюдались на разных глубинах на ст. Починки за последние 6 лет, приводим следующую сводку (табл. 1).

ТАБЛИЦА 1

Глубина в м	Температура в °С		
	максимальная	минимальная	максимальная амплитуда за 6 лет
На поверхности почвы	54.4	— 42.6	97
На глубине 0.1 м . . .	30.0	— 19.4	49.4
» » 0.25 » . . .	26.6	— 14	40.6
» » 0.4 » . . .	22.6	— 10	32.6
» » 0.8 » . . .	18.8	— 2.0	20.8

Все минимальные температуры в табл. 1 относятся к наиболее холодной зиме 1932—1933 г., а максимальные — к разным годам. В последние

[1] Необходимо сопоставить статистические данные о количестве пучин хотя бы по одной Московской области с осадками за те же годы.

три года отрицательные температуры в почве станции Починки на глубине 0.8 м вовсе не наблюдались, а на глубине 0.4 они не спускались ниже —0.5°.

Данные табл. 1 иллюстрируют закономерное убывание положительных и отрицательных температур в почве с глубиной. Отмеченная зимой 1932—1933 г. температура —2.0° на глубине 0.8 м позволяет считать, что максимальное промерзание почвенного слоя [1] в районе достигает 1.0 м или даже превышает 1.0 м, но не всегда, а сравнительно в редкие годы. Зимой 1935—1936 г. отрицательных температур на глубине 0.8 м, как уже сказано, не наблюдалось.

Максимальная амплитуда почвенных температур за 6 лет убывает с глубиной, но еще на глубине 0.8 м достигает 20°. Несколько меньшие амплитуды колебания температур в почве наблюдаются в период одного года. Годовые амплитуды характеризуют лишь общий температурный ре-

Фиг. 6. Температура почвенного слоя (по данным метеорологической станции Починки).

жим почвенного слоя, в то время как для дорожных пучин интересны декадные и суточные колебания температур почвы. Особенно важны данные по таким месяцам, как апрель, май и октябрь—ноябрь, неустойчивым в отношении температур воздуха и почвы и интересным с точки зрения промерзания и протаивания почвенного слоя. Для этих месяцев имеются лишь максимальные и минимальные температуры и среднемесячные величины, которые позволяют говорить, что на глубинах 0.8 м почва претерпевает изменения температур в период промерзания и оттаивания в пределах до 4.5°, а на глубине 0.4 м — до 7°. Гораздо бо́льшие колебания наблюдаются в верхних слоях почвы.

Приводимые здесь графики (фиг. 6—8) наглядно изображают температурный режим песчаной почвы на разных глубинах. Кривые, с одной стороны, иллюстрируют постепенное уменьшение с глубиной влияния температур воздуха на температуру почвы, с другой — указывают на почти полное отсутствие запаздывания в продвижении их на глубину. [2] Последний факт крайне интересен; он противоречит общеизвестным данным о запаздывании температурных максимумов и минимумов с глубиной и заставляет нас отрицать длительное существование мерзлого слоя в супесчаных и песчаных почвах, а следовательно, и под полотном дороги в период его оттаивания, ограничив этот срок немногими днями.

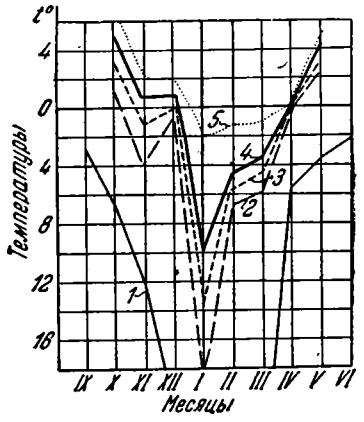
Те же графики свидетельствуют о сокращении с глубиной периодов существования отрицательных температур в почвенном слое. Из них

[1] Такая глубина промерзания характеризует песчаные почвы; на глинистых — промерзание достигает 1.3 м.

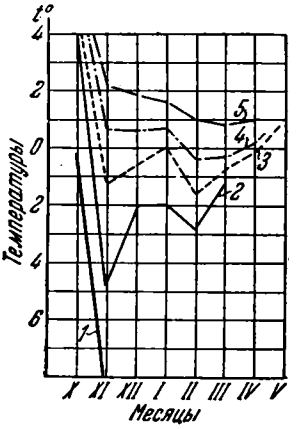
[2] На глинистых же почвах запаздывание температурных максимумов и минимумов на глубину, повидимому, имеет место в описываемом районе.

видно, что, если до глубины 0.25 м отрицательные температуры держатся 5—6 месяцев (с ноября по май), то ниже 0.25 м длительность низких температур уменьшается до 2—3 месяцев (январь — март).

За последние 6 лет наиболее глубокое промерзание почвы произошло в зиму 1932—1933 г., в то время как в зиму 1935—1936 г., после которой наблюдались на московских дорогах самые тяжелые за последние годы пучины, промерзание было неглубоким. Отсюда видно, что глубина промерзания почвы не везде, повидимому, имеет существенное значение в образовании пучин. Что касается роли «донника» в переувлажнении грунтов дороги, то и его роль в 1936 г. на дорогах этого района была незначительна, поскольку неглубокое промерзание земляного полотна еще более, чем обычно, укоротило срок существования этого временного водоупора.



Фиг. 7. Минимальные температуры почвенного слоя за период времени с 1932 по 1933 г. (по данным метеорологической станции Починки).



Фиг. 8. Минимальные температуры почвенного слоя за период времени с 1935 по 1936 г. (по данным метеорологической станции Починки).

Геологические условия пучинистых участков представляют интерес главным образом в отношении рыхлых четвертичных образований, по которым проложены дороги, и при этом только в верхнем их слое.

Четвертичные отложения представлены на различных участках следующими типами отложений:

1. Современными аллювиальными (озерно-болотными), делювиальными и элювиальными отложениями с развитыми на них покровными суглинками различного происхождения ($Q_3^a + Q_3^d + Q_3^{el}$).

2. Древнеаллювиальными речными и озерно-болотными отложениями с торфом (Q_2^a)

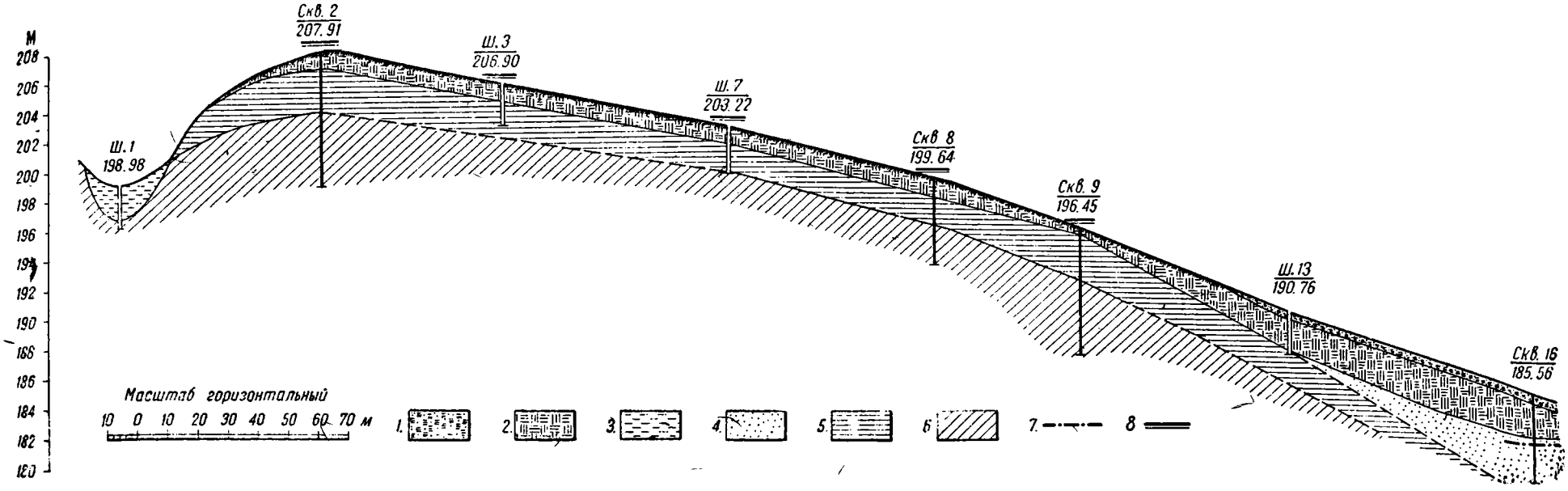
3. Флювиогляциальными отложениями времени отступания ледника ($Q_2^{f\text{-}gl\cdot s}$)

4. Моренными отложениями верхней морены ($Q_2^{m\cdot s}$)

5. Междуморенными флювиогляциальными и озерно-болотными слоистыми отложениями ($Q_2^{f\text{-}gl} + Q_2^{f\text{-}gl\cdot m}$).

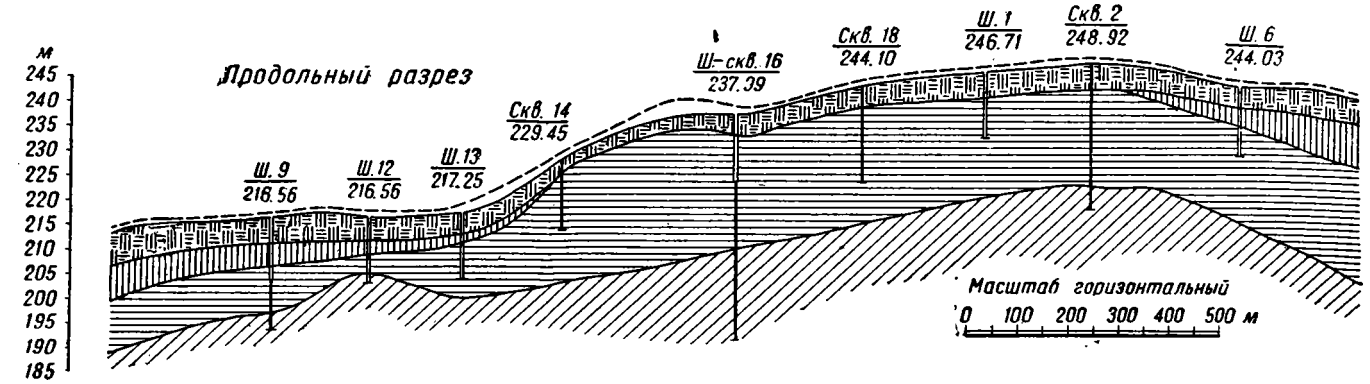
6. Моренными отложениями нижней морены ($Q_2^{m\cdot i}$)

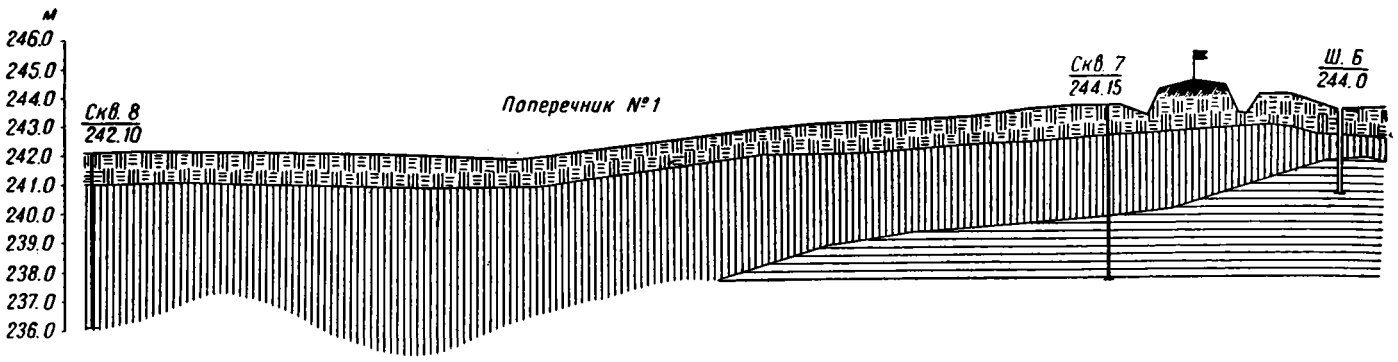
Современные отложения (Q_3) представлены на склонах и на вершинах увалов, в зависимости от субстрата, суглинками и супесями элювированной или делювированной морены, облекающими морену сплошным по-

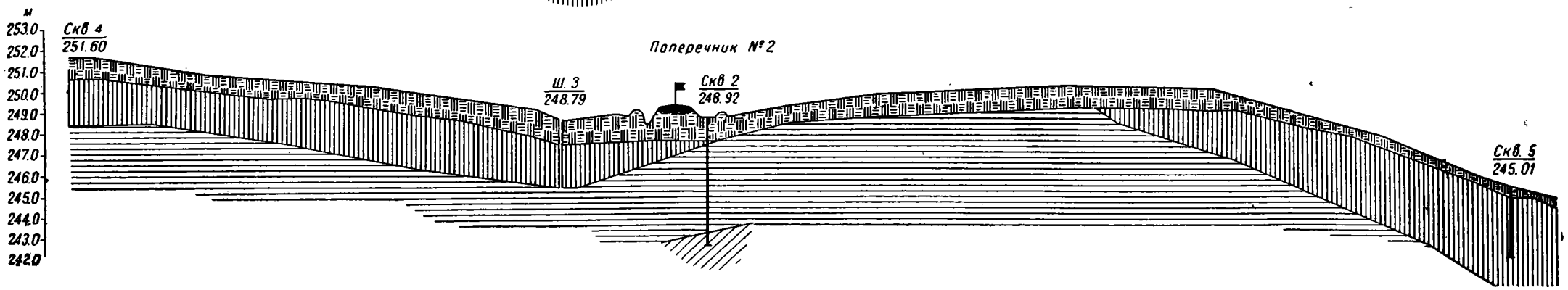


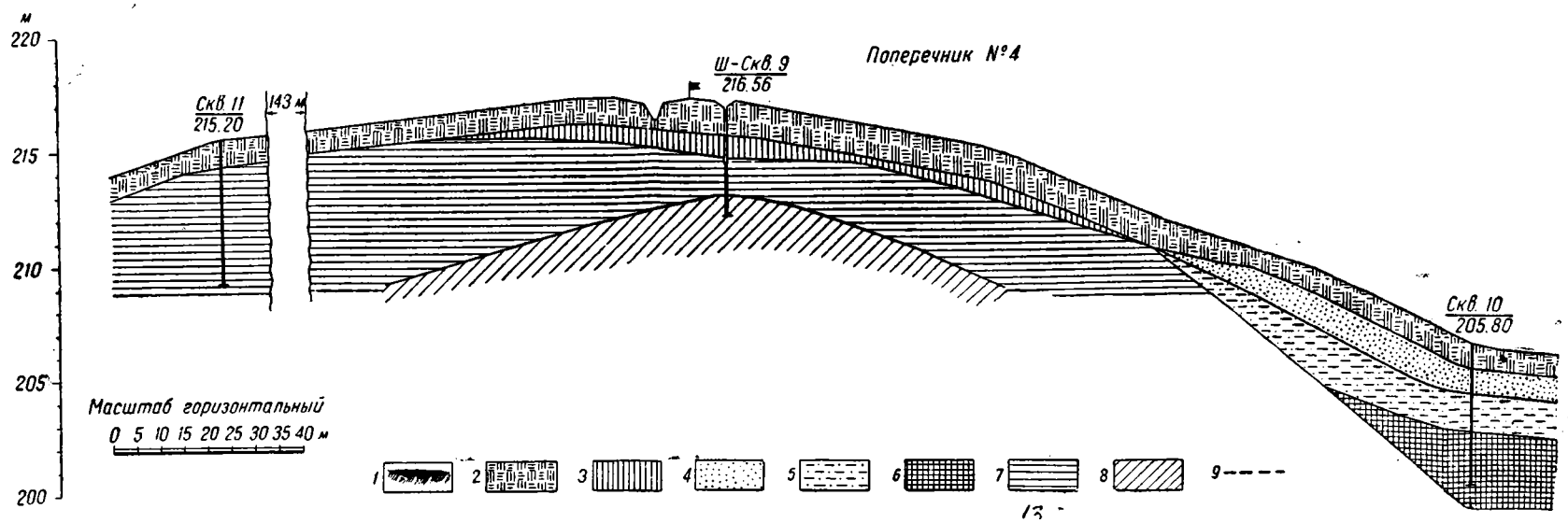
Фиг. 10. Продольный геолого-грунтовый разрез участка шоссе Ленинград — Москва.

1 — насыпной слой, пылеватые суглинки со щебенкой; 2 — почвы на делювиальных пылеватых суглинках; 3 — современные аллювиальные отложения: глины, супеси и пески с гравием и щебенкой; 4 — древнеаллювиальные отложения — тяжелые супеси; 5 — эллювий морены — пылеватые суглинки; 6 — моренные отложения — суглинки с обломочным материалом кристаллических пород; 7 — уровень воды 21/IX 1936 г.; 8 — пучины.









Фиг. 11, 12, 13. Геолого-грунтовые разрезы участка шоссе Москва — Волоколамск.

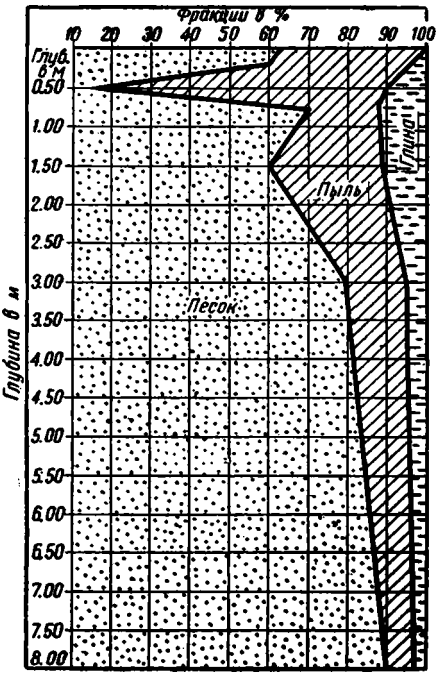
1 — насыпной слой легкий пылеватый суглинок, *2* — легкосуглинистая подзолистая почва на покровном суглинке и элювии морены, *3* — $Q_3^{de_3}$ покровный пылеватый суглинок желтовато-бурой окраски, *4* — $Q_3^{al_3}$ супесь тяжелая, *5* — $Q_3^{al_3}$ суглинок сильно оглеенный, *6* — $Q_3^{al_1}$ торф, *7* — Q_3^{md} элювий морены — суглинок желто-бурый и красно-бурый с гнездами песка и крошкой известняка и кристаллических пород, *8* — Q_3^{m} моренный суглинок красно-бурый с грабием, галькой и валунами известняка и кристаллических пород, *9*— красные отметки.

кровом, а в пониженных местах — озерно-болотным аллювием, состоящим из иловатых серых и темносерых оглеенных суглинков, нередко чередующихся с линзами песка, глины и торфа. Верхнюю часть этого слоя мы называем покровными суглинками, легко отбиваемыми в скважинах и шурфах от собственно элювия морены. Мощность покровных суглинков колеблется на разных участках от 0.5 до 7 м. Это светложелтая или светлосерая, мучнистая на ощупь и растирающаяся на пальцах пылеватая порода пластинчатой и комковато-призматической структуры. Наблюдаются в ней пустоты, трещины и большая пронизанность корнями растений или ходами животных. Трещины и пустоты оглеены и ожелезнены. Встречаются на стенках трещин примазки марганцовистых соединений.

Древнеаллювиальные отложения (Q_2^a) встречены на участках, пересекающих современные и погребенные (древние) долины в моренном рельефе. Представлены они слоистыми серыми песками, серыми и сизыми иловатыми глинами и суглинками, с прослоями и мощными пластами торфа. Эти отложения перекрывают верхнюю морену на склонах, а ниже по склону надморенные флювиогляциальные пески.

Флювиогляциальные отложения ($Q_2^{f\text{-}gl}$), относящиеся ко времени отступания ледников (надморенные), представлены красно-бурыми, косослоистыми песками с прослоями гравия, гальки и валунами.

В восточном секторе (Горьковское шоссе) распространены флювиогляциальные и древнеаллювиальные зандровые пески, красные и красно-бурые по окраске, разнозернистые, чаще косослоистые. Эти пески нередко переходят в супеси и суглинки, особенно вблизи дневной поверхности (фиг. 9).

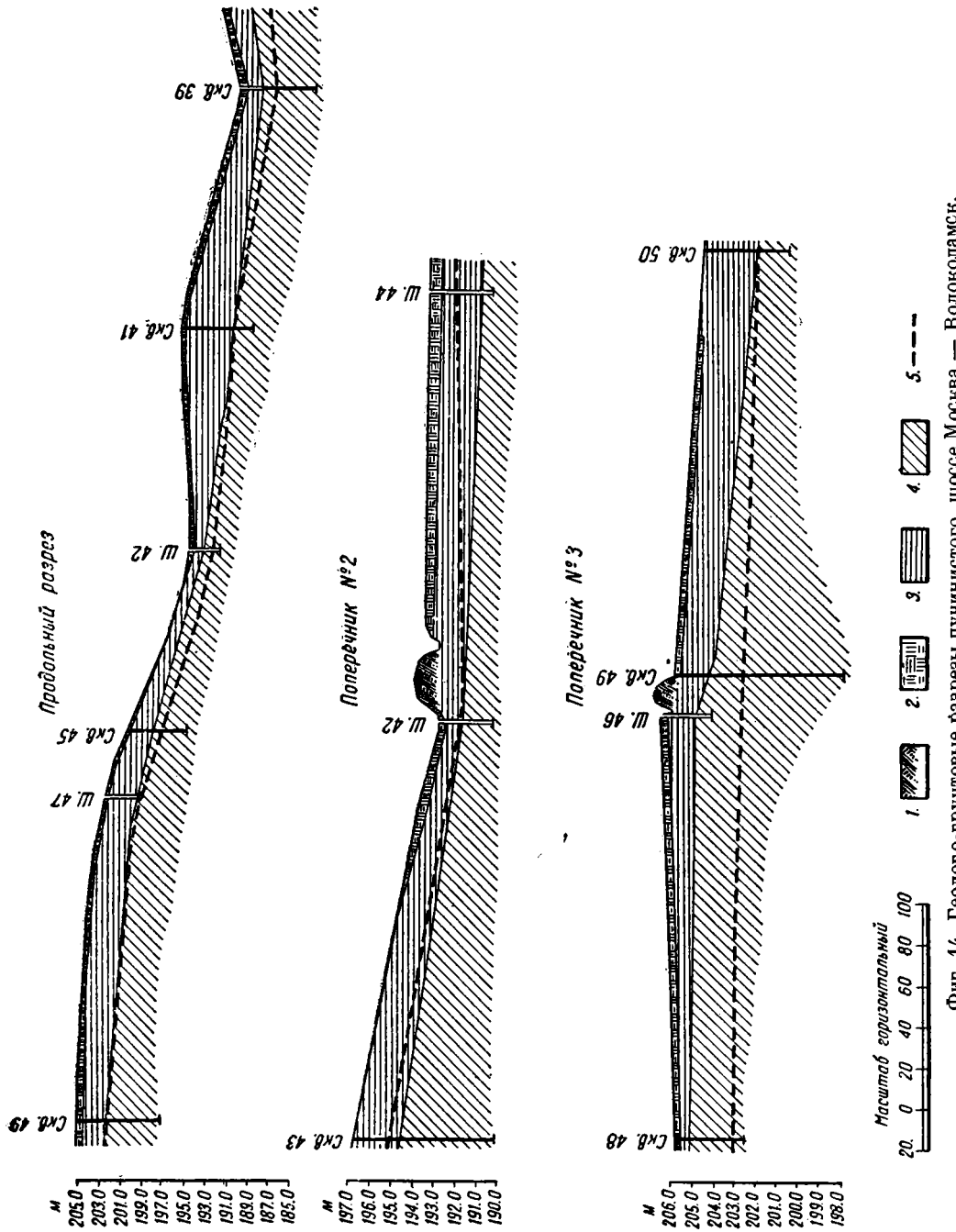


Фиг. 9. Кривая изменения с глубиной механического состава флювио-гляциальных отложений (Горьковское шоссе, скв. 2).

Характерна для флювиогляциальных песков причудливая волнистая микрослоистость, обязанная, вероятно, давлению льда на толщи песков, и узорность, обусловленная окраской гидроокислов железа и марганца.

Верхняя морена ($Q^{m\cdot s}$) состоит преимущественно из красно-бурых и желто-бурых плотных суглинков, супесей и песчаных глин с «крошкой», обломками, галькой и валунами кристаллических пород и скоплениями валунов. В меньшем количестве встречаются в верхней морене обломки и глыбы известняка и других местных пород. Принесенные издалека породы сильно разрушены и нередко режутся лопатой. Верхняя морена встречена почти на всех участках. Ею сложены невысокие увалы и облекаются более крупные возвышенности. Мощность верхней морены колеблется от 2 до 10 м и больше.

Под верхней мореной встречены местами на Можайском, Калужском шоссе и на некоторых других участках междуморенные, флювиогляциальные и озерно-болотные отложения ($Q_2^{f\text{-}gl} + Q_2^{f\text{-}gl.m}$). Флювиогляциальные отложения выстилают неровности нижней морены



Фиг. 14. Геолого-грунтовые разрезы пучинистого шоссе Москва — Волоколамск.

1 — насыпной слой, *2* — почва — тяжелые суглеси и пески серого цвета, слабо железистые с мелким гравием, *3* — моренные тяжелые суглеси красно-бурого и коричнево-бурого цвета, *4* — моренные легкие суглинки красно-бурого цвета с участками чистых песков и с гравием из кристаллических пород, *5* — горизонт появления воды.

или кровлю юры. Представлены они слоистыми красно-бурыми песками. Озерно-болотные отложения представлены обычно темными и серыми, слоистыми пылеватыми суглинками мощностью до 3 м и больше.

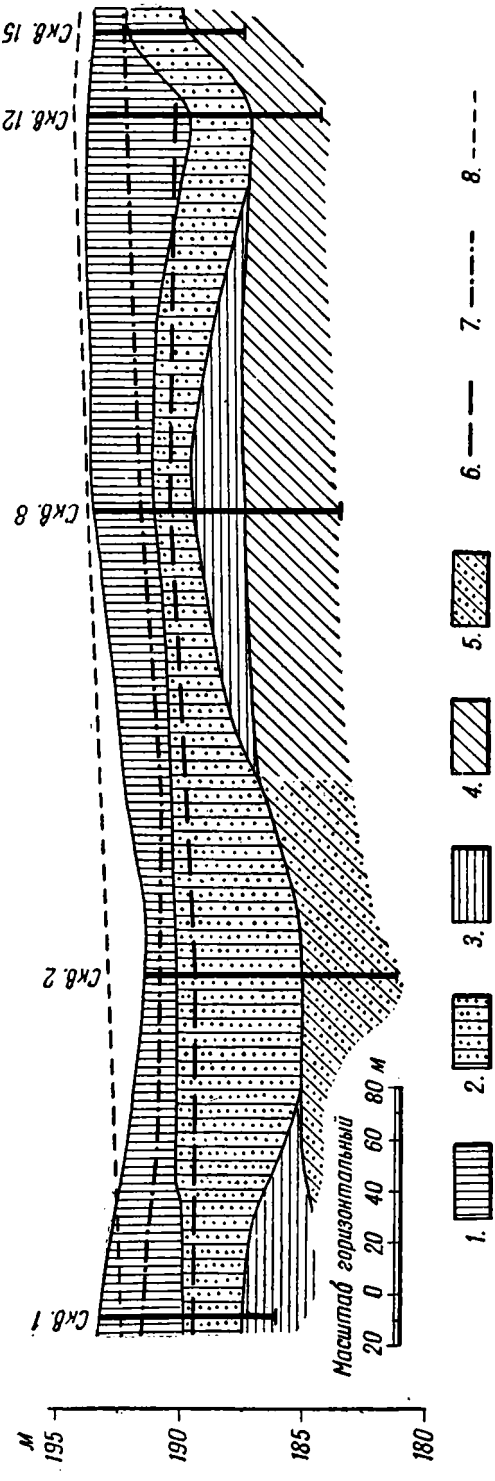
Нижня морена ($Q_2^{m.i}$) приурочена к более высоким местам, но она не всегда нами могла быть определена как нижня морена. В ней преобладают включения щебня, галек и валунов местных пород (известняка и др.).

Заведомо нижняя морена обнаружена на Калужском шоссе, где она слагает склон Теплостанской возвышенности и подстилается меловыми глинами. Мощность нижней морены на Калужском шоссе превышает 8 м. Ниже по склону эта морена размыта или перекрыта междуморенными отложениями.

По Б. М. Даньшину [3] нижняя морена отложена в днепровско-донскую фазу ледникового периода ($Q_2^{R_1}$)—нижнерисскую, а верхняя — в флеминг-московскую ($Q_2^{R_2}$) — верхнерисскую. Надморенные древнеаллювиальные и озерно-болотные отложения отступающего ледника отложены в бранденбург - вышневолоцкую (вюрмскую) и, частью, в балтийско-валдайскую фазы.

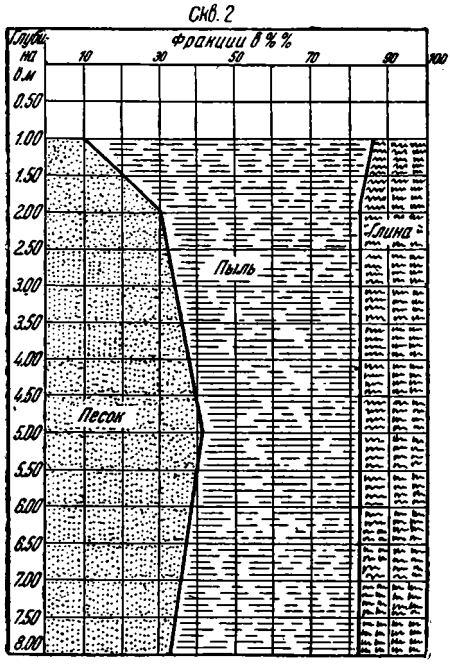
Фиг. 10—16 иллюстрируют геологогрунтовые разрезы некоторых пучинистых участков.

Почвы, развитые на покровных суглинках,—подзолистые, слабо подзолистые, реже скрыто подзолистые. В них почти всюду хорошо выделяются осветленные верхние горизонты отиллювиальных, более темных и плотных, оглеенных или ожелезненных нижних горизонтов. В сторону понижений подзолистые луговые и лесные суглинистые почвы и песчаные подзолы, развитые на флювиогляциальных и аллювиальных песках, переходят через подзо-



Фиг. 15. Продольный геолого-грунтовой разрез пучины на шоссе Москва — Каширa.

1 — лессовидно суглинки пылеватые, желтой окраски, прикрытые почвенным слоем до 0.6—1.5 м, 2 — болотные пылеватые глины и суглинки стальной и сизовато-серой окраски, 3 — ледниковый моренный — пылеватые глины коричнево-бурой окраски, 4 — моренные тяжелые суглинки красно-бурой окраски, 5 — моренные тяжелые неоднородные супеси красно-бурой и желто-бурой окраски, 6 — уровень грунтовых вод, 7 — горизонт оглеения, 8 — красные отметки



Фиг. 16. Кривая изменения механического состава грунтов по глубине на Ленинградском шоссе.

листо-глеевые почвы в почвы торфянисто-болотные и иловато-болотные глеевые, связанные друг с другом постепенными незаметными переходами.

Там, где пучинистые места дороги идут нулевыми отметками, нижняя часть профиля земляного полотна представлена почти во всех случаях иллювиальными горизонтами подзолистых почв и реже глеевыми горизонтами. В этот же иллювиальный (вмывной) или глеевый горизонт врезано, в таких случаях, и песчаное корыто. [1]

Ниже приводятся для примера разрезы подзолистых почв как наиболее распространенных.

1. Каширское шоссе

A_0 — Дерновина . . . . Мощность 3 см

A_1 — Суглинок легкий, пылеватый, темно-серый, почти черный (гумусированный), бесструктурный, рассыпчатый; много корней растений . . . Мощность 15 см.

A_2 — Суглинок легкий пылеватый, слабо уплотненный, пороховидной мелкокомковатой структуры, серый с мелкими пятнами ожелезнения; пронизан корнями растений. Переход в горизонт B — языками (потеками) . . . . . Мощность в среднем 20 см.

B_1 — Суглинок средний плотный, ореховато-комковатой структуры, пористый коричнево-бурый, прослеживается белесо-серая присыпка на гранях структурных отдельностей (вмывы из A_2) . . . . . Мощность 32 см.

B_2 — Суглинок средний, более плотный, чем в B_1, плитчато-комковатой структуры, пористый, трещиноватый. Окраска коричнево-бурая. На глубине 1.0 м по трещинам оглеен, переход к материнской породе (делювиальным суглинкам) постепенный . . . . . Мощность 50 см.

2. Можайское шоссе

A_0 — Дерновина . . . . . Мощность от 0 до 0.10 м.

A_1 — Суглинок пылеватый, мелкозернистый, трещиноватый, серый бесструктурный, пронизанный корнями растений . . . . . Мощность от 0.10 до 0.20 м.

A_2 — Суглинок пылеватый, мелкопористый и трещиноватый, с многочисленными конкрециями ортштейна . . . . . Мощность от 0.20 до 0.40 м.

B — Суглинок пылеватый, мелкозернистый, трещиноватый, коричнево-бурый, комковато-призматической структуры, оглеенный до глубины 0.6 м с многочисленными белесоватыми вмывами из слоя A_2. Переход в делювиальные суглинки неуловим. В некоторых разрезах почв этого участка горизонт A_2 имеет ясно выраженную листоватую структуру.

Литологический состав грунтов на обследованных участках характеризуется развитием суглинков, супесей и песков, причем последние нигде не принимают участия в чистом виде в строении тела дороги. Глины вовсе не встречены.

[1] Песчаным корытом называют жолоб под одеждой дороги, врезанный в земляное полотно и засыпанный слоем песка в 10—20 см. Назначение жолоба с песком — придать бо́льшую прочность и устойчивость верхнему покрытию.

Наиболее распространенными породами являются суглинки, в особенности суглинки пылеватые, к которым относится бо́льшая часть покровных образований (Q_3). На ряду с преобладанием пылеватых суглинков в покровных образованиях и в развитых на них подзолистых почвах большое значение они имеют в составе отложений верхней и нижней морены, а также в составе других четвертичных образований.

Как показали анализы, [1] покровные пылеватые суглинки являются основанием земляного полотна на 17 из 22 обследованных пучинистых участков. Ими же на таких участках сложено и земляное полотно. На остальных 5 участках дорога только местами проходит по пылеватым суглинкам, в других же местах — по супесям и пылеватым пескам.

Наиболее распространены покровные пылеватые суглинки вдоль Волоколамского, Можайского, Каширского и Калужского шоссе. Меньшее развитие они имеют по Ленинградскому шоссе, где сменяются нередко песчаными и супесчаными грунтами. Еще меньше развиты пылеватые суглинки на первой половине Горьковского шоссе, а именно на отрезке от Москвы до Ногинска.

Гранолуметрический состав пылеватых суглинков, [2] слагающих основание и тело дороги почти на всем протяжении 17 участков, непостоянен. Содержание песка, пыли и глины колеблется в них примерно в следующих пределах: песка от 5 до 20%, пыли от 45 до 85%, глины от 10 до 20%. На многих участках среднее содержание пыли превышает 60%.

В табл. 2 приведены данные гранулометрического состава покровных суглинков некоторых участков. [3]

ТАБЛИЦА 2

Участок и № выработки	Диаметр фракций в мм и содержание их в %		
	песок > 0.05 мм	пыль 0.05—0.005 мм	глина < 0.005 мм
Каширское шоссе			
шурф 3	3.30	80.30	16.40
скв. 5	21.00	65.83	13.14
шурф 11	3.21	85.19	11.16
Можайское шоссе			
шурф 32	14.70	76.60	8.70
шурф 23	14.46	71.50	15.81
шурф 46	21.70	50.70	17.60
Волоколамское шоссе			
выраб. 5	19.00	71.93	9.07
выраб. 10	34.00	47.86	18.14
выраб. 17	25.11	57.70	20.19
Калужское шоссе			
выраб. 5	10.50	70.60	18.90
выраб. 5	12.03	58.56	29.41

[1] По каждому участку проделано не менее 10—15 определений механического состава покровных суглинков. Анализы производились по методу Рутковского и Сабанина-Робинзона в лаборатории физических методов исследования горных пород ГИН АН под руководством М. А. Жиркевич.

[2] По трехчленной классификации Н. Н. Иванова.

[3] Анализы взяты из таблиц механического состава грунтов, приложенных к отчетам полевых работ на автогужевых дорогах летом 1936 г. (отчеты хранятся в ГИН АН и ДОРНИИ ГУШОСДОР НКВД).

Среди покровных суглинков встречаются также легкие, средние или тяжелые суглинки, но всегда в подчиненном количестве.

На супесчаной морене Волоколамского шоссе покровные отложения представлены супесями, преимущественно средними или песчаными глинами, с участками тех же пылеватых суглинков.

Верхние горизонты аллювиальных озерно-болотных отложений, подстилающих в пониженных местах земляное полотно, не отличаются по гранулометрическому составу и физическим свойствам от покровных суглинков, и поэтому останавливаться на них специально не будем.

Гранулометрический состав грунтов верхней морены, подстилающей в большинстве мест покровные суглинки, приведен в табл. 3.

ТАБЛИЦА 3

№ п/п	Участок	Диаметр фракций в мм и содержание их в %			Название грунта по классификации Иванова
		песок > 0.05 мм	пыль 0.05—0.005 мм	глина < 0.005 мм	
1	Каширское шоссе.	46.1	42.4	11.5	Суглинок легкий
2	Волоколамское шоссе, выраб. 6 . . .	10.2	64.1	25.7	» пылеватый
3	То же, выраб. 9 . .	28.3	39.5	32.2	»
4	Можайское шоссе.	53.8	26.8	12.4	»

Морена не везде сложена суглинками. Как это уже отмечалось выше, она, во-первых, неоднородна по составу на одних и тех же участках и, во-вторых, на некоторых участках представлена разного рода супесями и глинистыми песками.

Приведем некоторые числа, характеризующие физические свойства пылеватых покровных и болотных суглинков.

Объемный вес колеблется при естественной влажности от 1.5 до 2.0; удельный вес — от 2.6 до 2.7. Пористость, обычно довольно высокая, колеблется в пределах от 42 до 48%. Нижний предел пластичности лежит в пределах от 25 до 40, число пластичности — от 5 до 15.

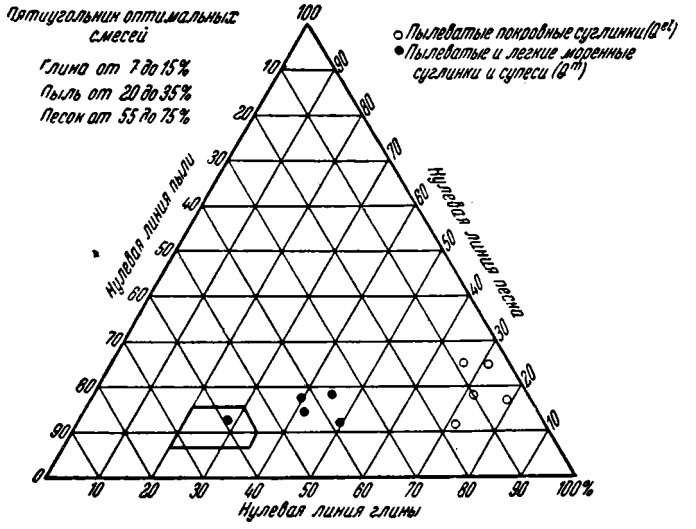
По классификации Аттерберга эти породы относятся обычно к грунтам II класса, т. е. в большинстве случаев являются грунтами, мало пригодными для дорожных целей.

Естественная влажность пылеватых суглинков колеблется на разных участках от 10 до 25% в летнее время, и в этот период она всегда была ниже полной влагоемкости, колеблющейся для них от 25 до 35%. Сравнивая полную влагоемкость с нижним пределом текучести, можно говорить, что пылеватые покровные и болотные суглинки должны переходить в текучее состояние почти одновременно при полном насыщении их водой. Такие условия наступают для них в период весеннего снеготаяния и оттаивания почвенного слоя.

Линейная усадка пылеватых суглинков колеблется для разных участков и в пределах одного участка от 2 до 12%, т. е. в одних случаях она лежит выше принятых норм (5%), в других — ниже.

Пылеватые суглинки и по механическому составу стоят весьма далеко от состава грунтов, считающихся пригодными для дорожных целей. В треугольнике Фере они концентрируются обычно в правом углу, далеко от многоугольника оптимальных составов (фиг. 17).

Гораздо меньшее участие в строении дорожного полотна принимают супеси. В противоположность пылеватым суглинкам, обычно далеким от оптимальных составов грунтов пригодных в дорожном отношении, супеси лежат, как правило, вблизи или даже внутри многоугольника оптимальных смесей на графике Фере, т. е. являются, казалось бы, грунтами, пригодными в дорожном отношении. Однако развитие тяжелых пучин на грунтах супесчаных, характерных для Горьковского шоссе, наиболее неблагоприятного в пучинном отношении, заставляет критически относиться к их пригодности при существующих природных условиях для дорожного строительства, а следовательно, и к составам так назы-



Фиг. 17. Треугольник Фере для грунтов Ленинградского шоссе.

ваемых «оптимальных смесей» без учета других природных условий. Это обстоятельство заставляет, с другой стороны, пересмотреть существующие, принятые нормы гранулометрического состава грунтов, считающихся в Московской области пригодными для дорожных целей и непучинистыми.[1]

На Горьковском шоссе, между г. Москвой и г. Ногинском, пучины нередко наблюдаются даже на песчаных грунтах. Однако на них, как и на супесчаных грунтах, пучинообразование обусловлено, повидимому, и некоторыми другими природными факторами, которые не учитывались, или учитывались до сего времени недостаточно, а также конструкцией и состоянием дороги, построенной в свое время для легкого гужевого транспорта.

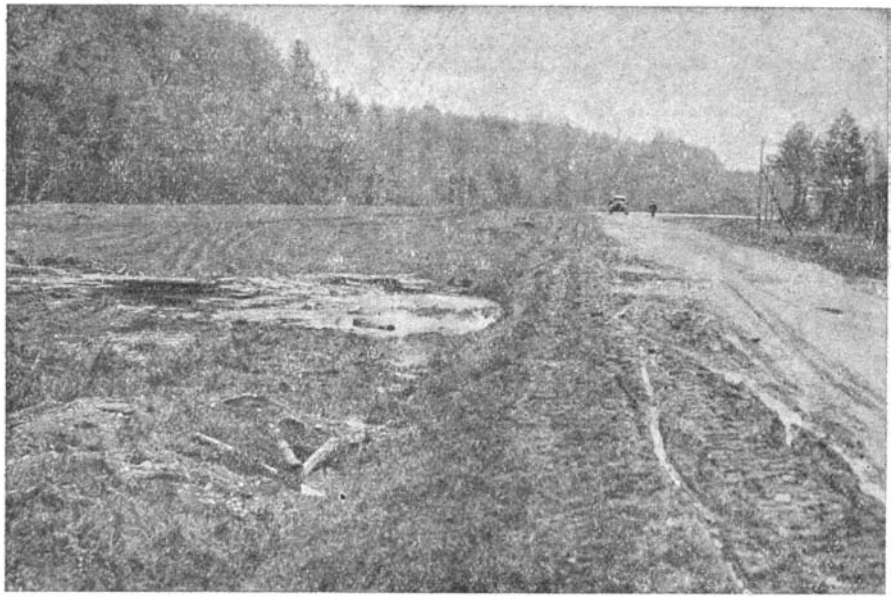
Грунтовые воды

Прежде чем говорить о развитии и условиях залегания грунтовых вод на обследованных пучинистых участках, остановимся кратко на особенностях поверхностного стока, зависящего, как известно, от уклонов местности и от характера растительного покрова. В связи с этим, а также в зависимости от геолого-грунтового строения местности и уровня залегания грунтовых вод, на каждом участке дороги встре-

[1] Непучинистыми грунтами и, следовательно, пригодными для дорог считаются, как известно, все те грунты, в которых количество пылевато-иловатых фракций достигает 60% и выше.

чаются своеобразные гидрологические условия, обусловливающие постоянное или временное заболачивание полей дороги или полное отсутствие этой заболоченности. Из всех 22 обследованных участков 6 находится в условиях хорошего поверхностного стока (водоразделы и крутые склоны), 7 расположены в условиях плохого стока (пониженные места и ровные площадки) и плохого водоотвода и 9 находятся в условиях неодинакового стока, т. е. хорошего в одной половине пучинистого отрезка дороги и плохого в другой.

Нужно при этом заметить, что ни на одной из пучинистых площадок мы не встретили открытых постоянных водотоков и водоемов, за исклю-



Фиг. 18. Старый заболоченный резерв на Можайском шоссе (октябрь 1936 г.).

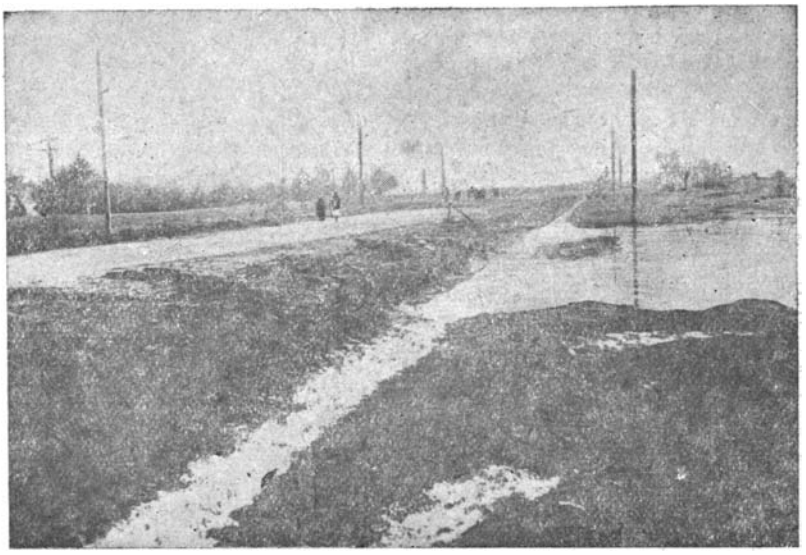
чением небольших запруд и прудов (фиг. 18 и 19), в большинстве случаев питающихся атмосферными водами, а поэтому пересыхающих летом. Заболоченности же наблюдаются не только на 7 участках с плохим стоком, но и на 9 участках неодинакового стока. Заболоченности характерны развитием кочки, мха и осоки на полях дороги с угнетенной древесной растительностью, значительным количеством небольших лужиц и болот, не пересыхающих местами и летом и заполняющих низинки, тальвеги логов и старые резервы. Особенно заболоченными оказались участки 45 и 49 км Горьковского шоссе, 90 и 45 км Волоколамского шоссе и 21 км Калужского шоссе. Во всех случаях, за исключением Калужского шоссе, заболоченность связана с высоким стоянием грунтовых вод. На 21 км Калужского шоссе она вызывается несколькими родниками, текущими по склону вдоль дороги. На остальных участках плохого и неодинакового стока летом наблюдается только периодическое, но в то же время значительное заболачивание полей дороги.

В отношении гидрогеологических условий наблюдаем не менее пеструю картину. Так, на пяти разных участках Волоколамского и Ленинградского шоссе вода вовсе не встречена скважинами, пройденными на глубину до 12 м, и, тем не менее, на этих участках ежегодно развиваются крайне тяжелые пучины.

На остальных 17 участках вода была встречена на разных глубинах, но не всеми выработками. На 3—4 участках, как например, на 53 км Каширского шоссе, мы не имеем сплошного водоносного горизонта, и приток воды в шурфы и скважины очень мал. Грунтовые воды таких участков правильнее относить к типу верховодки, существующей периодически.

К такому выводу приводят и геолого-геоморфологические условия некоторых пучинных участков.

Глубина залегания грунтовых вод колеблется на разных участках от 0.5 до 8.0 м и более. Чаще встречаются участки с грунтовой водой или верховодкой на глубине от 1.5 до 3.0 м. Водосодержащими породами являются в большинстве случаев озерно-болотные отложения, элювий морены и флювиогляциальные пески. Водоупором служат моренные отложения и, реже, юрские глины.



Фиг. 19. Старый заболоченный резерв на Горьковском шоссе (апрель 1936 г.; темными пятнами на дороге выделяются пучины).

В заболоченных местах поверхностные грунтовые воды представляют, как правило, один сплошной водоносный горизонт, выступающий на болотах на дневную поверхность «окнами».

Питание грунтовых вод местное, атмосферное. Только в области развития флювиогляциальных песков установлено более удаленное, но тоже атмосферное их питание.

Особенно пестрым и непостоянным оказывается питание верховодки, обычно встречаемой в пониженных местах рельефа и отсутствующей на высоких местах.

Условия инфильтрации атмосферных вод хороши в местах развития песчаных почв и флювиогляциальных песков и затруднены на покровных суглинках, перекрывающих морену. Однако высокая пористость их, обильная трещиноватость и пронизанность многочисленными корнями растений и ходами животных облегчают и в покровных суглинках протекание этого процесса. Существование же его нетрудно подметить по сильной вертикальной оглеенности или ожелезненности трещин, а также по наличию пустотелых вертикальных трубок, обусловленных жизнедеятельностью организмов.

Для характеристики условий инфильтрации нижних горизонтов почв здесь приводятся коэффициенты водопроницаемости их, определенные в образцах с ненарушенной структурой [1] в гидрогеологической лаборатории ГИН.

Подзольные и болотные суглинистые почвы

1.	Можайское	шоссе	0.06 —1.43 м/сутки
2.	»	»	0.045—2.937 »
3.	Каширское	»	0.104—0.760 »
3.	Волоколамское	»	0.067—0.309 »
5.	»	»	0.042—0.024 »

Песчаные и супесчаные почвы:

1.	Ленинградское	шоссе	1.685— 2.436 м/сутки
2.	Горьковское	»	2.246—16.848 »

Нужно заметить, как уже отмечено выше, что главную роль в инфильтрации атмосферных осадков играет не пористость почв, а их трещиноватость и отдельные водопроводящие каналы. Последнее подтверждается и наблюдениями за восстановлением уровня воды в шурфах, когда из стенок шурфов, сложенных весьма плотными и практически водонепроницаемыми моренными, делювиальными или покровными суглинками, вода вытекала только из трещин и из пустотелых оглеенных трубок. Таким образом, в морене имеем своеобразный тип трещинных вод.

В песчаных отложениях, в супесях и в мощных линзах песка в морене вода циркулирует в порах. В таких случаях имеем сплошное зеркало грунтовых вод.

Зеркало грунтовых вод в общем повсюду повторяет рельеф кровли морены, если последняя является водоупором, или повторяет рельеф дневной поверхности. Во всех случаях уровень грунтовых вод лежит ближе к поверхности в понижениях и там (местами) выходит на поверхность, вызывая постоянную заболачиваемость. На участках же, сложенных флювиогляциальными песками, грунтовые воды ведут себя в этом отношении независимо от местных форм рельефа, если уровень их лежит ниже дренирующей воду эрозионной системы.

Скорость движения грунтовых вод различна и зависит от гранулометрического состава водоносных пород. Приведенные выше коэффициенты фильтрации водоносных грунтов и существующие на участках небольшие уклоны уровня грунтовых вод позволяют говорить, что грунтовые воды обследованных пучин приближаются в этом отношении в водам застойных и полузастойных бассейнов не только в морене, но и в песчаных отложениях. Этим фактом можно, в частности, объяснить плохое качество и загрязненность воды в моренных и подморенных суглинках.

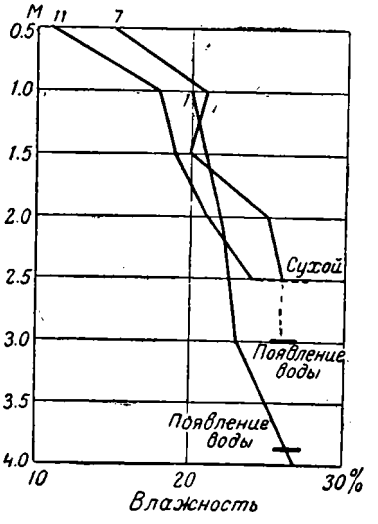
Характер геологического строения пучинистых мест, состав грунтов и морфологические условия участков неблагоприятны для естественных выходов грунтовой воды (родников) на поверхность. Выходы грунтовой воды встречены только на 21 км Калужского шоссе.

Режим грунтовых вод на пучинах нами не установлен, в связи с эпизодичностью наблюдений. Однако прослеженная почти на всех участках сильная оглеенность пород на высоте 1.0—1.5 м выше уровня грунтовых вод позволяет притти к заключению, что изменение их уровня колеблется на пучинах в среднем в пределах от 1.0 до 1.5 м. Учитывая, что на многих пучинах грунтовая вода залегала в сухое жаркое лето 1936 г. на глубине не выше 0.8—1.0 м от поверхности, становится понятным, что в дождливые годы и в дождливые периоды того или иного года грунто-

[1] В приборе Терцаги.

вая вода выступает в пределах таких мест на дневную поверхность, сливаясь там с водой атмосферной. Отмеченная выше амплитуда колебания уровня грунтовых вод целиком подтверждается и опросными сведениями.

Высота капиллярного поднятия для моренных, делювиальных и покровных суглинков, а также для супесей и песков определялась нами методом отрыва. Во всех случаях мы получали явно заниженные цифры, поскольку почти все монолиты имели различаемую на-глаз трещиноватость. В то же время гранулометрический состав суглинков позволяет говорить, что истинное капиллярное поднятие в них должно достигать 1.0—1.5 м и даже превышать эту цифру [6]. Вспоминая глубины залегания уровня грунтовых вод, нетрудно понять, что капиллярная зона достигает на многих участках дневной поверхности. При высоком же стоянии грунтовых вод потенциальная капиллярная способность грунтов на многих пучинистых участках лежит выше дневной поверхности. Следовательно, на многих участках грунтовые воды или непосредственно или через капиллярное поднятие принимают деятельное участие в образовании пучин.



Фиг. 20. Кривые естественной влажности грунтов Каширского шоссе на 3/IX 1936 г. Цифры *1*, *7* и *11* — номера выработок.

Изучение влажности грунтов на пучинистых участках с глубоко залегающей грунтовой водой (ниже 12 м) объясняет нам роль почвенной влаги в образовании пучин. Прослежено, что естественная влажность грунтов на таких участках в летнее время года сначала увеличивалась до некоторой глубины (1.5—3.0 м), а затем уменьшалась. Один из таких примеров приводится ниже для Каширского (фиг. 20), другой — для Ленинградского шоссе (фиг. 21).

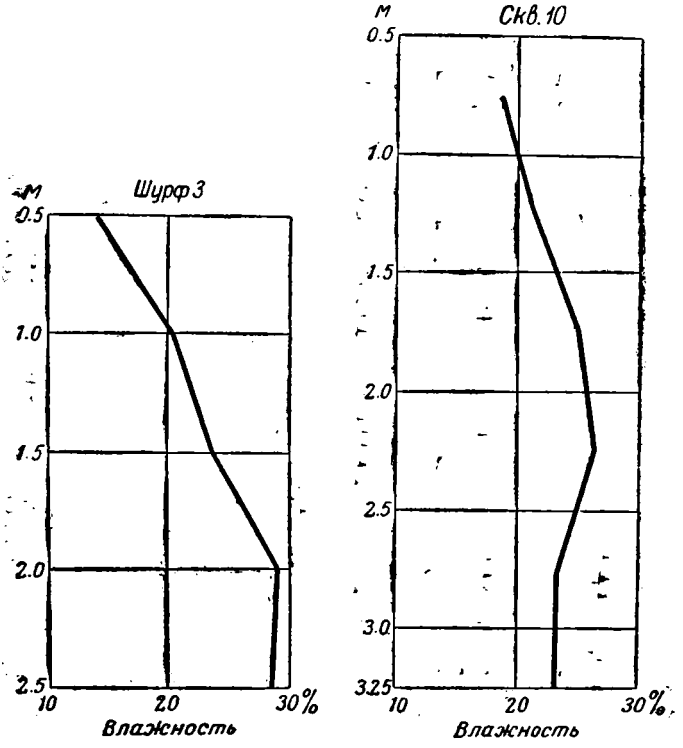
Увязывая гидрогеологические условия с осадками и температурами воздуха обследованных пучинистых мест, приходим к выводу, что повышение уровня грунтовых вод должно начинаться в большинстве случаев осенью, когда осенние дожди почти непрерывно выпадают на землю и, переувлажняя почву, проникают и ниже. Летние же осадки большей частью испаряются с нагретой солнечными лучами почвы. Дополнительно питаются грунтовые воды водой тающего снега после того, как в промерзшей за зиму почве появятся оттаявшие пятна.

Повышение уровня грунтовых вод осенью перед началом и в процессе эмбрионального развития пучин и увлажнение осенью тела дороги атмосферными осадками — все это благоприятствует усиленному пучинообразованию. Воды тающего снега, задерживаясь в мерзлом песчаном корыте тела дороги, только способствуют переувлажнению последней и всего земляного полотна в целом.

Суммируя вышеизложенное о грунтовых водах, верховодке и атмосферных водах, приходим к выводу, что пучины на обследованных участках перечисленных выше дорог в одних случаях связаны с грунтовыми водами, в других — развиваются с таким же успехом и без их участия. Наиболее крупные и злокачественные пучины наблюдались нами как раз на тех участках, где грунтовая вода и даже верховодка не встречены до глубины 12 м. Таким образом, отсутствие грунтовых вод не всегда

является благоприятным признаком, указывающим на неспособность грунта к пучинообразованию. Во многих случаях достаточно оказывается одной почвенной влаги, в особенности, если имеем дело с грунтами пылеватыми, чтобы вызвать образование пучин.

Отсутствие расстройства дорог осенью (до замерзания почвы) убеждает нас в том, что прямого притока грунтовых вод снизу и притока атмосферных вод сверху оказывается недостаточно для пучинообразования. Отсюда, во



Фиг. 21. Кривые естественной влажности для шурфа Калужского шоссе и скв. 10 Ленинградского шоссе.

всю широту ставится вопрос о миграции влаги в грунтах земляного полотна в процессе его замерзания и об огромной роли в пучинообразовании этого климатического фактора.

В заключение заметим, что на всех обследованных нами пучинах, с близким к поверхности залеганием грунтовых вод, одинаковое участие в образовании пучин на ряду с грунтовыми водами принимают и атмосферные осадки (почвенная влага).

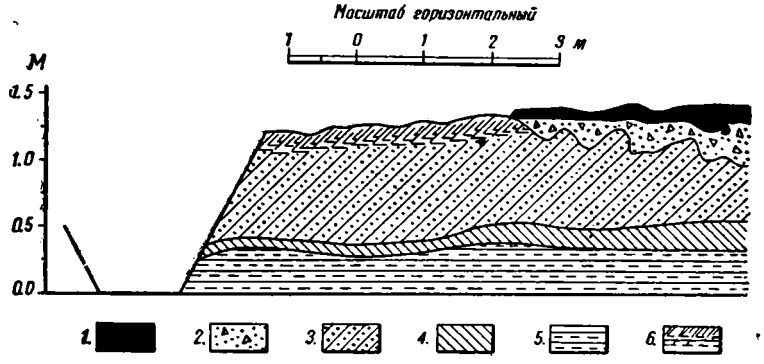
Состояние дорог на пучинах. Морфология и типы пучин

Активный пучинный период начинается, как отмечено выше, в первые дни оттаивания почвы и заканчивается после полного ее оттаивания и высыхания. Полевые обследования пучин производились нами с 5 июля по 5 сентября, т. е. в то время, когда деятельность пучин прекращалась. На пораженных пучинами местах дороги мы наблюдали

взбугрения, провалы, прогибы и общую волнистость продольного профиля. Эти деформации совсем не походили на природное вспучивание грунтов, в их формах с предельной ясностью отражено влияние динамической нагрузки на размягченное основание дорожного покрытия.

Прежде всего следует вспомнить, что обследованные дороги строились давно. Предназначались они для гужевого легкого транспорта и только в последние годы были покрыты асфальтовым слоем или новым слоем щебня для автомобильного движения. Песчаная же подстилка под верхним покрытием осталась на всех дорогах старой, весьма изношенной, имеющей неодинаковую толщину (от 2 до 25 см) или отсутствующей вовсе, как, например, это имеет место на некоторых пикетах Горьковского шоссе (фиг. 22). Вместе с изношенностью песчаного слоя и дно песчаного корыта на пучинах, по крайней мере, деформировано (изобилует неровностями).

Тело дороги почти на всех пучинистых участках сложено в нижней своей части илювиальным горизонтом почвы, как правило, более вязким, уплотненным, оглеенным и практически водонепроницаемым.



Фиг. 22. Горьковское шоссе. Разрез правой стороны дороги.

1 — асфальтовый слой, сильно изношенный, мощностью 3—10 см; *2* — битый камень (щебень) с каменной пылью; *3* — супесь легкая (естественный слой) влажная, плотная, кое-слоистая мощностью 50—70 см; *4* — торф осоковый, плотный, замерзает волнистым прослоем мощностью 5—15 см; *5* — супесь пылеватая, влажная, слоистая; *6* — насыпной слой.

Профиль дороги на пучинах, как продольный, так и поперечный, нарушен. Вместо нормального уклона поперечного профиля часто наблюдается прогибание его в осевой части. В таких местах, а также в многочисленных выбоинах и прогибах полотна скопляются весною и после дождей долго не пересыхающие лужи воды, переувлажняющие тело дороги (фиг. 23).

На многих пучинах выведены из песчаного корыта в сторону кюветов дренажные воронки. Однако сделаны они почти везде скверно, имеют недостаточный или даже обратный уклон и заложены плохо фильтрующим материалом (грязным песком с растительной землей или фашиной, обычно заиленной, прикрытой слоем дерна). Работа таких дренажных воронок не обеспечивает полного осушения песчаного корыта. На фиг. 24 видны местные прогибы на белом покрытии, залитые водой.

Работу поперечных дренажных воронок вообще следует проверить. Повидимому, в период оттаивания почвы, т. е. в самое опасное в отношении порчи дороги время, они, по причинам многократного промерзания и оттаивания, во многих местах должны забиваться льдом, а поэтому, вероятно, не выполняют своего назначения. Песчаное корыто является в таких случаях жолобом, собирающим атмосферную и талую воду в грунтах. В пониженные места дороги вода по песчаному жолобу стекает с обеих

Фиг. 23. Просадки, появившиеся в результате пучин, залитые водой. Можайское шоссе (октябрь 1936 г.).

Фиг. 24. Можайское шоссе. Пучины. На переднем плане видны поперечные прогибы.

сторон и в таких местах может обладать напором. С подобным успехом происходит накопление атмосферной и талой воды в местных неровностях дна песчаного корыта и в местах ямочного ремонта, этого своеобразного способа искусственного насаждения пучин. [1]

В общем же плохие дренажные условия земляного полотна на пучинах обусловлены самой конструкцией этих дорог. Один из разрезов дороги на пучине Горьковского шоссе иллюстрируется фиг. 22. Описание разреза, представленного на фиг. 22, следующее:

1 — Асфальтовый слой, сильно изношенный . . . . . Мощность от 3 до 10 см.
2 — Битый камень (щебень известняка), сцементированный смесью супеси и каменной пыли. Толщина этого слоя крайне непостоянна: имеются глубокие каменные мешки, уходящие вниз на 50—60 см и, наоборот, тонкие места толщиною меньше 10 см (естественный слой). Отдельные щебенки каменной одежды утоплены в слое 3.
3 — Супесь легкая (естественный слой), влажная и плотная, тонкослоистая, по окраске бурая с голубовато-серыми оглеенными пятнами. (См. анализ для обр. 5 в табл. 3) . . . . . Мощность от 50 до 70 см.
4 — Торф осоковый, плотный, залегает волнистым прослоем. Мощн. 5—15 см.
5 — Супесь пылеватая (естественный слой), влажная, слоистая, окрашена, как и слой 3 (см. анализ для обр. 6 в табл. 3).

Слои 3, 4 и 5 относятся к озерно-болотным отложениям.

Разрез и фиг. 22 позволяют говорить о сильной изношенности каменной одежды.

Что же касается песчаного корыта, то от него в разрезе не осталось никаких следов: слой щебня с неровной нижней границей лежит непосредственно на пылеватой или легкой слоистой супеси.

Еще более сработано земляное полотно и верхнее покрытие на пучинах одного из километров Волоколамского шоссе, где под слоем щебня пылеватые оглеенные грунты приобрели под влиянием длительной динамической нагрузки сложную микроскладчатость. Дно песчаного корыта на Волоколамском шоссе изобилует неровностями и мешкообразными углублениями, засыпанными песком и щебнем.

Песчаная подсыпка состоит почти во всех случаях из мелкозернистого песка с преобладанием фракций меньше 0.5 мм.

Формы пучин разнообразны. Обычно самые большие взбугрения с разрывом одежды протягиваются вдоль по оси проезжей части дороги. Такие продолговатые пучины, достигающие в длину десятков метров, сопровождаются глубокими прогибами (колеями) с обеих сторон и свидетельствуют о выдавливании разжиженной массы под колесами автомашин к оси дороги.

По площади отдельные взбугрения и провалы достигают 5—10 м². Под ними грунт был превращен в жидкую массу на глубину до 1 м.

Встречаются на пучинистых участках как крупные редкие пучины, так и мелкие многочисленные пучины, поражающие почти сплошь верхнее покрытие. На фиг. 25 показан участок Горьковского шоссе совершенно разрушенный пучинами, а на фиг. 26 более светлыми пятнами выделяются исправленные пучинистые места на Волоколамском шоссе.

По сообщению линейных работников, весною верхнее покрытие становится зыбким, но само по себе не вспучивается. Пучение происходит лишь при движении по ослабленной дороге груженых автомашин. Следовательно, действие внешней нагрузки является необходимым фактором в образовании дорожных пучин.

---

[1] Нередко на месте небольшой пучины, перестроенной таким образом, развиваются тяжелые пучины, как, например, на одном из участков Ленинградского шоссе, где год за годом наблюдается рост пучин, очевидно обусловленный ямочным ремонтом.

Фиг. 25. Пучины на Горьковском шоссе в апреле 1936 г. (до перестройки дороги).

Фиг. 26. Волоколамское шоссе.

Иногда вместо крупных пучин образуются под влиянием движущихся экипажей поперечные волны на асфальтовом покрытии. Высокие волны нередко разрывают одежду и вызывают внезапные аварии автомашин.

Пучины мелкие или «легкие», чередуясь с пучинами крупными или «тяжелыми» и с непучинистыми местами, поражают некоторые дороги под ряд на протяжении многих километров.

Интересны собранные нами сведения о миграции пучин. Пучины, оказывается, перемещаются с места на место в пределах десятков метров, открываются не каждый год и нередко исчезают совершенно без вмешательства человека. Этим свойством характеризуются, например, пучины некоторых километров Волоколамского шоссе.

Наибольшее оживление всех старых пучин и появление пучин на многих новых участках, считавшихся до того непучинистыми, например на Ленинградском шоссе, произошло весною 1936 г., что безусловно связано с дождливым летом и осенью 1935 г. Эта связь подмечена и линейными работниками, которые отмечают, кроме того, что и по грузонапряженности весна 1936 г. была небывалой. Последнее только подтверждает указанное выше положение об участии внешней динамической нагрузки в образовании пучин.

Сравнивая все обследованные пучинистые участки между собой, мы можем разбить их по естественно-историческим условиям на следующие типы:

I. Пучины, развивающиеся на водоупорных моренных глинах, прикрытых плащом структурных пылеватых суглинков с полным отсутствием грунтовых вод и верховодки и обладающих хорошими условиями атмосферного стока (водораздельные участки).

II. Пучины с такими же грунтовыми условиями и такими же условиями атмосферного стока, но с более высоким залеганием грунтовых вод — на глубине, как правило, выше 3 м.

III. Пучины с такими же природными условиями, но с верховодкой, локально залегающей на глубине до 3 м.

IV. Пучины на аллювиальных и озерно-болотных, пестрых по составу отложениях, перекрытых иловатыми суглинками, с уровнем грунтовых вод от 1.0 до 3.0 м от поверхности, приуроченные к заболоченным местам.

V. Пучины, развивающиеся на флювиогляциальных водоносных песках, перекрытых песчаными и супесчаными почвами, с глубиной залегания грунтовых вод от 0.5 до 3.0 м.

VI. Пучины, развивающиеся на чистом торфе, с уровнем грунтовых вод на губине от 0.5 до 1.0 м и ниже.

Последний тип пучин встречен нами на Ленинградском шоссе, где суглинистое и супесчаное земляное полотно, вдавленное в торф, питается водой из торфа.

На некоторых участках мы имеем все перечисленные типы пучин, но в общем первые три типа наиболее развиты на дорогах в пределах северо-западного и западного сектора Московского дорожного узла (Волоколамское, Ленинградское и Можайское шоссе). Четвертый тип пучин встречается на всех дорогах. Пятый тип характерен для дорог восточного сектора (Горьковское шоссе) и частью для Ленинградского шоссе.

Наиболее интересен первый тип пучин, развивающийся на дорогах без участия грунтовых вод, верховодки и поверхностных вод. Яркими представителями первого типа пучин являются пучины некоторых километров Ленинградского и Волоколамского шоссе, приуроченные к крутым водоразделам. Еще более интересно то обстоятельство, что эти пучины оказались наиболее злокачественными и многолетними.

ВЫВОДЫ

Факторами, участвующими в образовании пучин, являются: вода, температура, грунт, в котором происходит явление, и внешняя нагрузка.

Субстратом является грунт и вода, но последняя, без помощи отрицательных температур или внешнего давления, не вызывает сильных деформаций в дорожном покрытии. В условиях Московской области отрицательные температуры без участия внешней динамической нагрузки

также мало влияют на разрушение дороги. Подготовленная к разрушению совместным действием первых трех факторов, она деформируется значительно только при участии фактора четвертого — внешней динамической нагрузки.

Роль грунтовых вод в этом процессе не занимает первого места. Пучины образуются при любых гидрогеологических условиях и очень часто при полном отсутствии грунтовых вод и даже верховодки. Так, из 22 обследованных пучинистых участков на 5 участках грунтовые воды и верховодка не были встречены совершенно.

Кроме того, отсутствие строго закономерной зависимости между пучинами и рельефом, т. е. между пучинами и условиями поверхностного стока, свидетельствует о том, что пучины могут успешно развиваться и при хорошем поверхностном стоке — на крутых водоразделах, на ряду с отсутствием в таких местах грунтовой воды и верховодки.

Это установленное на основании полевых наблюдений обстоятельство заставляет обратить большое внимание еще на один тип природной воды — на почвенную воду. На участках с отсутствием грунтовых вод, верховодки и застойных поверхностных бассейнов почвенной воде принадлежит главная роль в переувлажнении тела дороги. Иначе ничем нельзя объяснить наличие пучин на таких участках. Почвенная же вода проникает в тело дороги на месте за счет выпадения на поверхность и на поля дороги атмосферных осадков. Таким образом, благоприятные условия поверхностного стока (крутой склон, водораздел и т. д.) и гидрогеологические благоприятные условия не всегда еще являются положительным признаком в оценке естественно-исторических условий того или другого варианта дороги. Не в меньшей мере необходимо учитывать метеорологические особенности местности, а также состав и характер сложения грунтов, на которых последняя будет построена.

Может быть в образовании многих пучин большую роль играет конденсационная и парообразная влага, поднимающаяся снизу. Однако на сегодняшний день это является не проверенным. Что же касается почвенной воды, то каким бы путем она ни появлялась, ее роль достаточно установлена изучением естественной влажности грунтов и самим фактом существования пучин на участках с отсутствием грунтовых вод, верховодки и постоянных поверхностных водоемов.

Указав на роль грунтовой воды в образовании пучин на автогужевых дорогах и отметив значение в этом явлении почвенной воды, нелишне будет остановиться еще на некоторых особенностях пучинообразования.

Прежде всего установлено, что между пучинами и атмосферными осадками существует строгая функциональная зависимость. После дождливого года, как об этом указано в статье, наблюдается усиленный рост пучин на дорогах. При учете этого фактора можно заранее готовиться к борьбе с пучинами, а тем самым не допустить их появления во многих местах. Следует при этом заметить, что главную роль в переувлажнении тела дороги играют осенние осадки, насыщающие земляное полотно перед самым его промерзанием. Роль летних осадков ничтожна в связи с развивающимся летом огромным испарением с поверхности почвы.

Состояние изношенности дорог на пучинах и конструкция этих дорог свидетельствуют о существовании всех условий для накопления атмосферной воды в земляном полотне. Можно считать, на основании имеющихся данных, что наиболее благоприятными очагами для развития пучин являются пониженные места и углубления в дне песчаного покрытия с пестрым гранулометрическим составом грунтов в них и сложным их распределением. Неравномерная толщина верхнего покрытия и песчаной подстилки также облегчают развитие деформаций при оттаивании земляного полотна.

Осенние осадки, образующие почвенную воду, и грунтовые воды, — в тех случаях, когда существует питание пучин за счет этих последних или за счет капиллярной их зоны, — играют главную роль в эмбриональный период развития пучины, т. е. в первую осенне-зимнюю фазу ее развития. Активная же — ведущая роль в первую фазу развития пучины принадлежит температурному режиму земляного полотна. Примером этому служит тот факт, что осенью пучины морфологически почти не проявляются, и дорога в это время не ослабевает. Однако весною,— и казалось при том же количестве воды, которая поступила в земляное полотно осенью и замерзла в нем,— на пучинах тем не менее встречаем весьма пересыщенные водою грунты.

Этот факт только подтверждает отмеченный выше вывод о том, что отрицательные температуры, проникая в тело дороги, вызывают в нем перераспределение влаги и собирают ее в отдельных центрах, которые и являются очагами пучин. Следовательно, миграции влаги в грунтах в процессе ее промерзания принадлежит главная роль в первой фазе развития пучин на автогужевых дорогах. Отсюда во всю широту ставится вопрос о миграции влаги в грунтах земляного полотна в процессе его промерзания и об огромной роли этого фактора в пучинообразовании.

Придя к такому выводу от противного, на основании изучения только природных условий пучинистых мест, мы имеем подтверждение этого вывода в последних работах М. И. Сумгина [7], в работах С. Тебера [1] и в работе Федосова [5]. В морфологическом же проявлении пучин главная роль принадлежит внешней динамической нагрузке.

Возвращаясь теперь к предложенной нами выше классификационной схеме дорожных пучин, мы должны все исследованные пучины Московской области отнести к типу пассивных морозных и безморозных пучин, связанных в одних случаях с грунтовыми водами, в других — с верховодкой, или с почвенной водой, и в третьих — со всеми этими типами природных вод.

В заключение заметим, что пучинистыми грунтами, при известных условиях и при участии внешней нагрузки, могут стать не только те грунты, в которых количество пылеватых частиц превышает 60%, т. е. собственно пылеватые грунты, но и грунты супесчаные и даже песчаные, как это подтверждается многочисленными примерами по Горьковскому шоссе.

Статья закончена 15/III 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тебер С. Статья в журнале «Public Roads», № 6, 1930.
2. Филатов М. М. Почвы и грунты в дорожном деле, ОГИЗ—Гострансиздат, 1932.
3. Даньшин Б. М. и Головина Е. В. Москва. Геологическое строение, ОНТИ—НКТП, 1934.
4. «Дорожная климатология» под ред. проф. С. Л. Бастамова и М. И. Сумгина, Гострансиздат, 1935.
5. Федосов А. Е. Физико-механические процессы в грунтах при их замерзании и оттаивании, Трансжелдориздат, 1935.
6. Коротеев А. П. Спутник гидрогеолога, ОНТИ—НКТП, 1936, стр. 137.
7. Сумгин М. И. Отчет о лабораторных работах мерзлотной лаборатории Геологического института АН (по вопросу изучения грунтов), рукопись, 1937.
8. Цитович Н. А. и Сумгин М. И. Основания механики мерзлых грунтов, изд. Акад. Наук СССР, 1937.

ЧАСТЬ II

РАБОТЫ ЛАБОРАТОРИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939. ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX.

А. А. ПЕТРОВСКИЙ

РАБОТА ОНДОМЕТРИЧЕСКОГО ПЕРЕДАТЧИКА

§ 1. Ондометрией называется метод геофизической разведки, использующий свойства электромагнитных волн. Этот метод долгое время не получал признания, и даже существовал взгляд, что он вообще в нашем климате не может найти подходящей обстановки для своего применения. Однако настойчивая работа, производившаяся в направлении его разработки Институтом прикладной геофизики (1923—1930 гг.), сделала свое дело. Были выработаны весьма удовлетворительные приборы для ондометрической работы [5], значительно двинута вперед теория, и произведены удачные опытно-производственные работы, показавшие, что наступило время включить ондометрию в число электрических методов геологической разведки.

С прекращением существования Института прикладной геофизики (ИПГ) ондометрические работы на некоторое время приостановились, но после моего доклада на I Всесоюзном гидрогеологическом съезде [8] (Ленинград, 30 декабря 1931 г.) ондометрия вновь предъявляет свои права, и Среднеазиатская экспедиция для производства разведки на воду, организованная Геофизическим институтом ЦНИГРИ [11], еще раз подтвердила своими результатами, что эта группа методов заслуживает серьезного внимания.

За последнее время практика выдвинула еще несколько запросов на применение ондометрических методов: исследование правильности хода промораживания шахт [6], исследование правильности хода цементации [9], исследование мощности промерзлой почвы на шоссейных дорогах, измерение мощности ледников [3] и, наконец, вопрос, необычайно важный для нашего строительства, — измерение мощности вечной мерзлоты [4].

Поэтому изучение работы ондометрической аппаратуры приобретает в настоящее время вполне актуальный интерес и практическое значение.

§ 2. В настоящей статье я имею в виду рассмотреть теорию действия ондометрического передатчика. Такой передатчик должен обладать следующими свойствами:

1) Он должен развивать чисто синусоидальные колебания, так как ондометрические наблюдения сопровождаются количественными измерениями и нуждаются в возможно простой и точной обработке. Поэтому, несмотря на понижение коэффициента полезного действия, приходится пользоваться радиоаппаратом, генерирующим так называемые колебания первого рода.

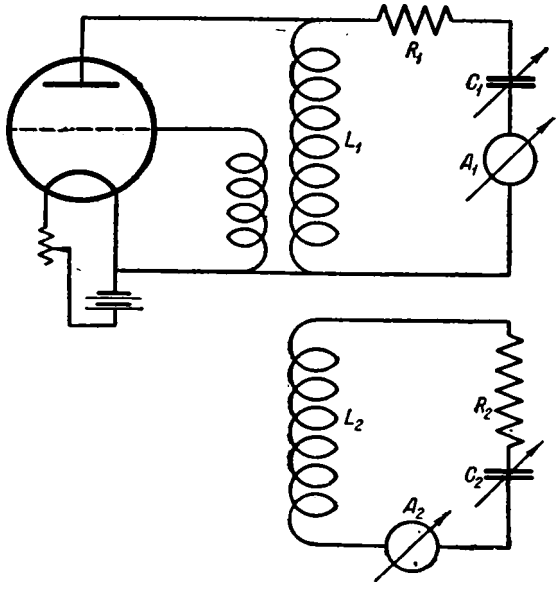
2) Передатчик должен работать по такой схеме, в которой окружающая обстановка не обнаруживает заметного влияния на частоту (или длину волны) генерируемых колебаний, так как в противном случае градуировка радиоприемника будет нарушаться при перестановке его с одного места на другое во время работы. Этому условию хорошо удовлетворяет сложная схема с индуктивной связью.

3) При работе на антенну наблюдатель не может пользоваться заземлением, так как это вносит в работу новый изменчивый и притом неясный

фактор. Приходится применять противовес, а еще чаще симметричную антенну. Поэтому весьма важно сохранить симметрию установки во всей чистоте, что хорошо достигается применением двухтактной схемы (пуш-пуль), которая к тому же имеет и некоторые другие общетехнические преимущества.

На основании этих соображений, основой изучения действия ондометрического радиопередатчика является теория синусоидальных колебаний в сложной схеме с индуктивной связью.

§ 3. Главные положения, на которых может быть построена теория действия такого радиопередатчика, были даны мною в свое время в Известиях Академии Наук [1] и в журнале «Телеграфия и телефония без проводов» [2]. Так как последний журнал занимался общими радиотехническими вопросами, то он не находился в поле зрения геофизиков, и статья могла ускользнуть от их внимания. Поэтому я позволю себе вкратце напомнить ее содержание.



Фиг. 1. Упрощенная схема ондометрического передатчика.

Упрощенная схема ондометрического передатчика представлена на фиг. 1. Он может рассматриваться как альтернатор, причем колебательный контур R_1, L_1, C_1 играет роль якоря, контур R_2, L_2, C_2 представляет нагрузочную цепь, а лампа с анодной и сеточной цепями служит как бы обмоткой возбуждения, поддерживающей в якоре ток определенной интенсивности. Соединение первичного контура со вторичным можно рассматривать как схему трансформатора, нагруженного емкостью в обеих цепях (фиг. 2, на которой отброшены цепи самой лампы). Что касается частоты возбуждаемого переменного тока, то она устанавливается сама собою в зависимости от постоянных, характеризующих передатчик (емкости, самоиндукции, сопротивления цепей, а также взаимоиндукции между ними). Относительно закона, управляющего этой частотой, мною выдвинуто предположение, что передатчик всегда развивает такую частоту, при которой в его якоре (т. е. в первичном контуре) проходит исключительно ваттный ток.

§ 4. На основании изложенного можно рассматривать ондометрический передатчик как резонанс-трансформатор, имеющий самоиндукции и емкости в обеих цепях (фиг. 2).

Обозначая: [1]

R_1 — сопротивление эквивалентного альтернатора,

L_1 — самоиндукцию эквивалентного альтернатора,

C_1 — емкость эквивалентного альтернатора,

[1] Из этих величин самоиндукция L_1 и емкость C_1 мало отличаются от величины самоиндукции и емкости, включенных в первичную цепь, но сопротивление R_1 может весьма сильно отличаться от сопротивления R_0 самой цепи.

I — амплитуду силы тока эквивалентного альтернатора,
E — амплитуду эдс эквивалентного альтернатора,
R_2 — сопротивление вторичной цепи,
L_2 — самоиндукцию вторичной цепи,
C_2 — емкость вторичной цепи,
I_2 — амплитуду силы тока вторичной цепи,
M — коэффициент взаимоиндукции между первичной и вторичной цепями,
ω — угловую электрическую частоту,
можно написать следующие дифференциальные уравнения:

$$e = R_1 i_1 + L_1 \frac{di_1}{dt} + v_1 + M \frac{di_2}{dt}, \tag{1}$$

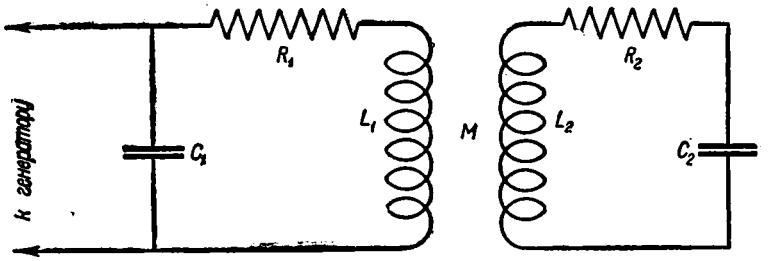
$$i_1 = C_1 \frac{dv_1}{dt}, \tag{2}$$

$$o = R_2 i_2 + L_2 \frac{di_2}{dt} + v_2 + M \frac{di_1}{dt}, \tag{3}$$

$$i_2 = C_2 \frac{dv_2}{dt}, \tag{4}$$

которые при

$$e = E \sin(\omega t + \chi) \tag{5}$$



Фиг. 2. Эквивалентная схема одометрического передатчика.

удовлетворяются функциями вида:

$$i_1 = I_1 \sin(\omega t + \varphi_1), \tag{6}$$

$$v_1 = V_1 \sin(\omega t + \phi_1), \tag{7}$$

$$i_2 = I_2 \sin(\omega t + \varphi_2), \tag{8}$$

$$v_2 = V_2 \sin(\omega t + \phi_2). \tag{9}$$

§ 5. Как известно [7], написанная нами группа дифференциальных уравнений решается при помощи построения векторной диаграммы (фиг. 3).
На этой диаграмме:

$\overline{OA} = L_2 \omega I_2$ есть вектор вторичной самоиндукции,
$\overline{AB} = \frac{I_2}{C_2 \omega}$ » » » емкости,
$\overline{BC} = R_2 I_2$ » » вторичного сопротивления,
$\overline{CO} = M \omega I_1$ » » взаимоиндукции,
$\overline{OD} = L_1 \omega I_1$ » » первичной самоиндукции,
$\overline{DE} = \frac{I_1}{C_1 \omega}$ » » » емкости,
$\overline{EF} = M \omega I_2$ » » возвратной индукции,

$\overline{FG}=R_1I_1$ есть вектор первичного сопротивления,
$\overline{OG}=E$ » » эдс эквивалентного альтернатора.

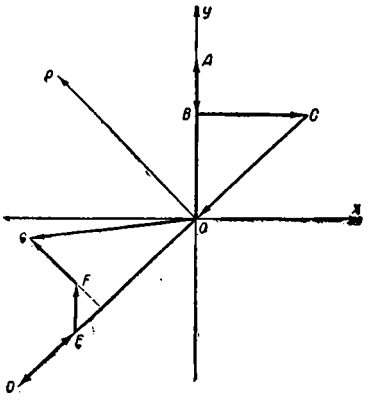
Из этой диаграммы получаем, что амплитуды токов и напряжений выражаются следующими формулами:

$$I_1=\frac{E}{Z}=\frac{E}{\sqrt{(R_1+R_2\varepsilon^2)^2+(X_1-X_2\varepsilon^2)^2}}, \tag{10}$$

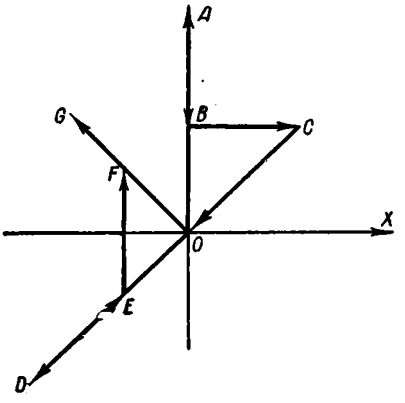
$$V_1=\frac{I_1}{C_1\omega}, \tag{11}$$

$$I_2=I_1\varepsilon, \tag{12}$$

$$V_2=\frac{I_2}{C_2\omega}. \tag{13}$$



Фиг. 3. Векторная диаграмма резонанс-трансформатора.



Фиг. 4. Векторная диаграмма ондометрического передатчика при $x_2>0$.

Величина ε есть так называемый коэффициент трансформации тока и равна:

$$\varepsilon=\frac{M\omega}{Z_2}=\frac{M\omega}{\sqrt{R_2^2+X_2^2}}, \tag{14}$$

а X_1 и X_2 выражаются:

$$X_1=L_1\omega-\frac{1}{C_1\omega}, \tag{15}$$

$$X_2=L_2\omega-\frac{1}{C_2\omega}. \tag{16}$$

Если принять во внимание постулат о работе электронного генератора, высказанный в конце § 3, то придется положить:

$$X_1-X_2\varepsilon^2=0, \tag{17}$$

а векторная диаграмма примет один из трех видов, представленных на фиг. 4, 5 и 6.

При этом сдвиг фаз в первичной цепи становится равным нулю, а амплитуды токов и напряжений принимают вид:

$$I_1=\frac{E}{R_1+R_2\varepsilon^2}, \tag{18}$$

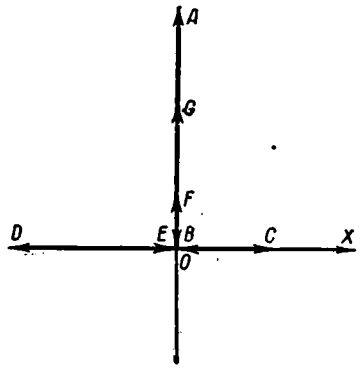
$$V_1=\frac{E}{C_1\omega\,(R_1+R_2\varepsilon^2)}, \tag{19}$$

$$I_2=\frac{E\varepsilon}{R_1+R_2\varepsilon^2}, \tag{20}$$

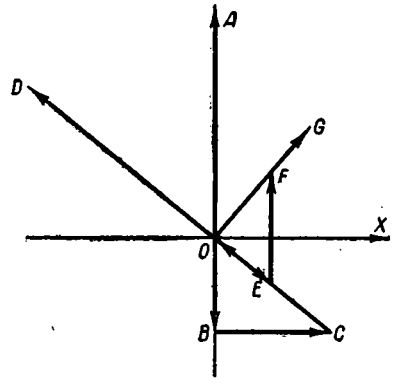
$$V_2=\frac{E\varepsilon}{C_2\omega\,(R_1+R_2\varepsilon^2)}. \tag{21}$$

Коэффициент трансформации тока попрежнему определяется формулой (14).

§ 6. Для получения значительного эффекта во вторичной цепи вся система настраивается. Настройка состоит в том, что, изменяя емкость C_1



Фиг. 5. Векторная диаграмма ондометрического передатчика при $x_2=0$.



Фиг. 6. Векторная диаграмма ондометрического передатчика при $x_2<0$.

(или самоиндукцию L_1) генератора или вторичной цепи (C_2 или L_2), добиваются максимума вторичного тока. Анализируя формулу (20), легко убедиться, что максимум I_2 соответствует условию:

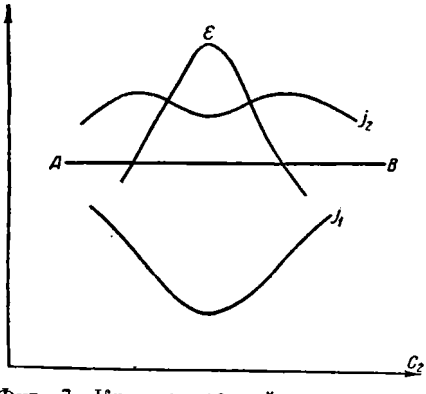
$$R_1 = R_2 \varepsilon_м^2, \tag{22}$$

или

$$\varepsilon_м = \sqrt{\frac{R_1}{R_2}}. \tag{22'}$$

Значение ε_1, удовлетворяющее этому условию (22'), будем обозначать $\varepsilon_м$, а соответствующие ему значения амплитуд вторичного и первичного тока $I_{2,м}$ и $I_{1,м}$; значения же действующих сил тока $(i_2)_{e,м}$ и $(i_1)_{e,м}$.

В силу равенств (14), (15), (16) величина ε может рассматриваться как функция от X_1 или X_2; она изображается кривой ε, представленной на фиг. 7, 8 и 9; частоты, отвечающие максимумам I_2, получаются как пересечения этой кривой с некоторой прямой AB, параллельной оси абсцисс и удовлетворяющей уравнению (22):



Фиг. 7. Кривые настройки ондометрического передатчика при $M^2\omega^2 > R_1R_2$.

а) При $M^2\omega^2 > R_1R_2$ (23)

имеем две точки пересечения и соответственно этому два максимума вторичного тока; они располагаются по обе стороны наибольшего значения ε (фиг. 7) и расходятся тем значительнее, чем резче выражено неравенство (23): между ними находится минимум вторичного тока, соответствующий наибольшему значению ε.

б) При $M^2\omega^2 = R_1R_2$ (24)

оба максимума сливаются в один, соответствующий наибольшему значению ε (фиг. 8).

в) При $M^2\omega^2 < R_1R_2$ (25)

получается также один максимум, соответствующий наибольшему значению ε (фиг. 9), который становится тем расплывчатее, чем резче выражено неравенство (25). Что касается первичного тока I_1, то он имеет во всех случаях один минимум, соответствующий наибольшему значению коэффициента трансформации тока ε.

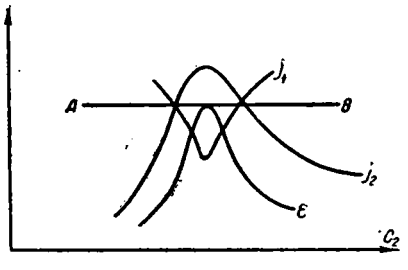
Это наибольшее значение равно:

$$\varepsilon_m = \frac{M\omega}{R_2}$$

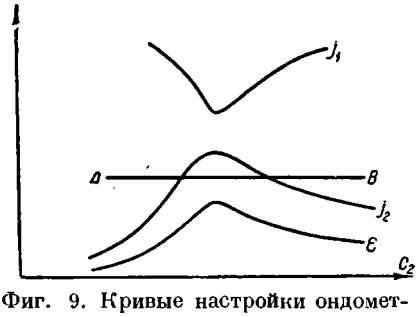
и будет обозначаться ε_m; соответствующие ему значения амплитуд токов $I_{2,m}$ $I_{1,m}$, а действующие силы токов $(i_2)_{e,\ m}$ и $(i_1)_{e,\ m}$.

а) Амплитуда силы первичного тока при наступлении максимума I_2 в первом случае равна:

$$I_{1,м} = \frac{E}{2R_1}, \tag{26}$$



Фиг. 8. Кривые настройки ондометрического передатчика при $M^2\omega^2 = R_1R_2$.



Фиг. 9. Кривые настройки ондометрического передатчика при $M^2\omega^2 < R_1R_2$.

а сила вторичного тока (т. е. максимум)

$$I_{2,м} = I_{1,м}\sqrt{\frac{R_1}{R_2}} = \frac{E}{2\sqrt{R_1R_2}}. \tag{27}$$

Сила первичного тока при наступлении минимума равна:

$$I_{1,m} = \frac{ER_2}{R_1R_2 + M^2\omega^2}, \tag{28}$$

а сила вторичного тока

$$I_{2,m} = I_{1,m}\frac{M\omega}{R_2} = \frac{EM\omega}{R_1R_2 + M^2\omega^2}, \tag{29}$$

б) Сила первичного тока при наступлении максимума I_2 во втором случае равна так же, как и в первом:

$$I_{1,м} = \frac{E}{2R_1}, \tag{26'}$$

а сила вторичного тока

$$I_{2,м} = I_{1,м}\sqrt{\frac{R_1}{R_2}} = \frac{E}{2\sqrt{R_1R_2}}. \tag{27'}$$

в) Сила первичного тока при наступлении максимума I_2 в третьем случае равна:

$$I_{1,m} = \frac{ER_2}{R_1R_2 + M^2\omega^2} > \frac{E}{2R_1}, \tag{28'}$$

а сила вторичного тока:

$$I_{2,m}=I_1\frac{M\omega}{R_2}=\frac{EM\omega}{R_1R_2+M^2\omega^2}<\frac{E}{2\sqrt{R_1R_2}}. \tag{29'}$$

§ 7. Поставим такой вопрос: какой физический смысл имеет уравнение (17)?

Для этого подставляем в уравнение (17) выражения X_1, X_2 из (12), (15), (16), причем получаем:

$$L_1\omega-\frac{1}{C_1\omega}-\left(L_2\omega-\frac{1}{C_2\omega}\right)\frac{I_2^2}{I_1^2}=0, \tag{30}$$

что легко преобразуется в следующее:

$$L_1I_1^2\omega-\frac{I_1^2}{C_1\omega}=L_2I_2^2\omega-\frac{I_2^2}{C_2\omega}. \tag{30'}$$

Далее, если принять во внимание равенства:

$$I_1=C_1\omega V_1, \tag{11'}$$
$$I_2=C_2\omega V_2, \tag{13'}$$

то, исключив при их помощи I_1 и I_2 из уравнения (30'), получим:

$$L_1I_1^2\omega-C_1V_1^2\omega=L_2I_2^2\omega-C_2V_2^2\omega \tag{31}$$

и далее:

$$\frac{L_1I_1^2}{2}-\frac{C_1V_1^2}{2}=\frac{L_2I_2^2}{2}-\frac{C_2V_2^2}{2}. \tag{31'}$$

Равенство (31') говорит нам, что *ламповый генератор развивает при всяких условиях ток такой частоты, чтобы разность максимальных значений магнитной и электрической энергий в первичной цепи была одинакова и по величине и по знаку с таковою во вторичной цепи.*

Эта разность может быть, однако, как положительна, так и отрицательна. В первом случае максимум магнитной энергии в каждой из цепей больше максимума электрической энергии, а во втором — меньше его.

В частном случае может случиться, что оба указанных максимума окажутся равными.

§ 8. Изменяя параметры вторичного контура, т. е. C_2 или L_2, можно получить наибольшее значение вторичного тока. Если коэффициент взаимоиндукции M достаточно велик, а именно $M^2\omega^2>R_1R_2$, то получается два максимума (M-кривая); они соответствуют точкам сложного резонанса, определяемым уравнением:

$$R_1=R_2\varepsilon^2, \tag{22}$$

из которого следует:

$$R_1I_1^2=R_2I_2^2. \tag{32}$$

Это означает, что *при настройке на максимум вторичного тока достигается равенство мощностей, расходуемых в первичной и вторичной цепях.*

§ 9. Назовем «отдачей трансформации» отношение мощности P_2, расходуемой во вторичной цепи, к сумме мощностей P_1+P_2, расходуемых в обеих цепях:

$$\eta=\frac{P_2}{P_1+P_2}. \tag{33}$$

Общее выражение для η имеет вид:

$$\eta = \frac{R_2\varepsilon^2}{R_1 + R_2\varepsilon^2}. \tag{34}$$

Наибольшее значение этого выражения соответствует наибольшему значению $R_2\varepsilon^2$, что при постоянном R_2 совпадает с максимумом величины ε и соответствует условию $X_2=0$. Величина максимума равна:

$$\varepsilon_m = \frac{M\omega}{R_2}, \tag{35}$$

а потому получаем:

$$\eta_m = \frac{M^2\omega^2}{R_1R_2 + M^2\omega^2}. \tag{36}$$

Легко убедиться, что до первого горба M-кривой и за вторым горбом ее мощность P_1, расходуемая в первичной цепи, больше таковой вторичной цепи P_2.

Следовательно, отдача трансформации

$$\eta < 50\%;$$

между горбами M-кривой мощность, расходуемая в первичной цепи, наоборот, меньше таковой вторичной цепи, следовательно:

$$\eta > 50\%.$$

Наибольшая величина отдачи достигается в провале M-кривой.

Из формулы (36) видно, что при $M^2\omega^2 \gg R_1R_2$ она может быть близка к 100%.

В частном случае при $M^2\omega^2 = R_1R_2$ провал исчезает, и наибольшая отдача достигает только 50%. При $M^2\omega^2 < R_1R_2$ наибольшая отдача оказывается меньше 50%.

§ 10. Для экспериментальной проверки [1] этих выводов был собран генератор по схеме фиг. 1 с двумя лампами типа R_5 треста Электросвязи (лампы взяты параллельно), питавшийся от аккумуляторной батареи в 160 V. Контур его был индуктивно связан со вторым контуром. В первичном контуре имелся бесшунтовый тепловой амперметр (с параллельными нитями) фирмы Гартман-Брауна на 1 A, во вторичном — тепловой вольтметр той же фирмы, но без добавочного сопротивления, так что он заменял тепловой амперметр, полная шкала которого соответствовала 0.15 A.

Сопротивление вторичного амперметра постоянному току было равно 40.1 Ω; добавочные сопротивления, числом десять, имели величины от 0 до 114.5 Ω.

Оба контура имели воздушные конденсаторы переменной емкости Сименс-Гальске, каждый на 2500 CGSE, и самоиндукции, равные соответственно:

$$L_1 = 16.5.10^{-6}H,$$
$$L_2 = 59.5.10^{-6}H.$$

Длина волны измерялась при помощи волномера Деница.

О п ы т 1. Первичная емкость поставлена равной:

$$C_1 = 1310\ \mu\mu\,\mathrm{F}.$$

Измерение длины волны дало:

$$\lambda = 281\ \text{м},$$

что соответствует

$$\omega = 6.70\cdot10^6.$$

[1] Опыты производились автором и Т. Ф. Лесниковым.

Изменение вторичной емкости C_2, а также размыкание вторичного контура вызывают изменение длины волны лишь в пределах от $\lambda = 281$ м до $\lambda = 279$ м, или от $\omega = 6.70 \cdot 10^6$ до $\omega = 6.75 \cdot 10^6$. Таким образом было установлено, что длина волны, а следовательно, и частота во всех опытах остается практически постоянною, несмотря на широкие пределы изменения емкости во вторичном контуре.

О п ы т 2. Генератор сильно связан с вторичным контуром, в который введен тепловой амперметр без добавочных сопротивлений. При изменении вторичной емкости C_2 получается отчетливая М-кривая. Если включить какое-либо из первых шести добавочных сопротивлений, то при изменении вторичной емкости C_2 получается также М-кривая.

О п ы т 3. При включении какого-либо из остальных четырех сопротивлений и изменении вторичной емкости C_2 кривые настройки принимают Л-образный вид. Детальное рассмотрение полученных результатов показывает:

а) Сила первичного тока при настроенном вторичном контуре имеет минимум; этот минимум сохраняет практически одно и то же значение

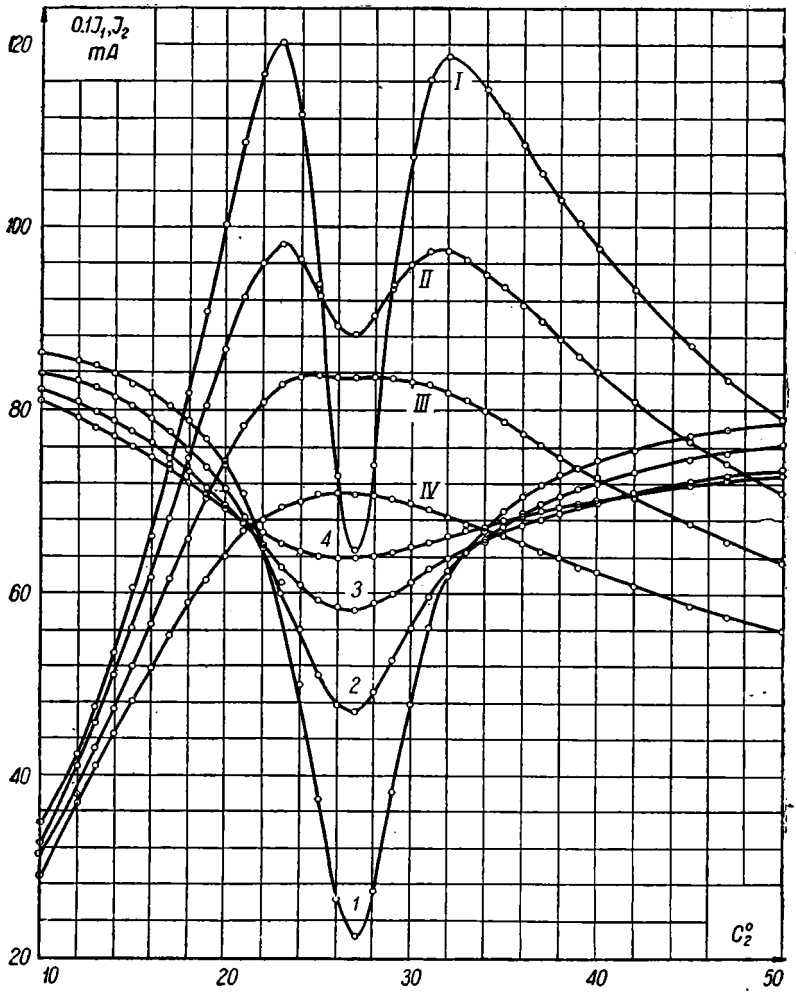
ТАБЛИЦА 1

Настройка

Градусы вторичного конденсатора	Группы							
	1		2		3		4	
	$r(k) = 0$		$r(k) = 31.6$		$r(k) = 61.6$		$r(k) = 160.1$	
	$(i_2)_e$	$(i_1)_e$	$(i_2)_e$	$(i_1)_e$	$(i_2)_e$	$(i_1)_e$	$(i_2)_e$	$(i_1)_e$
10	33.5	862	32.5	843	31.5	823	29.0	810
12	42.5	855	41.0	833	38.0	810	37.0	793
13	47.6	850	45.7	826	43.0	800	41.0	782
14	53.5	841	51.0	815	47.2	790	44.5	773
15	60.6	830	56.1	806	52.0	779	48.1	762
16	66.3	820	61.8	792	56.5	766	51.8	750
17	74.1	807	68.3	778	61.6	750	55.4	737
18	82.0	790	75.0	758	66.0	735	59.0	722
19	90.9	770	80.7	739	70.5	717	61.5	710
20	100.4	743	86.8	715	74.6	697	64.1	695
21	109.4	710	92.5	684	78.5	671	66.9	678
22	116.9	668	96.3	653	81.0	651	68.1	668
23	120.4	600	98.3	613	83.0	629	69.6	656
24	112.5	500	96.7	560	83.9	610	70.3	647
25	94.0	375	92.7	511	84.0	594	71.0	642
26	73.1	265	89.5	478	83.8	585	71.1	640
27	64.8	225	88.5	471	83.8	583	71.0	640
28	74.2	275	90.6	492	83.9	590	70.9	642
29	94.0	383	93.5	527	83.8	600	70.5	646
30	108.0	479	96.1	563	83.4	613	70.0	652
31	116.4	562	97.6	597	83.0	628	69.4	658
32	119.0	620	97.6	626	82.2	640	68.5	663
33	117.9	650	96.7	647	81.3	650	67.8	670
34	115.4	673	95.1	662	80.2	658	67.0	676
35	112.5	692	93.7	674	79.0	668	66.5	681
36	109.4	708	91.7	689	77.7	676	65.7	687
37	106.2	720	90.0	700	76.5	683	64.8	692
38	103.5	732	88.0	708	75.2	690	64.1	697
39	100.8	740	86.1	717	74.0	697	63.1	700
40	98.0	748	84.5	723	73.0	702	62.5	705
42	93.6	760	81.3	736	70.8	712	61.1	712
45	87.5	776	77.0	750	68.0	726	59.1	721
47	83.8	783	74.6	757	66.0	732	57.6	728
50	79.5	792	71.4	767	63.7	740	56.1	733

во всех опытах, где получается М-образная кривая; при Л-образных кривых он уже не остается постоянным, а возрастает по мере удаления системы от точки перехода одних кривых в другие.

б) Сила вторичного тока при настроенном вторичном контуре практически одинакова для обоих максимумов каждой М-образной кривой; численное значение максимума уменьшается по мере возрастания сопротивления вторичного контура.



Фиг. 10. Экспериментальные кривые настройки ондометрического передатчика (первичный и вторичный токи).

Эти результаты вполне согласуются с теоретическими выводами, изложенными выше в § 6.

Сводка результатов наблюдений приведена в табл. 1, где, однако, для сокращения даны лишь четыре группы наиболее типичные.[1]

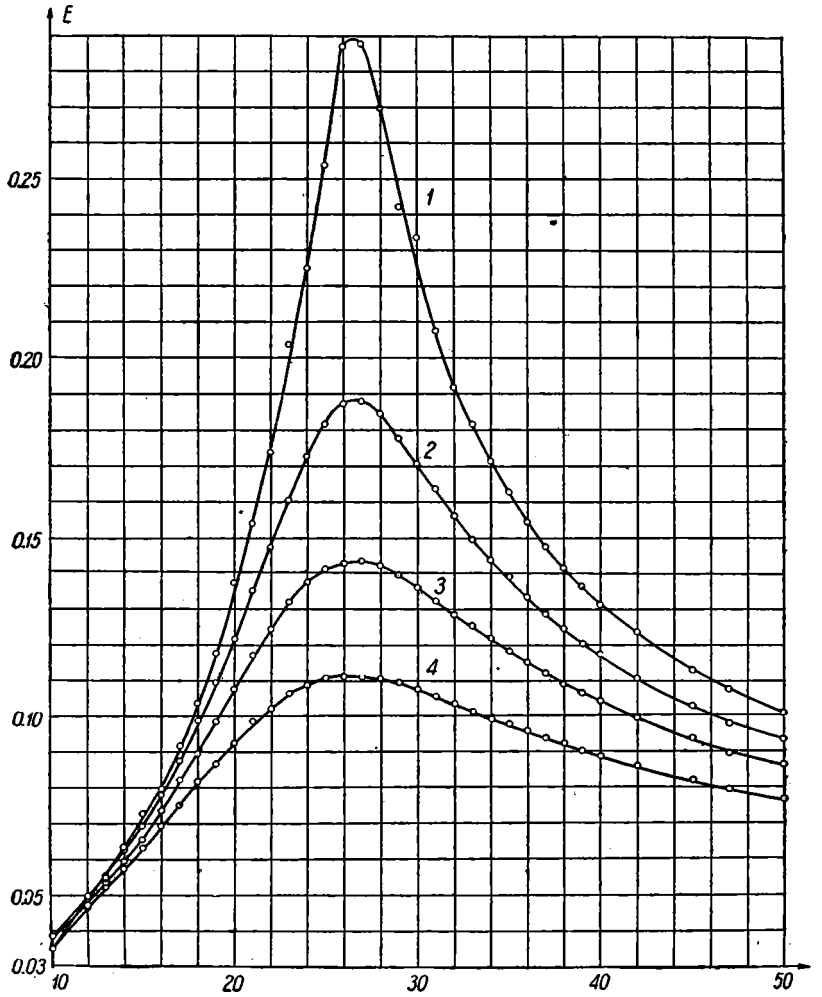
Эти же результаты представлены графически на фиг. 10, на которой арабскими цифрами отмечены кривые действующей силы первичного тока $(i_e)_1$, а римскими — кривые действующей силы вторичного тока $(i_e)_2$.

[1] Действующие силы токов $(i_2)e$ и $(i_1)e$ даны в миллиамперах.

На оси абсцисс этого графика отложены градусы вторичного конденсатора C_2 от 10 до 50°, а на оси ординат—силы токов от 20 mA до 120 mA.

Кривые, отмеченные цифрами *1* и *I*, получены при добавочном сопротивлении $r^{(k)} = 0$;

кривые, отмеченные цифрами *2* и *II*, получены при добавочном сопротивлении $r^{(k)} = 31.6$ Ω;



Фиг. 11. Экспериментальные кривые настройки ондометрического передатчика (коэффициент трансформации).

кривые, отмеченные цифрами *3* и *III*, получены при добавочном сопротивлении $r^{(k)} = 61.6$ Ω;

кривые, отмеченные цифрами *4* и *IV*, получены при добавочном сопротивлении $r^{(k)} = 100.4$ Ω.

Если принять во внимание, что во вторичной цепи был включен тепловой прибор, имевший сопротивление 40.1 Ω, то, значит, сопротивление вторичной цепи во время описываемых наблюдений изменялось в пределах примерно от 40 до 140 Ω.

По этим наблюдениям вычислены также соответствующие коэффициенты трансформации ε, сводка которых дана в табл. 2, а графическое изображение — на фиг. 11.

ТАБЛИЦА 2

Коэффициенты трансформации

Градусы вторичного конденсатора	ε				Градусы вторичного конденсатора	ε			
	1	2	3	4		1	2	3	4
10	0.0353	0.0386	0.0383	0.0358	28	0.270	0.1846	0.1423	0.1105
12	0.0497	0.0492	0.0469	0.0467	29	0.242	0.1777	0.1396	0.1092
13	0.0548	0.0553	0.0537	0.0524	30	0.234	0.1707	0.1361	0.1074
14	0.0636	0.0626	0.0598	0.0576	31	0.2075	0.1638	0.1322	0.1054
15	0.0730	0.0696	0.0657	0.0631	32	0.1918	0.1561	0.1284	0.1033
16	0.0796	0.0781	0.0738	0.0692	33	0.1815	0.1497	0.1251	0.1012
17	0.0918	0.0877	0.0822	0.0753	34	0.1714	0.1438	0.1218	0.0990
18	0.1038	0.0988	0.0898	0.0818	35	0.1627	0.1391	0.1182	0.0977
19	0.1184	0.1092	0.0983	0.0867	36	0.1544	0.1332	0.1150	0.0956
20	0.1373	0.1215	0.1072	0.0923	37	0.1475	0.1285	0.1120	0.0938
21	0.1540	0.1351	0.1170	0.0987	38	0.1414	0.1244	0.1090	0.0921
22	0.1736	0.1475	0.1244	0.1019	39	0.1363	0.1202	0.1063	0.0902
23	0.204	0.1605	0.1320	0.1062	40	0.1310	0.1170	0.1040	0.0887
24	0.225	0.1727	0.1377	0.1087	42	0.1232	0.1104	0.0994	0.0858
25	0.254	0.1817	0.1414	0.1106	45	0.1128	0.1026	0.0937	0.0819
26	0.287	0.1873	0.1433	0.1110	47	0.1071	0.0973	0.0902	0.0792
27	0.288	0.1880	0.1437	0.1108	50	0.1004	0.0931	0.0861	0.0765

Легко видеть, что как кривые настройки, так и кривые трансформации вполне соответствуют изложенным теоретическим соображениям, а потому можно считать, что постулат, положенный в основу теории ондометрического передатчика, имеет вполне серьезные обоснования.

§ 11. Как уже было указано, векторная диаграмма настроенного генератора имеет один из видов, изображенных на фиг. 4—6. Так как эта диаграмма дает наиболее наглядную иллюстрацию работы аппарата, то полезно проследить, как она будет изменяться во время настройки (при изменении C_2 или L_2 и постоянных L_1, C_1, M, R_1, R_2, E); так как при настройке вторичной цепи λ изменяется очень мало (см. § 10), то будем считать ω также за постоянную величину.

Практический интерес представляет перемещение трех наиболее характерных точек векторной диаграммы, а именно точек G, F и C. Поэтому мы ограничимся анализом только этих перемещений.

1. Из того, что амплитуда эдс E остается постоянной, мы заключаем, что вектор OG должен оставаться неизменным по длине, хотя может поворачиваться около точки O, а следовательно, точка G при настройке перемещается по полуокружности, расположенной над осью абсцисс.

Называя x_G, y_G — декартовы координаты точки G (фиг. 12) и буквами r_G, a_G — полярные координаты ее, можно написать уравнение кривой, по которой перемещается точка G (конец вектора эдс) в виде:

$$r_G = E \tag{37}$$

или

$$x_G^2 + y_G^2 = E^2. \tag{38}$$

(На фиг. 13, 14 и 15 путь точки G представлен пунктирной линией.)

2. Точка F должна оставаться на линии OG между точками O и G.

При изменении диаграммы во время настройки она перемещается по кривой, также близкой к окружности.

Найдем уравнение этой линии.

Называя x_F, y_F — декартовы координаты точки F (фиг. 12), а буквами r_F, α_F — полярные координаты ее, можно написать соотношения:

$$r_F = E - R_1 I_1, \tag{39}$$

$$\sin\alpha_F = \sin\angle XOF = \frac{R_2 I_2}{M\omega I_1} = \frac{R_2}{M\omega}\varepsilon. \tag{40}$$

Коэффициент трансформации выражается формулой:

$$\varepsilon = \frac{M\omega}{\sqrt{R_2^2 + X_2^2}} = \frac{M\omega}{R_2}\sin\alpha_F. \tag{41}$$

Амплитуда силы первичного тока дается формулой:

$$I_1 = \frac{E}{R_1 + R_2\varepsilon^2}. \tag{42}$$

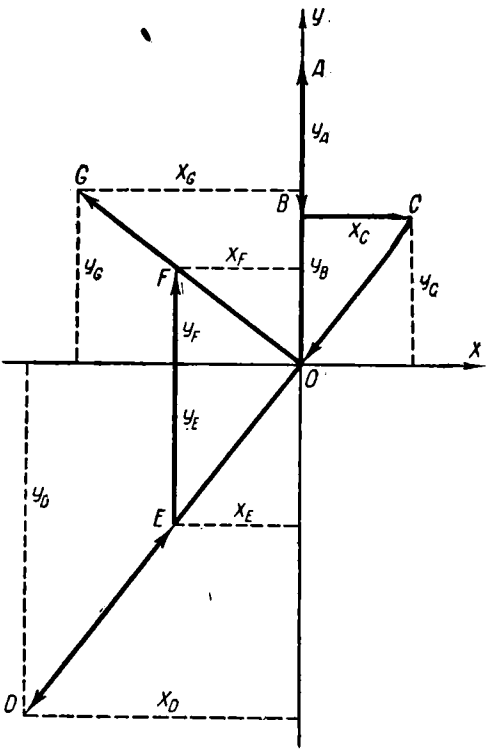
Подставляя это выражение I_1 в формулу (39), имеем:

$$r_F = \frac{ER_2\varepsilon^2}{R_1 + R_2\varepsilon^2}. \tag{43}$$

Подставляя сюда ε из выражения (41), находим искомое уравнение перемещения точки F в полярных координатах:

$$r_F = \frac{EM^2\omega^2\sin^2\alpha_F}{R_1R_2 + M^2\omega^2\sin^2\alpha_F}. \tag{44}$$

При введении декартовых координат это уравнение примет вид:



Фиг. 12. К выводу уравнений перемещения точек векторной диаграммы при настройке ондометрического передатчика.

$$R_1R_2(x_F^2 + y_F^2)^{\frac{3}{2}} + M^2\omega^2(x_F^2 + y_F^2)^{\frac{1}{2}}y_F^2 - EM^2\omega^2y_F^2 = 0. \tag{45}$$

Исследование этого уравнения удобнее производить в полярных координатах. Для этого находим производную:

$$\frac{dr_F}{d\alpha_F} = \frac{ER_1R_2M^2\omega^2\sin^2\alpha_F}{[R_1R_2 + M^2\omega^2\sin^2\alpha_F]^2}. \tag{46}$$

Рассмотрение формул (45) и (46) приводит к следующим заключениям:

1) При $\alpha_F = 0$, $r_F = 0$; $\frac{dr_F}{d\alpha_F} = 0$.

2) При возрастании α_F от $\alpha_F = 0$ до $\alpha_F = \frac{\pi}{2}$ величина r_F увеличивается.

3) При $\alpha_F = \frac{\pi}{2}$ величина r_F проходит максимум, равный

$$(r_F)_M = \frac{EM^2\omega^2}{R_1R_2 + M^2\omega^2}. \tag{47}$$

4) При дальнейшем увеличении α_F от $\alpha_F=\frac{\pi}{2}$ до $\alpha_F=\pi$ величина r_F снова уменьшается, проходя все прежние значения в обратном порядке.

5) При $\alpha_F=\pi$, $r_F=0$; $\frac{dr_F}{d\alpha_F}=0$.

3. В то время как точки G и F перемещаются при настройке по кривым кругового типа, расположенным в верхней половине диаграммы, точка C перемещается по более сложной кривой, располагающейся справа от оси ординат. Это есть кривая четвертого порядка и напоминает полуэллипс, а при некоторых условиях получает посредине дуги вдавленность.

Найдем уравнение этой кривой.

Координаты точки C:

$$x_C=R_2I_2, \tag{48}$$

$$y_C=X_2I_2, \tag{49}$$

откуда

$$\frac{X_2}{R_2}=\frac{y_C}{x_C}. \tag{50}$$

Так как:

$$\varepsilon=\frac{M\omega}{\sqrt{R_2^2+X_2^2}},$$

то, подставляя X_2, получаем:

$$\varepsilon=\frac{M\omega x_C}{R_2\sqrt{x_C^2+y_C^2}}=\frac{M\omega x_C}{R_2r_C}, \tag{51}$$

где

$$r_C=\sqrt{x_C^2+y_C^2}. \tag{52}$$

Кроме того, имеем при сложном резонансе выражение для I_2 в виде:

$$I_2=\frac{E\varepsilon}{R_1+R_2\varepsilon^2}. \tag{53}$$

Подставляя в него ε из (51), получим:

$$I_2=\frac{EM\omega x_C}{R_2r_C\left[R_1+\frac{M^2\omega^2x_C^2}{R_2r_C^2}\right]}. \tag{54}$$

Подставляя же выражение I_2 в (48), найдем по упрощении:

$$EM\omega=r_C\left[R_1+\frac{M^2\omega^2x_C^2}{R_2r_C^2}\right], \tag{55}$$

или

$$r_C^2-\frac{EM\omega}{R_1}r_C+\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}x_C^2=0. \tag{56}$$

Это и есть искомое уравнение.

Легко убедиться, что в декартовых координатах оно представляет кривую четвертого порядка.

Решая это уравнение относительно r_C, получим:

$$r_C=\frac{EM\omega}{2R_1}\pm\sqrt{\frac{E^2M^2\omega^2}{4R_1^2}-\frac{M^2\omega^2x_C^2}{R_1R_2}}=\frac{EM\omega}{2R_1}\left[1\pm\sqrt{1-\frac{4R_1x_C^2}{R_2E^2}}\right]. \tag{57}$$

Из уравнения (48) видно, что x_C не может быть меньше нуля. Так как r_C должно быть действительным, то

$$1-\frac{4R_1x_C^2}{R_2E^2}\geqslant 0, \tag{58}$$

откуда следует:

$$x_C\leqslant\frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}. \tag{59}$$

Наибольшее значение r_C, очевидно, имеет место при $x_C=0$ и равно:

$$(r_C)_м=\frac{EM\omega}{R_1}. \tag{60}$$

Сопоставляя формулы (59) и (60), приходим к заключению, что линия, по которой при настройке перемещается точка C, не выходит из пределов прямоугольника, ограниченного сверху и снизу прямыми, определяемыми формулой (60), а с боков—осью ординат и прямой, определяемой формулой:

$$x_м=\frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}. \tag{61}$$

Заменив x_C^2 в уравнении (56) по формуле

$$x_C^2=r_C^2-y_C^2,$$

получим уравнение:

$$\left(1+\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)r_C^2-\frac{EM\omega}{R_1}r_C-\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}y_C^2=0, \tag{62}$$

откуда:

$$r_C=\frac{\dfrac{EM\omega}{R_1}+\sqrt{\dfrac{E^2M^2\omega^2}{R_1^2}+\dfrac{4M^2\omega^2}{R_1R_2}\left(1+\dfrac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)y_C^2}}{2\left(1+\dfrac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)}.^{1} \tag{63}$$

Из этого следует:

$$x_C=\frac{1}{2\left(1+\dfrac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)}\times$$

$$\times\sqrt{\left[\frac{EM\omega}{R_1}+\sqrt{\frac{E^2M^2\omega^2}{R_1^2}+\frac{4M^2\omega^2}{R_1R_2}\left(1+\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)y_C^2}\right]^2-4\left(1+\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)^2y_C^2}. \tag{64}$$

Производная $\frac{dx_C}{dy_C}$ будет равна:

$$\frac{dx_C}{dy_C}=\frac{2}{\mathrm{N}}\left[\frac{EM^3\omega^3}{R_1^2R_2}-\sqrt{\frac{E^2M^2\omega^2}{R_1^2}+\frac{4M^2\omega^2}{R_1R_2}\left(1+\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)y_C^2}\right]y_C, \tag{65}$$

где

$$\mathrm{N}=\sqrt{\frac{E^2M^2\omega^2}{R_1^2}+\frac{4M^2\omega^2}{R_1R_2}\left(1+\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)y_C^2}\times$$

$$\times\sqrt{\left[\frac{EM\omega}{R_1}+\sqrt{\frac{E^2M^2\omega^2}{R_1^2}+\frac{4M^2\omega^2}{R_1R_2}\left(1+\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)y_C^2}\right]^2-4\left(1+\frac{M^2\omega^2}{R_1R_2}\right)^2y_C^2}$$

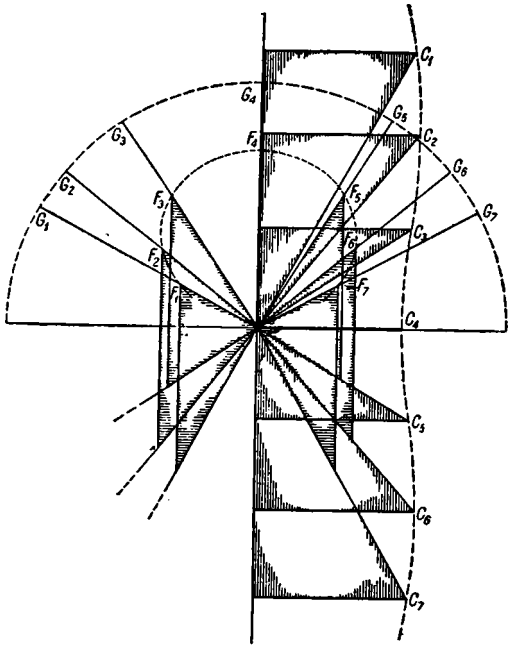
[1] Так как r_C должно быть положительно, то второй знак перед радикалом отброшен.

Она обращается в нуль при:

$$y'_C = 0; \qquad x'_C = \frac{ER_2M\omega}{M^2\omega^2 + R_1R_2}; \tag{66}$$

$$y''_C = +\frac{E}{2R_1}\sqrt{M^2\omega^2 - R_1R_2}; \qquad x''_C = \frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}; \tag{67}$$

$$y'''_C = -\frac{E}{2R_1}\sqrt{M^2\omega^2 - R_1R_2}; \qquad x'''_C = \frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}. \tag{68}$$



Фиг. 13. Изменение векторной диаграммы ондометрического передатчика во время настройки при $M^2\omega^2 > R_1R_2$.

Оба последние значения y''_C и y'''_C имеют физический смысл лишь при условии $M^2\omega^2 - R_1R_2 > 0$.

Здесь надо различать три случая:

1) $M^2\omega^2 > R_1R_2$. (69)

При этом существуют все три решения. Нетрудно установить, что y''_C и y'''_C соответствуют максимумам величины x_C, а y'_C соответствует минимуму величины x_C.

Выйдя из точки с координатами $x_C = 0$, $y_C = \frac{EM\omega}{R_1}$, кривая быстро отходит от оси ординат вправо; при

$$x''_C = \frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}};$$

$$y''_C = \frac{E}{2R_1}\sqrt{M^2\omega^2 - R_1R_2}$$

отклонение это наибольшее, и после него кривая приближается к оси ординат; в точке

$$x'_C = \frac{ER_2M\omega}{M^2\omega^2 + R_1R_2}; \quad y'_C = 0$$

отклонение ее от оси ординат имеет наименьшую величину; затем, удаляясь от оси ординат, она в точке

$$x'''_C = \frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}; \quad y'''_C = -\frac{E}{2R_1}\sqrt{M^2\omega^2 - R_1R_2}$$

опять достигает наибольшего отклонения от оси ординат, после чего, приближаясь к оси ординат, достигает ее в точке

$$x_C = 0; \quad y_C = -\frac{EM\omega}{R_1}.$$

Вид этой кривой представлен на фиг. 13.

2) $M^2\omega^2 = R_1R_2$. (70)

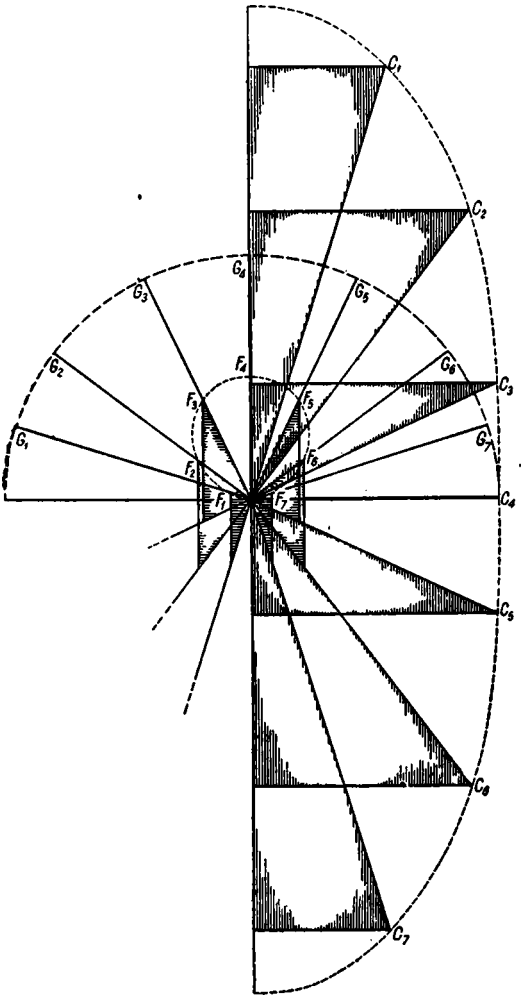
При этом имеем также:

$$\frac{EM\omega}{R_1} = E\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}, \tag{71}$$

$$y'_C = y''_C = y'''_C = 0, \tag{72}$$

$$x'_C = x''_C = x'''_C = \frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}. \tag{73}$$

Следовательно, максимумы сливаются с минимумом. Вид кривой для этого случая представлен на фиг. 14.



Фиг. 14. Изменение векторной диаграммы ондометрического передатчика во время настройки при $M^2\omega^2=R_1R_2$.

Начавшись в точке с координатами $x_C=0$, $y_C=E\frac{R_2}{R_1}$, кривая постепенно отходит от оси ординат вправо до наибольшей величины, равной $x_C=\frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}$ и соответствующей $y_C=0$, а затем снова приближается к оси ординат и заканчивается в точке

$$x_C=0;\ y_C=-E\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}.$$

Вторая половина и в этом случае расположена симметрично с первой и лежит под осью абсцисс.

3) $M^2\omega^2<R_1R_2$. (74)

ТАБ

(К векторной диаграмме

№ п/п	ε	ε^2	$R=R_1+$ $+R_2\varepsilon^2$	$I_1=\frac{E}{R}$	$I_2=I_1\varepsilon$	$\varepsilon^4 10^6$	$10^6 a_1=\frac{R_2^2 C_1}{2L_1}\varepsilon^4 10^6$
1	0.10	0.0100	1.400	0.714	0.0714	100.0	8.00
2	0.11	0.0121	1.484	0.673	0.0740	146.4	11.7
3	0.12	0.0144	1.576	0.635	0.0762	207.4	16.6
4	0.13	0.0169	1.676	0.597	0.0776	285.6	22.9
5	0.14	0.0196	1.784	0.563	0.0788	384.2	30.7
6	0.15	0.0225	1.900	0.526	0.0789	506.2	40.5
7	0.158	0.0250	2.000	0.500	0.0790	625.0	50.0
8	0.17	0.0289	2.156	0.464	0.0789	835.2	66.8
9	0.18	0.0324	2.296	0.435	0.0783	1050	84.0
10	0.19	0.0361	2.444	0.409	0.0777	1303	104.3
11	0.20	0.0400	2.600	0.385	0.0770	1600	128.0
12	0.21	0.0441	2.764	0.362	0.0760	1945	155.6
13	0.22	0.484	2.936	0.340	0.0748	2343	187.4
14	0.23	0.0529	3.116	0.320	0.0736	2798	224
15	0.24	0.0576	3.304	0.303	0.0727	3318	266
16	0.25	0.0625	3.500	0.286	0.0715	3906	312.5

ТАБ

(К векторной диаграмме

№ п/п	ε	ε^2	$R=R_1+$ $+R_2\varepsilon^2$	$I_1=\frac{E}{R}$	$I_2=I_1\varepsilon$	$\varepsilon^4\cdot 10^8$	$10^8 a_1=\frac{R_2^2 C_1}{2L_1}\varepsilon^4\cdot 10^8$
1	0.01	0.0001	1.01	0.990	0.0099	1.00	0.50
2	0.02	0.0004	1.04	0.962	0.0192	16.0	8.0
3	0.03	0.0009	1.09	0.917	0.0275	81.0	40.5
4	0.04	0.0016	1.16	0.862	0.0345	256	128
5	0.05	0.0025	1.25	0.800	0.0400	625	312
6	0.06	0.0036	1.36	0.735	0.0441	1296	648
7	0.07	0.0049	1.49	0.671	0.0470	2401	1200
8	0.08	0.0064	1.64	0.610	0.0488	4096	2048
9	0.09	0.0081	1.81	0.552	0.0497	6561	3280
10	0.10	0.0100	2.00	0.500	0.0500	10000	5000

ЛИЦА 3
при $M^2\omega^2 > R_1 R_2$)

$10^6 b_1 = \frac{M^2}{L_1^2}\varepsilon^2 \cdot 10^6$	$10^{-6}\omega = \omega_1 \sqrt{\frac{1-a_1 \pm \sqrt{b_1 - 2a_1 + a_1^2}}{1-b_1}} \cdot 10^{-6}$	$R_2 I_2$	$M\omega I_1$	$R_1 I_1$	$M\omega I_2$
100.0	10.046	2.86	7.18	0.714	0.717
	9.954		7.11		0.711
121.0	10.099	2.96	6.80	0.673	0.748
	9.901		6.66		0.732
144.0	10.105	3.05	6.41	0.635	0.770
	9.895		6.29		0.754
169.0	10.111	3.10	6.03	0.597	0.784
	9.889		5.91		0.766
196.0	10.116	3.15	5.69	0.563	0.797
	9.884		5.57		0.761
225.0	10.120	3.16	5.32	0.526	0.798
	9.880		5.20		0.780
250.0	10.122	3.16	5.06	0.500	0.800
	9.878		4.94		0.780
289	10.124	3.16	4.69	0.464	0.798
	9.876		4.59		0.780
324	10.125	3.13	4.40	0.435	0.792
	9.875		4.30		0.774
361	10.123	3.11	4.14	0.409	0.786
	9.877		4.04		0.768
400	10.120	3.09	3.90	0.385	0.779
	9.880		3.80		0.761
441	10.118	3.04	3.66	0.362	0.769
	9.882		3.58		0.751
484	10.104	2.99	3.44	0.340	0.756
	9.896		3.36		0.740
529	10.090	2.94	3.23	0.320	0.743
	9.910		3.17		0.729
576	10.066	2.91	3.06	0.303	0.734
	9.934		3.00		0.720
625	10.000	2.86	2.86	0.286	0.715

ЛИЦА 4
при $M^2\omega^2 = R_1 R_2$)

$10^3 b_1 = \frac{M^2}{L_1^2}\varepsilon^2 \cdot 10^3$	$10^{-6}\omega = \omega_1 \sqrt{\frac{1-a_1 \pm \sqrt{b_1 - 2a_1 + a_1^2}}{1-b_1}}$	$R_2 I_2$	$M\omega I_1$	$R_1 I_1$	$M\omega I_2$
100	10.005	0.99	9.90	0.990	0.099
400	9.995	1.92	9.62	0.962	0.192
900		2.75	9.17	0.917	0.275
1600		3.45	8.62	0.862	0.345
2500		4.00	8.00	0.800	0.400
3600		4.41	7.35	0.735	0.441
4900	10.025	4.70	6.71	0.671	0.470
6400	9.975	4.88	6.10	0.610	0.488
8100		4.97	5.52	0.552	0.497
10000	10.000	5.00	5.00	0.500	0.500

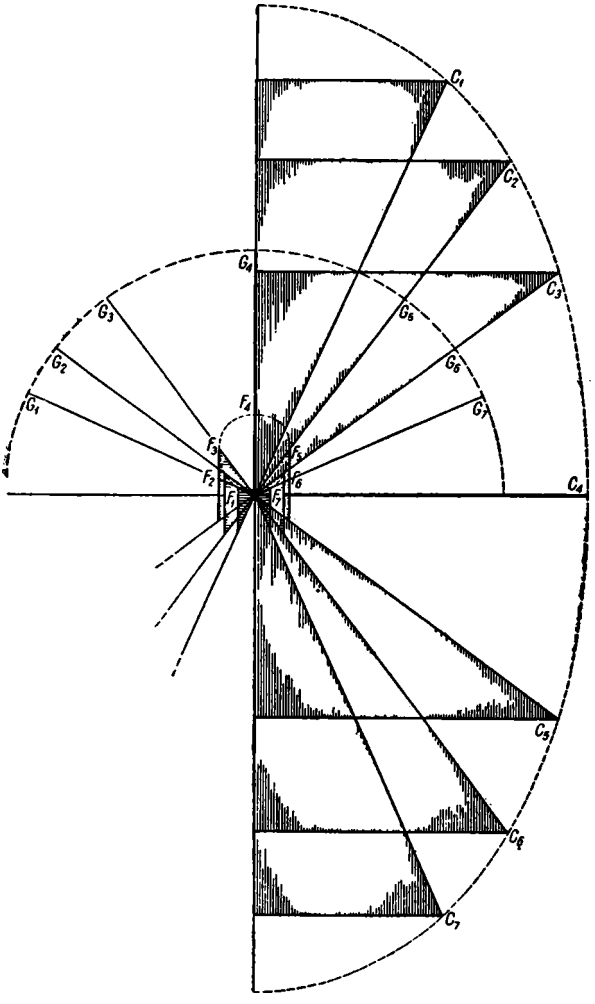
При этом также:

$$\frac{EM\omega}{R_1} < E\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}, \tag{75}$$

$$\frac{ER_2M\omega}{M^2\omega^2+R_1R_2} < \frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}. \tag{76}$$

Вид кривой, выражающей перемещение точки C, в этом случае сходен с предыдущим, но абсцисса, соответствующая наибольшему отклонению кривой от оси ординат при $x_C = 0$, меньше, чем $\frac{E}{2}\sqrt{\frac{R_2}{R_1}}$, и делается тем меньше, чем меньше $M\omega$.

Этот случай представлен на фиг. 15.



Фиг. 15. Изменение векторной диаграммы ондометрического передатчика во время настройки при $M^2\omega^2 < R_1R_2$.

§ 12. Рассмотрим теперь, как можно построить группу векторных диаграмм, когда известны физические постоянные $R_1, L_1, C_1, R_2, C_2, M, E$ и настройка происходит изменением C_2. Так как изменение вторичной емкости C_2 практически не влияет на частоту, то в первом приближении можно принимать эту частоту за постоянную, и если она не задается непосредственно, то вычислить ее по формуле:

$$\omega = \frac{1}{\sqrt{L_1C_1}}. \tag{77}$$

Так как наиболее интересные диаграммы соответствуют точкам максимума и минимума вторичного тока, а положение последних определяется условиями:

$$\varepsilon_м = \sqrt{\frac{R_1}{R_2}}, \tag{78}$$

$$\varepsilon_m = \frac{M\omega}{R_2}, \tag{79}$$

то всего удобнее за руководящую величину при построении диаграмм принять ε и назначить пределы его такими, чтобы они вмещали весь диапазон настройки. Для этого верхний предел должен быть равен ε_m, а нижний надо брать несколько ниже $\varepsilon_м$.

На фиг. 13—15 представлены изменения векторной диаграммы, происходящие при изменении C_2 в трех типичных случаях:

1) когда имеет место неравенство

$$M^2\omega^2 > R_1R_2, \tag{80}$$

и следовательно, настройка происходит по М-кривой (фиг. 13);

2) когда имеет место равенство

$$M^2\omega^2 = R_1R_2, \tag{81}$$

и, следовательно, существует переход М-кривой в Л-кривую (фиг. 14);

3) когда имеет место неравенство

$$M^2\omega^2 < R_1R_2, \tag{82}$$

и, следовательно, настройка происходит по Л-кривой (фиг. 15).

Для построения диаграммы, представленной на фиг. 13, приняты следующие данные:

$$R_1 = 1\Omega,$$
$$L_1 = 10^{-5}г,$$
$$C_1 = 10^{-9}\Phi,$$
$$R_2 = 40\,\Omega,$$
$$L_2 = 10^{-4}г,$$
$$M = 10^{-6}г,$$
$$\omega_1 = 10^7,$$
$$E = 1\text{V}.$$

Настройка предполагается изменением C_2 в таких пределах, чтобы коэффициент трансформации ε изменялся от $\varepsilon = 0.1$ до $\varepsilon = 0.25$.

Результаты расчета сведены в табл. 3.

Для построения диаграммы, представленной на фиг. 14, приняты те же данные, что и для фиг. 13, за исключением R_2, которое взято равным:

$$R_2 = 100\Omega.$$

Пределы ε взяты от $\varepsilon = 0.01$ до $\varepsilon = 0.1$.

Результаты расчета сведены в табл. 4.

Для построения диаграммы, представленной на фиг. 15, приняты те же данные, что и выше, за исключением R_2, которое взято равным

$$R_2 = 200\Omega.$$

Пределы ε взяты от $\varepsilon = 0.005$ до $\varepsilon = 0.1$.

Результаты расчета сведены в табл. 5.

Масштабы при построении вторичной и первичной диаграмм на каждой фигуре взяты одинаковыми.

Расчет данных, необходимых для построения векторной диаграммы работы генератора, происходит в следующем порядке.

1) Наметив пределы изменений коэффициента трансформации тока ε, устанавливают значения, при которых должен производиться расчет, например через 0.01 (столбец 2).

2) По принятым ε вычисляют непосредственно или по таблицам значения квадратов, т. е. ε^2 (столбец 3).

3) По заданным сопротивлениям первичной цепи R_1 и вторичной R_2, пользуясь предыдущим расчетом, вычисляют действующее сопротивление установки R (столбец 4):

$$R = R_1 + R_2\varepsilon^2. \tag{83}$$

4) По заданной амплитуде эдс E, пользуясь рассчитанными значениями действующего сопротивления R, вычисляют амплитуду силы первичного тока (столбец 5):

$$I_1 = \frac{E}{R}. \tag{84}$$

ТАБ

(К векторной диаграмме

№ п/п	ε	$\varepsilon^2 \cdot 10^6$	$R = R_1 + R_2\varepsilon^2$	$I_1 = \frac{E}{R}$	$10^3 I_2 = I_1 \varepsilon \cdot 10^3$	$\varepsilon^4 \cdot 10^{12}$	$10^9 a_1 = \frac{R_2^2 C_1}{2L_1}\varepsilon^4 \cdot 10^9$
1	0.005	25	1.0050	0.995	4.975	625	1.25
2	0.006	36	1.0072	0.993	5.958	1296	
3	0.007	49	0.0098	0.990	6.930	2401	
4	0.008	64	1.0128	0.9905	7.924	4096	
5	0.009	81	1.0162	0.980	8.820	6561	
6	0.010	100	1.0200	0.9804	9.804	10000	
7	0.020	400	1.0800	0.926	18.920	160000	
8	0.030	900	1.1800	0.847	25.41	810000	
9	0.040	1600	1.3200	0.758	30.32	2560000	
10	0.050	2500	1.5000	0.667	33.35	6250000	12500

5) Пользуясь рассчитанными значениями амплитуды силы первичного тока I_1 и значениями ε, вычисляют амплитуду силы вторичного тока I_2 (столбец 6):

$$I_2 = I_1\varepsilon. \tag{85}$$

6) Вычисляют непосредственно или по таблицам значения четвертых степеней коэффициента трансформации тока, т. е. ε (столбец 7).

7) По заданным: сопротивлению вторичной цепи R_2, первичной емкости C_1 и первичной самоиндукции L_1, пользуясь значениями ε^4 предыдущего столбца, вычисляют вспомогательный коэффициент a_1 (столбец 8):

$$a_1 = \frac{R_2^2 C_1}{2L_1}\varepsilon^4. \tag{86}$$

8) По заданным: взаимоиндукции цепей M и первичной самоиндукции L_1, пользуясь расчетами третьего столбца для ε^2, вычисляем второй вспомогательный коэффициент b_1 (столбец 9):

$$b_1 = \frac{M^2}{L_1^2}\varepsilon^2. \tag{87}$$

9) По приближенному значению электрической угловой частоты ω_1, вычисленному по формуле

$$\omega_1 = \frac{1}{\sqrt{L_1 C_1}} \tag{88}$$

и, пользуясь только что найденными вспомогательными коэффициентами a_1 и b_1, вычисляем истинные значения электрической угловой частоты ω (столбец 10):

$$\omega = \omega_1 \sqrt{\frac{1 - a_1 \pm \sqrt{b_1 - 2a_1 + a_1^2}}{1 - b_1}}. \tag{89}$$

Примечание 1. Если построение ведется не очень точно, то можно принять для всех ε, что $\omega = \omega_1$. Так оно и сделано в табл. 4 и 5, вследствие чего столбцы 10 в них остались незаполненными.

Примечание 2. Формула (89) получается при помощи следующих рассуждений. Частота радиопередатчика определяется равенством (17), а коэффициент трансформации тока—формулой (14). Исключив X_2 из этих двух равенств, получаем равенство

$$\varepsilon^2 = \frac{M^2\omega^2\varepsilon^4}{R_2^2\varepsilon^4 + X_1^2}.$$

ЛИЦА 5
при $M^2\omega^2 < R_1R_2$)

$10^{8b_1} = \frac{M^2}{L_1^2}\varepsilon^2 \cdot 10^8$	$10^{-6}\omega = \omega_1\sqrt{\frac{1-a_1 \pm \sqrt{b_1 - 2a_1 + a_1^2}}{1-b_1}}10^{-6}$	R_2I_2	$M\omega I_1$	R_1I_1	$M\omega I_2$
25	10.003	0.995	9.95	0.995	49.7
	9.997	1.092	9.93	0.993	59.58
		1.386	9.90	0.990	69.30
		1.585	9.905	0.9905	79.24
		1.764	9.80	0.980	88.20
		1.961	9.804	0.9804	98.04
		3.784	9.26	0.926	189.2
		5.082	8.47	0.847	254.1
		6.064	7.58	0.758	303.2
2500	10.000	6.670	6.67	0.667	333.5

Так как $X_1 = L_1\omega - \frac{1}{C_1\omega}$, то, подставляя его, уничтожая знаменатель и собрав все члены в одну часть равенства, получим уравнение, определяющее ω, именно:

$$(L_1^2 - M^2\varepsilon^2)\, C_1^2\omega^4 - (2L_1C_1 - R_2^2C_1^2\varepsilon^4)\,\omega^2 + 1 = 0.$$

Решая его относительно ω^2, и получаем искомую формулу:

$$\omega = \sqrt{\frac{1 - \frac{R_2^2C_1}{2L_1}\varepsilon^4 \pm \sqrt{\left(1 - \frac{R_2^2C_1}{2L_1}\varepsilon^4\right)^2 - \left(1 - \frac{M^2}{L_1^2}\varepsilon^2\right)}}{L_1C_1\left(1 - \frac{M^2}{L_1^2}\varepsilon^2\right)}}.$$

10) По заданному вторичному сопротивлению R_2 и по рассчитанным амплитудам силы вторичного тока I_2 вычисляем значения векторов вторичного сопротивления R_2I_2 (столбец 11).

11) По заданной взаимоиндукции цепей M и рассчитанным значениям угловой частоты ω и амплитуды силы первичного тока I_1 вычисляем значения вектора индукционной эдс $M\omega I_1$ (столбец 12).

12) Сделанных расчетов достаточно для построения вторичного треугольника диаграммы. Для этого описываем из начала координат O полуокружность радиусом, равным индукционной эдс $M\omega I_1$ (с правой стороны оси ординат), и проводим параллельно оси ординат прямую, отстоящую от этой оси на расстоянии, равном соответствующему значению R_2I_2. Из точки пересечения опускаем на ось ординат перпендикуляр. Треугольники OC_1B_1, OC_2B_2... и будут искомыми.

13) По заданному сопротивлению первичной цепи R_1 и рассчитанным амплитудам силы первичного тока I_1 вычисляем значение вектора первичного сопротивления R_1I_1 (столбец 13).

14) Вышеописанных расчетов уже достаточно для построения первичного треугольника векторной диаграммы.

Для этого описываем из точки O радиусом, равным амплитуде первичной эдс E, полуокружность, затем, продолжив за точку O векторы индукционной эдс, восставляем к ним в точке O перпендикуляры OG_1, OG_2... до пересечения с этой полуокружностью в точках G_1, G_2... Линии OG_1, OG_2... и представляют векторы первичной эдс. Отложив вдоль этих линий от точек G_1, G_2 к началу координат O значения векторов первичного сопротивления R_1I_1 (столбец 13), получим точки F_1, F_2... Проведя из точек F_1,

F_2 линии E_1F_1..., E_2F_2..., параллельные оси ординат, заканчиваем этим построение. Линии E_1F_1, E_2F_2..., представляют векторы возвратной индукции $M\omega I_2$.

Для большей точности построения в табл. 3, 4 и 5 рассчитано еще по одному столбцу, а именно, умножая значения вектора индукционной эдс $M\omega I_1$ (столбец 12) на соответствующие значения коэффициента трансформации тока ε (столбец 2), получены значения вектора возвратной индукции $M\omega I_2$ (столбец 14). Сравнивая их с тем, что получилось из построения, можно проверить тщательность работы.

Если желательно изобразить и хвосты векторной диаграммы (они не представляют большого интереса и часто не умещаются на чертеже), то придется дополнить вышеизложенное еще следующими расчетами (в наших таблицах не сделанными).

15) По заданной величине вторичной самоиндукции L_2, ранее рассчитанной величине электрической угловой частоты ω (столбец 10) и соответствующей величине наблюденной амплитуды силы вторичного тока I_2, вычисляем значение вектора вторичной самоиндукции $L_2\omega I_2$ (столбец 15).

16) Отложив длину вектора вторичной самоиндукции вдоль оси ординат вверх от точки O, закончим вторичную диаграмму. Расстояние от конца этого вектора до соответствующей точки B_1, B_2, ... есть вектор вторичной емкости. Если графического построения этого вектора не делается (как оно и есть на фиг. 13, 14 и 15), то вектор вторичной емкости можно вычислить следующим образом: измеряют длины векторов OB_2, OB_3, которые представляют реактивное сопротивление вторичной цепи X_2I_2, и вычитают полученные числа из $L_2\omega I_2$ (столбец 16):

$$\frac{I_2}{C_2\omega} = L_2\omega I_2 - X_2 I_2. \tag{90}$$

17) По рассчитанным при предыдущей операции значениям векторов вторичной емкости $\frac{I_2}{C_2\omega}$ вычисляют соответствующую вторичную емкость C_2 (столбец 17).

18) По заданной первичной самоиндукции L_1, ранее рассчитанной величине электрической угловой частоты ω (столбец 10) и соответствующей амплитуде силы первичного тока I_1 вычисляют значение вектора первичной самоиндукции $L_1\omega I_1$ (столбец 18).

19) Отложив длину вектора первичной самоиндукции от точки O по направлению линии OE вниз от оси абсцисс, закончим этим построение первичной диаграммы (на фиг. 13, 14, 15 это построение не сделано).

По окончании построения серии векторных диаграмм соединяют соответственные точки плавными кривыми.

На фиг. 13, 14 и 15 одна такая кривая проведена через точки C_1, C_2, другая — через точки F_1, F_2.

Вид этих кривых, в особенности кривой, представляющей геометрическое место точек C, является столь же характерным для режима работы генератора, как и вид кривых настройки.

Статья закончена 10/II 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петровский А. Сложный резонанс в цепях, питаемых переменным током, Изв. Акад. Наук, 319—341, 1910.
2. Петровский А. А. Альтернатор, эквивалентный ламповому генератору, «Телеграфия и телефония без проводов», № 44, 555—569, 1927.
3. Walter Stern. Versuch einer elektrodynamischen Dickenmessung von Gletschereis, Gerland's Beitraege zur Geophysik, Bd. 23, H. 3, 292—333, 1929.

4. Петровский А. А. Электрометрические способы определения глубины залегания вечной мерзлоты, «Вечная мерзлота», сборник материалов КЕПС АН, № 80, 1930, стр. 177—184.
5. Петровский А. А. и др. Ондометрические работы Института прикладной геофизики, Труды ИПГ, вып. 5, 4569, 1930.
6. Отчет инж. Фервева о Донбасской экспедиции ЦНИГРИ зимою 1932/33 г., фонд ЦНИГРИ.
7. Петровский А. А. Специальный курс электричества для разведчиков-геофизиков, ч. II. Переменный ток, 1932, стр. 78—104.
8. Петровский А. Современное состояние геофизических методов исследования подземных вод и изучения оснований под сооружения, Труды I Всесоюзного гидрогеологического съезда, сб. 6, 1933, стр. 118—124.
9. Петровский А. А. и Крамарев Б. Н. Электрометрия на службе шахтного строительства, Труды Уральского филиала АН, вып. VI, 78—92, 1935,
10. Петровский А. А. К определению нижней границы вечной мерзлоты электрометрическими методами, Труды Комиссии АН по изучению вечной мерзлоты, том III, 5—11, 1934.
11. Отчет инж. Фервева по работам опытной ондометрической партии на разведку вод в 1932 г. Фонд ЦНИГРИ.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

1939 ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА. Том IX

А. А. ПЕТРОВСКИЙ

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОСТОЯННЫЕ ОНДОМЕТРИЧЕСКОГО ПЕРЕДАТЧИКА

§ 1. Как выяснено в предыдущей статье [1], работа ондометрического передатчика вполне определяется группой дифференциальных уравнений, в которые входят следующие величины:

E — амплитуда эдс эквивалентного альтернатора,
R_1 — сопротивление первичной цепи альтернатора,
L_1 — самоиндукция первичной цепи альтернатора,
C_1 — емкость первичной цепи альтернатора,
R_2 — сопротивление вторичной цепи альтернатора,
L_2 — самоиндукция вторичной цепи альтернатора,
C_2 — емкость вторичной цепи альтернатора,
M — взаимоиндукция между первичной и вторичной цепями.

Из этих величин L_1, C_1, L_2, C_2, M зависят от устройства катушек и конденсаторов, примененных для конструкции передатчика; они могут быть измерены при помощи хорошо разработанных методов и практически не зависят от режима самой работы. Затруднения встречаются лишь при учете величины M, которая, будучи сравнительно малою, не так легко поддается точному измерению.

Что касается величин E_1, R_1, R_2, то они могут считаться постоянными лишь для данного режима работы, определяемого напряжением анода V_a и напряжением накала $V_н$, и притом для какой-либо определенной частоты. Если передатчик имеет заметные потери вследствие расхода энергии в соседних проводящих или диэлектрических массах, то можно ожидать, что на его константы будут оказывать также влияние амплитуды сил токов I_1, I_2 или напряжений V_1, V_2.

Суждение о передатчике может быть полным лишь тогда, когда известны все вышеуказанные величины, которые мы условимся называть «физическими постоянными» передатчика.

Так как наибольшие трудности изучения представляют величины E_1, R_1, R_2 и отчасти M, то мы остановимся исключительно на этих четырех постоянных и опишем приемы, при помощи которых эти постоянные могут быть найдены.

§ 2. Измерение этих постоянных основывается на изучении кривых настройки передатчика и производится следующим образом.

1. Изготовляют ряд безиндукционных и безъемкостных сопротивлений r°, r', r'', величины которых того же порядка, как начальное сопротивление вторичной цепи R_2° (например, заключаются между 0.2 R_2° и 5R_2°) и которые могут выдерживать силу тока, на какую рассчитана вторичная цепь, не изменяя при этом заметно своей величины. Среди них должно быть одно сопротивление r°, столь малое, чтобы его можно было считать равным

[1] Петровский А. Работа ондометрического передатчика.

нулю (практически таковым служит короткий медный миллиметровый проводник); при включении r° вторичная цепь обладает только собственным сопротивлением R_2°.

2. Приспособляют все, что требуется для измерения следующих величин: угловой частоты ω (следовательно, длины волны [1] λ), амплитуды I_1 или действующей силы тока $(i_1)_e$ в первичной цепи (т. е. в контуре генератора); амплитуды I_2 или действующей силы тока $(i_2)_e$ во вторичной цепи (вторичная цепь работает на эквивалент).

3. Включив какое-либо из сопротивлений, например r°, во вторичную цепь, настраивают эту цепь (изменяя C_2 или L_2) на максимум вторичного тока. Обычно работа происходит при Л-образной кривой настройки, но может производиться и при М-образной кривой; в последнем случае можно настраивать на какой-либо из двух, но всегда на один и тот же, максимум. Затем производят единовременно отсчеты действующей силы первичного тока $(i_1)_e$, действующей силы вторичного тока $(i_2)_e$ и емкости C_2 (или самоиндукции L_2).

4. Проделывают все указанное в п. 3 для ряда других сопротивлений

$$r', \quad r'', \quad r''', \quad \ldots, \quad r^{(k)}.$$

В результате этих наблюдений получается таблица чисел для r^k, $I_1^{(k)}$, $I_2^{(k)}$, а также $C_2^{(k)}$ или $L_2^{(k)}$, которые и подвергают дальнейшей обработке.

Примечание. Для получения физических постоянных передатчика нет надобности снимать всю кривую настройки, а достаточно получить надежные цифры, соответствующие максимуму вторичного тока.

§ 3. Обработку Л-кривых производят в следующем порядке.

1. Вычисляют по полученным силам тока I_{1m} и I_{2m} соответствующие обратные коэффициенты трансформации тока:

$$\varepsilon'_m = \frac{I_{1,\,m}}{I_{2,\,m}} = \frac{(i_1)_{e,\,m}}{(i_2)_{e,\,m}} \tag{1}$$

и прямые коэффициенты трансформации тока:

$$\varepsilon_m = \frac{1}{\varepsilon'_m} = \frac{I_{2,\,m}}{I_{1,\,m}} = \frac{(i_2)_{e,\,m}}{(i_1)_{e,\,m}}. \tag{2}$$

2. Откладывают на миллиметровке вдоль оси абсцисс значения сопротивлений $r^{(k)}$, а вдоль оси ординат соответствующие значения обратных коэффициентов трансформации $\varepsilon'^{(k)}$ (фиг. 1).

Так как при настройке коэффициент трансформации выражается формулой:

$$\varepsilon_m^{(k)} = \frac{M\omega}{R_2^0 + r^{(k)}}, \tag{3}$$

то имеем:

$$\varepsilon'^{(k)}_m = \frac{R_2^0 + r^{(k)}}{M\omega} = \frac{1}{M\omega} r^{(k)} + \frac{R_2^0}{M\omega}. \tag{4}$$

Полагая

$$\varepsilon'^{(k)}_m = y; \quad r^{(k)} = x,$$

получаем:

$$y = \frac{1}{M\omega} x + \frac{R_2^0}{M\omega}. \tag{5}$$

[1] Длина волны изменяется, как показывает теория, очень мало, а потому ее можно не измерять; в таком случае за величину λ принимают то число, которое соответствует предварительной калибровке первичного контура.

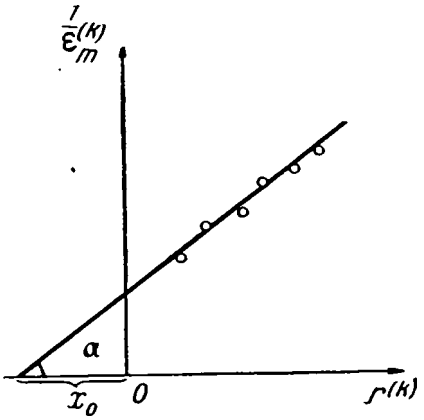
Это есть уравнение прямой линии, которая имеет угол наклона к оси абсцисс, равный

$$\alpha = \operatorname{arctg}\left(\frac{1}{M\omega}\right) = \operatorname{arcctg}(M\omega), \tag{6}$$

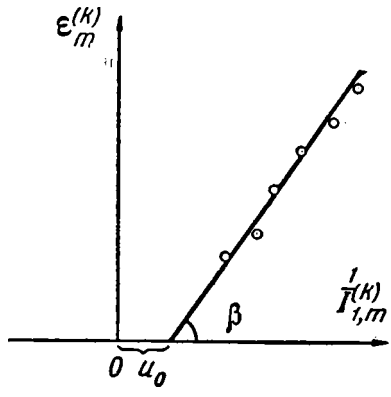
и пересекает ось абсцисс на расстоянии x_0, удовлетворяющем равенству:

$$x_0 = -R_2^0. \tag{7}$$

3. На основании этого проводим прямую, возможно близко совпадающую со всеми отмеченными точками, и находим по миллиметровке ко-



Фиг. 1. Графическая обработка Л-кривых; нахождение R_2^0 и M.



Фиг. 2. Графическая обработка Л-кривых; нахождение R_1 и E.

тангенс угла наклона к оси абсцисс; это дает нам произведение $M\omega$, откуда и получаем:

$$M = \frac{\operatorname{ctg}\alpha}{\omega}, \tag{8}$$

или, так как

$$\omega = \frac{2\pi}{\tau} = \frac{2\pi c}{\lambda}, \tag{9}$$

то

$$M = \frac{\lambda \operatorname{ctg}\alpha}{2\pi c}. \tag{10}$$

Примечание. Если длина волны λ выражена в метрах, то $c = 3 \cdot 10^8$ м /сек. Если оказалось необходимым откладывать $\varepsilon^{(k)}$ и $r^{(k)}$ в разных масштабах, то $\operatorname{ctg}\alpha$ требует соответственного пересчета. Например, если при построении принимаем, что 1 см вдоль оси абсцисс означает $r^{(k)} = m\,\Omega$ и 1 см вдоль оси ординат означает $\varepsilon^{(k)} = m'$ единиц, то для получения правильной величины $\operatorname{ctg}\alpha$ надо величину его, снятую непосредственно с чертежа, умножить на $\frac{m'}{m}$.

4. Далее, из соотношения (5) имеем для $y = 0$:

$$R_2^0 = -x_0. \tag{11}$$

Значит, измерив начальную абсциссу x_0 построенной прямой, находим и сопротивление вторичной цепи R_2^0.

5. По наблюденным значениям действующей силы первичного тока $(i_1^{(k)})_{e,m}$ подсчитываем амплитуду первичной силы тока

$$I_{1,m}^{(k)} = \sqrt{2}\,(i_1^{(k)})_{e,m}. \tag{12}$$

а также и числа, равные обратной амплитуде первичной силы тока, т. е. $\frac{1}{I_{1,m}^{(k)}}$, и приступаем к построению второго графика, поступая следующим образом.

6. Откладываем на миллиметровке вдоль оси абсцисс значения обратной амплитуды силы первичного тока $\frac{1}{I_1^{(k)}}$, а вдоль оси ординат соответствующие значения коэффициента трансформации тока $\varepsilon_m^{(k)}$ (фиг. 2).

Так как сила первичного тока при настройке выражается формулой:

$$I_{1,m}^{(k)} = \frac{E}{R_1 + (R_2^0 + r^{(k)})\,\varepsilon_m^{(k)2}}, \tag{13}$$

то, исключая $R_2^0 + r^{(k)}$ при помощи соотношения (3), имеем формулу:

$$I_{1,m}^{(k)} = \frac{E}{R_1 + M\omega\varepsilon_m^{(k)}}, \tag{14}$$

из которой следует:

$$R_1 + M\omega\varepsilon_m^{(k)} = \frac{E}{I_{1,m}^{(k)}} \tag{14'}$$

или

$$\varepsilon_m^{(k)} = \frac{E}{M\omega} \cdot \frac{1}{I_{1,m}^{(k)}} - \frac{R_1}{M\omega}. \tag{15}$$

Полагая

$$\varepsilon_m^{(k)} = v, \quad \frac{1}{I_{1,m}^{(k)}} = u,$$

получаем:

$$v = \frac{E}{M\omega} u - \frac{R_1}{M\omega}. \tag{16}$$

Это есть также уравнение прямой линии, которая имеет угол наклона β к оси асбсцисс, равный

$$\beta = \operatorname{arctg}\left(\frac{E}{M\omega}\right), \tag{17}$$

и пересекает ось абсцисс на расстоянии u_0, удовлетворяющем равенству:

$$Eu_0 - R_1 = 0. \tag{18}$$

7. На основании изложенного в п. 6 проводим прямую, возможно близко совпадающую со всеми отмеченными точками, и находим на миллиметровке тангенс угла наклона к оси абсцисс. Это дает нам $\frac{E}{M\omega}$, откуда и получаем:

$$E = M\omega \operatorname{tg}\beta = \operatorname{ctg}\alpha \operatorname{tg}\beta, \tag{19}$$

$$e_e = \frac{E}{\sqrt{2}}. \tag{19'}$$

Примечание 1. Значение $M\omega$ берут из предыдущих вычислений (см. п. 3).

Примечание 2. При различных масштабах, принятых для $\frac{1}{I_{1,m}^{(k)}}$ и $\varepsilon^{(k)}$, необходимо сделать соответственный пересчет величины $\operatorname{tg}\beta$, а именно, если принимаем, что 1 см вдоль оси абсцисс означает m обратных ампер, а 1 см вдоль оси ординат означает m' единиц, то для получения правильной величины $\operatorname{tg}\beta$ надо величину его, снятую непосредственно с чертежа, умножить на $\frac{m'}{m}$.

8. Из соотношения (13) следует

$$R_1 = Eu_0. \tag{20}$$

Значит, измерив начальную абсциссу u_0 и умножая ее на величину электродвижущей силы E, полученную в предыдущем вычислении (см. п. 7), находим сопротивление первичной цепи R_1.

9. Средняя мощность, расходуемая в обеих цепях, получается по формуле:

$$P^{(k)} = \frac{EI_{1,m}^{(k)}}{2}. \tag{21}$$

Примечание. На практике обыкновенно приходится иметь дело не с амплитудами, а с действующими величинами. При этом все вышеприведенные формулы остаются в силе, за исключением выражения средней мощности, которое принимает вид:

$$P^{(k)} = e_e (i_1^{(k)})_{e,m}. \tag{22}$$

§ 4. Нахождение физических постоянных посредством изучения Л-кривых имеет тот недостаток, что амплитуды силы первичного тока, соответствующие отдельным наблюдениям, производимым при различных добавочных сопротивлениях $r^{(k)}$, не остаются постоянными, а уменьшаются по мере увеличения $r^{(k)}$. Вследствие этого значения $E_1 R_1$, величина которых, как было указано выше, может зависеть от силы первичного тока, также нельзя считать вполне постоянными; поэтому в результате будем иметь лишь некоторые средние значения этих величин, лежащие в пределах указанной зависимости.

Применяя для нахождения физических постоянных М-кривые, мы можем освободиться от упомянутого недостатка, так как при настройке на максимум силы вторичного тока величина соответствующей ему силы первичного тока получается одна и та же при любом добавочном сопротивлении (лишь бы М-кривая не переходила в Л-кривую).

Это следует из формул [1]:

$$I_{1,м} = \frac{E}{2R_1}, \tag{23}$$

или

$$(i_1)_{e,м} = \frac{e_e}{2R_1}, \tag{23'}$$

выражающих амплитуду силы первичного тока и действующую его силу при настройке на один из максимумов М-кривой.

Так как при такой настройке имеет место следующее соотношение между сопротивлениями первичной и вторичной цепей: [2]

$$R_1 = R_2^{(k)} \varepsilon_м^{(k)2} = R_2^{(k)} \frac{(i_2^{(k)})_{e,м}^2}{(i_1^{(k)})_{e,м}^2}, \tag{24}$$

то действующая сила вторичного тока выражается: [3]

$$(i_2^{(k)})_{e,м} = (i_1^{(k)})_{e,м} \varepsilon_м^{(k)} = \frac{e_e}{2\sqrt{R_1 R_2^{(k)}}}. \tag{25}$$

§ 5. Обработка М-кривых производится следующим образом:

1. Пусть при добавочных сопротивлениях:

$$r^\circ = 0, \quad r', \quad r'', \quad r''', \quad \ldots, \quad r^{(k)},$$

[1] Петровский А. Работа ондометрического передатчика, § 6, формула (26).
[2] Там же, § 6, формула (22).
[3] Там же, § 6, формула (27).

наблюдались следующие действующие силы вторичного и первичного токов, соответствующие какому-либо максимуму:

$$(i_2^0)_{e,м},\quad (i_2')_{e,м},\quad (i_2'')_{e,м},\quad (i_2''')_{e,м},\quad \ldots,\ (i_2^{(k)})_{e,м},$$
$$(i_1^0)_{e,м},\quad (i_1')_{e,м},\quad (i_1'')_{e,м},\quad (i_1''')_{e,м},\quad \ldots,\ (i_1^{(k)})_{e,м}.$$

Так как теоретически все силы первичного тока должны быть равны, то берем среднее из величин $(i_1^0)_{e,м}$, $(i_1')_{e,м}$, $(i_1'')_{e,м}$, ..., $(i_1^x)_{e,м}$, которое обозначаем $(i_1)_{e,м}$ и вводим во все дальнейшие расчеты.

2. Составляем ряд отношений:

$$\left.\begin{aligned}
\Theta'^2 &= \frac{(i_2^0)^2_{e,м}}{(i_2^1)^2_{e,м}}\\
\Theta''^2 &= \frac{(i_2^0)^2_{e,м}}{(i_2'')^2_{e,м}}\\
&\cdots\cdots\cdots\\
\Theta^{(k)2} &= \frac{(i_2^0)^2_{e,м}}{(i_2^{(k)})^2_{e,м}}
\end{aligned}\right\}. \tag{26}$$

Из соотношения (25) легко видеть, что

$$\Theta^{(k)2} = \frac{(i_2^0)^2_{e,м}}{(i_2^{(k)})^2_{e,м}} = 1 + \frac{r^{(k)}}{R_2^0}. \tag{27}$$

Значит, каждое из соотношений (26) дает возможность получить собственное сопротивление вторичной цепи R_2^0, а именно:

$$\left.\begin{aligned}
R_2^{0'} &= \frac{r'}{\Theta'^2 - 1}\\
R_2^{0''} &= \frac{r''}{\Theta''^2 - 1}\\
&\cdots\cdots\cdots\\
R_2^{0(k)} &= \frac{r^{(k)}}{\Theta^{(k)2} - 1}
\end{aligned}\right\}. \tag{28}$$

Практически вычисления по этим формулам дадут ряд чисел $R_2^{0'}$, $R_2^{0''}$, $R_2^{0'''}$, ..., $R_2^{0(k)}$, отличающихся друг от друга; но так как они по теоретическому смыслу должны выражать одну и ту же величину, то мы вправе взять из этих чисел среднее, которое и будет соответствовать собственному сопротивлению вторичной цепи R_2^0.

Описанный расчет может быть заменен графическим построением. Действительно, обозначив:

$$\Theta^{(k)2} = y, \tag{29}$$

$$r^{(k)} = x, \tag{30}$$

получим из формулы (27):

$$y = \frac{1}{R_2^0}x + 1. \tag{31}$$

Значит, если построить в декартовых координатах график, отложив вдоль оси абсцисс значения добавочных сопротивлений $r^{(k)}$, а вдоль оси ординат соответствующие значения $\Theta^{(k)2}$, и провести через ряд полученных таким образом точек наиболее близко подходящую прямую (фиг. 3), то угол наклона γ этой прямой к оси абсцисс будет равен:

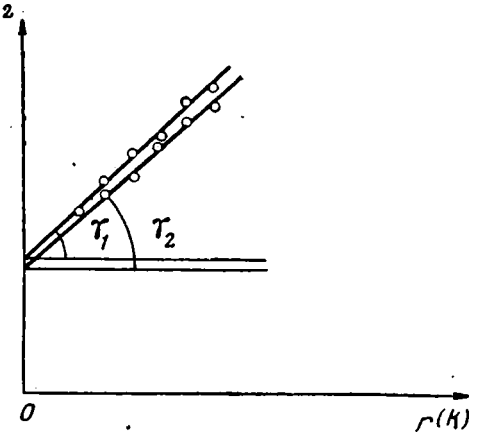
$$\gamma = \operatorname{arcctg}(R_2^0). \tag{32}$$

Так как наблюдения производятся при обоих максимумах, то приходится делать два построения, причем получают два угла γ_1 и γ_2 и два соответствующих значения вторичного сопротивления.

Примечание. Если при черчении графика 1 см на оси абсцисс принят равным m Ω, а 1 см по оси ординат принят равным m' единиц, то для получения $\operatorname{ctg}\gamma$ надо величину его, снятую непосредственно с чертежа, умножить на $\frac{m}{m'}$.

3. Составляем выражения квадрата коэффициента трансформации тока:

$$\left.\begin{aligned}
\varepsilon^{02} &= \frac{(i_2^0)^2_{e,м}}{(i_1^0)^2_{e,м}} \\
\varepsilon'^2 &= \frac{(i_2')^2_{e,м}}{(i_1')^2_{e,м}} \\
&\cdots\cdots \\
\varepsilon^{(k)2} &= \frac{(i_2{}^{(k)})^2_{e,м}}{(i_1^{(k)})^2_{e,м}}
\end{aligned}\right\} \qquad (33)$$



Из отношения (24) следует, что:

$$\varepsilon_м^{(k)2} = \frac{R_1}{R_2^0 + r^{(k)}}. \qquad (34)$$

Фиг. 3. Графическая обработка М-кривых; нахождение R_2^0.

Значит, каждое значение коэффициента трансформации (33) дает возможность рассчитать сопротивление первичной цепи, а именно имеем:

$$\left.\begin{aligned}
R_1^0 &= R_2^0\,\varepsilon_м^{02} \\
R_1' &= (R_2^0 + r')\,\varepsilon_м'^2 \\
R_1'' &= (R_2^0 + r'')\,\varepsilon_м''^2 \\
&\cdots\cdots\cdots \\
R_1^{(k)} &= (R_2^0 + r^{(k)})\,\varepsilon_м^{(k)2}
\end{aligned}\right\}. \qquad (35)$$

Практически, вычисления по этим формулам дадут ряд чисел (R_1^0, R_1', R_1'',...,$R_1^{(k)}$), отличающихся друг от друга, но так как они по теоретическому смыслу должны выражать одну и ту же величину, то мы в праве взять из этих чисел среднее, которое и будет соответствовать сопротивлению первичной цепи R_1.

Расчет R_1 также можно сделать графически. А именно, обозначив:

$$\varepsilon_м'^{(k)2} = \left(\frac{1}{\varepsilon_м^{(k)}}\right)^2 = \frac{(i_1^{(k)})^2_{e,м}}{(i_2^{(k)})^2_{e,м}} = y, \qquad (36)$$

$$r^{(k)} = x, \qquad (37)$$

получим из формулы (34):

$$y = \frac{1}{R_1}\,x + \frac{R_2^0}{R_1}. \qquad (38)$$

Значит, если построить в декартовых координатах график, отложив вдоль оси абсцисс значения добавочных сопротивлений $r^{(k)}$, а вдоль оси ординат соответствующие значения квадрата обратного коэффициента

трансформации $\varepsilon'^{(k)}_{м}$ и провести через ряд полученных таким образом точек наиболее близко подходящую прямую (фиг. 4), то угол наклона δ этой прямой к оси абсцисс будет равен

$$\delta = \operatorname{arcctg} R_1. \tag{39}$$

При наблюдении обоих максимумов получаются и в этом случае две прямые, следовательно, два угла δ_1 и δ_2 и два соответствующих значения первичного сопротивления.

Примечание. Если при черчении графика 1 см на оси абсцисс принят равным m Ω, а 1 см на оси ординат принят m' единиц, то для получения $\operatorname{ctg}\delta$ надо величину его, снятую непосредственно с чертежа, умножить на $\frac{m}{m'}$.

Наблюдения, соответствующие каждому максимуму силы вторичного тока, надо обрабатывать отдельно, следовательно, получим два ряда цифр. Практически оба ряда оказываются мало отличающимися друг от друга.

4. По нахождении R_1 получим действующую эдс e_e по формуле:

$$e_e = 2R_1 (i_1)_{e,м}, \tag{40}$$

амплитуду ее

$$E = \sqrt{2}\, e_e, \tag{41}$$

и среднюю мощность P, расходуемую в обеих цепях:

$$P = e_e (i_1)_{e,м}. \tag{42}$$

§ 5. Обыкновенно, наблюдая величины максимумом М-кривой, отмечают и лежащий между ними минимум, т. е. записывают действующую силу вторичного тока $(i_2)_{e,м}$ и действующую силу первичного тока $(i_1)_{e,м}$.

Из теории известно, что между этими величинами имеется общая зависимость: [1]

$$\frac{(i_2)_{e,м}}{(i_1)_{e,м}} = \varepsilon_m = \frac{M\omega}{R_2}. \tag{43}$$

Отсюда следует, что при введении добавочных сопротивлений имеем ряд соотношений вида:

$$\varepsilon^{(k)}_m = \frac{M\omega}{R_2^0 + r^{(k)}}. \tag{44}$$

Если обозначить

$$\frac{1}{\varepsilon^{(k)}_m} = q, \tag{45}$$

$$r^{(k)} = p, \tag{46}$$

то получим:

$$q = \frac{1}{M\omega}\, p + \frac{R_2^0}{M\omega}. \tag{47}$$

Это значит, что если построить график в декартовых координатах, отложив вдоль оси абсцисс значения $r^{(k)}$, а вдоль оси ординат значения $\frac{1}{\varepsilon^{(k)}_m}$, и провести через полученные таким образом точки наиболее близко подходящую прямую (фиг. 5), то начальная абсцисса этой прямой дает нам величину собственного сопротивления вторичной цепи

$$p_0 = -R_2^0, \tag{48}$$

[1] Петровский А. Работа ондометрического передатчика, § 6, формула (29).

а угол, составляемый этой прямой с осью абсцисс, будет равен:

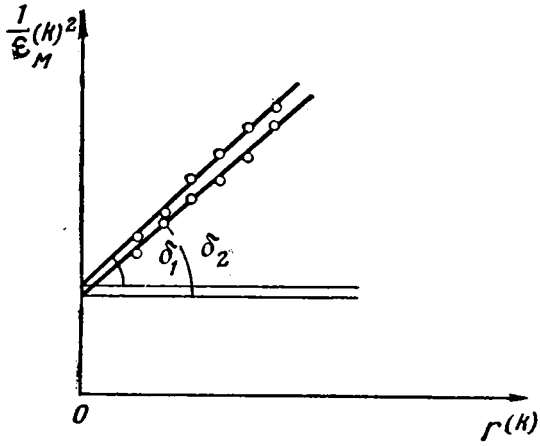
$$\varsigma = \operatorname{arcctg}(M\omega). \tag{49}$$

Получив величины

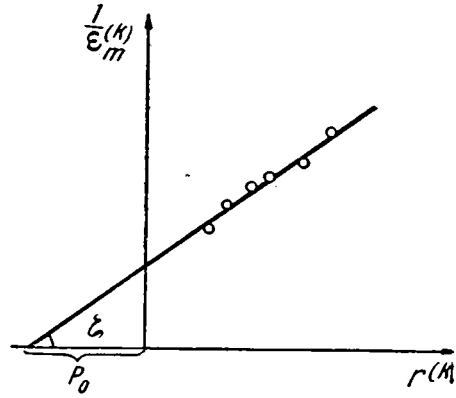
$$\frac{1}{\varepsilon_m^{(k)}} = \frac{(i_1^{(k)})_{e.м}}{(i_2^{(k)})_{e.м}}$$

для каждого из включавшихся добавочных сопротивлений $r^{(k)}$ и построив вышеуказанную прямую, мы найдем R_2^0 и $M\omega$.

Примечание. Если при черчении графика 1 см на оси абсцисс принят равным m Ω, а 1 см на оси ординат принят равным m' единиц, то для получения $\operatorname{ctg}\zeta$ надо величину его, снятую непосредственно с чертежа, умножить на $\frac{m}{m'}$.



Фиг. 4. Графическая обработка М-кривых; нахождение R_1 и E.



Фиг. 5. Графическая обработка М-кривых; нахождение M.

Однако, результаты вышеописанной обработки наблюдений, соответствующих минимуму вторичного тока, не дают столь надежных цифр, как это получается при обработке наблюдений, соответствующих максимумам. Вероятная причина этого — меньшая устойчивость процесса и малые отсчеты. Поэтому целесообразно производить графическую обработку лишь для контроля; окончательно же принимать величину R_2^0, полученную по максимумам М-кривой. В таком случае наблюдения, соответствующие минимуму вторичного тока, можно использовать для получения надежной цифры, выражающей взаимоиндукцию M.

Для этого пишем ряд равенств

$$\left.\begin{aligned}
(M\omega)^0 &= R_2^c \varepsilon_m^0 \\
(M\omega)' &= (R_2^0 + r')\varepsilon_m' \\
(M\omega)'' &= (R_2^0 + r'')\varepsilon_m'' \\
&\cdots\cdots\cdots\cdots \\
(M\omega)^{(k)} &= (R_2^0 + r^{(k)})\varepsilon_m^{(k)}
\end{aligned}\right\} \tag{50}$$

и из полученных чисел берем среднее. По нахождении $M\omega$ взаимоиндукция цепей M получается делением найденного числа на ω.

§ 6. В качестве иллюстрации к описанным методам определения физических постоянных приводим наблюдения, производившиеся мною и Т. Ф. Лесниковым над схемой ондометрического передатчика, описанной в предыдущей статье. Полученные при этом цифры и численная

обработка их сведены в таблицу 1, а графики, из которых получаются физические постоянные, представлены на фиг. 6.

Масштабы, принятые при построении первого графика:

1 мм на оси абсцисс $m = 1\ \Omega$ (масштаб $r^{(k)}$).

1 мм на оси ординат $m' = 0.1$ единицы (масштаб $\varepsilon^{(k)}$).

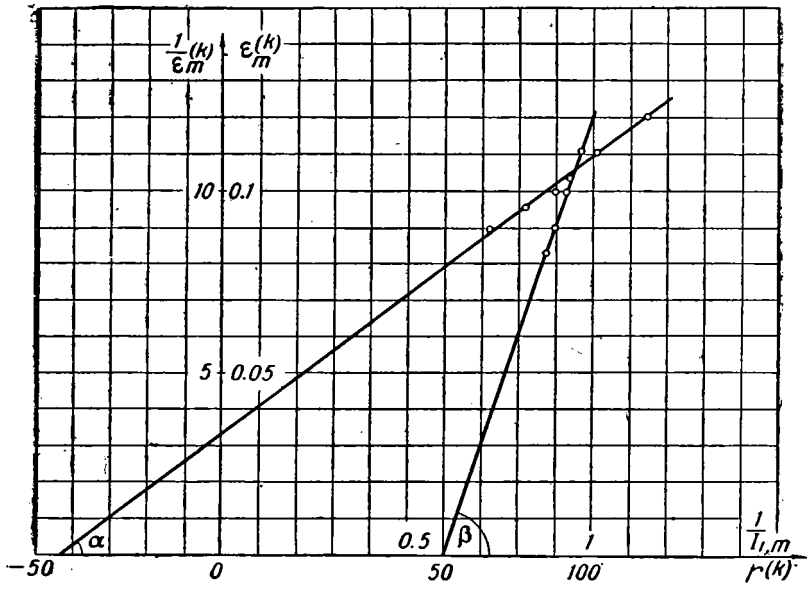
Из графика получаем с учетом масштабов:

$$\operatorname{ctg}\alpha = 13.4.$$

Следовательно,

$$M\omega = 13.4\ \Omega$$

$$M = \frac{\operatorname{ctg}\alpha}{\omega} = 2.0.10^{-6} H$$



Фиг. 6. Пример исследования ондометрического передатчика: графическая обработка Л-кривых.

Начальная абсцисса на графике получается равной $X_0 = -44$ мм, следовательно, собственное сопротивление вторичной цепи равно

$$R_2^0 = 44\ \Omega.$$

Масштабы второго графика:

1 мм на оси абсцисс $m = 0.01$ обратного ампера (масштаб $\frac{1}{(i^{(k)})_a}$);

1 мм на оси ординат $m' = 0.001$ единицы (масштаб $\varepsilon^{(k)}$).

Из графика получаем, с учетом масштабов:

$$\operatorname{tg}\beta = 0.30,$$

следовательно, амплитуда эдс:

$$E = \operatorname{ctg}\alpha \operatorname{tg}\beta = 13.4 \cdot 0.30 = 4.02\ \text{V}$$

и действующая величина

$$e_e = \frac{E}{\sqrt{2}} = 2.84\ \text{V}.$$

Начальная абсцисса на графике получается равной

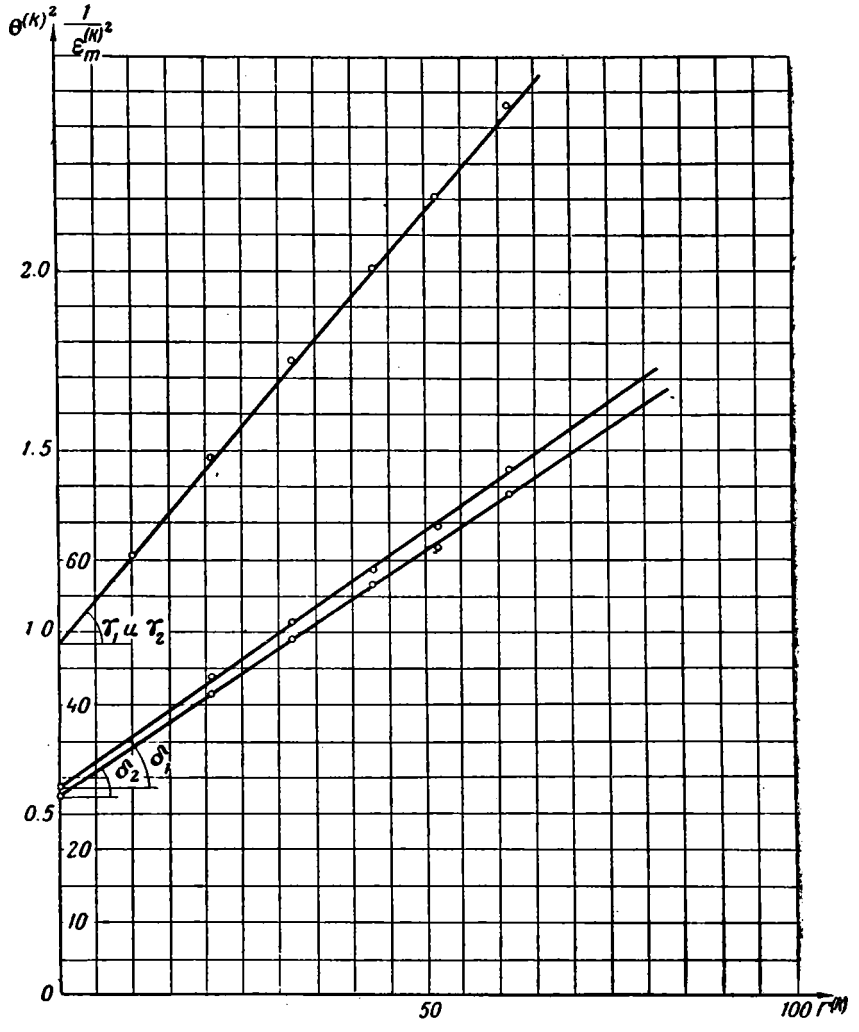
$$u_0 = 0.60\ \text{A}^{-1}.$$

Следовательно, сопротивление первичной цепи равно

$$R_1 = Eu_0 = 2.41\ \Omega.$$

Средняя мощность, расходуемая в обеих цепях передатчика, вычисляется по формуле (22) и изменяется от 2.07 W до 2.30 W.

Примечание. Точные данные сопротивления $r^{(k)}$, соответствующие переходу М-кривых в Л-кривые, установить трудно. Поэтому первые номера табл. 1, может быть, соответствуют М-кривым с весьма близко расположенными максимумами.



Фиг. 7. Пример исследования ондометрического передатчика; графическая обработка максимумов М-кривых.

§ 7. С описанной схемой производились также и наблюдения М-кривых. Полученные цифры и численная обработка их приведены в табл. 2, 3 и 4. Графики [1] для получения значений физических постоянных представлены на фиг. 7.

[1] Так как в пределах ошибок наблюдения силы вторичного тока $(i_2)_{e,m}$ дали одинаковые результаты для обоих максимумов, то на графике имеется только одна прямая, следовательно, углы γ_1 и γ_2 делаются тождественными.

ТАБ

Обработка

$v_a \approx 106$V; $v_н = 4.5$V; $c_1 = 1340 \cdot 10^{-12}$F;

№ п/п	$r^{(k)}$ Ω	$c_{2,m}$ μF	$(i_2^{(k)})_{e,m}$ A	$(i_1^{(k)})_{e,m}$ A	$\varepsilon^{1(k)}$
1	72.5	370	0.0812	0.730	9.01
2	81.8	370	0.0778	0.750	9.61
3	90.1	370	0.0760	0.762	10.03
4	100.4	370	0.0712	0.790	11.10
5	114.5	370	0.0669	0.810	12.11

Примечание. Точные данные сопротивления $r^{(k)}$, соответствующие переходу М-кри ветствуют М-кривым с весьма близ

Масштабы, принятые при построении первого графика:
1 мм на оси абсцисс $m = 2$ Ω (масштаб $r^{(k)}$);
1 мм на оси ординат $m' = 0.01$ единицы (масштаб $\theta^{(k)2}$).
Из графика получаем с учетом масштабов:

$$\operatorname{ctg}\gamma = 0.84 \cdot 50 = 42.0;$$

следовательно, собственное сопротивление вторичной цепи

$$R_2^{0I} = R_2^{0II} = \operatorname{ctg}\gamma = 42.0 \ \Omega.$$

Масштабы второго графика:
1 мм на оси абсцисс $m = 2\Omega$ (масштаб $r^{(k)}$);
1 мм на оси ординат $m' = 0.05$ единицы (масштаб $\varepsilon'^{(k)2}$).
Из графика получаем с учетом масштабов:

$$\operatorname{ctg}\delta_1 = 1.51; \ \operatorname{ctg}\delta_2 = 1.44;$$

следовательно, сопротивление первичной цепи равно:

$$R_1^{I} = \operatorname{ctg}\delta_1 = 1.51 \ \Omega; \qquad R_1^{II} = \operatorname{ctg}\delta_2 = 1.44 \ \Omega.$$

Как видно из таблицы, арифметическая обработка приводит к цифрам:

$$R_2^{0I} = R_2^{0II} = 42.6 \ \Omega,$$
$$R_1^{I} = 1.53 \ \Omega; \quad R_1^{II} = 1.46 \ \Omega,$$

что в пределах точности нужно считать не отличающимся от графического расчета.

Если взять среднее из обоих подсчетов, то для первого максимума будем иметь:

$$R_2^{0I} = 42.3 \ \Omega;$$
$$R_1^{I} = 1.52 \ \Omega;$$
$$E^{I} = 3.06 \text{ V};$$
$$e_e^{I} = 2.16 \text{ V};$$
$$P^{I} = 1.54 \text{ W};$$

и для второго максимума:

$$R_2^{0II} = 42.3 \ \Omega;$$
$$R_1^{II} = 1.45 \ \Omega;$$

ЛИЦА 1

Л-кривых

$\lambda = 280$ м; $\omega = 6.73 \cdot 10^6$

$I_{1,m}^{(k)}$	$\frac{1}{I_{1,m}^{(k)}}$	$\varepsilon_m^{(k)} = \frac{1}{\varepsilon'^{(k)}_m}$	Окончательный результат графической обработки	$P^{(k)}$ w
1.03	0.971	0.111		2.07
1.06	0.943	0.104	$M\omega = 13.4\ \Omega$; $M = 2.02\mu_2$;	2.13
1.07	0.935	0.0997	$R^0_2 = 44\ \Omega$; $E = 4.02$ V;	2.16
1.11	0.901	0.0901	$e_e = 2.84$V; $R_1 = 2.41\ \Omega$	2.24
1.14	0.877	0.0826		2.30

вых в Л-кривые, установить трудно. Поэтому первые номера табл. 1, может быть, соотко расположенными максимумами.

$$E^{II} = 2.98 \text{ V};$$
$$e_e^{II} = 2.13 \text{ V};$$
$$P^{II} = 1.55 \text{ W}.$$

Так как результаты, полученные на первом и втором максимумах, почти одинаковы, то имеем полное основание принять за окончательные, выражающие физические постоянные передатчика, средние из них:

$$R_2^0 = 42.3\ \Omega;$$
$$R_1 = 1.48\ \Omega;$$
$$E = 3.02 \text{ V};$$
$$e_e = 2.14 \text{ V};$$
$$P = 1.54 \text{ W}.$$

Обработка наблюдений, соответствующих минимумам М-кривых, также сведена в табл. 4, а график для получения физических постоянных по этим наблюдениям представлен на фиг. 8.

Масштабы, принятые при построении этого графика:

1 мм по оси абсцисс $m = 1\ \Omega$ (масштаб $r^{(k)}$);

1 мм по оси ординат $m' = 0.05$ единицы (масштаб $\frac{1}{\varepsilon^{(k)}}$).

Начальная абсцисса на графике получается равной:

$$P_0 = -36;$$

следовательно, собственное сопротивление вторичной цепи равно:

$$R_2^0 = 36.0\ \Omega:$$

Далее, получаем с учетом масштабов:

$$\operatorname{ctg} \zeta = 12.4;$$

следовательно,

$$M\omega = 12.4\ \Omega\ ;$$
$$M = 1.84 \cdot 10^{-6}\ н.$$

Как уже было отмечено выше, сопротивление R_2^0, получаемое из наблюдений на минимуме, не отличается точностью и представляет интерес лишь в смысле контрольных цифр. Поэтому для получения окончательной цифры, выражающей взаимоиндукцию M, принимаем ту величину вторич-

ТАБ

Обработка первого

$v_a = 160$V; $v_н = 4.5$V; $C_1 = 1340 \cdot 10^{-12}$F;

№ п/п	$r^{(k)}$ Ω	$C_2^{(k)}$ μ F	$(i_2^{(k)})_{e,м}$ A	$(i_1^{(k)})_{e,м}$ A	$\Theta^{(k)}$	$\Theta^{(k)2}$
1	0	не записаны	0.135	0.730	—	—
2	20.8	» »	0.111	0.715	1.22	1.48
3	31.6	» »	0.102	0.715	1.32	1.75
4	42.9	» »	0.095	0.700	1.42	2.01
5	51.5	» »	0.091	0.700	1.48	2.20
6	61.6	370	0.086	0.715	1.57	2.46
		—	—	0.712	—	—

ТАБ

Обработка второго

$v_a = 160$V; $v_н \approx 4.5$V; $C_1 = 1340 \cdot 10^{-12}$F;

№ п/п	$r^{(k)}$ Ω	$C_2^{(k)}$ μ F	$(i_2^{(k)})_{e,м}$ A	$(i_1^{(k)})_{e,м}$ A	$\Theta^{(k)}$	$\Theta^{(k)2}$
1	0	не записаны	0.185	0.748	—	—
2	20.8	» »	0.111	0.730	1.22	1.48
3	31.6	» »	0.102	0.740	1.32	1.75
4	42.9	» »	0.095	0.715	1.42	2.01
5	51.5	» »	0.091	0.715	1.48	2.20
6	61.6	370	0.086	0.715	1.57	2.46
	—	—	—	0.727	—	—

ТАБ

Обработка мини

$v_a = 160$ V; $v_в = 4.5$V; $C_1 = 1340 \cdot 10^{-12}$ F;

№ п/п	$r^{(k)}$ Ω	C_2 μ F	$(i_2^{(k)})_{e,m}$ A	$(i_1^{(k)})_{e,m}$ A	$\frac{1}{\varepsilon_m^{(k)}}$
1	0	370	0.109	0.310	2.84
2	20.8	370	0.102	0.490	4.81
3	31.6	370	0.098	0.545	5.62
4	42.9	370	0.094	0.600	6.38
5	51.5	370	0.090	0.650	7.22
6	61.6	370	0.086	0.700	8.14

ЛИЦА 2

максимума М-кривых

$\lambda = 280$ м; $\omega = 6.73 \cdot 10^6$

R_2^{oI} Ω	$\varepsilon_м^{(k)}$	$\varepsilon_м^{(k)2}$	R_1^I Ω	$\frac{1}{\varepsilon_м^{(k)2}}$	Результаты графической обработки	Окончательно принятые величины
—	0.190	0.0361	1.54	27.8	$R_2^{oI} = 42.0$ Ω;	$R_2^{oI} = 42.3$ Ω;
43.4	0.156	0.0243	1.54	41.2	$R_1^I = 1.51$ Ω	$R_1^I = 1.52$ Ω;
42.1	0.143	0.0205	1.52	48.8		$E^I = 3.06$V;
42.5	0.133	0.0177	1.51	56.5		$e_e^I = 2.16$V;
42.9	0.128	0.0164	1.54	61.0		$P^I = 1.54$ W
42.2	0·121	0.0146	1.52	68.5		
42.6	—	—	1.53	—		

ЛИЦА 3

максимума М-кривых

$\lambda = 280$ м; $\omega = 6.73.10^6$

R_2^{oII} Ω	$\varepsilon_м^{(k)}$	$\varepsilon_м^{(k)2}$	R_1^{II} Ω	$\frac{1}{\varepsilon_м^{(k)2}}$	Результаты графической обработки	Окончательно принято
—	1.186	0.0346	1.47	28.9	$R_2^{oII} = 42.0$Ω;	$R_2^{oII} = 42.3$Ω;
43.4	0.151	0.0228	1.44	43.8	$R_1^{II} = 1.44$ Ω	$R_1^{II} = 1.45$ Ω;
42.1	0.140	1.0106	1.45	51.2		$E^{II} = 2.98$V;
42.5	0.131	0.0172	1.47	58.2		$e_e^{II} = 2.13$ V;
42.9	0.125	0.0156	1.47	64.2		$P^{II} = 1.55$ W
42.2	0.118	0.0139	1.44	72.0		
42.6	—	—	1.46	—		

ЛИЦА 4

мума М-кривых

$\lambda = 280$ м; $\omega = 6.73 \cdot 10^6$

Результат графической обработки	Результат арифметической обработки $M\omega$ при $R_2^0 = 42.3$ Ω
$R_2^0 = 36.0$ Ω; $M\omega = 12.4$ Ω; $M = 1.84 \cdot 10^{-6}$ г	14.9
	13.1
	13.2
	13.4
	13.1
	12.4
	13.4

ного сопротивления, которая установлена наблюдениями на максимумах М-кривой, т. е.

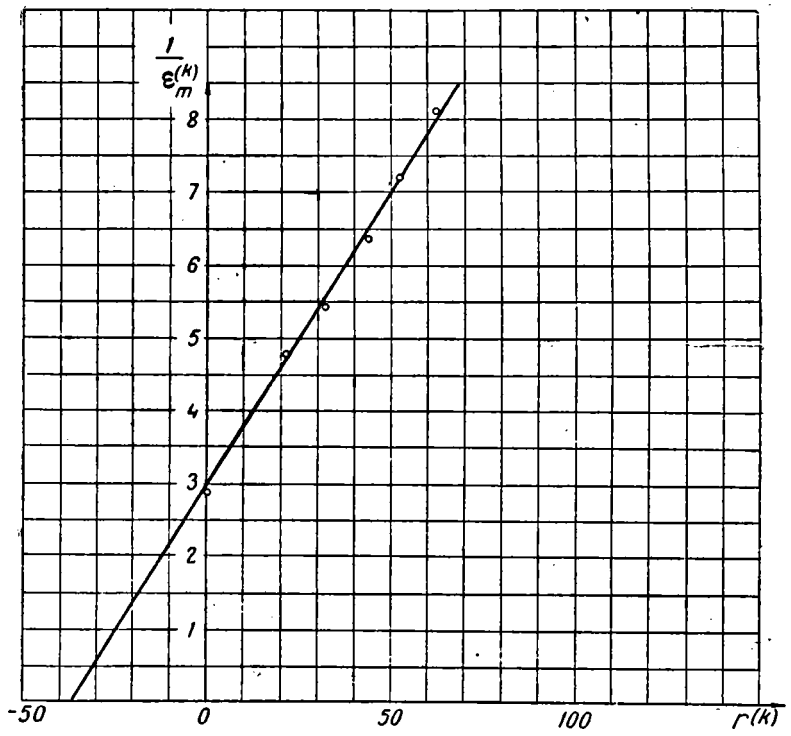
$$R_2^0 = 42.3\ \Omega.$$

Арифметическая обработка, при принятии $R_2^0 = 42.3\ \Omega$, приводит к значениям:

$$M\omega = 13.4\ \Omega$$
$$M = 1.98 \cdot 10^{-6} г.$$

которые и принимаем за окончательные.

§ 8. Если удалось из наблюдений рассчитать вторичное сопротивление R_2^0, коэффициент взаимоиндукции цепей M и действующую эдс e_e,



Фиг. 8. Пример исследования ондометрического передатчика; графическая обработка минимумов М-кривых.

то, комбинируя их с наблюденными же величинами максимумов действующей силы первичного тока $(i_1)_{e,м}$ и действующей силы вторичного тока $(i_2)_{e,м}$, можно построить векторную диаграмму передатчика, соответствующую его работе при настройке на максимумы вторичного тока.

Для этого делаем дополнительные подсчеты:

1. Падения напряжений на вторичном сопротивлении:

$$\left.\begin{array}{l} R_2^0 (i_2)_{e,м} \\ (R_2^0 + r')(i_2')_{e,м} \\ (R_2^0 + r'')(i_2'')_{e,м} \\ \cdots\cdots \\ (R_2^0 + r^{(k)})(i_2^{(k)})_{e,м} \end{array}\right\}. \qquad (51)$$

2. Соответствующей действующей величины индукционной эдс:

$$M\omega (i_1)_{e,м}, \qquad (52)$$

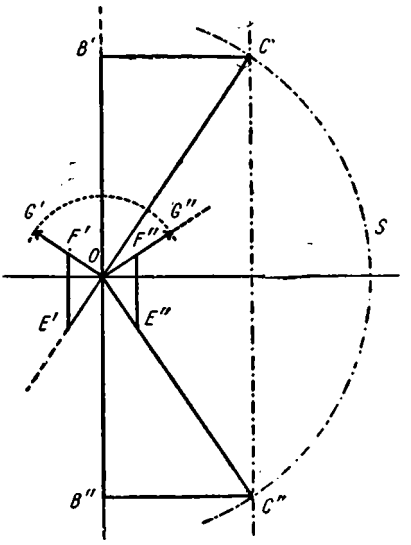
$(i_1)_{e,м}$ при различных сопротивлениях $r^{(k)}$, как мы уже знаем, остается практически одним и тем же, а потому остается неизменной и индукционная эдс.

Получив эти цифры, производим следующие построения (фиг. 9).

3. Описываем из начала координат 0 дугу S радиусом, равным $M\omega\,(i_1)_{e,м}$, и проводим линию $C'C''$, параллельную оси OY и отстоящую от нее на расстоянии, равном падению напряжения на вторичном сопротивлении, например $R_2(i_2)_e$. Две точки C' и C'' пересечения этой линии с дугой S' соединяем с O. Опустив из этих точек перпендикуляры $C'B'$ и $C''B''$ на ось OY, получаем два прямоугольных треугольника $OB'C'$ и $OB''C''$, изображающие вторичную диаграмму для первой и второй точек, соответствующих настройке.

4. Восставив в точке O перпендикуляры OG' и OG'' к линиям $C'O$ и $C''O$, откладываем на них от точки O длины OG' и OG'', равные E. Это будут векторы эдс в обоих рассматриваемых случаях.

5. Разделив пополам векторы эдс, получаем точки F' и F''; проведя из них линию $F'E'$ до пересечения с продолжением прямой $C'O$ и линию $F''E''$ до пересечения с прямой $C''O$, получаем два прямоугольные треугольника $OE'F'$ и $OE''F''$, заканчивающие первичную диаграмму для первой и второй точек, соответствующих настройке.



Фиг. 9. Построение векторной диаграммы ондометрического передатчика при настройке на максимум М-кривой.

Диаграмма может быть дополнена еще двумя построениями, для которых нужно знать величину вторичной емкости C_2 (или вторичной самоиндукции L_2) и первичной емкости C_1 (или первичной самоиндукции L_1).

6. Вычисляют вектор вторичной емкости $\frac{(i_2)_{e,м}}{C_2\omega}$ и откладывают полученное значение от точки B вверх по оси ординат; или же вычисляют вектор вторичной самоиндукции $L_2\omega(i_2)_{e,м}$ и откладывают его от точки O вверх по оси ординат (на фиг. 9 это построение не показано).

7. Вычисляют вектор первичной емкости $\frac{(i_1)_{e,м}}{C_1\omega}$ и откладывают полученное значение от точки E вдоль линии OE (за точку E); или же вычисляют вектор первичной самоиндукции $L_1\omega(i_1)_{e,м}$ и откладывают полученное значение от точки O вдоль линии OE (на фиг. 9 это построение не показано).

§ 9. Чтобы построить диаграммы, соответствующие минимуму действующей силы вторичного тока $(i_2)_{e,m}$, нужно, кроме величин R_2^0, M, e_e, знать также и сопротивление первичной цепи R_1; затем производят следующие вычисления:

1. Падение напряжения на вторичном сопротивлении:

$$\left.\begin{array}{l} R_2^0\,(i_2^0)_{e,m} \\ (R_2^0+r')\,(i_2')_{e,m} \\ (R_2^0+r'')\,(i_2'')_{e,m} \\ \cdots\cdots \\ (R_2^0+r^{(k)})\,(i_2^{(k)})_{e,m} \\ \cdots\cdots \end{array}\right\}. \qquad (53)$$

2. Соответствующие им действующие величины индукционной эдс:

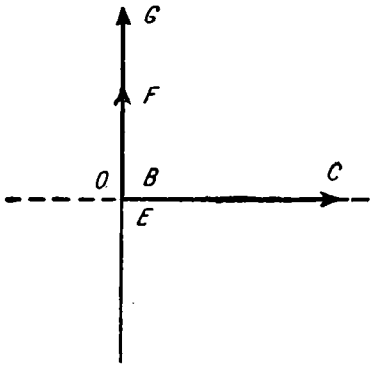
$$\left.\begin{array}{l} M\omega\,(i_1^0)_{e,\,m} \\ M\omega\,(i_1')_{e,\,m} \\ M\omega\,(i_1'')_{e,\,m} \\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot \\ M\omega\,(i_1^{(k)})_{e,\,m} \\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot \end{array}\right\}. \qquad (54)$$

Эти эдс будут различны, так как различны действующие силы токов

$$(i_1^0)_{e,\,m}\ ;\ (i_1')_{e,\,m}\ ;\ (i_1'')_{e,\,m}\ \cdots ;\ (i_1^{(k)})_{e,\,m}\ .$$

3. Падения напряжений на первичном сопротивлении

$$\left.\begin{array}{l} R_1\,(i_1^0)_{e,\,m} \\ R_1\,(i_1')_{e,\,m} \\ R_1\,(i_1'')_{e,\,m} \\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot \\ R_1\,(i_1^{(k)})_{e,\,m} \\ \cdot\ \cdot\ \cdot\ \cdot \end{array}\right\}. \qquad (55)$$



Фиг. 10. Построение векторной диаграммы ондометрического передатчика при настройке на минимум М-кривой или максимум Л-кривой.

Затем производят нижеприводимые построения (фиг. 10), причем, как видно из фиг. 10, с точкой O в этом случае сливаются точки B и E.

4. По оси абсцисс вправо от точки O откладывают отрезок OC, изображающий вектор вторичного сопротивления $R_2(i_2)_{e,m}$.

5. По оси ординат вверх от точки O откладывают отрезок OG, изображающий вектор первичной эдс e_e.

6. От точки G вниз по оси ординат откладывают отрезок GF, изображающий вектор первичного сопротивления $R_1(i_1)_{e,m}$.

Это заканчивает построение векторной диаграммы, которая, как легко видеть, превращается в рассматриваемом случае в пару прямых взаимно перпендикулярных линий. Ее можно закончить двумя следующими построениями, для которых необходимо знать величину вторичной емкости C_2 (или вторичной самоиндукции L_2) и величину первичной емкости C_1 (или величину первичной самоиндукции L_1).

По этим данным вычисляют:

7. Вектор вторичной емкости $\frac{(i_2)_{e,m}}{C_2\omega}$ или равный ему вектор вторичной самоиндукции $L_2\omega(i_2)_{e,m}$ и откладывают полученное значение вверх от точки C по оси ординат (на фиг. 10 это построение не показано).

8. Вектор первичной емкости $\frac{(i_1)_{e,m}}{C_1\omega}$ или равный ему вектор первичной самоиндукции $L_1\omega(i_1)_{e,m}$ и откладывают полученное значение влево от точки O по оси абсцисс (на фиг. 10 это построение не показано).

Для построения векторной диаграммы, соответствующей максимуму вторичного тока при обработке Л-кривой, надо производить те же расчеты и построения, какие только что описаны для построения диаграммы, соответствующей минимуму вторичного тока в случае М-кривой, так как именно этот минимум исчезает и превращается в максимум. Поэтому на этом не останавливаемся.

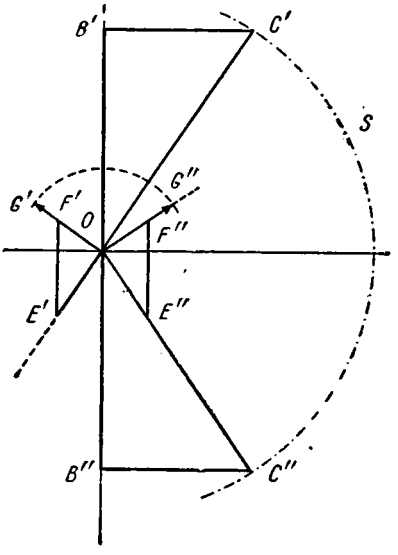
§ 10. Векторные диаграммы, построение которых описано в § 8 и § 9, наиболее характерны, так как соответствуют точкам сложного резонанса, при которых производится работа передатчика.

Зная величины R_2, M, e_e и R_1, можно построить векторную диаграмму и для любой точки кривой резонанса (при той же частоте), для которой наблюдались силы токов $(i_2)_e$ и $(i_1)_e$.

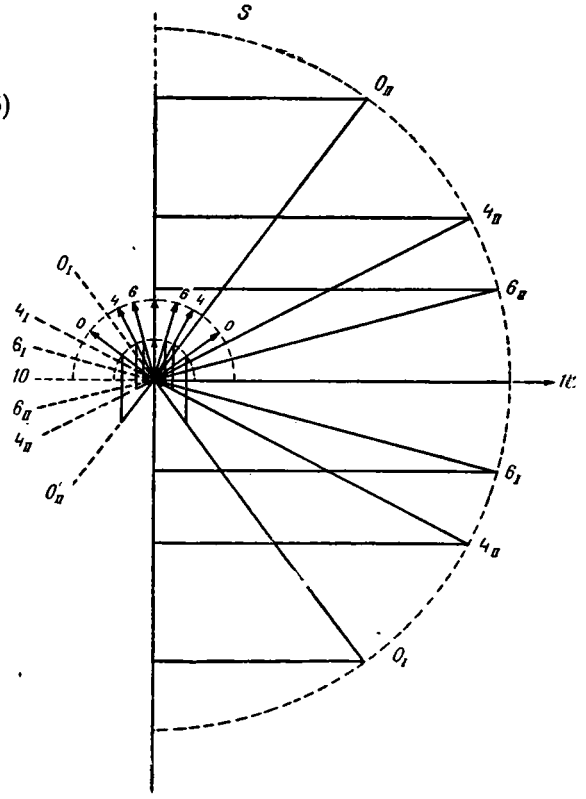
Построение ведется тем же порядком, как для максимума М-кривой, т. е. по правилам, указанным в § 8, но со следующими изменениями:

1. Расчет, помещенный в § 8, п. 2, формула (52), приводится отдельно для каждого $r^{(k)}$, т. е. происходит по формулам:

$$\left.\begin{array}{l} M\omega\,(i_1^0)_e \\ M\omega\,(i_1')_e \\ M\omega\,(i_1'')_e \\ \cdot\ \cdot\ \cdot \\ M\omega\,(i_1^{(k)})_e \\ \cdot\ \cdot\ \cdot \end{array}\right\}. \qquad (56)$$



Фиг. 11. Построение векторной диаграммы ондометрического передатчика для точки, не соответствующей сложному резонансу.



Фиг. 12. Экспериментальные векторные диаграммы, соответствующие максимумам М-кривых при различных $e^{(k)}$.

2. Построение, помеченное в § 8, п. 5, заменяется расчетом падения напряжений на первичном сопротивлении по формулам:

$$\left.\begin{array}{l} R_1\,(i_1^0)_e \\ R_1\,(i_1')_e \\ R_1\,(i_1'')_e \\ \cdot\ \cdot\ \cdot \\ R_1\,(i_1^{(k)})_e \\ \cdot\ \cdot\ \cdot \end{array}\right\}. \qquad (57)$$

После этого откладывают от точек G' и G'' (концы векторов эдс) по направлению к началу координат рассчитанное по формуле (57) падение

ТАБ

Построение векторной диаграм

$R_1 = 1.48\,\Omega$; $R_2^0 = 42.3\,\Omega$; $E = 3.02$ V; $e_e = 2.14$ V; $M = 1.98 \cdot 10^{-6}$ г; $C_1 = 1340.10^{-12}$ F;

Наблюдения						Обработка
№ п/п	Вид	$r^{(k)}$	$(i_1^{(k)})_e$	$(i_2^{(k)})_e$	$\lambda^{(k)}$	$R_2^0 + r^{(k)}$
0	М	0	0.720	0.135	280	42.3
1	»	20.8	0.720	0.111	280	63.1
2	»	31.6	0.720	0.102	280	73.9
3	»	42.9	0.720	0.095	280	85.2
4	»	51.5	0.720	0.091	280	93.8
5	»	61.6	0.720	0.086	280	103.9
6	Л	72.5	0.730	0.081	280	114.8
7	»	81.8	0.750	0.078	280	124.1
8	»	90.1	0.762	0.076	280	132.4
9	»	100.4	0.790	0.071	280	142.7
10	»	114.5	0.810	0.067	280	156.8

напряжения и из полученных точек F' и F'' проводят линии $F'E'$ и $F''E''$ параллельно оси ординат: первую — до пересечения с продолжением прямой $C'O$, а вторую — до пересечения с прямой $C''O$. Эти построения представлены на фиг. 11.

Пользуясь указаниями, изложенными в § 10, и имея ряд наблюдений действующих сил вторичного тока $(i_2)_e$ и первичного тока $(i_1)_e$, соответствующих различным значениям C_2, можно построить весь ход изменения векторной диаграммы ондометрического передатчика во время настройки. [1] Так как вид этих диаграмм мало отличается от теоретических векторных диаграмм, приведенных в предыдущей статье, то мы этих построений делать не будем. В качестве иллюстрации приводим фиг. 12, которая показывает ход изменения векторной диаграммы настроенного ондометрического передатчика при постепенном включении во вторичную цепь различных добавочных сопротивлений $r^{(k)}$.

Табл. 5 дает сводку вычислений, необходимых для построения этих диаграмм. Во избежание пестроты, на фиг. 12 построены не все диаграммы, а только часть их, именно № 0, 4, 6, 10.

[1] «Работа ондометрического передатчика» (фиг. 13, 14 и 15).

ЛИЦА 5

мы для точек резонанса

$C_{2,m} = 370 \cdot 10^{-12}$F; $L_1 = \frac{1}{C_1 \omega^2 m} = 16.5 \cdot 10^{-6} e$; $L_2 = \frac{1}{C_{2,m} \omega^2 m} = 59.7 \cdot 10^{-6} e$.

Обработка					
$(R_2^0 + r^{(k)})\ (i_2^{(k)})_e$	$\omega^{(k)}$	$M_\omega^{(k)}\ (i_1^{(k)})_e$	$R_1\ (i_1^{(k)})_e$	$L_1\omega^{(k)}\ (i_1^{(k)})_e$	$L_2\omega^{(k)}\ (i_2^{(k)})_e$
5.71	$6.73 \cdot 10^6$	9.65	1.07	79.9	54.2
7.00	$6.73 \cdot 10^6$	9.65	1.07	79.9	44.6
7.52	$6.73 \cdot 10^6$	9.65	1.07	79.9	41.0
8.09	$6.73 \cdot 10^6$	9.65	1.07	79.9	38.2
8.52	$6.73 \cdot 10^6$	9.65	1.07	79.9	36.6
8.93	$6.73 \cdot 10^6$	9.65	1.07	79.9	34.6
9.30	$6.73 \cdot 10^6$	9.78	1.08	81.0	32.6
9.68	$6.73 \cdot 10^6$	10.05	1.11	83.2	31.4
10.06	$6.73 \cdot 10^6$	10.21	1.13	84.6	30.6
10.13	$6.73 \cdot 10^6$	10.59	1.17	87.7	28.5
10.51	$6.73 \cdot 10^6$	10.85	1.20	89.9	26.9

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

§ 11. Вышеописанные способы определения физических постоянных являются чисто техническими и не могут претендовать на точность, превышающую 5—10% измеряемых величин. При тщательном наблюдении (в особенности важен тщательный контроль напряжений v_a и $v_н$) такая точность может быть достигнута.

С другой стороны, сравнивая результаты обработки, мы видим, что физические постоянные ондометрического передатчика можно в первом приближении считать одинаковыми для всего диапазона настройки, имеющего практический интерес. Это вполне согласуется с тем соображением, что частота при такой настройке почти не подвергается изменению.

Таким образом, идея об эквивалентном альтернаторе и принцип, определяющий вырабатываемую им частоту, изложенные в предыдущих статьях, получают новое экспериментальное подтверждение. Есть основание думать, что изложенные приемы измерения физических постоянных могут быть с пользою применены при исследовании не только ондометрических, но и других передатчиков.

Статья закончена 10/II 1937 г.

В. В. АЛЕКСЕЕВ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ОНДОМЕТРИЧЕСКИХ ПЕРЕДАТЧИКОВ

Краткая история ондометрического передатчика

§ 1. Конструирование ондометрической аппаратуры, т. е. аппаратуры, специально построенной для разведки при помощи электромагнитных волн, началось в СССР в 1923 г. Инициатором этого дела был проф. А. А. Петровский, а его ближайшим помощником с 1923 по 1927 г. являлся Т. Ф. Лесников. Работы производились в Ленинградской экспериментальной электрометрической лаборатории (ЛЭЭЛ) и в Ленинградском институте прикладной геофизики (ИПГ).

Были выработаны два образца аппаратов: 1) рамочный образец, в котором жизненные части были заключены внутри небольшой рамки (витки последней играли роль самоиндукции колебательного контура), и 2) ящичный образец, в котором эти части помещались в отдельном ящике, а рамка или антенна присоединялась к этому ящику посредством гибких проводов. Краткие сведения об устройстве этих приборов можно найти в «Известиях Института прикладной геофизики» [6, 8] и в других изданиях [9, 10, 11, 12, 13], а также в отчетах ИПГ.

§ 2. Начало освоения севера с его громадной площадью, покрытой вечной мерзлотой, явилось новым импульсом, двинувшим вперед ондометрию. Из теоретических соображений было ясно, что во многих районах распространения вечной мерзлоты электроразведочные работы будет возможно производить только при помощи волновых методов. В настоящее время имеются сведения, вполне подтверждающие эти соображения: при работах в северной Якутии наблюдались удельные сопротивления в $5.10^6 \Omega \frac{см^2}{см}$, что исключает всякую техническую возможность применения постоянного тока и весьма благоприятно для применения ондометрии. Поэтому вновь возник вопрос о рациональном конструировании ондометрической аппаратуры. Учитывая эти соображения, Ленинградский горный институт и Мерзлотная лаборатория Академии Наук почти одновременно приступили к разработке такой аппаратуры, причем в течение 1936 г. ЛГИ сконструировал передатчик и приемник (рамочного образца) для просвечивания, обозначенный ПА-1, а Мерзлотная лаборатория ГИН — передатчик для лабораторных измерений физических постоянных (ящичного образца), обозначенный ПА-2.

Во второй половине 1936 г. передатчик ГИН был подвергнут детальному исследованию, и на основе этих исследований удалось построить новый экземпляр прибора для лабораторных измерений, обозначенный ПА-3, который в свою очередь был подвергнут детальному исследованию.

Настоящая статья содержит описания приборов ПА-2 и ПА-3, предназначенных для лабораторных измерений физических постоянных горных

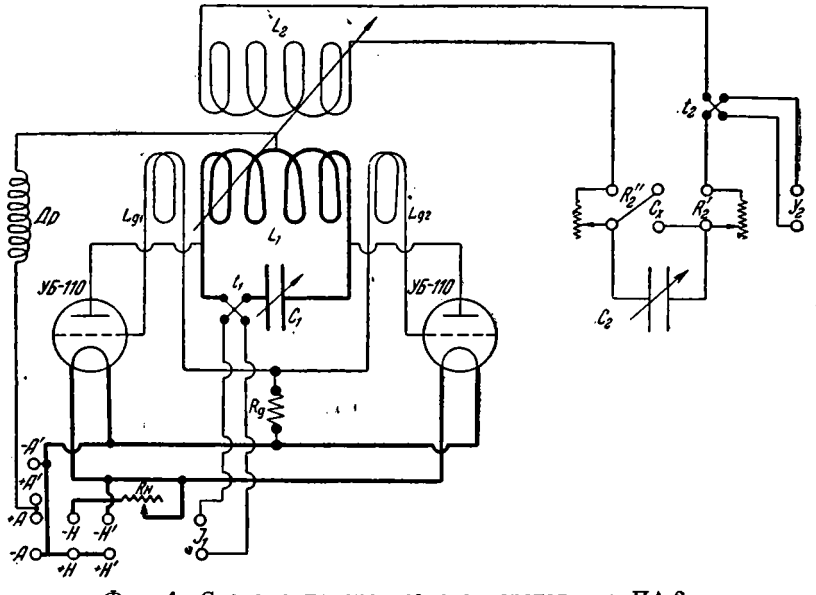
пород, а также исследование свойств этих приборов, связанных с особенностями их конструкции.

§ 3. Исследования производились на основе теории радиопередатчика, данной проф. А. А. Петровским; характерное отличие этой теории состоит в том, что радиопередатчик рассматривается как своеобразный тип альтернатора, вырабатывающий определенную частоту, причем колебательный контур играет роль якоря машины, а электронная лампа с другими добавочными частями соответствует электромагнитам машины; при наличии вторичной цепи такая установка трактуется как резонанс-трансформатор.

Начало таких исследований было положено рядом работ [1, 2, 3], изучавших действие резонанс-трансформатора; далее, сюда примыкают работы по радиопередатчикам, питаемым от машин переменного тока [4, 5], а затем эта теория была применена и к генератору, работающему на электронных лампах [7]. Две статьи проф. А. А. Петровского: «Работа ондометрического передатчика» и «Физические постоянные ондометрического передатчика», напечатанные в настоящем сборнике, представляют последнюю редакцию этой теории, детально освещающую ее особенности. Приводя ряд экспериментальных данных, доказывающих ее правильность, они дают вместе с тем подробные инструктивные указания к исследованию ондометрического передатчика. Эти указания широко использованы мною в настоящей статье.

Описание ондометрического радиопередатчика типа ПА-2

§ 4. Ондометрический радиопередатчик представляет маломощный радиопередатчик сложной схемы и состоит из двух частей: первичного коле-



Фиг. 1. Схема ондометрического передатчика ПА-2.

бательного контура L_1C_1, служащего источником энергии высокой частоты и возбуждаемого при помощи пары электронных ламп. С первичным контуром L_1C_1 индуктивно связан вторичный колебательный контур L_2C_2, являющийся измерительным.

Передатчик собран по схеме «пуш-пуль», с последовательным питанием и индуктивной обратной связью (фиг. 1) и рассчитан на работу с лам-

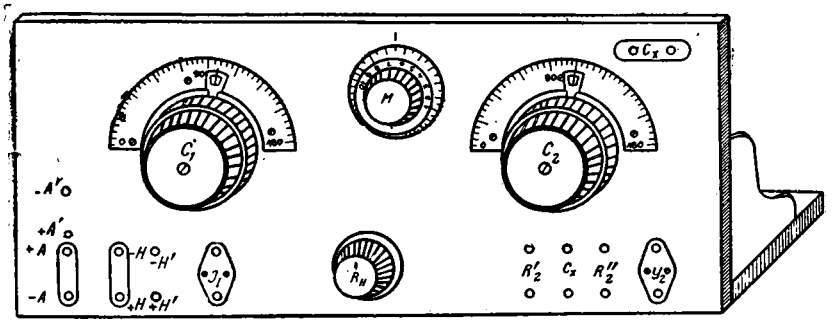
пами типа УБ-110. Обратная связь подобрана с таким расчетом, чтобы передатчик работал в режиме колебаний первого рода. Говоря иными словами, изменение силы тока I_1 в его колебательном контуре L_1C_1 происходит по закону косинуса. Это необходимо из тех соображений, что все расчетные формулы, применяемые для обработки наблюдений, выведены, исходя из косинусоидального закона изменения тока I_1 первичного контура.

§ 5. Колебательный контур L_1C_1 (фиг. 1) состоит из следующих частей:

1) Катушки самоиндукции $L_1 \approx 22$ г, намотанной на бакелитовой трубке с наружным диаметром 40 мм, проводом с двойной шелковой изоляцией; диаметр провода 0.6 мм (ПШД 0.6) с числом витков $n=20$. От середины катушки сделан отвод для включения через дроссель ($Др$) плюса анодной батареи.

Для прочности обмотка пропитана коллодием.

2) Конденсатора C_1, приключенного к концам катушки L_1, который может изменять свою емкость в пределах от $C_1=55$ CGSε до $C_1=500$ CGSε.



Фиг. 2. Панель ондометрического передатчика ПА-2.

В цепь составленного из L_1 и C_1 колебательного контура введен еще термоэлемент t_1 (фиг. 1) для измерения действующего значения силы первичного тока I_1. Колебательный контур L_1C_1 может перекрыть диапазон от $\lambda=70$ м до $\lambda=210$ м. Настройка контура L_1C_1 на нужную длину волны осуществляется поворотом ручки C_1 (на фиг. 2 — левая ручка с меткой C_1).

3) Двух одинаковых и одинаково расположенных катушек обратной связи Lg_1 и Lg_2 (фиг. 1), намотанных на том же самом бакелитовом каркасе, что и контурная катушка L_1, и отстоящих на расстоянии 1 мм от концов последней.

Каждая из катушек Lg_1 и Lg_2 имеет двухслойную обмотку по 10 витков провода ПШД 0.25 в каждом слое (всего 20 витков в каждой катушке). Для прочности обмотка пропитана коллодием. В цепь сетки включено сопротивление Rg, которое может быть взято без ущерба для работы генератора от $Rg=10\,000$ Ω до $Rg=25\,000$ Ω (у нас взято $Rg=25\,000$ Ω, так как в этом случае получается наименьший расход анодного тока при той же интенсивности колебательного тока I_1).

4) Термоэлемента t_1, включенного в колебательный контур L_1C_1 и рассчитанного на максимальную силу тока в 1 А; концы термоэлемента выведены к штепсельным гнездам, отмеченным на фиг. 2 буквой I_1. Нормально, при напряжении анода $v_a=160$ V и напряжении накала $v_н=4$ V, мы имеем колебательный ток в контуре L_1C_1 от $I_1=0.5$ А до $I_1=0.6$ А.

§ 6. Для контроля за состоянием источников питания в приборе предусмотрены, кроме главных штепсельных гнезд $+A$, $-A$, $+H$, $-H$, служащих для подвода напряжений накала и анода, еще вспомогательные гнезда: $+A'$, $-A'$, $+H'$, $-H'$, включенные параллельно главным, как показано на фиг. 1. Вспомогательные гнезда $+A'$, $-A'$ служат для

включения вольтметра, контролирующего напряжение анодной батареи; гнезда $+H'$ и $-H'$ аналогично служат для контроля напряжения накала ламп. Перечисленные штепсельные гнезда расположены в левом нижнем углу панели.

Для регулировки напряжения накала на лампах служит реостат $R_н$, ручка которого помещена внизу посредине панели (на фиг. 2 метка $R_н$). Одновременно он служит и выключателем.

§ 7. Вторичный колебательный контур L_2C_2 характеризуется следующими деталями устройства:

1) Катушка самоиндукции L_2 во всем аналогична катушке L_1, намотанной на таком же, как и последняя, бакелитовом каркасе таким же проводом ПШД 0.6 и имеющей также 20 витков. Она расположена в приборе рядом с катушкой L_1 и может быть или приближена или удалена от последней вращением ручки M (фиг. 2), помещенной в середине верхней части панели. Вращение этой ручки дает возможность регулировать коэффициент взаимоиндукции M между контурами.

2) Концы катушки L_2 при помощи гибких проводников присоединены к верхним штепсельным гнездам R'_2, R''_2 (на фиг. 2 справа — первая и третья пары гнезд); соответствующие нижние штепсельные гнезда присоединены к переменному конденсатору C_2, аналогичному конденсатору C_1. В каждую из пар гнезд R'_2 и R''_2 можно включить переменное сопротивление, причем получается колебательный контур $L_2R'_2\ C_2R''_2$, который может быть настроен в резонанс с контуром генератора L_1C_1. Настройка осуществляется изменением емкости C_2 при помощи поворота правой ручки (на фиг. 2 метка C_2).

3) Для измерения силы вторичного тока I_2 в цепь вторичного контура L_2C_2 включен термоэлемент t_2, концы которого выведены к гнездам, расположенным в левом нижнем углу панели (на фиг. 2 метка $У_2$). Термоэлемент рассчитан на максимальную силу тока в 200 mA.

4) Для включения во вторичный контур L_2C_2 измерительного конденсатора C_k предусмотрены две пары штепсельных гнезд, приключенных параллельно конденсатору C_2 и расположенных в правой части панели (на фиг. 2 метка C_x): одна — внизу панели, другая — сверху. При измерениях можно пользоваться любой парой гнезд.

Экспериментальное исследование ондометрического передатчика ПА-2

§ 8. Переходим к результатам испытания ондометрического передатчика ПА-2. Для того чтобы успешно использовать прибор, необходимо тщательно и всесторонне изучить его, выяснить все недочеты, их причины и таким образом получить данные для постройки полевых приборов, при помощи которых можно было бы непосредственно на местности изучать вечную мерзлоту.

Поставленную задачу удалось разрешить благодаря вышеупоминавшейся теории,[1] разработанной проф. А. А. Петровским, которая дает возможность быстро определять для данной частоты все физические постоянные как самого генераторного контура, так и контура, индуктивно связанного с ним. Этими постоянными являются:

R_1 — сопротивление эквивалентного альтернатора,
L_1 — самоиндукция эквивалентного альтернатора,
C_1 — емкость эквивалентного альтернатора,
E — амплитуда электродвижущей силы эквивалентного альтернатора,
R_2 — сопротивление вторичного контура,
L_2 — самоиндукция вторичного контура,

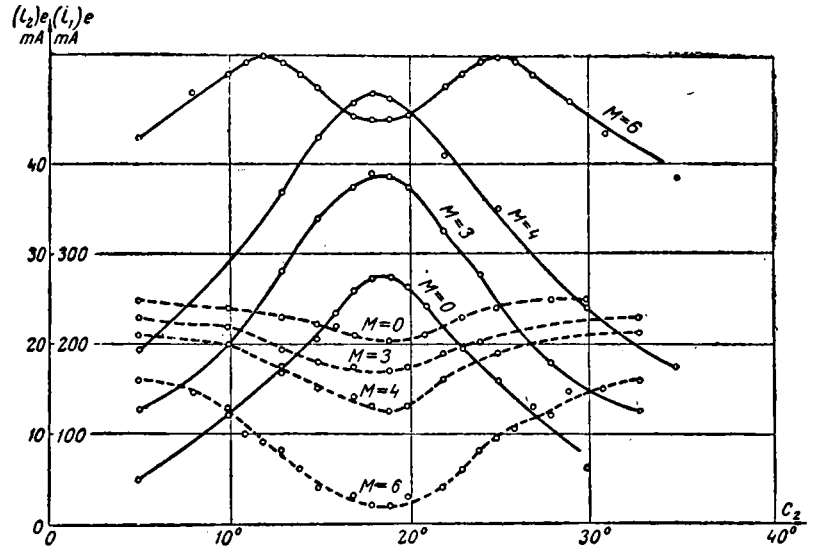
[1] См. цитированные выше статьи проф. А. А. Петровского: «Работа ондометрического передатчика» и «Физические постоянные ондометрического передатчика», помещенные в этом сборнике.

C_2 — емкость вторичного контура,

M — коэффициент взаимоиндукции между ними.

Из них обе самоиндукции (L_1 и L_2) и емкости (C_1 и C_2) задаются при конструировании и достаточно хорошо известны по предварительной калибровке прибора. Величина M ставится большей или меньшей по желанию наблюдателя, значения же R_1, R_2 и E зависят от конструкции передатчика, частоты и обстановки его работы; их можно найти на основании теории проф. А. А. Петровского. Значения этих величин определяют собой обстановку и качество работы ондометрического передатчика.

Исследование ондометрического передатчика слагается из двух моментов: 1) снятия кривых настройки при различных R_2 и M; кривые настройки дают изменения первичного I_1 и вторичного I_2 токов, в зависимости от настройки вторичного контура, производимой изменением емкости C_2;[1] 2) определения физических постоянных передатчика R_1, E и R_2 при различных частотах.



Фиг. 3. Кривые настройки ондометрического передатчика ПА-2 при $\lambda = 200$ м, $R_2^0 = 22.1$ ома.

§ 9. На фиг. 3 изображена серия кривых настройки, снятых при $\lambda = 200$ м, при вторичном сопротивлении R_2^0, соответствующем закороченным сопротивлениям R_2' и R_2'' (фиг. 1), и при различных взаимоиндукциях M контуров.[2] Кривые вторичного тока представлены сплошными линиями, а кривые первичного тока — прерывистыми линиями. На каждой из кривых отмечено положение ручки M (фиг. 2) в делениях лимба.

На фиг. 3 по оси абсцисс отложены градусы поворота конденсатора вторичного контура C_2, а по оси ординат — значения действующей силы первичного тока $(i_1)_e$ в генераторном контуре и действующей силы вторичного тока $(i_2)_e$.

Характер изменения кривых вполне соответствует теоретическим соображениям: при большом значении взаимоиндукции M (на фиг. 3 метка $M = 6$) имеем М-кривую с равными максимумами, которая при уменьше-

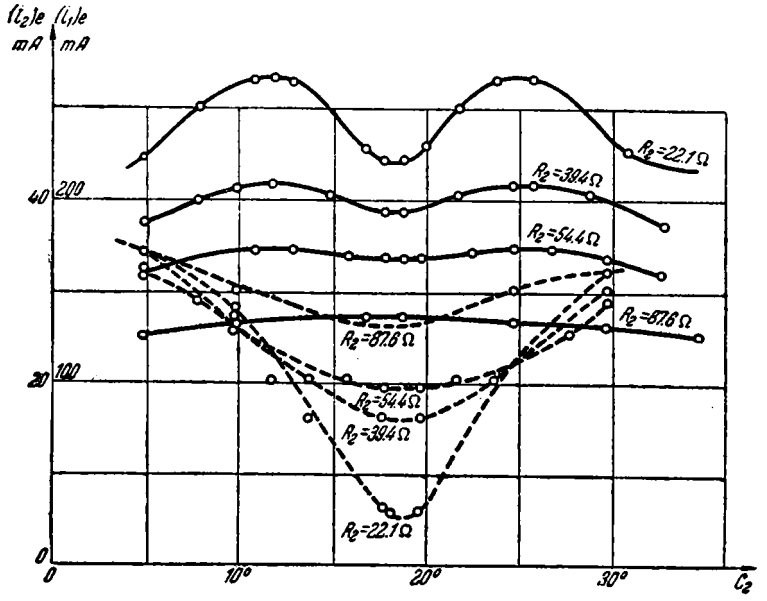
[1] Как известно из статьи проф. А. А. Петровского «Работа ондометрического передатчика», частота при этом практически остается постоянной.

[2] Как изменяется M, изложено в п. 5, гл. II.

нии взаимоиндукции переходит в Л-кривую, максимум которой по мере уменьшения взаимоиндукции M принимает все меньшие значения.

Кривая изменения действующей силы первичного тока $(i_1)_e$ имеет при этом во всех случаях только один минимум, соответствующий максимуму Л-кривой или минимуму М-кривой, который, по мере уменьшения M, уменьшает свою величину.

§ 10. На фиг. 4 представлена серия кривых настройки, снятых при λ=200 м, постоянной взаимоиндукции M (соответствует положению ручки, отмеченному M=6) и постепенном увеличении вторичного сопротивления R_2. Из фиг. 4 видно, как верхняя кривая настройки при этих условиях меняет свою форму, переходя из М- в Л-кривую. В нашем случае полученная таким образом Л-кривая является очень расплывчатой, но все же



Фиг. 4. Переход М-кривой в Л-кривую при увеличении R_2 (M=6; λ=200 м).

на ней отчетливо виден только один максимум, вершина которого соответствует минимуму М-кривой, имеющему место при сопротивлении R_2^0= =22.1 Ω.

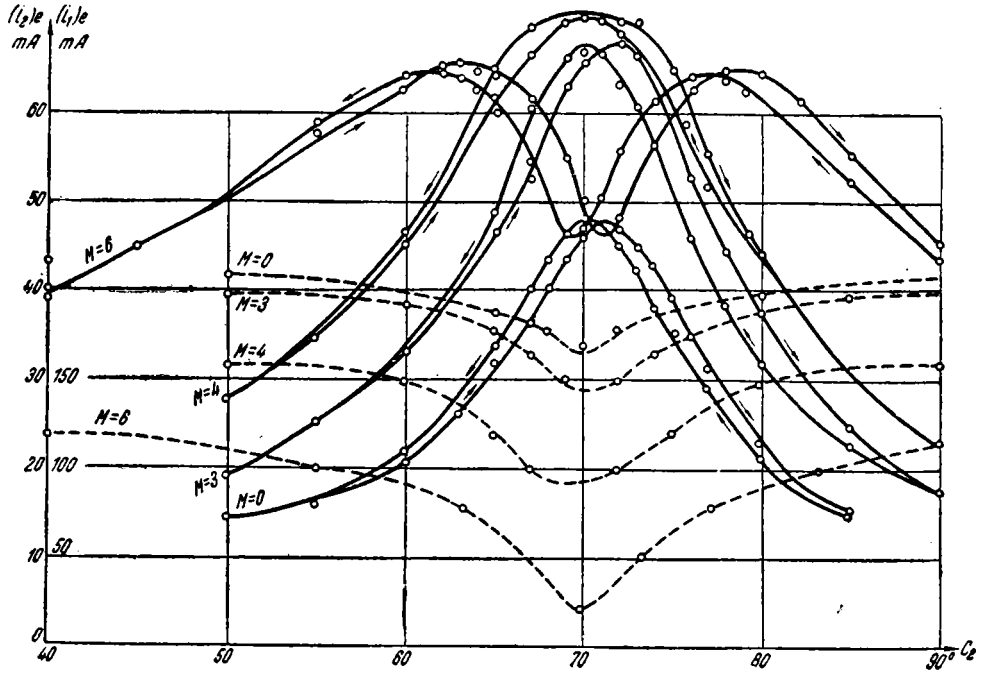
Характер изменения действующей силы первичного тока $(i_1)_e$ при изменении R_2 сходен с изменением его в условиях фиг. 3, т. е. при изменении M. Картина изменения и в этом случае вполне сходна с теоретической. [1]

При других волнах, заключающихся в пределах от λ=210 и до λ= =140 м, характер кривых настройки сохраняется в общем сходным с кривыми, приведенными на фиг. 3 и 4.

§ 11. С дальнейшим уменьшением длины волны λ (ниже 140 м) возникает особое явление «отставания тока», которое возрастает по мере укорочения.

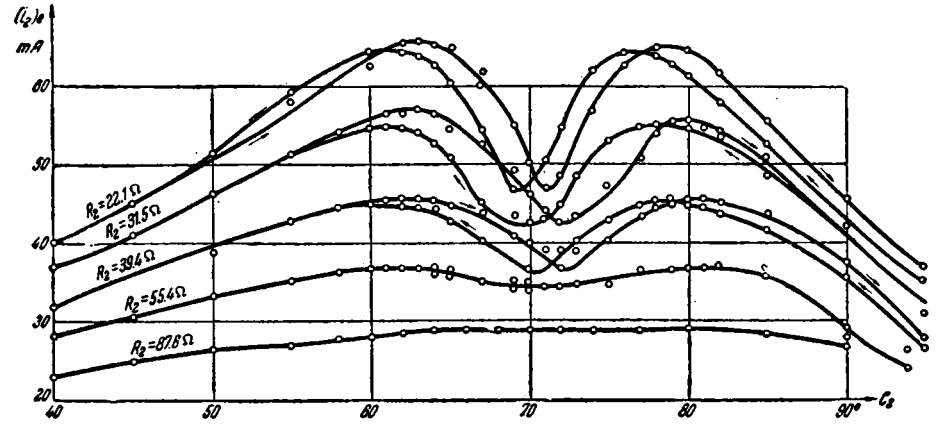
Явление «отставания тока» выражается в том, что при настройке вторичного контура путем увеличения емкости C_2 мы получаем некоторую кривую изменения силы вторичного тока $(i_2)_e$. При осуществлении же настройки путем уменьшения C_2 получается кривая сила вторичного тока

[1] См. статью проф. А. А. Петровского «Работа ондометрического передатчика», фиг. 10.



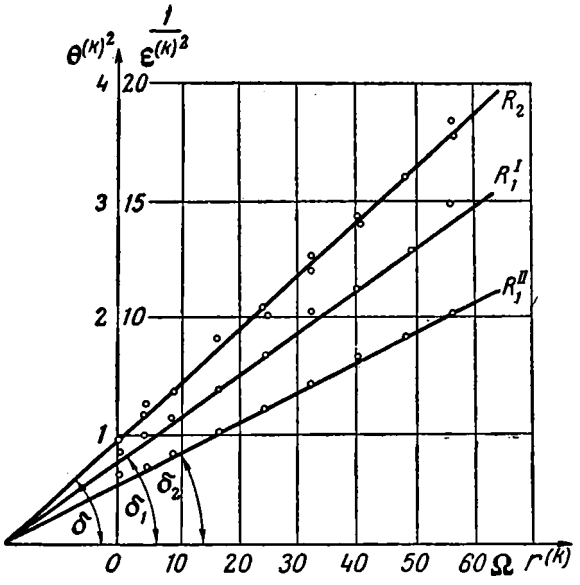
Фиг. 5. Кривые настройки ондометрического передатчика ПА-2 при $\lambda = 140$; $R_2 = 22.1$.

$(i_2'')_e$, не совпадающая с предыдущей, а сдвинутая относительно нее в сторону. Таким образом, при одном и том же положении вторичной емкости C_2 можно иметь два разные значения вторичного тока $(i_2)_e$, в зависимости от того, в каком направлении производилась настройка: в сторону увеличения вторичной емкости или в сторону уменьшения ее.

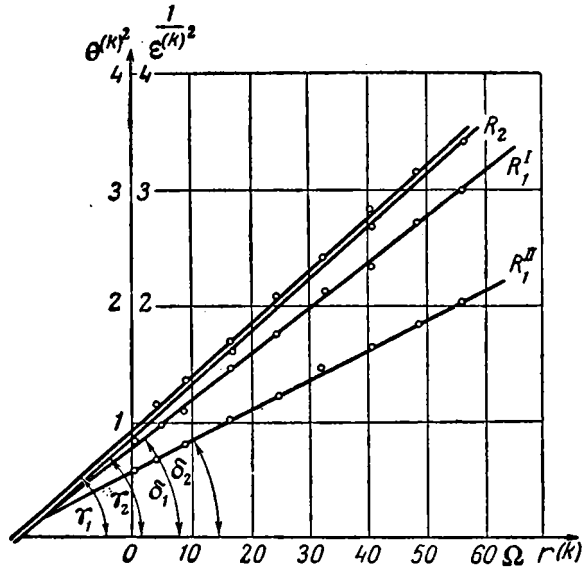


Фиг. 6. Переход М-кривой в Л-кривую при увеличении (М=6; $\lambda_a = 140$).

На фиг. 5 представлены кривые настройки передатчика ПА-2 при λ=140 м. График построен аналогично фиг. 3, и из него видно, что общий характер кривых такой же, как и на фиг. 3, но все кривые изменения $(i_2)_e$ сдвоены (стрелки, поставленные на кривых, указывают направление изменения емкости при съемке данной кривой).



Фиг. 7. Обработка М-кривых передатчика ПА-2 при $M=6$; $\lambda=200$ м; $v_a=168$V.



Фиг. 8. Обработка М-кривых передатчика ПА-2 при М=6; $\lambda=140$ м; $v_a=168$V.

В кривых первичного тока $(i_1)_e$ при вышеуказанной настройке вторичного контура L_2C_2 отставания тока не наблюдается.

Переход М-кривой в Л-кривую при увеличении вторичного сопротивления R_2 представлен для $\lambda=140$ м и взаимоиндукции, соответствующей $M=6$ на фиг. 6.

Отставание тока наблюдается и здесь, но с повышением R_2 оно уменьшается и становится малозаметным при больших R_2.

Отставание тока представляет вредное явление. Так как при наблюдении экстремов кривой приходится обычно двигать ручку в обе стороны, то оно сильно затрудняет наблюдение, уменьшая остроту настройки и точность результатов.

§ 12. Проследив характер кривых настройки, перейдем к рассмотрению физических постоянных передатчика ПА-2.

Определение физических постоянных производилось по методу проф. А. А. Петровского. [1] Обработка велась графическим способом, используя наблюдения при максимумах М-кривых. Каждая серия наблюдений повторялась не менее двух раз, и для получения окончательной цифры бралось среднее; отдельные результаты отклонялись от получаемого из них среднего не более 5%.

Измерения производились при двух режимах работы: один соответствовал анодному напряжению $v_a=168$ V; другой — анодному напряжению $v_a=223$ V.

Напряжение накала во всех случаях поддерживалось в 4 V.

Для того чтобы видеть, что происходит с физическими постоянными при изменении частоты, измерения производились при ряде частот в пре-

[1] См. статью проф. А. А. Петровского «Физические постоянные ондометрического передатчика».

делах от $\lambda=140$ м и до $\lambda=200$ м. При более коротких волнах наблюдений не производилось, так как приборы этого не позволяли.

На фиг. 7 представлена графическая обработка одной группы наблюдений М-кривой по обоим максимумам при $\lambda=200$ м и положении ручки взаимоиндукции $M=6$. На графике ясно видно, что прямые, выражающие $\Theta^{(k)2}$ в зависимости от $r^{(k)}$, по наклону которых определяется сопротивление R_2^0 вторичного контура L_2C_2, совпадают для обоих максимумов. Прямые же, выражающие $\frac{1}{\varepsilon^{(k)2}_{M}}$ в зависимости от $r^{(k)}$ для каждого максимума (на фиг. 7 отмечены римскими цифрами *I* и *II*), имеют каждая свой угол наклона δ_1 и δ_2, а значит, и определенное по ним сопротивление эквивалентного альтернатора имеет два различных значения.

На фиг. 8 представлена графическая обработка группы наблюдений М-кривой при $\lambda=140$ м. Расположение прямых остается таким же, как и в случае $\lambda=200$ м, но расхождение прямых, выражающих $\frac{1}{\varepsilon^{(k)2}_{M}}$ в зависимости от $r^{(k)}$ (они отмечены римскими цифрами *I* и *II*), еще значительнее.

§ 13. Результаты измерений физических постоянных сведены в табл. 1.

ТАБЛИЦА 1

Физические постоянные ондометрического передатчика ПА-2

№ п/п	λ в м	$10^6\omega$	R_1 в омах		E в вольтах		R_2^0 в омах		Примечание
			по 1 макс.	по 2 макс.	по 1 макс.	по 2 макс.	по 1 макс.	по 2 макс.	
1	200	9.4	5.36	7.68	1.51	1.74	21.2	21.2	$v_a=168$ V
2	155	11.3	7.85	15.6	5.1	7.05	23.2	23.2	$v_a=223$ V
3	140	13.5	25	38.0	3.88	4.63	22.0	22.3	$v_a=168$ V

Из табл. 1 видно, что в то время как сопротивление вторичного контура R_2^0 изменяется очень мало, сопротивление первичного контура R_1 для каждого максимума М-кривой принимает свое значение, причем R_1^{I} (сопротивление для первого максимума) меньше, чем R_1^{II} (сопротивление для второго максимума). В нормальных условиях они должны разниться значительно меньше.

Кроме этого, возрастание сопротивления первичного контура R_1 с повышением частоты происходит очень быстро, причем на частоте $\omega>12\cdot10^6$ оно превосходит сопротивление вторичного контура R_2^0. Это обстоятельство является одним из факторов, обусловливающих тупую настройку прибора на коротких волнах, а вместе с тем и уменьшение точности измерения.

§ 14. Описание ондометрического передатчика типа ПА-3

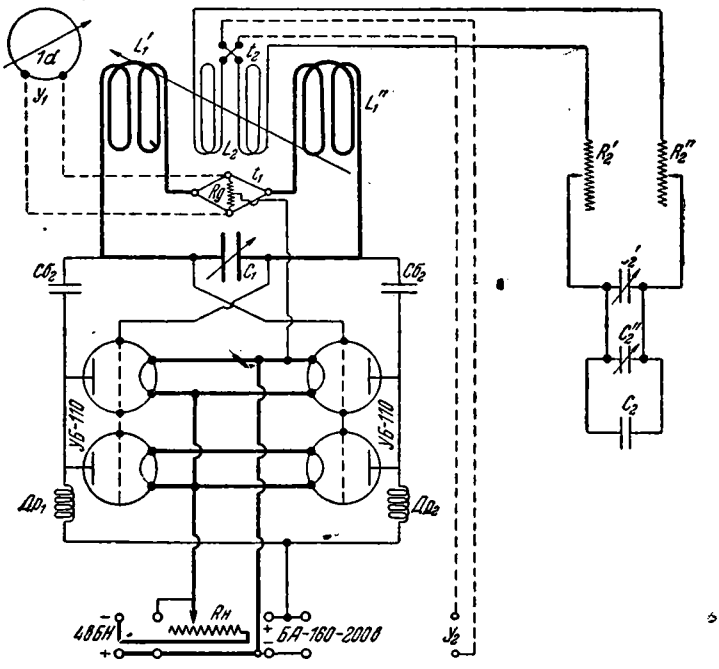
1) Генератор передатчика ПА-3 собран по симметричной двухтактной схеме «пуш-пуль» (фиг. 9) с параллельным питанием колебательного контура и гальванической обратной связью.

2) Колебательный контур генератора составлен из самоиндукции $L_1\approx18$ мг, состоящей из двух секций L_1' и L_2'', отстоящих друг от друга на расстоянии 8 см (считая от средних витков секции). Каждая секция имеет диаметр $2a=8$ см, число витков $n=8$, провода ПБД-1.8; намотка без кар-

каса и для прочности пропитана раствором целлулоида в грушевой эссенции. Обе секции соединены последовательно.

3) Емкость C_1 колебательного контура генератора составлена из двух прямоволновых, параллельно соединенных и насаженных на общую ось конденсаторов завода им. Казицкого с максимальной емкостью по 540 CGS ε каждый, следовательно, в общей сумме составляют 1080 CGS ε. Описанный колебательный контур L_1C_1 перекрывает диапазон от $\lambda = 60$ м до $\lambda = 245$ м.

4) В среднюю точку контура L_1C_1 включен термоэлектрический мостик t_1 завода «Электроприбор», служащий для измерения действующей силы первичного колебательного тока $(i_1)_e$. Концы мостика t_1, к которым приключен милливольтметр I_1 (фиг. 9), шунтированы сопротивлением $Rg =$



Фиг. 9. Схема ондометрического передатчика, ПА-3.

$= 24\,000$ Ω, служащим утечкой сетки; от середины его взят отвод к нулевой точке схемы. Измерительный прибор I_1 помещается на лицевой стороне панели.

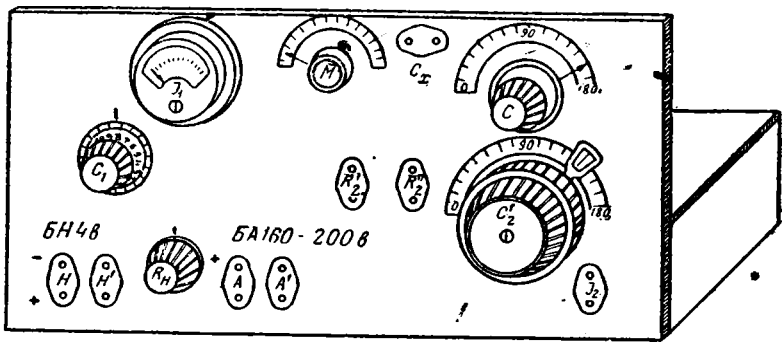
§ 15. Колебательный контур L_1C_1 получает энергию высокой частоты от ламп типа УБ-110, включенных по две параллельно в каждом плече схемы (всего 4 лампы). Сетки каждой пары ламп соединены накрест с обкладками конденсатора C_1 (фиг. 9). Места присоединения сеток подобраны экспериментально.

Блокировочные конденсаторы $C_{б1}$ и $C_{б2}$ имеют емкости по 1000 μF, дроссели $Др_1$ и $Др_2$ имеют по 50 витков провода ПЭШО-0.25, намотанных на картонный каркас диаметром в 2 см; реостат накала $R_н = 25$ Ω.

На передней панели расположены еще штепсельные гнезда для подводки электропитания и контроля за ним. Расположение всех частей передатчика ясно из фиг. 10.

§ 16. Вторичный контур передатчика L_2C_2, являющийся нагрузочным и измерительным, составлен из самоиндукции $L_2 = 36$ мг и емкости C_2 с диапазоном изменения от $C_2 = 40$ CGSε до $C_2 = 620$ CGSε.

Катушка самоиндукции L_2 имеет 18 витков провода ПЭ-1, намотанных на легкий картонный каркас и для прочности пропитанных раствором целлулоида в грушевой эссенции. В середину катушки включен термоэлемент t_2, служащий для измерения действующей силы вторичного тока $(i_2)_e$ в контуре L_2C_2 и являющийся индикатором настройки.



Фиг. 10. Панель ондометрического передатчика ПА-3.

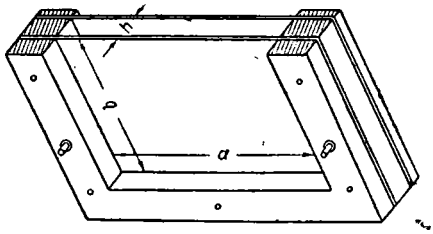
Катушка L_2 укреплена на оси и может при повороте ее входить в промежуток между секциями самоиндукции L_1.

Вращая за ручку эту ось, можно или вдвигать катушку L_2 в промежуток, или выдвигать ее и тем самым изменять взаимоиндукцию M между контурами L_1C_1 и L_2C_2.

Концы катушки L_2 через безиндукционные переменные сопротивления R_2' и R_2'' (расположение симметрично по обе стороны L_2) подведены к емкости C_2.

Емкость C_2 составлена из двух переменных конденсаторов (фиг. 9) C_2' и C_2''.

Конденсатор C_2' взят обычного типа, выпускаемого заводом им. Казицкого, прямоволновый с максимальной емкостью в 540 CGSε. Он служит для грубой настройки вторичного контура L_2C_2 в резонанс; поэтому назовем его «установочным». Для точной подстройки контура и измерений служит прямоемкостный конденсатор C_2'', названный «отсчетным» и имеющий максимальную емкость в 85 CGSε.



Фиг. 11. Измерительный конденсатор-коробочка.

Для измерения диэлектрических постоянных ε и удельных сопротивлений ρ различных материалов или горных пород к емкости C_2 приключается еще небольшой конденсатор-коробочка C_x (фиг. 11), служащий для помещения в него исследуемого образца.

Для специальных работ вместо конденсатора C_x в те же гнезда может быть включена антенна.

Экспериментальное исследование ондометрического передатчика ПА-3

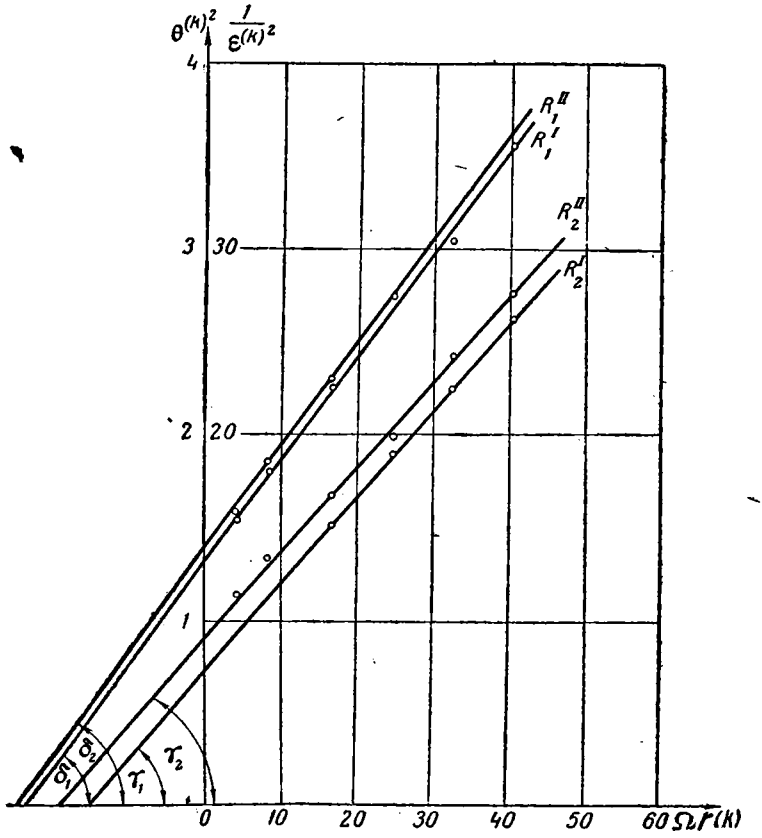
§ 17. Исследование передатчика ПА-3 производилось в той же последовательности, что и передатчика ПА-2, причем он оказался значительно удачнее своего предшественника — передатчика ПА-2.

Передатчик ПА-3 дает также возможность получить при изменении M или R_2 как М-кривые, так и Л-кривые. Так как получаемые кривые со-

вершенно сходны с таковыми, наблюдавшимися на передатчике ПА-2 (фиг. 3 и 4), то мы их не приводим.

Отставания тока этот передатчик не обнаружил совершенно, так что двойных кривых, представленных на фиг. 5 и 6, в нем не наблюдается.

§ 18. На фиг. 12 приведены результаты обработки одной из групп М-кривых при $\omega=7.25\cdot10^6$ ($\lambda=245$ м). Прямые, соответствующие сопротивлению первичного контура R_1, отмеченные R_1^{I} и R_1^{II}, идут параллельно; следовательно, котангенсы угла δ наклона их относительно оси абсцисс равны для обоих максимумов М-кривой; они дают $R_1=1.825$ Ω.



Фиг. 12. Обработка М-кривых передатчика ПД-3 при $M=4$; $\lambda=245$ м; $v_a=168$V.

То же самое можно сказать и относительно сопротивлений вторичного контура R_2^0, которые тоже одинаковы для обоих максимумов (что видно из прямых фиг. 10), отмеченных R_2^{I}, и R_2^{II}, и равны $R_2^0=22$ Ω.

С увеличением угловой частоты ω физические постоянные передатчика также увеличиваются.

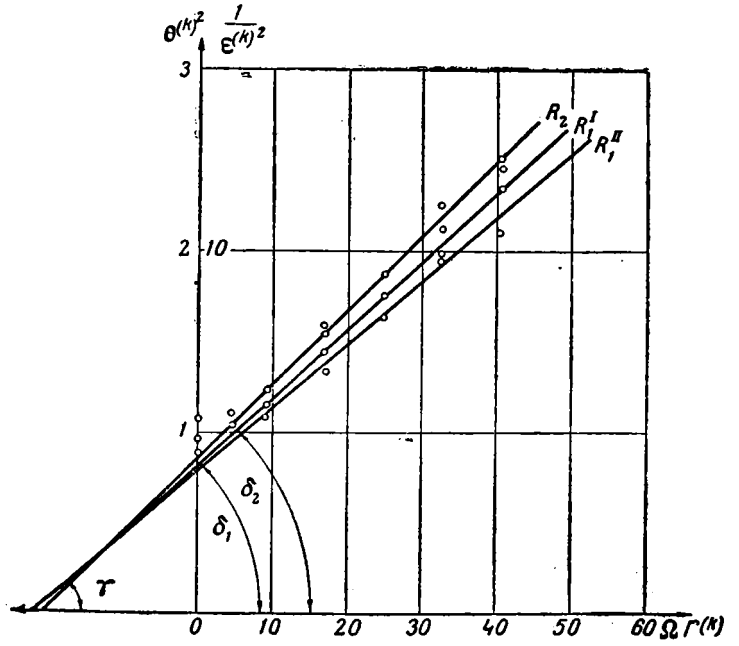
На фиг. 13 представлены результаты графической обработки М-кривой при $w=14.51\cdot10^6$ ($\lambda=130$ м) и при том же режиме работы передатчика.

Из этого графика видно, что прямые, характеризующие сопротивление первичного контура R_1, имеют для короткой волны несколько различные углы наклона для каждого из максимумов. Отсюда и значения первичного сопротивления немного различны для каждого максимума М-кривой, а именно, первый максимум дает $R_1^{\mathrm{I}}=5.25$ Ω, второй максимум $R_1^{\mathrm{II}}=$

=5.70 Ω. Разница получается в десятых долях ома, что составляет около 12% от среднего значения R_1=5.47 Ω.

В приборе ПА-2 для примерно такого же значения w=13.50.10⁶ первый максимум дает R_1^{I}=25 Ω, а второй R_1^{II}=38 Ω.

Здесь уже разница $R_1^{II} - R_1^{I}$=13 Ω, что составляет 41% от среднего значения R_1=31.5 Ω.



Фиг. 13. Обработка М-кривых передатчика ПА-3 при M=4; λ=130 м, v_a =168V.

Вторичные сопротивления получаются практически одинаковыми для обоих максимумов и равны R_2^0=24.7Ω.

§ 19. В табл. 2 приведены значения физических постоянных передатчика ПА-3 для трех различных случаев.

ТАБЛИЦА 2

Физические постоянные ондометрического передатчика ПА-3

№ п/п.	λ в м	10⁶ ω	R_1 в омах		E в вольтах		R_2 в омах		Примечание
			по 1 макс.	по 2 макс.	по 1 макс.	по 2 макс.	по 1 макс.	по 2 макс.	
1	245	7.25	1.82	1.82	2.29	2.29	22.0	22.0	Все наблюдения проводились при v_a=167 V; $v_н$= = 3.5 V; положение ручки связи M=4 делениям
2	186	10.02	1.98	2.22	2.55	3.08	17.5	20.0	
3	130	14.51	5.25	5.70	5.94	6.10	24.7	24.7	

Из табл. 2 видно, что сопротивление первичного контура R_1 имеет при всех длинах волн незначительную величину по сравнению с вторичным сопротивлением R_2^0.

Сопротивление вторичного контура R_2^0 имеет здесь несколько неустойчивое значение, колеблющееся около своего среднего значения $R_2^0=21.8$ Ω; впрочем, отклонения от этого среднего не превышают 10%.

Надо заметить, что сопротивление вторичного контура зависит, главным образом, от потерь в различных его частях, а не от сопротивления проволоки катушки вторичной самоиндукции: заменив провод ПЭ на этой катушке тем же количеством витков литцендрата ЛЭШД $7\times9\times0.07$, мы получили величину $R_2^0=21.3$ Ω, т. е. примерно то же число, что и при обычной проволоке.

§ 20. Отсутствие отставания тока и малая величина первичного сопротивления имеют следствием то, что настройка прибора ПА-3 получается очень острой: на длинноволновой части своего диапазона ($\lambda=245\rightarrow160$ м) расстройка вторичного контура на 1 CGSε уже вполне ощутима. С укорочением волны до $\lambda=140\rightarrow120$ м острота настройки возрастает, и отчетливо чувствуется изменение емкости настроенного в резонанс вторичного контура на 0.5 CGSε.

Причина повышения остроты настройки при укорочении длины волны кроется в уменьшении отношения емкости вторичного контура C_2 к его самоиндукции L_2 (в нашем случае настройка производится изменением емкости C_2).

Принимая самоиндукцию вторичного контура $L_2=36.5$ мг, можно рассчитать по длинам волн, дающим резонанс, что у передатчика ПА-3 начальная емкость вторичного контура (куда входят, кроме собственной емкости катушки L_2, еще начальные емкости переменных конденсаторов C_2' и C_2'', а также емкость термоэлемента и других частей) равна примерно 40 CGSε, а максимальная емкость примерно 620 CGSε.

Ондометрический передатчик типа ПА-3 вполне пригоден для измерений диэлектрических постоянных ε и удельных сопротивлений ρ горных пород или других материалов при высокой частоте.

Приключив к передатчику вместо измерительного конденсатора C_x антенну, его можно использовать и для других ондометрических измерений. Работа ондометрического передатчика с антенной будет предметом дальнейшего исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

§ 21. Как уже было указано выше, результаты исследования передатчика ПА-3 показали его преимущества по сравнению с передатчиком ПА-2. Для того чтобы проверить применимость его для определения диэлектрических постоянных ε и удельных сопротивлений ρ различных материалов и горных пород, были проделаны наблюдения с тремя образчиками.

Испытуемые образчики имели вид пластинок размерами $6\times4\times0.6$ см и помещались во время испытания в измерительный конденсатор-коробочку, изображенный на фиг. 11 и отмеченный на фиг. 10 буквами C_x.

Устройство этого конденсатора-коробочки понятно из фиг. 11, размеры его соответствовали размерам образчика и в нашем конденсаторе были равны: $a=6.0$ см, $b=4.0$ см, $h=0.60$ см.

Обработка наблюдений производилась согласно указаниям, помещенным в статье проф. А. А. Петровского, причем было получено для одного сорта эбонита: $\varepsilon=3.25$, $\rho=12.9\cdot10^8\ \Omega\frac{\text{см}^2}{\text{см}}$. Для другого сорта эбонита $\varepsilon=2.93$. Для стекла $\varepsilon=5.84$, $\rho=1.34\cdot10^7\ \Omega\frac{\text{см}^2}{\text{см}}$.

Очевидно, если прибор ПА-3 нагрузить на антенну, приключив ее вместо конденсатора C_x, то с ним можно производить работу как «волномерным», так и «возвратным» методами.

Построенные образцы ондометрических передатчиков типа ПА-2 и ПА-3 являются все-таки лабораторными приборами. Для полевой работы необходима более прочная конструкция приборов и герметичность их в смысле предохранения деталей от пыли и влаги. Кроме того, нужно проработать вопрос об источниках электропитания в полевой обстановке, о конструкции переносной антенны и т. п.

Постановка этих вопросов является непосредственным продолжением проделанной работы. Только разрешив их, можно выходить с приборами на полевую работу и считать первый этап освоения ондометрии законченным.

Попутно с проделанным исследованием ондометрических передатчиков получено много интересного материала, который потребует дальнейшей разработки.

Наконец, следует отметить, что собранный экспериментальный материал по изучению работы и конструкции ондометрического передатчика представляет большой интерес не только для геофизиков, но может принести пользу для радиотехники в более широком смысле, так как изучение передатчиков и оценка их качеств представляют весьма важный вопрос, теснейшим образом связанный с экономикой радиохозяйства.

Статья закончена 15/I 1937 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Петровский А. Сложный резонанс в цепях, питаемых переменным током. Изв. Академии Наук, 1910, стр. 319—344.
2. Петровский А. Работа резонанс-трансформатора, Труды 7 Всеросс. электротехн. съезда, вып. 4, 110—122, 1914.
3. Петровский А. Способ определения физических постоянных работающего резонанс-трансформатора, Труды 7 Всеросс. электротехн. съезда, вып. 4, 123—133, 1914.
4. Петровский А. Работа сложного незатухающего радиоотправителя, «Телеграфия и телефония без проводов», т. II, № 9, 322—330, 1921.
5. Петровский А. Расчет сложного незатухающего радиотправителя, там же, т. II, № 10, 361—374, 1921.
6. Петровский А. Радио в горной разведке, Изв. ИПГ, вып. 1, 1925.
7. Петровский А. Альтернатор, эквивалентный ламповому генератору, «Телефония и телеграфия без проводов», т. VIII, № 5/44, 555—569, 1927.
8. Петровский А. и др. Ондометрические работы Института прикладной геофизики, Труды ИПГ, вып. 5, 45—68, 1930.
9. Петровский А. и Лесников Т. Передающе-приемное устройство для горной разведки, Авт. свидет., выданное Комитетом по изобретательству СТО, № 20735.
10. Петровский А. и Лесников Т. Радиопередатчик, Авт. свидет. № 20229.
11. Петровский А. и Скарятин Р. Приемное радиоустройство для горной разведки, Авт. свидет. № 20734.
12. Петровский А. О непосредственном измерении длины электромагнитных волн и их поглощения в горных породах, «Вестник электротехники», раздел I, № 11—12, 329—339, 1930.
13. Petrovsky A. Ueber die Anwendung d. elektromagnetischen Wellen zur Bodenforschung in d. USSR, «Erg. Hefte f. angewandte Geophysik», Bd. 3, H. 2, 149—204, 1933.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

ИМЕЮТСЯ В ПРОДАЖЕ:

Савельев, И. И. Геолого-геохимические исследования по р. Аят в верховьях р. Тобол (Ломоносовский институт), 1937. 72 стр. 14 фиг. 1 вкл. Ц. 2 р. 50 к.

Сборник геологических работ. Под редакцией Б. М. Куплетского (Кольская база имени С. М. Кирова. Труды, вып. 4). 1937. 126 стр. с рис. и вкл. Ц. 5 р. 50 к.

Славянов, Н. Н., Грюше, П. А., Машковцев, С. Ф., Карстенс, Э. Э., Сарычева, Т. Г., Лидин, Г. Д., Макаренко, Ф. А. и др. Термы и газы Тянь-Шаня. 1938. 279 стр. Ц. в пер. 13 р. 75 к.

Сумгин, М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. 2-е дополн. издание. 1937. 380 стр. Ц. в пер. 14 руб.

Труды Второго совещания по экспериментальной минералогии и петрографии 7—10 мая 1935 г. (Геологическая группа и Петрографический институт им. Ф. Ю. Левинсон-Лессинга). 1937. 311 стр. Ц. в пер. 12 р.

Труды Геологического института. Том VII. 1938. 346 стр. 17 вклеек. Ц. 16 р.

Труды Комиссии по изучению вечной мерзлоты. Том V. 1937. 184 стр. 89 фиг. Ц. 6 р.

Труды Комитета по вечной мерзлоте. Том VI. 1938. 212 стр. Ц. 10 р.

Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. I. 1937. 171 стр. 3 вкл. Ц. 9 р. 50 к.

Труды Ломоносовского института геохимии, кристаллографии и минералогии. Вып. X. Минералогическая серия. 1937. 232 стр. Ц. 11 р.

Труды Петрографического института. Вып. 10. 1937. 196 стр. 39 фиг. Ц. 9 р.

Труды Петрографического института. Вып. 11. 1937. 156 стр. 61 фиг. Ц. 7 р.

Труды Петрографического института. Вып. 12. 1938. 234 стр. Ц. 12 р.

Труды Петрографического института. Вып. 13. 1938. 274 стр. Ц. 16 р.

Хромиты СССР. Под ред. акад. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехтина. I. (Ломоносовский институт). 1937. 388 стр. 148 фиг.+3 вкл. Ц. в пер. 17 р. 50 к.

Шифрин, С. З., Гецева, Р. В., Гуляева, А. В., Копелиович, А. В., Эйгелес, М. А., Такоб — месторождение плавикового шпата. Таджикско-Памирская экспедиция. Всесоюзный н.-и. институт минерального сырья. Труды Т. П. Э. Вып. 75. Серия ведущих месторождений. 1937. 400 стр. 3 карты. Ц. 22 р.

ЗАКАЗЫ НАПРАВЛЯТЬ:

Конторе по распространению изданий „Академкнига" — **Москва,** Больш. Черкасский пер., д. № 2.

ФИЛИАЛАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА"

Ленинград 104, проспект Володарского, 53-а.
Киев, ул. Свердлова, 15.
Харьков 3, ул. Свободной Академии, 13.
Одесса, ул. 10-летия Красной Армии, № 28.
Ростов н/Дону, ул. Энгельса, 68.
Минск, Советская, 57.

ПОДПИСНЫМ ПУНКТАМ КОНТОРЫ „АКАДЕМКНИГА"

Новосибирск, Центр. почтамт, БОСК 47.
Свердловск, ул. Малышева, 31/8.
Горький, п/я № 46.
Саратов, Советская, 3, кв. 18.
Воронеж, ул. Таранченко, 34, кв. 26.
Тбилиси, ул. Барнова, 22.
Ташкент, Главный почтамт, п/я № 128.

Заказы принимаются также доверенными, снабженными удостоверениями Конторы „Академкнига".

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	*Строка*	*Напечатано*	*Следует*
28	9 сверху	в поймах	в пойме и
61	13 сверху (в табл.)	0.094	0.0094
61	14 сверху (в табл.)	0.08	0.0080
61	15 сверху (в табл.)	0.1858	0.1859
123	8 сверху	естественная влажность	последняя (капиллярная зона)
126	1 снизу	$\sqrt{11:16}$	$\sqrt{12:16}$
127	Табл. 2 и 3	$z_н - z_в$	$z_в - z_н$
127	Табл. 3	h	z
128	7 снизу	уравнений	уровней
131	5 и 6 снизу	$\vartheta(1.60)$	$\Theta 1.60$
133	Фиг. 19 (подпись, 1-я строка петита)	$\overline{W}35$ — волна паводка в реке 1935 г.	$W35$ — волна паводка в реке 1935 г.
133	Там же, 2-я строка петита	$\bar{z}35$	$z35$
133	Там же, 4-я строка	$\overline{W}34$	$W34$
133	Там же, 5-я строка	$\bar{z}34$ — наблюдаемая волна	$z34$ — наблюдаемая волна
134	Табл. 7 (заголовок)	$\dot{\alpha} = 43$	$\alpha = 43$
135	Фиг. 20 (подпись)	SW	y
137	Табл. 9, 1-й столбец слева	$C = \frac{\int W_H}{\int W_H}$	$C = \frac{\int W_H}{\int \overline{W}_H}$
149	11 сверху	По оси малой этой плотины (фиг. 4 и 5)	по оси этой плотины (фиг. 4 и 5)
155	26 сверху	$K_{ск} = \frac{\gamma \cos\alpha \operatorname{tg}\varphi}{\gamma \sin\alpha + \frac{E}{1+E}\operatorname{tg}\alpha}$,	$K_{ск} = \frac{\gamma \cos\alpha \operatorname{tg}\varphi}{\gamma \sin\alpha + \operatorname{tg}\alpha}$,
238	Подпись под фиг. 12	Пропущено	Кружками показан объемный вес сухого грунта при нижнем пределе пластичности по Аттербергу
243	Между текстом и списком литературы	Пропущена дата окончания статьи	1/III 1937 г.
256	1 снизу	$P_{max} = P_1 \frac{\Delta p_1}{a}$	$P_{max} = P_1 - \frac{\Delta P_1}{a}$
334	20 сверху	§ 5.	5.
338	3-й столбец таблицы	c_{2m}	$c_{2,m}$
339	5 снизу	10^{-6} *н*.	10^{-6} Н.
347	10-й столбец таблицы	$M_{\omega}^{(k)}$	$M^{(k)}\omega$
355	6 снизу (подпись к фиг. 6)	при увеличении (	при увеличении R_2 (